

Л. Е. Михайлов

Гидро- геология

Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по специальности «Гидрология суши»

Ленинградский
Гидрометеорологический институт
БИБЛИОТЕКА
Л-д 193196. Малоохотский пр., 20



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ ЛЕНИНГРАД 1985

Рецензенты: Одесский гидрометеорологический институт (канд. геогр. наук И. А. Попова); кафедра гидрогеологии Ленинградского ордена Ленина и ордена Трудового Красного Знамени государственного университета им. А. А. Жданова (канд. геол.-минер. наук М. А. Мартынова)

В книге систематически излагаются основные положения гидрогеологии: водные свойства горных пород, строение подземной гидросферы, происхождение и классификация подземных вод, формирование их химического и газового состава, характеристика основных типов подземных вод по условиям залегания и циркуляции (грунтовых, артезианских, трещинных, карстовых), подземных вод мерзлой зоны литосферы. Большое внимание уделяется динамике подземных вод применительно к решению ряда гидрологических задач. Специальные главы посвящены режиму и балансу грунтовых вод, формированию подземного стока и проблеме взаимодействия подземных и поверхностных вод. В заключительных главах приводятся основные сведения о методах гидрогеологических исследований, ресурсах подземных вод и их охране.

Книга предназначена в качестве учебника по гидрогеологии для студентов вузов, обучающихся по специальности «Гидрология суши», а также может быть использована гидрологами, гидрогеологами и геологами научно-исследовательских и производственных организаций.

In the book "Geohydrology" by L. E. Mikhailov basis concepts of geohydrology are given: hydrous properties of mountain rocks, the structure of underground hydrosphere, the origin and classification of groundwater, the formation of its chemical and gas composition, the characteristic of basic types of groundwater as to the conditions of its bedding and circulation (underground, artesian, fissure, karst water), groundwater of the permafrost zone. Much attention is paid to groundwater dynamics conformably to solving a set of hydrological problems. Special chapters are devoted to groundwater regime and balance, groundwater runoff formation and to the problem of ground- and surface water interaction. In final chapters basic knowledge on methods of geohydrological investigations, groundwater resources and their protection.

The book is intended as a textbook on geohydrology for students of higher educational establishments, studying land hydrology; it can be also used by hydrologists, geohydrologists and geologists dealing with scientific and practical problems.

Предисловие

Настоящий учебник написан в соответствии с программой курса гидрогеологии для специальности «гидрология суши». В основу его положены лекции, которые автор читал в Ленинградском гидрометеорологическом институте, учебники и учебные пособия, написанные Ф. П. Саваренским, А. К. Ланге, А. М. Овчинниковым, Г. В. Богомоловым, П. П. Климентовым и Г. Л. Богдановым, П. П. Климентовым и В. Н. Кононовым, Г. Н. Каменским, М. М. Толстихиной и Н. И. Толстихиным, Н. И. Толстихиным и В. А. Кирюхиным, А. А. Карцевым и др., а также многие монографии и методические руководства.

Учебник целенаправлен. Основные положения гидрогеологии излагаются в нем с гидрологических позиций. Поэтому большое внимание уделено формированию подземного стока и проблеме взаимодействия подземных и поверхностных вод, теоретическим основам движения подземных вод в различных гидрогеологических условиях, режиму и балансу грунтовых вод. Эти сведения необходимы студентам для последующего прохождения специальных гидрологических дисциплин, а инженеру-гидрологу для обоснованного решения задач, связанных с анализом генетических условий формирования устойчивой части речного стока, с комплексным исследованием водного баланса с учетом его преобразования, с оценкой перспектив водоснабжения, фильтрационных потерь из рек, озер, водохранилищ, каналов и др.

В процессе работы над книгой автор получил ряд ценных замечаний и пожеланий от заслуженного деятеля науки РСФСР проф. С. А. Чечкина, проф. Б. Д. Русанова, д-ра геол.-мин. наук А. Н. Воронова, которые были учтены им. Всем названным товарищам автор выражает глубокую признательность.

Автор благодарен также Е. Н. Ершовой и С. М. Турьевой за помощь при подготовке рукописи.

Автор будет благодарен всем, кто укажет на имеющиеся в книге недочеты. Замечания просьба направлять в адрес кафедры гидрогеологии ЛГМИ (Ленинград, Малоохтинский пр., д. 98).

Введение

Гидрогеология — наука о подземных водах. Она изучает их происхождение и формирование, формы залегания, распространение, движение, режим и запасы, их взаимодействие с почвами и горными породами, в том числе и с многолетнемерзлыми, их состояние (жидкое, твердое, парообразное), свойства (физические, химические, бактериологические, радиоактивные) и условия, определяющие мероприятия по использованию подземных вод, их регулированию и удалению.

Гидрогеология очень тесно контактирует со многими геологическими дисциплинами (литологией, тектоникой, геоморфологией, минералогией и др.). Вместе с тем это и отрасль гидрологии в широком понимании, поскольку предмет ее исследования — подземная составляющая единой гидросферы Земли. Геология и гидрология — два первоисточника гидрогеологии, на стыке которых она зародилась и развивается вплоть до настоящего времени. Кроме геологии и гидрологии, учение о подземных водах соприкасается с целым рядом других научных дисциплин: физикой, химией, метеорологией, гидравликой, почвоведением, геофизикой, гидрохимией и др. Гидрогеология тесно связана с различными отраслями народного хозяйства: водоснабжением, мелиорацией, гидротехническим и промышленным строительством, горным делом и др., которые определяют направление данной научной дисциплины и дают материал для ее развития.

Значение изучения подземных вод чрезвычайно велико. Участвуя в общем круговороте воды на земном шаре, они, наряду с поверхностными водами и климатом, определяют гидрологический облик страны и являются источником постоянного питания рек.

Циркулируя в земной коре, подземные воды участвуют в геологических процессах, растворяя одни минеральные соединения и вынося их в океаны и внутриконтинентальные бессточные области и отлагая другие соединения на своем пути, например, в трещинах земной коры и при выходе на поверхность земли. Переходя в связанное состояние, подземные воды участвуют в построении многих минеральных тел. Исключительное значение имеют подземные воды в биосфере, в частности в растительности земного шара. Многие физико-механические, водные и тепловые свойства горных пород обусловлены содержанием в них вод разного происхождения и химического состава.

Очевидна и исключительная рельефообразующая, растворяющая и транспортирующая роль поверхностных и подземных вод. Вода принимает деятельное участие в процессах магматизма, литогенеза и метаморфизма, оказывает большое влияние на изменение гравитационного, магнитного и электрического полей Земли. Будучи сложным и динамичным природным растворителем и сильным

катализатором, вода принимает участие в химических и биохимических реакциях, переносе тепла, органического вещества, газов и химических элементов.

Практическое значение подземных вод в жизни человека огромно. Пресные подземные воды используются для водоснабжения населенных пунктов, промышленности и сельского хозяйства, минеральные и термальные воды — в лечебных целях, некоторые минеральные воды и рассолы — для добычи ряда ценных для промышленности веществ (иода, брома, бора, радия, лития, стронция и др.). На базе термальных и перегретых вод организуется тепло-снабжение жилых зданий, промышленных предприятий и сельскохозяйственных объектов. Перегретые воды используются для выработки электроэнергии.

Гидрогеологические исследования проводятся и при строительстве заводов, городов, гидротехнических сооружений, рудников, железных дорог. Знание гидрогеологии крайне необходимо еще на стадии проектирования и определения стоимости строительства объекта, а затем и при его возведении.

Возникновение гидрогеологии как науки относится ко второй половине XIX века, ее бурное развитие (расцвет) началось в 40-х годах настоящего столетия. Своим расцветом она обязана запросам практики: с одной стороны, колоссальным потребностям в подземных водах как комплексном полезном ископаемом, с другой — глобальному воздействию человека на подземную гидросферу, что стимулировало кардинальные научно-прикладные разработки как по устранению вредного влияния подземных вод при проведении различных видов строительства, так и главным образом по защите подземных вод от загрязнения и истощения.

Современная гидрогеология — комплексная наука. В ней выделяются три части: теоретическая, региональная и прикладная.

Теоретическая часть гидрогеологии направлена на использование точных наук в гидрогеологических исследованиях, и ее подразделения соответствуют основным физико-химическим процессам, протекающим в подземных водах. В этой части выделяются *гидрогеодинамика* (динамика подземных вод), *гидрогеохимия* и *гидрогеотермия*, занимающиеся изучением движения, химического состава и теплового поля подземных вод. Как особое направление можно также выделить *математические методы обработки и хранения гидрогеологической информации*, включая создание автоматических систем управления гидрогеологическими объектами (АСУ «Гидрогеология»).

В региональной гидрогеологии рассматриваются главным образом пространственные закономерности формирования подземных вод, опирающиеся на геологические (главным образом структурно-литологические) построения. Особый раздел региональной гидрогеологии представляет собой *гидрогеологическая съемка* и *картирование*; в этом разделе дается обоснование путей регионального изучения подземных вод и наглядного представления закономерностей их формирования.

Прикладная гидрогеология имеет конкретную хозяйственную направленность, по характеру которой производится разделение этого направления на отдельные дисциплины. Наиболее крупную дисциплину этого направления представляет собой «поиски и разведка подземных вод», основным содержанием которой являются поисково-разведочные работы для целей водоснабжения. Кроме того, здесь же рассматриваются работы по поискам и разведке лечебных (минеральных), термальных и промышленных вод. Задачи управления подземными водами в хозяйственных целях рассматриваются в *горной гидрогеологии*, занимающейся гидрогеологическими исследованиями на объектах горных работ (при разработке месторождений твердых полезных ископаемых), в *мелиоративной гидрогеологии*, в задачу которой входит гидрогеологическое обоснование сельскохозяйственных мелиораций, в *инженерной гидрогеологии*, занимающейся вопросами гидрогеологического обоснования строительства и эксплуатации различных видов инженерных сооружений.

Прикладным направлением является также *поисковая гидрогеология*, которая делится на нефтегазопроисковую и металлопоисковую (последняя носит название «гидрогеохимические методы поисков полезных ископаемых»). Это направление основано на выяснении и интерпретации гидрогеохимических признаков рассеивания месторождений полезных ископаемых в подземных водах.

В изложенных направлениях прикладной гидрогеологии значительное место занимает решение задач охраны подземных вод. Эти задачи настолько важны, что существует даже стремление выделить их в отдельное направление гидрогеологических исследований. Однако такое решение нецелесообразно, поскольку вопросы охраны подземных вод должны рассматриваться в качестве одной из неразрывных сторон общего комплекса гидрогеологических исследований.

Существенную роль при гидрогеологических работах играет их технология (бурение, оборудование и опробование гидрогеологических скважин). Внимание, уделяемое этому направлению в общей гидрогеологической литературе, нередко бывает несоразмерно малым по отношению к его практической значимости.

Научное и практическое значение гидрогеологии чрезвычайно велико и разнообразно, так как трудно найти отрасль народного хозяйства, которая не была бы связана с подземными водами.

Основные задачи, разрешаемые гидрогеологией:

— изыскание источников и организация водоснабжения пресными подземными водами населенных пунктов, сельскохозяйственных объектов и промышленных предприятий;

— решение задач мелиоративной гидрогеологии, связанных с орошением земель в аридных областях и осушением в избыточно увлажненных;

— изыскания под гидротехническое и промышленное строительство (гидрогеологическая оценка районов строительства, определение фильтрационных потерь воды);

— разведка и оценка месторождений минеральных вод, используемых в лечебных целях;

— поиски, разведка и геолого-промышленная оценка месторождений промышленных вод как химического сырья для извлечения иода, брома, бора, лития, стронция и др.;

— разведка и оценка рентабельности использования термальных вод для целей теплофикации и строительства геотермальных электростанций;

— обеспечение выполнения задач горного дела: прогноз водопритока в горные выработки, а также внедрение новых прогрессивных методов добычи полезных ископаемых: гидравлических, химических, искусственные заводнения в нефтяном деле;

— поиски месторождений полезных ископаемых гидрогеохимическими методами;

— радиогидрогеологические поиски месторождений атомного сырья и решение вопросов использования радиоактивных вод.

Для гидрологов наука о подземных водах является важной отраслью знаний, без которой нельзя решать современные гидрогеологические и водохозяйственные задачи. Гидрогеологические знания необходимы инженеру-гидрологу для теоретического обоснования процессов взаимодействия отдельных составляющих гидросферы, гидрогеологических решений ряда гидрогеологических задач, связанных с определением подземного питания рек и водоемов, проектированием гидротехнических сооружений, изучением и охраной водных ресурсов, мелиоративными мероприятиями и др.

Значение гидрогеологической науки возрастает с каждым годом по мере того, как повышаются требования к использованию подземных вод и изучению их роли в геологических, геохимических и гидрологических процессах, происходящих в земной коре и на поверхности Земли. Успехи гидрогеологии во многом предопределены фундаментальными трудами и большой научной, учебно-воспитательной и организаторской деятельностью ученых, таких, как: С. Н. Никитин, В. С. Ильин, Н. Ф. Погребов, А. Ф. Лебедев, Н. Н. Павловский, Ф. П. Саваренский, В. И. Вернадский, Б. Л. Личков, А. Н. Семихатов, О. К. Ланге, Г. Н. Каменский, Н. И. Толстихин, А. М. Овчинников, П. П. Климентов, И. К. Зайцев, Н. К. Игнатович, И. В. Гармонов, Н. Н. Славянов, К. И. Лисицын, Н. А. Маринов, Н. Н. Веригин, В. М. Шестаков, Н. А. Плотников, Б. И. Куделин и др.

Из зарубежных ученых, внесших существенный вклад в развитие гидрогеологии, следует отметить французских ученых и инженеров Е. Мариотта (E. Mariotte), И. Пузейля (I. Poiseuille), А. Дарси (A. Darcy), Ж. Дюпюи (J. Dupuit), Д. Буссинеска (D. Boussinesg), Ж. Кастани (J. Kastany); американских ученых Н. Тейса (N. Theis), С. Джекоба (S. Jacob), М. Маскета (M. Muscat), М. Хантуша (M. Nantush); австрийского ученого Ф. Форхгеймера (F. Forchheimer); немецких ученых Д. Смеркера (D. Smrger), Х. Сликтера (H. Slichter), А. Тима (A. Thiem), Е. Принца (E. Prinz) и др.

Физические и водные свойства горных пород. Виды воды в горных породах

Горная порода¹ представляет собой сложную систему, состоящую из:

- твердых минеральных частиц, составляющих скелет породы;
- промежутков между частицами различной формы, размеров и происхождения (поры, пустоты, трещины);
- водного раствора в порах, пустотах и трещинах, находящегося в различном физическом состоянии (связанном, жидком и твердом), взаимодействующего с твердыми частицами;
- газов и паров в свободной от воды части пор, пустот и трещин.

По механическим свойствам все горные породы разделяются на три группы: скальные, полускальные и рыхлые.

Скальные и полускальные породы характеризуются массивностью, часто кристаллическим строением и всегда жесткими связями между составляющими их частицами. Водные растворы, пары и газы могут в них циркулировать лишь в пределах трещин, редких пустот различного размера и происхождения.

Рыхлые горные породы представляют собой продукты разрушения скальных и полускальных пород, часто перетолженные под влиянием ветра, текучей воды и передвигающихся масс льда. Рыхлые породы характерны зернистостью и могут находиться в сыпучем, полусвязном и связном состоянии². Водные растворы, пары и газы циркулируют в них по многочисленным мелким и крупным промежуткам между зернами.

Соотношение между объемами твердых частиц, воды и газов в горных породах может меняться под влиянием естественных и искусственных причин. Оно практически не оказывает влияния на свойства пород с жесткими связями (скальных) и в большой степени влияет на свойства рыхлых пород. Особенно велико это влияние на глинистые породы.

Основными физическими свойствами горных пород являются плотность и пористость, водными — влагоемкость, водоотдача, капиллярность, водопроницаемость. Все эти свойства рыхлых пород зависят от их гранулометрического (механического) состава.

¹ В учебной и специальной литературе часто вместо термина «горная порода» употребляется термин «грунт». Эти понятия не являются синонимами. Термин «горная порода» более отвечает научному представлению о составе верхней части земной коры.

² Связность породы — способность оставаться в компактном виде и сохранять форму в сухом и во влажном состоянии.

1.1. Гранулометрический состав

Гранулометрическим (или механическим) составом рыхлых горных пород называется процентное содержание в них групп частиц (фракций) различного диаметра (по массе).

Определение размеров и частиц, слагающих проницаемые и непроницаемые породы, имеет большое значение при разного рода исследованиях, так как от гранулометрического состава зависят многие свойства пород: проницаемость, пористость, влагоемкость, водоотдача, капиллярность и др. Гранулометрический состав помогает выяснению физико-геологических условий формирования водоносных горных пород, используется при гидрогеологических расчетах, связанных с движением подземных вод, применяется при подборе фильтров для оборудования разведочных и эксплуатационных скважин, служит классификационным признаком для систематизации рыхлых горных пород.

В природе рыхлые горные породы, состоящие из одной фракции, встречаются редко. Обычно они представляют собой механические смеси частиц различного диаметра. В зависимости от того, какие фракции преобладают в составе породы, формируются ее водные и физические свойства.

Методика выполнения гранулометрических анализов изложена в учебном пособии [33].

Результаты гранулометрических анализов горных пород обычно представляют в виде таблицы определенной формы. Однако таблицы не дают наглядного представления о составе породы. В практике гидрогеологических исследований принято результаты анализов изображать в виде различных графиков. Наиболее употребительными способами графического изображения состава пород являются диаграммы, треугольники и особенно интегральные кривые. Интегральные кривые гранулометрического состава пород строят в прямоугольной системе координат в простом или полупрологическом масштабе. Для построения графиков по оси абсцисс откладывают диаметр частиц в миллиметрах пропорционально логарифмам, а по оси ординат — процентное содержание фракций по их совокупности (суммарный процент) (рис. 1).

Интегральные кривые гранулометрического состава дают возможность на одну сетку наносить несколько кривых и легко находить действующий и «контролирующий» диаметры для каждой кривой.

Действующий, или эффективный, диаметр (d_{10}) какой-либо породы — это размер частиц, соответствующий ординате 10 % на интегральной кривой гранулометрического состава. Под «контролирующим» диаметром понимается размер частиц, соответствующий ординате 60 % на интегральной кривой гранулометрического состава. Отношение d_{60}/d_{10} называют *коэффициентом неоднородности (K_H)*.

При $K_H < 5$ порода является однородной, при $K_H > 5$ — неоднородной.

О составе пород дает представление не только коэффициент неоднородности, но и общий характер кривых гранулометрического состава. Для более однородных пород характерны крутые кривые, для менее однородных — сравнительно пологие.

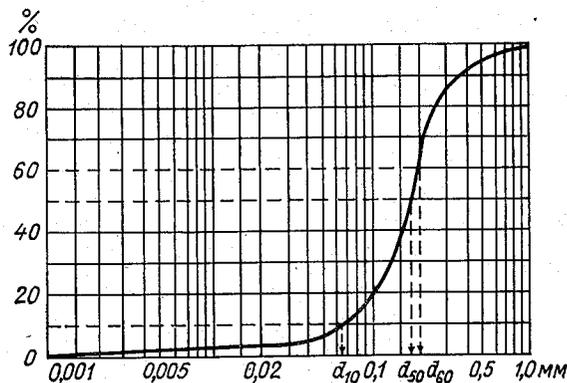


Рис. 1. Кривая гранулометрического состава рыхлой горной породы в полулогарифмическом масштабе.

1.2. Плотность

Плотностью породы (γ) называется масса единицы объема твердых частиц (скелета) породы. Численно она равна отношению массы твердой части породы (g_T) к ее объему (V_T) и выражается в граммах на кубический сантиметр ($г/см^3$). Плотность характеризует только твердую фазу породы и не зависит от соотношения между твердой, жидкой и газообразной фазами, а зависит только от минералогического состава породы, возрастая с увеличением содержания в ней тяжелых минералов. Для данной породы эта величина постоянная.

Плотность входит во многие расчетные формулы: для определения пористости, относительной плотности, коэффициента влажности и др. Для приблизительных расчетов значения плотности берут из справочных таблиц. Средние значения плотности ($г/см^3$): для песков 2,66, для супесей 2,70, суглинков 2,71, глин 2,74.

Относительной плотностью влажной породы или просто относительной плотностью называется масса единицы объема породы естественной влажности и сложения. Она выражается в граммах на кубический сантиметр ($г/см^3$) или в тоннах на кубический метр ($т/м^3$):

$$\gamma_0 = g/V, \quad (1.1)$$

где g — масса породы при естественной влажности; V — объем породы.

Относительная плотность рыхлых пород колеблется от 1,30 до 2,4 г/см³. Относительная плотность скальных пород, вследствие малой их пористости и влажности, близка по значению к плотности этих пород.

Относительной плотностью сухой породы принято называть массу единицы объема абсолютно сухой породы, т. е. массу единицы объема породы естественной пористости за вычетом воды:

$$\gamma_{ск} = (g - g_v)/V = g_c/V, \quad (1.2)$$

где g_v — масса воды, g_c — масса сухой породы.

Относительная плотность сухой породы зависит от минералогического состава и пористости породы. Чем меньше пористость и выше содержание тяжелых минералов в породе, тем больше относительная плотность ее скелета.

Относительная плотность сухой породы всегда меньше ее плотности и относительной плотности породы во влажном состоянии. Относительная плотность сухой породы используется для вычисления ее пористости. При высушивании глинистых пород происходит усадка (уменьшение объема), т. е. изменение пористости, поэтому относительная плотность сухих глинистых пород непосредственно не определяется, а рассчитывается по относительной плотности влажной породы и ее влажности по формуле:

$$\gamma_{ск} = \gamma_o/(1 + 0,001W), \quad (1.3)$$

где γ_o — относительная плотность влажной породы, W — естественная влажность породы.

1.3. Пористость и трещиноватость

Горные породы по своему происхождению и вследствие вторичных процессов (выветривания, выщелачивания, тектонических движений, уплотнения, цементации и др.) обычно не являются монолитными, а содержат в себе поры, пустоты и трещины самых различных форм и размеров.

При гидрогеологической оценке горных пород обычно различают скважность и пористость. Под *скважностью* пород понимается наличие в них пустот, независимо от их размеров, формы и происхождения. *Пористостью* называется тот вид скважности, который обусловлен промежутками — порами — между частицами породы. Пористость вместе с трещиноватостью, тектонической нарушенностью пород и их литологическими особенностями определяют гидрогеологические свойства горных пород по их площади и глубине. С глубиной пористость горных пород уменьшается, что объясняется увеличением давления и цементацией пор на глубине.

В зависимости от вида и размера пор, пустот и трещин в горных породах различают: 1) некапиллярную пористость (скважность), обусловленную крупными (более 1 мм) порами, трещинами (шириной более 0,25 мм) и карстовыми пустотами; 2) капиллярную пори-

стость (диаметр пор меньше 1 мм и трещины шириной меньше 0,25 мм).

По размерам капиллярные поры и трещины разделяют на три группы: 1) сверхкапиллярные (поры размером больше 0,5 мм, трещины шириной более 0,254 мм); 2) капиллярные (поры — 0,5—0,0002 мм, трещины — 0,254—0,0001 мм); 3) субкапиллярные (поры — менее 0,0002 мм, трещины — менее 0,0001 мм).

Выделение этих видов пор и трещин важно для оценки условий движения подземных вод. По сверхкапиллярным порам и трещинам происходит свободное движение воды, по капиллярным — при значительном участии капиллярных сил. Породы с субкапиллярными порами и трещинами (глины, глинистые сланцы и др.) являются практически непроницаемыми для жидкостей.

Пористость горных пород характеризуется *коэффициентом общей пористости*, который равен отношению объема пор к объему всей породы в сухом состоянии и выражается в долях единицы или процентах:

$$n = (V_{\text{п}}/V) \cdot 100, \quad (1.4)$$

где $V_{\text{п}}$ — объем пор, V — объем породы.

Коэффициент общей пористости может быть рассчитан по плотности породы по формуле

$$n = (1 - \gamma_{\text{ск}}/\gamma) \cdot 100, \quad (1.5)$$

где n — коэффициент общей пористости, %; $\gamma_{\text{ск}}$ — относительная плотность сухой породы, г/см³; γ — плотность породы, г/см³.

Коэффициент общей пористости зависит от:

1) расположения зерен (при плотном расположении пористость уменьшается, при рыхлом — значительно увеличивается);

2) однородности частиц и зерен по их размерам (в неоднородных зернистых породах пористость уменьшается вследствие заполнения промежутков между крупными зернами более мелкими);

3) степени цементации частиц и зерен породы между собой (менее сцементированные породы обладают большей пористостью);

4) характера трещиноватости горных пород, в которых наряду с порами встречаются трещины различной ориентировки и размеров.

Кроме коэффициента общей пористости n в гидрогеологии широко пользуются *коэффициентом приведенной пористости* e , под которым понимается отношение объема пор $V_{\text{п}}$ к объему твердой части породы $V_{\text{т}}$:

$$e = V_{\text{п}}/V_{\text{т}}. \quad (1.6)$$

Общая пористость породы всегда меньше единицы (или, если она выражена в процентах, меньше 100). Приведенная же пористость может быть равна единице и даже больше. У пластичных глин, например, приведенная пористость резко увеличивается при изменении влажности и колеблется от 0,40 до 16.

Кроме общей пористости выделяют также открытую и динамическую пористость. *Открытая* пористость характеризуется *коэффициентом открытой пористости* n_0 , под которым понимается отношение объема открытых сообщающихся пор к объему образца исследуемой породы, т. е.

$$n_0 = V_{c.o.}/V, \quad (1.7)$$

где $V_{c.o.}$ — объем сообщающихся открытых пор, V — объем породы.

Под *динамической* пористостью понимается объем той части пор и трещин, которые заняты движущейся водой в водоносном горизонте. Следовательно, эта величина характеризует полезную емкость коллектора.

Коэффициент динамической пористости определяется отношением ко всему объему образца только той части объема пор, через которую может передвигаться жидкость:

$$n_d = V_d/V_0, \quad (1.8)$$

где V_d — объем движущейся жидкости; V_0 — объем образца породы.

Пористость и трещиноватость горных пород лишь обуславливает возможность накопления подземных вод. Характер движения и использования подземных вод зависит от размеров пор и трещин. Чем крупнее пустоты и трещины, тем меньше сопротивление движению гравитационной воды, тем лучше эксплуатационные возможности водоносного горизонта. Лучшими коллекторами для подземных вод являются рыхлые четвертичные аллювиальные и флювиогляциальные отложения, представленные галечниками и песками, сильно трещиноватые песчаники и известняки, а также некоторые изверженные породы в пределах зон выветривания, тектонических нарушений или обладающие соответствующим сложением (ноздреватые базальты и т. п.).

1.4. Виды воды в горных породах

Вода присутствует в горных породах в различных состояниях и находится с ними в тесном взаимодействии. Практически нет горной породы, которая не содержала бы того или иного количества воды в той или иной ее форме или агрегатном состоянии — твердом, жидком и газообразном. Различные формы воды переходят друг в друга, изменяя при этом свойства особенно рыхлых пород.

Состояние и свойства воды в рыхлых (песчаных) породах подробно изучил А. Ф. Лебедев. Он выделил пять основных видов воды: парообразную, гигроскопическую, пленочную, гравитационную (свободную гравитационную и капиллярную), в твердом состоянии. Работы советских ученых С. И. Долгова, Б. В. Дерягина, П. А. Ребиндера, А. И. Роде, В. А. Приклонского, В. Д. Ломтадзе и др. позволили расширить представления А. Ф. Лебедева о воде в горных породах.

В дальнейшем будем придерживаться следующего подразделения воды в породах по степени ее подвижности, характеру связи с горными породами и влиянию на состояние и свойства пород:

1) связанная вода: а — химически связанная вода (вода, входящая в состав минералов), б — физически связанная вода (вода, связанная на поверхности минералов);

2) вода, связанная капиллярными силами, — капиллярная вода (переходная между связанной и свободной водой);

3) свободная вода;

4) вода в твердом состоянии;

5) вода в состоянии пара.

Различные виды воды присутствуют в породах совместно, границы и соотношения между ними условны и изменяются в зависимости от целого ряда факторов: минералогического состава породы, степени ее дисперсности, химического состава воды и растворенных в ней веществ, температуры воды и породы, влажности и давления воздуха и др.

Связанная вода содержится в горных породах в различных видах и формах и удерживается внутри минералов, слагающих породы, и на их поверхности силами, значительно превышающими силу тяжести.

Химически связанную воду акад. В. И. Вернадский подразделил на: конституционную, кристаллизационную, цеолитную.

Конституционная, или собственно химически связанная, вода прочно связана с веществом минерала. Она не сохраняет своей молекулярной целостности: молекулы ее в результате химических реакций распадаются на ионы H^+ , OH^- , H_3O^+ и в таком диссоциированном виде участвуют в строении кристаллических решеток минералов. Конституционная вода входит в состав гидроксидов типа $Al_2(OH)_3$, $Ca(OH)_2$, она содержится в топазе $Al_2(OH)_2 \cdot SiO_2$, малахите $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$ и других минералах. Эта вода может быть выделена из минерала только при полном разрушении его кристаллической решетки при нагревании до нескольких сот градусов.

Кристаллизационная вода не образует с остальным веществом минерала химического соединения и участвует в построении кристаллических решеток минералов в виде нейтральной молекулы H_2O . Типичными минералами, содержащими кристаллизационную воду, являются гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мирабилит $Na_2SO_4 \times 10H_2O$, эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Удаление кристаллизационной воды из минерала происходит при более низкой температуре, чем конституционной, но также при весьма высокой (более $100^\circ C$). При этом происходит перестройка кристаллической решетки минералов и образование безводных соединений.

Цеолитная вода является разновидностью кристаллизационной воды. Она связана с минералами очень непрочно, выделяется при низкой температуре, и количество ее зависит от влажности воздуха. При нагревании цеолитная вода выделяется из минерала и может снова при соответствующих условиях поглощаться обезвоженным минералом. Общая формула цеолитов — $(Na_2Ca)OAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \times$

$\times m\text{H}_2\text{O}$, при этом m изменяется от 1 до 8. С гидрогеологической точки зрения цеолитная вода имеет большое практическое значение. Из минерала она удаляется при температуре 105—110 °С. Ее удаление при определении естественной влажности пород приводит иногда к ошибкам, в результате которых относительная влажность пород получается больше единицы, что физически невозможно.

К физически связанной относится вода, связанная на поверхности минералов. Она содержится главным образом в тонкодисперсных глинистых породах и удерживается на поверхности минеральных частиц силами, имеющими электрическую природу. Прочность связи воды с поверхностью минеральных частиц увеличивается по мере приближения слоя воды к поверхности частицы. По силе этой связи различают прочносвязанную (гигроскопическую) и рыхлосвязанную (пленочную) воду.

Прочносвязанная вода образуется за счет адсорбции молекул воды в парообразном или жидком состоянии. Она присуща главным образом глинистым породам. На их поверхности эта вода удерживается молекулярными и электрическими силами сцепления и может перемещаться только при переходе в парообразное состояние.

Рыхлосвязанная (пленочная) вода образует пленку поверх прочносвязанной воды, когда влажность породы становится выше ее максимальной гигроскопичности, под которой понимается максимальное насыщение породы прочносвязанной водой. По мере удаления от поверхности частицы силы связи между частицами грунта и молекулами воды ослабевают, на расстоянии, исчисляемом долями микрона, эта связь утрачивается совсем, и вода переходит в свободное состояние. Поэтому прочность связи этой категории воды с породой значительно меньше, чем у гигроскопической.

Основным признаком рыхлосвязанной воды является ее способность передвигаться от одной частицы к другой независимо от влияния силы тяжести, так как она удерживается в породе силами, превосходящими ускорение свободного падения в 70 000 раз. Передвижение пленочной влаги происходит от мест, где толщина пленок большая, к местам, где пленки тоньше. Такое передвижение влаги будет продолжаться до тех пор, пока толщина водной пленки на зернах породы не станет одинаковой. Движение пленочной влаги может возникнуть и в том случае, если между двумя участками горной породы существует градиент влажности и температуры. Движение рыхлосвязанной воды происходит от более влажных участков к менее влажным путем влагопереноса в виде пара. Если влажность породы одинакова, то это движение может происходить от мест с более высокой температурой к местам с меньшим ее значением. Передвижение рыхлосвязанной воды происходит также под действием разности осмотического давления и концентрации в ней солей.

Содержание пленочной воды в породах различно: в глинистых породах оно больше, чем в песчаных, а в мелкозернистых больше, чем в крупнозернистых.

Капиллярная вода образуется после полного насыщения горных пород физически связанной водой и заполняет поры и тонкие трещины. В зависимости от степени заполнения пор и степени связи с грунтовыми водами капиллярная вода подразделяется на капиллярно-стыковую, капиллярно-подвешенную и капиллярно-поднятую.

Капиллярно-стыковая вода образуется в углах пор песчаных пород. Она прочно удерживается капиллярными силами, не передает гидростатическое давление, не может передвигаться внутри породы, так как гидростатическое давление воды меньше поверхностного давления менисков.

Капиллярно-подвешенная вода не сообщается с уровнем грунтовых вод. Она образуется в верхней части пород зоны аэрации за счет проникающих в породы атмосферных осадков при влажности пород больше максимальной молекулярной влагоемкости. Часто капиллярно-подвешенная вода формируется в нижней части мелкозернистых пород, подстилаемых более крупнозернистыми разностями. При таком составе пород капиллярно-подвешенная вода удерживается за счет разности давлений, существующих под менисками разной кривизны. Степень заполнения капиллярных пор и трещин в породах подвешенной водой может быть самая различная. Количество подвешенной воды, удерживаемой в породе капиллярами, принято называть водоудерживающей способностью. Степень заполнения пор при влажности, соответствующей водоудерживающей способности, по данным А. А. Роде, в зависимости от состава и структуры породы колеблется от 40 до 100 %. При длительном испарении эта вода может расходоваться до полного исчезновения.

Капиллярно-поднятая вода располагается в виде капиллярной зоны над уровнем первого от поверхности водоносного горизонта и тесно связана с его динамикой. Убыль этой воды на испарение быстро восполняется путем капиллярного поднятия. Мощность капиллярной зоны изменяется от нуля (гравий, галька) до 12 м (глина).

По своим физическим свойствам капиллярная подвешенная и поднятая вода не отличается от капельно-жидкой гравитационной воды: испытывает влияние гравитационных сил, передает гидростатическое давление, обладает растворяющей способностью, является благоприятной средой для развития микроорганизмов, активно используется растениями. Однако капиллярная вода сохраняет и некоторые свойства физически связанной воды, подчиняется силам поверхностного натяжения, возникающим в капиллярных порах и тонких трещинах в местах образования менисков. Температура замерзания капиллярной воды несколько ниже нуля, и чем меньше диаметр капиллярных пор и трещин, тем ниже температура замерзания.

Свободная (гравитационная) вода— это капельно-жидкая вода, заполняющая поры и трещины в горных породах.

Движение гравитационной воды происходит преимущественно под влиянием силы тяжести и напорного градиента и в меньшей

степени капиллярных сил. При движении она может механически разрушать горные породы, вынося и переотлагая их мелкие минеральные частицы в поры и трещины или, наоборот, вмывая, оказывать растворяющее и выщелачивающее действие. Из водного раствора в определенных условиях соли могут выпасть в осадок, закупоривая поры и трещины в породах.

Количество гравитационной воды зависит от гранулометрического состава, пористости и трещиноватости породы. В глинах гравитационная вода находится в очень небольшом количестве, а при значительном их уплотнении практически отсутствует. В случае крупных фракций (песок, гравий, галечник) или повышенной трещиноватости пород гравитационная вода преобладает над другими видами воды.

Вода в твердом состоянии встречается в породах в виде кристаллов, прослоев и линз иногда мощностью в несколько десятков метров. Различают следующие разновидности подземных льдов: 1) погребенные льды наземного происхождения, 2) ископаемые льды подземного происхождения и 3) льды-включения, входящие в состав горных пород.

Вода в парообразном состоянии (водяной пар) заполняет вместе с воздухом не занятые водой пустоты в почве и горных породах. Она обладает большой подвижностью и перемещается в направлении от мест с большей упругостью к местам с меньшей упругостью водяных паров или от более влажных к менее влажным участкам. Когда пары находятся в состоянии насыщения и имеют максимальную упругость при данной температуре, то их передвижение определяется только значением температуры и будет направлено от мест с высокой температурой к местам с низкой.

Пары воды проникают из атмосферы или образуются при испарении влаги в породах земной коры. В результате конденсации пара на поверхности минеральных частиц образуются свободные и связанные виды воды. Парообразная вода всегда находится в равновесии с другими ее разновидностями и с водяным паром в атмосфере, поэтому образование ее за счет испарения на одних участках и конденсация на других оказывают существенное влияние на перераспределение влаги в почве и породах.

1.5. Влажность и водные свойства горных пород

В природных условиях горные породы всегда содержат то или иное количество воды. При этом в почвах и породах, залегающих выше уровня подземных вод, содержание воды в течение года резко меняется в зависимости от сезонных изменений температуры, давления и влажности воздуха, испарения, осадков. Ниже уровня подземных вод влажность горных пород практически остается постоянной и является максимально возможной. Различают массу-

Массовая влажность — отношение массы воды к массе сухой породы:

$$W_{\text{масс}} = [(g_{\text{в}} - g_{\text{с}})/g_{\text{с}}] \cdot 100, \quad (1.9)$$

где $W_{\text{масс}}$ — массовая влажность, %; $g_{\text{в}}$ — масса образца исследуемой горной породы с естественной влажностью, г; $g_{\text{с}}$ — масса образца той же породы, высушенной при 105—106 °С, г.

Объемная влажность выражается объемом воды, содержащейся в 1 см³ влажной породы, и определяется по формуле

$$W_{\text{об}} = W_{\text{масс}}/\gamma_{\text{ск}}, \quad (1.10)$$

где $W_{\text{об}}$ — объемная влажность, %; $\gamma_{\text{ск}}$ — относительная плотность сухой породы, г/см³.

Кроме этих показателей естественной влажности горных пород при гидрогеологических исследованиях определяется относительная влажность, или коэффициент насыщения породы, а также недостаток ее насыщения водой, или дефицит влаги.

Коэффициентом насыщения породы $K_{\text{в}}$ называется отношение объемной влажности данной породы к коэффициенту ее пористости:

$$K_{\text{в}} = W_{\text{об}}/n. \quad (1.11)$$

Из формулы (1.11) следует, что для абсолютно сухой породы $K_{\text{в}} = 0$, при полном заполнении пор водой $K_{\text{в}} = 1$. По коэффициенту насыщения песчаные горные породы разделяются на: 1) сухие пески, когда $0 < K_{\text{в}} < 1/3$; влажные, когда $1/3 < K_{\text{в}} < 2/3$; 3) мокрые до насыщения, когда $2/3 < K_{\text{в}} < 1$.

Дефицитом влаги называется разность между полной влагоемкостью (см. ниже) и фактической влажностью породы в данный момент времени:

$$d_{\text{н}} = W_{\text{п}} - W_{\text{масс}}, \quad (1.12)$$

где $d_{\text{н}}$ — дефицит насыщения породы, %; $W_{\text{п}}$ — полная влагоемкость данной породы, %; $W_{\text{масс}}$ — массовая влажность этой же породы, %.

К основным водным свойствам горных пород относятся: влагоемкость, водоотдача, водопроницаемость (проницаемость) и капиллярность.

Влагоемкостью горных пород называется способность их вмещать и удерживать определенное количество воды. В зависимости от количества и состояния содержащейся в породе воды различают полную, капиллярную, молекулярную и гигроскопическую влагоемкость.

Полная влагоемкость $W_{\text{п}}$ — суммарное содержание в породе всех видов воды при полном заполнении ею порового пространства.

Под *капиллярной влагоемкостью* понимают способность горной породы удерживать воду в своих капиллярных порах. Эта форма влагоемкости обусловлена содержанием в породе воды гигроскопической, пленочной и капиллярной.

Максимальная молекулярная влагоемкость W_m характеризуется максимальным количеством воды, которое удерживается частицами породы силами молекулярного притяжения.

Гигроскопической влагоемкостью, или *гигроскопичностью*, называют способность частиц породы притягивать из воздуха паровоздушную влагу.

Все виды влагоемкости выражаются отношением массы воды, содержащейся в породе, к массе минеральных частиц (скелета) породы (показатель абсолютной влажности) или же отношением объема воды к объему пор (показатель относительной влажности) породы — коэффициент влажности).

Водоотдачей называется способность водонасыщенных горных пород отдавать воду путем свободного стекания. Удельная водоотдача характеризуется количеством воды, которое можно получить из 1 м³ породы. Водоотдача μ представляет собой отношение объема свободно стекающей воды к объему всей породы и выражается в долях единицы или процентах для песков и других ненабухающих пород.

Водоотдача зависит от типа породы, размера частиц, из которых она состоит, и характера материала, заполняющего поры и трещины породы, а также от температуры воды. Наибольшей водоотдачей обладают крупнообломочные породы, наименьшей — тонкозернистые пылеватые пески. Водоотдача глинистых пород ничтожна, практически их можно отнести к породам, не обладающим водоотдачей.

Имеющиеся в породах поры диаметром меньше 1 мм обладают свойствами обычных капиллярных трубок и отличаются только формой своего сечения и ориентировкой в пространстве. Капиллярные поры то сообщаются, то разобщаются между собой и образуют в пространстве сложную капиллярную сеть, по которой под действием сил поверхностного натяжения вода поднимается выше уровня грунтовых вод. Капиллярные явления наиболее широко развиваются в породах зоны аэрации и являются важным звеном влагооборота между зоной аэрации и зоной насыщения (см. разд. 2.3).

Высота капиллярного поднятия зависит от размера пор-капилляров, гранулометрического состава пород, формы частиц, плотности и однородности их сложения, температуры, степени минерализации и солевого состава воды. Эта зависимость имеет следующую направленность:

1) чем более мелкозерниста порода, тем высота капиллярного поднятия больше. В рыхлых породах из-за неоднородности гранулометрического состава высота капиллярного поднятия определяется диаметром наиболее крупных пор-капилляров;

2) при повышении температуры высота капиллярного поднятия уменьшается вследствие уменьшения вязкости воды, а следовательно, и уменьшения сил поверхностного натяжения;

3) с увеличением степени минерализации воды возрастает поверхностное натяжение и высота капиллярного поднятия. При

одной и той же степени минерализации хлоридно-натриевая вода поднимается выше, чем сульфатно-натриевая.

Высота капиллярного поднятия определяется по формулам и опытным путем. В песчано-глинистых породах высота капиллярного поднятия приближенно может быть определена по формуле Козени

$$H_k = 0,446 [(1 - n)/n] (1/d_{10}), \quad (1.13)$$

где n — коэффициент пористости, доли единицы; d_{10} — действующий диаметр, см.

Проницаемостью называется свойство горных пород пропускать через себя жидкости, газы и их смеси при наличии перепада давления.

Водопроницаемость различных пород зависит от целого ряда факторов, из которых главными в рыхлых породах являются размер и форма зерен, размер и форма пор, структура породы, в скальных и полускальных породах — размер и форма пор, трещин и других пустот. Чем больше размер зерен и чем однороднее порода, тем больше ее водопроницаемость. Окатанные зерна увеличивают водопроницаемость рыхлых пород, остроугольные — уменьшают. Водопроницаемость резко снижается в неоднородных по гранулометрическому составу рыхлых породах, у которых промежутки между крупными зернами заполнены более мелкими. При глинистом заполнителе большое значение имеет состояние этих частиц: в скоагулированном состоянии они обладают большей водопроницаемостью, чем в диспергированном.

Глава 2

Строение подземной гидросферы. Классификация подземных вод

2.1. Объем гидросферы

Гидросфера — водная оболочка Земли. Вода захватывает и пронизывает три другие геосферы: атмосферу, литосферу и биосферу. Водные массы всех геосфер имеют тесную взаимосвязь. «Любое проявление природной воды,— писал В. И. Вернадский,— глетчерный лед, безмерный океан, река, почвенный раствор, гейзер, минеральный источник — составляют единое целое, прямо или косвенно, но глубоко связанное между собой». В приведенной цитате сформулирована идея единства вод Земли, их неразрывность и взаимобусловленность.

Вода вездесуща, поэтому гидросфера не имеет четких границ и представление о ней страдает неопределенностью. В ранних определениях под гидросферой понимали водную оболочку, находя-

щуюся между атмосферой и литосферой, т. е. в нее включали только Мировой океан и поверхностные воды суши. В настоящее время большинство исследователей под гидросферой понимают сплошную водную оболочку земного шара, простирающуюся от тропопазузы вниз до верхней мантии. Такого смыслового значения и будем придерживаться.

Гидросфера, по Ф. П. Саваренскому, разделяется на наземную и подземную.

Объем вод в наземной гидросфере определен достаточно точно. Объем воды, находящейся в земной коре, еще не определен. Имеются весьма ориентировочные расчеты, согласно которым количество воды в земной коре составляет 1800—2000 млн. км³ (Вернадский, 1934), 840 млн. км³ (Полдерварт, 1957), 1050 млн. км³ (Гавриленко, Дерпгольц, 1971). По расчетам М. И. Львовича (табл. 2.1), количество подземных вод в верхней пятикилометровой толще литосферы, которые могут участвовать в круговороте, составляет 60 000 тыс. км³, а по Ф. А. Макаренко — 86 400 тыс. км³.

Гидросфера — динамическая система, в которой большая роль принадлежит круговороту воды и темпу водообмена. Круговорот воды в природе — грандиозный процесс, охватывающий всю гидросферу: атмосферные, поверхностные и подземные воды, а также воды биосферы, мантии и космоса.

Таблица 2.1

Масса гидросферы и интенсивность водообмена (Львович, 1974)

Вид гидросферы	Единовременный объем		Полное возобновление запасов, число лет
	тыс. км ³	%	
Мировой океан	1 370 323	93,96	2 600
Подземные воды	(60 000)	(4,12)	(5 000)
в том числе зоны активного водообмена	4 000	0,27	330
Ледники	24 000	1,65	(10 000)
Озера	280 *	0,019	—
Почвенная влага	(85) **	(0,006)	(0,9)
Пары атмосферы	14	0,001	0,027
Речные воды	1,2	0,0001	0,033
Вся гидросфера	1 454 193	100	2 800

* В том числе около 5 тыс. км³ в водохранилищах.

** В том числе около 2 тыс. км³ оросительных вод.

Примечание. В скобках приведены ориентировочные данные.

2.2. Общие закономерности распределения воды в земной коре

«Вода охватывает, проникает насквозь, как пленочная губка и как пар, всю земную кору... Неудивительно поэтому, что всегда и везде, где бы мы ни стали проникать в земную кору, ни стали

бурить, — мы встретим в конце концов воду в капельно-жидких ее массах» — так писал великий ученый В. И. Вернадский о распространении воды в земной коре. В самом деле, в земной коре нельзя найти горные породы, которые не заключали бы в себе воду. В условиях земной коры температура изменяется от минус 93 °С (минимальная температура, зафиксированная в Антарктиде) до примерно 1200 °С (температура магматического расплава), а давление — от сотых долей атмосферы до 30 000 кПа. Поэтому вода, заполняющая поры и пустоты горных пород, находится в трех агрегатных состояниях: парообразном, жидком и твердом.

В виде пара она содержится в свободных от жидкой воды пустотах. При этом она находится в постоянном подвижном равновесии с другими видами воды в породах и с ее парами в воздухе.

Жидкая вода широко распространена в верхней части земной коры. Она охватывает практически весь разрез континентальной коры до глубины залегания критической температуры, за исключением мерзлых пород и участков нефтяных и газовых месторождений. Как известно, температура кипения воды зависит от давления: с увеличением давления температура кипения резко возрастает и приближается к критической точке, которая для химически чистой воды равна 374 °С. А так как природная вода представляет собой сложный химический раствор, ее критическая точка кипения фактически несколько выше и может достигать 450 °С.

Если принять среднюю геотермическую ступень равной 30 м, то критическая температура должна наблюдаться на глубине 12 км. Геотермическая ступень в пределах территории СССР изменяется от 20 до 100 м, следовательно, и глубина нижней границы жидкой воды должна изменяться от 8 до 40 км. Большинство ученых в настоящее время считают, что нижняя граница жидкой воды находится на глубине порядка 16—20 км и только в районах активной вулканической деятельности эти глубины могут уменьшаться до нескольких сот метров.

Практически распределение воды в земной коре изучено до глубины 5—7 км на платформах и 2—3 км в горно-складчатых сооружениях. В пределах этой изученной части земной коры с точки зрения распределения подземных вод обычно выделяют два этажа. Нижний этаж, представляющий основание платформ и сложенный плотными метаморфическими породами, гнейсами, гранитами, практически является водоупором. Подземные воды заключены в нем в ограниченном количестве. В пределах древних шитов, выступающих на поверхность (подобно Балтийскому шиту), подземные воды встречаются лишь в зонах крупных тектонических нарушений пород и в разрушенной части коры выветривания. В зонах разломов горно-складчатых сооружений возможно движение восходящих термальных вод, но сами блоки пород нижнего этажа водоупорны. Верхний этаж, сложенный осадочными толщами, заключает в себе крупные бассейны подземных вод.

2.3. Гидрофизическая зональность подземной гидросферы

В основу выделения гидрофизических зон положены переход воды из одного состояния в другое и характерные изменения структуры воды. По фазово-агрегатному состоянию воды в подземной гидросфере выделяются следующие гидрофизические зоны: 1) аэрации; 2) криолитозона (многолетнемерзлая зона земной коры); 3) насыщения; 4) переуплотненного водяного флюида; 5) жидкопластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов; 6) диссоциированных молекул воды.

Наиболее изученными являются первые три зоны.

Зона аэрации охватывает верхние слои литосферы от дневной поверхности до уровня грунтовых вод. Здесь поры пород обычно заполнены газами воздушного и биохимического происхождения, парами воды, а также прочно-, рыхлосвязанной и капиллярной водой. Периодически весной в период таяния снега или во время выпадения интенсивных дождей в породах зоны аэрации образуется свободная (гравитационная) вода.

Верхняя граница зоны аэрации практически постоянна, положение ее в пространстве может измениться лишь в результате некоторых эндогенных и экзогенных процессов (тектонические подвижки, воздействие эрозии и аккумуляции, ледников и др.) и интенсивной хозяйственной деятельности человека. Нижняя граница зоны аэрации более подвижна, так как ее положение определяется поверхностью грунтовых вод, которая колеблется под влиянием искусственных и естественных факторов.

Мощность зоны аэрации зависит от литологических особенностей пород (глубины залегания водонепроницаемых толщ), рельефа местности, степени расчлененности поверхности земли и климатических условий (количества атмосферных осадков, инфильтрации). Она изменяется от нулевых значений в заболоченных равнинах до десятков и сотен метров на территории пустынь и в горных областях с сильно расчлененным рельефом.

Через зону аэрации осуществляется тесная связь подземных вод с атмосферой. В ней осуществляется интенсивная миграция воды, паров и газов, обладающих большой подвижностью и агрессивностью. В ее пределах происходит механическое и химическое разрушение минералов и горных пород, сопровождающееся растворением, выщелачиванием, химическим преобразованием и перемещением химических элементов сверху вниз, а нередко и снизу вверх. В зоне аэрации протекают процессы биохимического преобразования солнечной энергии в кинетическую энергию геохимических и гидрохимических процессов. Без глубокого изучения процессов, происходящих в зоне аэрации, невозможно решить важные теоретические и практические задачи гидрогеологии, особенно провести качественные исследования неглубоко залегающих грунтовых вод. Гидродинамические процессы этой зоны изложены в гл. 10.

Криолитозона снизу ограничена изотермой фазового перехода лед—вода и имеет мощность 1000 м и более. Эта зона отличается преимущественным распространением подземных вод в твердой фазе. Она охватывает обширные северные районы Евразии и Америки, Антарктиду, а также высокогорные территории горноскладчатых сооружений. В СССР она распространена в основном на северо-востоке и в горных районах.

В криолитозоне господствует отрицательная температура от 0 до -15°C . Отрицательная температура является реликтом суровых климатических условий прошлых и современной эпох. Кроме подземных вод в твердой фазе здесь встречаются жидкие воды, часто высокоминерализованные, с отрицательной температурой (см. гл. 8).

Зона насыщения (жидких вод) заключена между изотермами фазовых переходов лед—вода и вода—пар. Она распространена повсеместно. Ее особенность заключается в том, что в ней пустоты и поры пород полностью заполнены (насыщены) свободной и связанной водой. Исключение составляют только площади месторождений нефти и газа. Сверху зона граничит с зоной аэрации или криолитозоной. Нижней границей зоны является глубина залегания критической температуры воды $374\text{—}450^{\circ}\text{C}$, зависящая от тектонического строения земной коры. В областях современной вулканической деятельности она прослеживается до глубины 5 км, иногда 8—10 км, а в областях докембрийской складчатости достигает 30—35 км и более.

В пределах зоны насыщения, начиная с глубины 1,5 км, физически связанные воды переходят в подвижное состояние. В нижних частях этой зоны, где температура превышает $200\text{—}300^{\circ}\text{C}$, в связанном состоянии остается лишь вода в кристаллической решетке минералов.

2.4. Понятие о водоносных и водоупорных породах и основные элементы гидрогеологической стратификации

Зона насыщения сложена различными по литологическим особенностям и геологическому возрасту породами, которые разделяются на водоносные (закрывающие гравитационную воду) и водоупорные (водонепроницаемые).

Водоносными называют такие породы, которые содержат свободную воду и способны пропускать ее через свою толщу и сравнительно легко отдавать под действием силы тяжести. К таким породам относятся: галечники, гравелиты, слабо сцементированные конгломераты и песчаники, пески, трещиноватые алевролиты, известняки, магматические и метаморфические породы.

К *водоупорным* (водонепроницаемым) относятся такие породы, которые весьма слабо пропускают (фильтруют) или совсем не способны пропускать и отдавать ее в природных условиях. Такими породами являются глины, тяжелые суглинки, плотный хорошо

разложившийся торф, глинистые сланцы, аргиллиты, каменная соль, гипс, мергели, а также все плотные и нетрециноватые магматические и часть метаморфических пород.

Водоносные породы объединяются в водоносные горизонты, водоносные комплексы, гидрогеологические этажи.

Под *водоносным горизонтом* принято понимать относительно выдержанную по площади и в разрезе насыщенную свободной гравитационной водой одно- или разновозрастную толщу горных пород, представляющую собой в гидродинамическом отношении единое целое. По условиям залегания и их режиму выделяются водоносные горизонты грунтовых, межпластовых ненапорных и артезианских (или напорных) вод.

Водоносный горизонт чаще всего сложен однородными или близкими по литолого-фациальному составу и фильтрационным свойствам породами. Он может быть образован одним или несколькими слоями водонасыщенных пород; в первом случае он будет однослойным, во втором — сложным: дву- или многослойным.

Слагающие водоносный горизонт водонасыщенные породы должны иметь единую гидравлическую поверхность — свободную или пьезометрическую. От выше- и нижележащих водоносных горизонтов он изолируется водоупорами, что, конечно, не исключает гидравлической связи отдельных водоносных горизонтов между собой, например, на участках выклинивания водоупорных пород или наличия гидрогеологических «окон» (разломов, тектонически ослабленных зон и др.).

Водоносный комплекс представляет собой выдержанную в вертикальном разрезе и имеющую региональное распространение водонасыщенную толщу одно- или разновозрастных и разнородных по составу пород, ограниченную сверху и снизу регионально выдержанными водоупорными (или относительно водоупорными) пластами, почти исключаящими или затрудняющими гидравлическую связь со смежными водоносными комплексами и обеспечивающими присущие данному комплексу определенные особенности гидродинамического и гидрогеохимического режима вод.

Каждый водоносный комплекс характеризуется определенным положением областей питания, создания напора и разгрузки. Он включает в себя несколько водоносных горизонтов. В отличие от водоносных горизонтов в водоносном комплексе напоры подземных вод могут изменяться в вертикальном разрезе из-за различной степени гидравлической связи отдельных составляющих его горизонтов.

Под *гидрогеологическим этажом* понимается совокупность водоносных комплексов, ограниченных только снизу или сверху и снизу мощными регионально выдержанными в пределах водонапорной системы толщами водоупорных пород. Гидрогеологические этажи отличаются один от другого степенью водообмена, различными особенностями процесса формирования подземных вод, а также неодинаковыми чертами палеогидрогеологического развития.

В геологическом разрезе, сложенном прочносцементированными осадочными, метаморфическими и магматическими породами, представляющими собой трещинные и карстовые коллекторы подземных вод, часто не удается выделить водоносные горизонты, комплексы и этажи. Такие породы отличаются неравномерной трещиноватостью как по площади, так и в разрезе. В них обычно выделяются *водоносные зоны*. Отличительной особенностью водоносных зон является их локальное распространение и отсутствие гидравлической связи между ними даже в пределах одной и той же тектонической структуры.

Водоносные горизонты, водоносные комплексы и гидрогеологические этажи имеют различные размеры как в разрезе, так и в плане. Один от другого они отделяются водоупорными толщами различной мощности, выдержанности по площади и степени проницаемости пород. Наименее выдержанными в региональном плане являются водоносные горизонты. В одном и том же водоносном комплексе на разных участках может выделяться неодинаковое количество водоносных горизонтов. Водоносные комплексы и тем более гидрогеологические этажи являются более выдержанными в пределах водонапорной системы. Водоупорные толщи, разделяющие их, отличаются значительно большей мощностью и более широким распространением по площади.

2.5. Классификация подземных вод

Разработкой классификации подземных вод занимались многие советские и зарубежные ученые. Ими в разное время предложены различные классификации, но единой классификации, отражающей все свойства и признаки подземных вод, в настоящее время нет. Это объясняется большой трудностью ее создания, обусловленной множеством естественных и искусственных факторов, оказывающих влияние на подземные воды; большим разнообразием геологических условий их залегания; постоянным и разнообразным их движением, приводящим к видоизменению и непрерывному обновлению подземных вод.

В большинстве классификаций подземные воды разделяются на типы и виды по химическому составу и минерализации, происхождению, условиям залегания и характеру вмещающих воду горных пород, гидравлическим свойствам, режиму движения, климатической зональности, температуре и другим признакам.

По происхождению подземные воды разделяются на пять видов: инфильтрационные, конденсационные, седиментационные, ювенильные, и возрожденные (дегидратационные) (см. гл. 3).

По условиям залегания и характеру вмещающих воду горных пород подземные воды разделяются на:

1) поровые воды, залегающие и циркулирующие в почвенных горизонтах и различных по происхождению, гранулометрии и мине-

ралогическому составу рыхлых отложениях преимущественно четвертичного покрова;

2) пластовые воды, залегающие и циркулирующие в пластах осадочных горных пород, подразделяемые на порово-пластовые и трещинно-пластовые;

3) трещинные воды, залегающие и циркулирующие в плотных осадочных, магматических и метаморфических горных породах, пронизанных трещинами выветривания;

4) трещинно-жильные воды, залегающие и циркулирующие в отдельных открытых тектонических трещинах и зонах тектонических нарушений.

По гидравлическим свойствам подземные воды делятся на напорные и безнапорные.

В зависимости от климатических факторов, во многом обуславливающих режим подземных вод, т. е. изменение во времени производительности водоносных горизонтов, состава, температуры и уровня подземных вод, последние разделяют на зональные, аazonальные, интразональные. К зональным относятся подземные воды, режим которых определяется климатом (воды верхних безнапорных и напорных водоносных горизонтов); к аazonальным — воды, встречаемые в любой климатической зоне, но имеющие свои специфические особенности.

По температуре подземные воды, по О. А. Алекину (1953), разделяются на исключительно холодные (ниже 0°C), весьма холодные ($0-4^{\circ}\text{C}$), холодные ($4-20^{\circ}\text{C}$), теплые ($20-37^{\circ}\text{C}$), горячие ($37-42^{\circ}\text{C}$), весьма горячие ($42-100^{\circ}\text{C}$), исключительно горячие (более 100°C).

Кроме этих классификаций имеются общие классификации, построенные на основе комплекса признаков, отражающих различные, но далеко не все свойства подземных вод. Из числа общих классификаций наиболее широко используемыми являются классификации Ф. П. Саваренского (1939), А. М. Овчинникова (1949) и Н. И. Толстихина (1954). Общие классификации, предложенные другими учеными, не имеют столь широкого распространения, так как они являются или устаревшими, или громоздкими, с большим количеством малоупотребительных терминов.

В табл. 2.2—2.4 приводятся классификации подземных вод Ф. П. Саваренского, А. М. Овчинникова и Н. И. Толстихина. Кроме этих классификаций существует деление подземных вод по геолого-стратиграфическому признаку — в соответствии со стратиграфией развитых в районе осадочных, метаморфических и магматических пород. В этом случае подземные воды называют по возрасту или происхождению вмещающих воду горных пород, например «воды кембрийских отложений», «воды юрских отложений», «воды пролювиальных отложений» и т. д. При этом всегда следует иметь в виду, что возраст пород не совпадает с возрастом подземных вод, так как последние находятся в постоянном движении.

Таблица 2.2
Классификация подземных вод по Ф. М. Саваренскому (1939)

Характеристика	Типы вод				Жильные (трещинные)
	Почвенные, болотные, верховодка	Грунтовые	Карстовые	Артезианские	
Области питания и распространения Характер напора	Совпадают (воды, близкие к поверхности) Нисходящие ненапорные	Обычно совпадают (воды неглубокие) Нисходящие ненапорные, иногда с местным напором	Близкие (воды преимущественно неглубокие) Обычно нисходящие ненапорные	Не совпадают (воды преимущественно глубокие) Восходящие напорные, напор гидростатический	Восходящие, напор гидростатический
Характер движения потока	Ламинарный	Преимущественно ламинарный	Преимущественно турбулентный	Ламинарный в рыхлых породах и турбулентный в трещиноватых породах Вадозные	Преимущественно турбулентный
Происхождение	Вадозные	Вадозные	Вадозные	Вадозные	Вадозные и ювенильные
Геологические условия залегания	Поверхностные образования	Поверхностные отложения и верхние слои коры выветривания	Известняки, доломиты и другие выщелачиваемые породы	Структуры осадочных пород (бассейны)	Преимущественно зоны тектонической трещиноватости
Климатическая зональность	Интразональные	Зональные	Азональные	Азональные	Азональные
Температура	Подвержены сезонным колебаниям	Подвержены сезонным колебаниям	Обычно непостоянная	Повышающаяся с глубиной	Повышающаяся с глубиной
Геохимические зоны	Зоны выщелачивания и местами засоления	Зоны выщелачивания и местами засоления	Зоны выщелачивания	Зоны выщелачивания и цементации	Зоны цементации
Химический состав	Пресные, местами засоленные	Пресные, местами засоленные	Пресные, обычно жесткие	Пресные, иногда минерализованные	Пресные и минерализованные

Таблица 2.3

Схема подразделения подземных вод по условиям залегания по А. М. Овчинникову (1955)

Основной тип	Подтип		Особый тип	
	Воды в пористых горных породах («поровые» воды)	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	Воды районов многолетней мерзлоты	Воды районов молодого вулканизма
Верховодка	Почвенные, болотные, верховодка на линиях водоупорных пород	Воды коры выветривания трещиноватых горных пород	Воды деятельного слоя	Дериватные воды термальных источников
	Воды такыров и бугристых песков (в пустынях)	Воды верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов		Воды временно функционирующих fumaroles в периоды увлажнения
Грунтовые воды	Воды песчаных массивов и дюн (на побережье морей)	Воды кровли лавовых потоков и туфобрекчий	Надмерзлотные воды	Воды повышенной температуры, обогащенные газами
	Аллювиальные воды, воды дельтовых и озерных отложений	Трещинные грунтовые воды кровли коренных изверженных пород и основания лавовых потоков		

Основной тип	Подтип		Общий тип
	Воды в пористых горных породах («поровые» воды)	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	
Грунтовые воды	Воды древнеаллювиальных отложений	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	Воды районов молодого вулканизма
	Воды флювиогляциальных отложений (над-, меж- и подморенных песчано-галечниковых накоплений)	Пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды осадочных отложений Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)	Межмерзлотные воды
Артезианские воды	Воды артезианских бассейнов (в моноκлиально залегающих и выклинивающихся песчано-галечниковых свитах предгорных районов)	Воды артезианских бассейнов (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород).	Подмерзлотные воды
		Воды артезианских склонов (в карбонатных и туфогенных толщах и массивах интрузивных пород)	Газирующие терминеральные воды, восходящие по тектоническим разрывам и контактам различных свит
			Воды артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс, обогащенные специфическими (иногда редкими) элементами

Таблица 2.4

Схема классификации подземных вод по условиям залегания по Н. И. Толстихино (1954)

Подземные воды гидрогеологических районов, находящихся		
Зона	в пределах области распространения мерзлой зоны	
Аэрации	вне области распространения мерзлой зоны	<p>Почвенные воды</p> <p>Верховодка</p> <p>Трещинные и карстовые воды зоны нисходящего движения подземных вод</p>
	в пределах области распространения мерзлой зоны	<p>Почвенные воды</p> <p>Надмерзлотные воды сезонных таликов</p> <p>Межмерзлотные трещинные и карстовые воды зоны аэрации</p> <p>Подмерзлотные трещинные и карстовые воды зоны аэрации</p>
		<p>Воды капиллярной зоны</p> <p>Сезонных и многолетних надмерзлотных таликов</p> <p>Надмерзлотные воды многолетних таликов, подрусловые, подрусловые, конусов выноса и др.</p> <p>Трещинные и карстовые ненапорные воды зоны горизонтального движения вод</p> <p>Грунтовые воды, межпластовые ненапорные воды</p>
		<p>Воды капиллярной зоны</p> <p>Межмерзлотных таликов</p> <p>Подмерзлотных таликов</p> <p>Подмерзлотные ненапорные воды аллювиальных и других отложений; трещинные, карстовые и др.</p>

Подземные воды гидрогеологических районов, находящихся

Зона	в пределах области распространения мерзлой зоны		вне области распространения мерзлой зоны	
Насыщения	Пластовые напорные воды артезианских бассейнов — артезианские воды	Трещинные и карстовые напорные воды зоны нисходяще-восходящего движения подземных вод	—	Межмерзлотные напорные воды; пластовые артезианские; трещинные, карстовые, трещинно-жилые
Горячего пара	Напорные трещинные воды фундамента артезианских бассейнов	Трещинные и карстовые напорные воды зоны наиболее глубокой миграции подземных вод	—	Подмерзлотные напорные воды; пластовые артезианские; трещинные, карстовые, трещинно-жилые
Пластичности	Подкорковые и магматические (внутренние) воды		Горячие пары воды глубоких частей артезианских бассейнов и подстилающего их фундамента, гидрогеологических складчатых областей обочонки смяль (гранитной) и сима.	

Происхождение подземных вод и формирование их химического состава

Проблема формирования подземных вод и рассолов является центральной в теоретической гидрогеологии и очень сложной. Она включает в себя вопросы происхождения подземных молекул воды и вопросы формирования состава растворенных в подземных водах веществ — ионов, солей, газов. Эти две группы вопросов тесно связаны, но в известной мере имеют и самостоятельное значение. Растворитель (вода) и растворенные вещества (ионы, соли, газы) могут иметь различную историю.

3.1. Происхождение и формирование подземной гидросферы

3.1.1. Первоисточники воды

Современные представления о первоисточниках воды на Земле сложились в середине XX в. благодаря работам Б. Л. Личкова, Н. М. Страхова, Л. А. Зенкевича, А. Б. Ронова, А. Лейна, В. Руби, Г. Хесса и др. Всестороннее их обоснование принадлежит А. П. Виноградову, идеи которого сейчас разделяются советскими и зарубежными учеными.

А. П. Виноградов считает, что первичным веществом Земли было вещество, подобное каменным (или железокаменным) метеоритам, в которых содержится в среднем около 0,5—1 % воды. На ранней стадии развития Земли ($4,7 \cdot 10^9$ лет назад) произошло разогревание холодного вещества Земли в результате тепла, выделившегося при адиабатическом сжатии и радиоактивном распаде элементов. Энергия радиоактивного распада на заре истории Земли в 8—9 раз превышала современное ее количество. Под влиянием разогревания Земли происходило разделение ее на оболочки. В результате на поверхность Земли поступали легкоплавкие вещества, базальтовая магма, содержащая воду и растворенные газы. После снятия надкритического состояния большая часть H_2O постепенно переходила в жидкую фазу, вынося с собой на поверхность растворенные вещества.

Так в упрощенной схеме образовалась гидросфера. Первичный раствор воды получил название ювенильного, т. е. юного, впервые сгенерированного из водорода и кислорода.

Мантия — генератор природных вод. В ней содержится примерно $20 \cdot 10^{18}$ т воды всех состояний, причем от 7,5 до 12,5 % $[(1,5 \dots 2,5) \cdot 10^{18} \text{ т}]$, а по данным некоторых ученых — 17—24 % $[(3,4 \dots 4,8) \cdot 10^{18} \text{ т}]$ этого количества мигрировало в земную кору и Мировой океан, т. е. сформировало гидросферу. Условно можно принять, что из мантии улетучилось $3,4 \cdot 10^{18}$ т воды.

Другой источник — космос, точнее, падающие на Землю астероидные тела солнечной системы. За счет метеоритов, содержащих в среднем 0,5 % воды по массе, на Землю поступило всего около $1 \cdot 10^{14}$ т воды, что по отношению к геологическому времени на четыре порядка меньше количества воды, поступающей из мантии.

Еще одним источником воды на Земле могут быть верхние слои атмосферы. В. И. Вернадский указывал на возможность образования водных скоплений в серебристых облаках на высоте более 80 км. Теперь исследованиями с помощью искусственных спутников в высоких слоях атмосферы установлено, что на высоте 230—250 км имеются атомы кислорода и водорода и не исключено образование молекул воды.

По сравнению с мантией космос и высокие слои атмосферы давали очень мало воды. Гораздо большее количество воды уходит в космическое пространство. Таким образом, мантия — фактически единственный источник воды на Земле.

3.1.2. Происхождение подземных вод в их современном залегании

В ранний период развития Земли гидросфера претерпела сложную эволюцию как по количеству воды, так и по ее составу. После возникновения жизни на Земле, образования современной атмосферы, расчленения земной коры на платформенные и геосинклинальные области (около 3,0—2,5 млрд. лет назад) сформировался большой круговорот воды на земном шаре. С этого времени в формировании подземных вод приняли участие соленые воды океанов и морей и пресные воды атмосферных осадков. В процессе геологического развития континентов состав подземных вод претерпевал и претерпевает в настоящее время значительные изменения при взаимодействии воды с горными породами, газами, органическими остатками и живыми организмами при различных температурах и давлении.

О происхождении подземных вод в современном их залегании существуют различные гипотезы и теории, формирование которых происходило в течение длительного времени, начиная от сотен лет до нашей эры. По современным представлениям, подземные воды образуются как за счет возникновения молекул воды внутри твердой части планеты, так и в результате поступления вод в горные породы из внешних геосфер — гидросферы и атмосферы. В первом случае подземные воды эндогенные, во втором — экзогенные.

Особое место занимают возрожденные, или дегидратационные воды, выделяющиеся из химически связанного состояния при дегидратации минералов. В подавляющей части эти воды выделяются из минералов осадочного происхождения — глинистых минералов, цеолитов, различных гидроокислов и др. Их можно отнести как к экзогенным, так и к эндогенным водам.

Эндогенные, экзогенные и возрожденные воды при движении в породах могут смешиваться различным образом и в различных пропорциях, образуются воды смешанного происхождения.

Выяснить происхождение воды того или иного водоносного горизонта, особенно из числа залегающих глубоко, обычно бывает нелегко, тем более что состав растворенных в воде веществ также может быть сложного происхождения и может подвергаться различным изменениям.

Экзогенные подземные воды попадают в горные породы либо при процессах инфильтрации, инфлюации и конденсации, либо при процессах седиментации (осадконакопления). Они соответственно называются инфильтрационными (сюда же входят инфлюационные), конденсационными и седиментационными.

Инфильтрационные воды проникают в горные породы, часто уже заполненные водой иного происхождения или инфильтрационной водой более древнего возраста.

Следует различать: а) субаэральную (наземную) инфильтрацию — проникновение в породы атмосферных вод и б) субаквальную (подводную) инфильтрацию — всачивание и втекание речных, озерных и морских вод в коренные породы, обнажающиеся ниже уровня воды в водоеме. Основную роль играет наземная инфильтрация. Инфильтрация атмосферных осадков через пористое пространство возможна при условии, если горные породы находятся в состоянии влажности, превышающей максимальную молекулярную влагоемкость.

Воды из атмосферы и наземной гидросферы могут проникать в породы тремя путями: 1) путем собственно инфильтрации (т. е. всачивания) в пористые грунты; 2) путем инфлюации (т. е. втекания) по каналам относительно крупного сечения (главным образом там, где развит карст); 3) в паробразной форме с последующей конденсацией уже в породах. В первом случае образуются инфильтрационные воды, во втором — инфлюационные воды, в третьем — конденсационные воды. При дальнейшем изложении под инфильтрацией будет подразумеваться инфильтрация, включая инфлюацию.

Инфильтрационная метеогенная вода в самом начале своего подземного существования является, как правило, пресной и почти не содержит растворенных веществ. По мере продвижения по породам она начинает обогащаться ионами, солями и газами за счет выщелачивания пород, деятельности организмов, а в аридном климате частично и за счет испарения (континентальное засоление). В дальнейшем движение инфильтрационной воды вглубь обычно постепенно замедляется, на ее состав начинают влиять окислительно-восстановительные реакции, затем катионный обмен, фильтрационный эффект и другие физико-химические процессы, а также примеси вод иного происхождения. Минерализация инфильтрационных вод постепенно возрастает, а ионно-солевой и газовый состав их преобразуется.

Конденсационные воды образуются при конденсации водяного пара, перемещающегося под влиянием разности упругости его из атмосферы в горные породы или внутри горных пород от одного

участка к другому. Конденсационное питание подземных вод недостаточно изучено. В некоторых физико-географических условиях например в высокогорных районах и пустынях, оно имеет существенное значение, но по сравнению с инфильтрационным питанием мало.

Седиментационные воды образуются за счет вод тех бассейнов, в которых происходил процесс осадконакопления. Они были увлечены в земные недра при осадкообразовании в виде остаточных растворов. Наиболее мощные толщи осадочных пород образуются в морских бассейнах. В начальной стадии, когда будущие осадочные породы представлены еще не уплотненными илами, будущие седиментационные воды пропитывают эти илы в виде «иловых вод» (или «иловых растворов»). Часть воды водоема захватывается и увлекается накапливающимися осадками в виде иловой воды и затем погребается под новыми слоями осадков.

Только что образовавшиеся субаквальные отложения (илы) могут содержать до 90 % воды, захваченной ими из водоема, т. е. седиментационной воды. Затем в результате давления перекрывающих слоев и уплотнения осадков, ведущего к превращению их в породы, содержание воды в илах начинает уменьшаться. Все осадки (как песчаные, так и глинистые) в процессе их образования в бассейне в одинаковой мере насыщены водой того бассейна, в котором они формируются. По мере тектонического опускания дна бассейнов осадки испытывают воздействие возрастающих давления и температуры, все больше уплотняются и «отжимают» находящуюся в них седиментационную воду. Глинистые породы, как более пластичные, сжимаются больше, чем песчаные. Вследствие этого часть воды, «выжатая» из глин, перемещается в контактирующие песчаники или в другие более водопроницаемые породы с жестким скелетом. При этом данная часть воды, разумеется, вытесняет находящуюся в породах воду. Эта вода в свою очередь перемещается в другие породы вплоть до мест своей разгрузки, расположенных на дне того же бассейна или за его пределами на поверхности земли (в зависимости от геологического строения).

Переход вод из глин в пористые коллекторы имеет большие масштабы даже на поздних стадиях уплотнения пород. Следовательно, роль седиментационных вод в формировании подземных вод особенно глубокозалегающих водоносных горизонтов очень большая.

В начале своего существования седиментационные воды имеют тот же состав, что и воды водоема, из которого они происходят. Чаще всего это нормальная морская вода, реже — воды опресненных эпиконтинентальных морей. Но уже в донных илах идут процессы, изменяющие состав вод: катионный обмен, восстановление сульфатов, разложение органических веществ, образование коллоидных гидратов. Эти процессы продолжают и там, куда попадают седиментационные воды, состав которых постепенно изменяется.

Эндогенные подземные воды образуются в горных породах и магматических очагах за счет различных химических реакций. Среди них различаются воды, образовавшиеся в пределах: а) литосферы, б) магматических очагов и подкоровых зон (проникшие в литосферу вместе с магмой или другим путем). Магматогенные воды глубоких зон земной коры до появления их на поверхности Земли не участвовали в общем круговороте воды в природе. Их иначе называют *ювенильными*, т. е. юными.

Эндогенные воды в момент своего выделения и образования практически лишены растворенных компонентов. Однако магматогенные воды, возникающие в условиях высоких температуры и давления, сразу же после своего образования (как в жидкой, так и в парообразной форме) могут растворять значительное количество веществ в окружающей среде. По данным Д. Уайта, уже на начальных стадиях своего существования они обогащаются хлором, натрием, кремнеземом, бором.

Выявление эндогенных вод — очень трудная задача. Поэтому появились различные взгляды на долю их участия в составе подземных вод. Наибольшие проявления эндогенных вод следует ожидать в областях интенсивной магматической деятельности и в первую очередь в областях современного вулканизма.

Возрожденные воды образуются при дегидратации минералов. При этом часть химически связанных вод переходит в капельно-жидкое состояние. Наибольшее количество возрожденных (дегидратационных) вод появляется при перестройке структуры глинистых минералов, в основном при превращении монтмориллонита (содержащего до 24 % воды) в иллит и другие гидрослюды (в которых содержатся воды не более 10 %) за счет высвобождения межслоевой воды. Процесс дегидратации монтмориллонита происходит на глубине более 2 км при температуре 100—200 °С и давлении 100—200 МПа (Н. И. Хитаров, В. А. Пугин).

Возрожденная вода из глин перемещается в песчаные и другие водопроницаемые пласты. Количество возрожденных вод, появляющихся при дегидратации монтмориллонита, может на целый порядок превышать имеющееся количество воды в коллекторах. Следовательно, при дегидратации глинистых минералов может появляться весьма значительное количество возрожденных вод, а значит, их гидрогеологическая роль очень существенна.

Возрожденные воды образуются также при дегидратации глинистых минералов немонтмориллонитового характера, цеолитов, гидроокислов, гипса, минералов магматического и метаморфического происхождения и др.

Воды инфильтрационные, конденсационные, седиментационные, глубинного происхождения (ювенильные), возрожденные (дегидратационные) при своем движении в горных породах могут смешиваться в различных соотношениях, образуя смешанные по происхождению воды. Смешивание вод, взаимодействие их с почвами, горными породами, атмосферой, гидросферой, а также магматические, биохимические, радиоактивные, физико-химические и другие

процессы, постоянно протекающие в земной коре, обуславливают формирование того или иного типа подземных вод и их химического состава и физических свойств.

3.2. Свойства, химический состав подземных вод и процессы его формирования

3.2.1. Физические свойства природных вод

К физическим свойствам природных вод, изучаемых при гидрогеологических исследованиях, относятся температура, прозрачность, цвет, запах, вкус, плотность, вязкость. Некоторые из этих показателей воды (температура, прозрачность, цвет, запах, вкус) обладают органолептическими свойствами, т. е. они остро воспринимаются органами чувств человека.

Температура подземных вод изменяется в широких пределах и зависит от геологического строения, физико-географических условий и режима их питания. В области распространения многолетнемерзлых пород соленые воды на отдельных участках имеют отрицательную температуру порядка -5°C и даже ниже. Температура неглубоких подземных вод в средних широтах в зависимости от местных климатических и гидрогеологических условий изменяется от 5 до 15°C . В областях молодой вулканической деятельности, а также на участках выхода воды на поверхность из глубоких частей земной коры известны источники с температурой воды выше 100°C (гейзеры Камчатки, Исландии, Японии, Америки и др.).

Во внутренней геотермической зоне (ниже пояса постоянных значений температуры) буровыми скважинами на глубине $3-4$ км и более вскрываются перегретые подземные воды с температурой 150°C и выше.

Температура подземных вод изменяется во времени. Наиболее сильно она колеблется при неглубоком их залегании от поверхности; ниже пояса постоянных годовых значений температуры температура подземных вод повышается с глубиной по закону геотермической ступени.

Температура оказывает значительное влияние на течение физико-химических процессов в земной коре и на химический состав подземных вод.

Прозрачность воды — это способность ее пропускать световые лучи. Она зависит от количества растворенных в ней минеральных веществ, содержания механических примесей, органических веществ и коллоидов. По степени прозрачности подземные воды подразделяются на четыре категории: 1) прозрачные, 2) слегка мутные, 3) мутные и 4) очень мутные. Чаще подземные воды оказываются прозрачными. Определение прозрачности производится специальными приборами.

Цвет подземных вод зависит от их химического состава и наличия примесей. Большая часть подземных вод бесцветна. Жесткие воды имеют голубоватый оттенок, закисные соли железа Fe^{2+}

и сероводород придают воде зеленовато-голубую окраску, полуторные окислы железа Fe^{3+} — ржавую, буроватую, органические гуминовые соединения окрашивают воду в желтоватый цвет, взвешенные минеральные частицы — в сероватый.

Запах в подземных водах обычно отсутствует, но иногда он ощущается. Например, сероводород придает воде запах тухлых яиц, болотные воды, богатые гуминовыми веществами, обладают особым «болотным» запахом, застойная вода в колодцах с гниющими деревянными срубами имеет затхлый запах. Запах воды чаще связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества.

Вкус и привкус воде придают растворенные в ней минеральные соединения, газы и посторонние примеси. Ионы железа придают ей неприятный «ржавый» вкус, хлориды натрия — соленый вкус, сернокислые соли натрия и магния — горький, органические вещества — сладковатый, а ионы свободной углекислоты — приятный, освежающий.

Плотность воды количественно определяется отношением ее массы к объему при определенной температуре. За единицу плотности воды принята плотность дистиллированной воды при температуре $4^{\circ}C$. Плотность воды зависит от ее температуры, от количества растворенных в ней солей и газов и взвешенных частиц. Плотность подземных вод изменяется от 1 до $1,4 \text{ г/см}^3$.

Вязкость характеризует внутреннее сопротивление частиц жидкости ее движению. Вязкость подземных вод в основном зависит от температуры и количества растворенных в ней солей (минерализации). С увеличением температуры вязкость уменьшается, а с увеличением минерализации подземных вод вязкость повышается. Влияние давления на вязкость воды и растворенных в ней газов является незначительным. В водах с минерализацией больше 180 г/л вязкость зависит от их состава. Если в подземных рассолах преобладают соли $MgCl_2$ и $CaCl_2$, то вязкость повышается быстрее, чем в рассолах, содержащих преимущественно $NaCl$.

3.2.2. Ионно-солевой состав и основные химические свойства подземных вод

Подземные воды являются растворами сложного состава и разнообразной минерализации, колеблющейся в пределах от единиц миллиграммов до сотен граммов в литре. В них обнаружено более 60 элементов, которые присутствуют в виде ионов, недиссоциированных молекул (в том числе газов) и коллоидов. Однако только некоторые из них присутствуют в значительных количествах. К числу таких элементов относятся натрий, кальций, магний и хлор, присутствующие в виде простых ионов (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^-), а также углерод, сера, азот, кислород, водород и кремний, присутствующие в виде сложных ионов (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , NO_3^-), недиссоциированных молекул и коллоидов (H_2SiO_3) и растворенных газов (CO_2 , H_2S , O_2 и др.).

Следовательно, важнейшими ионами, определяющими минерализацию и химический тип воды, являются: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Они называются *макрокомпонентами*. К макрокомпонентам относятся также соединения азота и такие элементы, как К, Si, Fe, Al, P, которые широко распространены в земной коре и в определенных природных условиях формируют специфические типы подземных вод. Все остальные элементы находятся в рассеянном состоянии и называются *микрокомпонентами*. Некоторые микрокомпоненты могут встречаться в довольно значительных количествах, измеряемых даже единицами граммов, например бор, бром, иод (в сильноминерализованных водах и рассолах), цинк, медь, марганец и другие элементы (в сильно-кислых рудничных и шахтных водах).

Макрокомпоненты составляют основную часть минерального состава подземных вод: в пресных водах больше 90—95 %, в высокоминерализованных — более 99 %. В пресных и солоноватых водах преобладают ионы HCO_3^- , CO_3^{2-} и Ca^{2+} , в соленых и рассолах — Cl^- и Na^+ . Ионы SO_4^{2-} и Mg^{2+} занимают промежуточное положение среди основных анионов и катионов.

Микрокомпоненты не определяют химический тип воды, но оказывают значительное влияние на формирование специфических особенностей подземных вод. К микрокомпонентам относятся такие элементы: Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Sr, Mo, Y, Ba, Pb и др.

Содержание в воде главным образом макрокомпонентов обуславливает количество сухого остатка (минерализацию), плотность и характер физических свойств воды.

Под минерализацией воды понимается сумма всех найденных при химическом анализе воды минеральных веществ (ГОСТ 17403—72). Количество сухого остатка характеризует общее содержание растворенных в воде нелетучих минеральных и частично органических соединений (ГОСТ 18164—72). О минерализации судят по количеству сухого остатка, который получается после выпаривания определенного объема воды и последующего высушивания осадка при температуре 110 °С. Количество сухого остатка выражается в миллиграммах на литр или граммах на литр, для соленых вод и рассолов — в миллионных долях (млн^{-1}) или в промилле (‰).

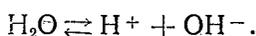
Для выяснения условий формирования подземных вод большое значение имеют исследования газового состава. Наиболее распространенными газами являются кислород, азот, метан, двуокись углерода (углекислый газ), сероводород, инертные газы (гелий, аргон и др.). Реже встречаются водород, ближайшие гомологи метана — этан, пропан и бутан, а также окись углерода, закись и окись азота и др.

Газы находятся в водах в виде молекулярных растворов. Но между газовыми и ионно-солевыми компонентами природных вод могут быть взаимопереходы и обмен. Например, двуокись

углерода и гидрокарбонатные и карбонатные ионы образуют в водах равновесные системы.

Большую роль в определении химических свойств природных вод имеют показатели, характеризующие состояние воды и в значительной мере определяющие возможность присутствия в воде элементов в тех или иных соединениях. К числу таких показателей относятся *водородный показатель рН* и *окислительно-восстановительный потенциал Eh*.

Водородный показатель рН — величина, характеризующая активность или концентрацию ионов водорода в растворах. Вода в незначительной степени диссоциирует на ионы по уравнению



Концентрация ионов водорода в водном растворе определяется ионным произведением воды $K_{\text{H}_2\text{O}}$:

$$[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = K_{\text{H}_2\text{O}}.$$

При неизменной температуре это произведение есть величина постоянная. В чистой воде при 25°C $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] = 1 \cdot 10^{-7}$ моль/л. Поэтому для указанной температуры

$$[\text{H}^+] \cdot [\text{OH}^-] = 10^{-14}.$$

В кислых растворах больше концентрация ионов водорода, в щелочных — концентрация гидроксид-ионов. Но какова бы ни была реакция раствора, произведение концентраций ионов водорода и гидроксид-ионов остается постоянным. Следовательно, если концентрация ионов водорода в водном растворе известна, то тем самым определена и концентрация гидроксид-ионов. Поэтому как степень кислотности, так и степень щелочности раствора можно количественно охарактеризовать концентрацией ионов водорода:

нейтральный раствор $[\text{H}^+] = 10^{-7}$ моль/л,

кислый раствор $[\text{H}^+] > 10^{-7}$ моль/л,

щелочной раствор $[\text{H}^+] < 10^{-7}$ моль/л.

Концентрацию ионов водорода удобнее характеризовать величиной рН, численно равной десятичному логарифму концентрации иона H^+ водорода, взятому с обратным знаком. Например, для нейтральной реакции воды

$$\text{pH} = -\lg [\text{H}^+] = -\lg [10^{-7}] = 7.$$

При $\text{pH} < 7$ — реакция воды кислая. При $\text{pH} > 7$ — реакция щелочная. В подземных водах рН изменяется от 1,8 до 11,0, чаще — от 5 до 8.

Окислительно-восстановительный потенциал Eh тесно связан с величиной рН.

В земной коре непрерывно происходят окислительно-восстановительные процессы. Окисление связано с отдачей электронов, а восстановление — с их присоединением. Поскольку свободные элект-

роны не могут накапливаться в растворе (их электронейтральность сохраняется), то всякое окисление одного вещества сопровождается одновременным восстановлением другого. При этом изменяется валентность реагирующих веществ.

Интенсивность окисляющего и восстанавливающего действия каждой системы характеризуется ее окислительно-восстановительным потенциалом. Окислительно-восстановительный потенциал любой обратимой системы определяется по формуле

$$E_h = E_o + \frac{0,0581}{n} \lg \frac{O_x}{Red} \quad \text{при } t = 20^\circ \text{C},$$

где E_h — окислительно-восстановительный потенциал среды; E_o — нормальный окислительно-восстановительный потенциал, при котором концентрации окисленной и восстановленной форм равны между собой; O_x — концентрация окислительной формы; n — число электронов, принимающих участие в процессе.

К химическим свойствам воды также относится ее жесткость. Жесткость воды зависит от содержания в ней кальция и магния. Различают жесткость общую, устранимую и постоянную. Общая жесткость отвечает суммарному содержанию ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} , устранимая — той части ионов кальция и магния, которая при кипячении выпадает в осадок, образуя накипь (это — кальций и магний, связанные с гидрокарбонатными ионами), а постоянная жесткость равна разности между общей и устранимой жесткостями. Жесткость определяют по содержанию в водах ионов кальция и магния.

3.2.3. Микрофлора в подземных водах

Бактерии в подземных водах обнаружены до глубины нескольких километров. В зоне активного водообмена (см. гл. 5) наиболее распространены гнилостные и болезнетворные бактерии и сапрофиты, разлагающие вещества белкового характера и загрязняющие воду. В глубоких водах развиваются такие группы бактерий, как сульфатредуцирующие, метанообразующие, денитрифицирующие и др. В результате жизнедеятельности бактерий образуются многие газы: H_2S , CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2 и др. Многие бактерии способны окислению минеральных и органических веществ, газов. Это тионовые и серобактерии, бактерии, окисляющие водород, метан, геитан и др.

Большая часть бактерий относится к термофилам, активно развивающимся при температуре более 37°C . Предел температуры, при которой еще может протекать, хотя и в ослабленном виде, жизнедеятельность организмов, — 75 — 80°C . Существует ряд бактерий, способных развиваться при минерализации воды до 300 г/л. Число бактерий колеблется от 10 до 500 тыс. клеток в 1 мл воды. В особо благоприятных условиях их количество может достигать 2 млн. клеток в 1 мл воды.

3.2.4. Типы химического анализа подземных вод и формы выражения его результатов

Химический анализ природных вод в практике гидрогеологических исследований проводится для решения следующих задач: изучения закономерностей формирования и распространения подземных вод различного состава; оценки состава и свойств подземных вод для питьевого, технического, сельскохозяйственного, лечебного и других видов использования; поисков различных месторождений полезных ископаемых; оценки подземных вод как химического сырья для получения иода, брома, бора, лития и других веществ.

Применяют четыре типа химических анализов воды: полевой, сокращенный, полный и специальный.

Полевой анализ включает в себя определение физических свойств pH, содержания Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^{2-} , CO_3^{2-} , Ca^{2+} или Mg^{2+} , Fe^{2+} , CO_2 , H_2S , O_2 . Вычисляется $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Mg^{2+} или Ca^{2+} , карбонатная жесткость, сумма минеральных веществ. Полевой анализ производится в полевых условиях с помощью походной лаборатории. Применяется при массовых определениях для предварительных характеристик вод изучаемого района.

Сокращенный анализ включает в себя определение физических свойств, pH, содержания Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , H_2S , CO_2 , H_2SiO_3 , окисляемости сухого остатка. Вычисляются Na^+ и K^+ , жесткость общая, карбонатная, CO_2 агрессивная. Сокращенный анализ производится более точными методами в стационарной лаборатории. Применяется при массовых определениях для характеристики вод района.

Полный анализ включает в себя определение физических свойств, pH, содержания Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , CO_2 , H_2S , H_2SiO_3 , окисляемости сухого остатка. Вычисляются жесткость общая, карбонатная, CO_2 агрессивная. Полный анализ производится наиболее точными методами в стационарной лаборатории.

Специальный анализ, помимо определений, производимых при перечисленных выше типах анализа, включает в себя специальные определения (микрокомпонентов, органических веществ, газов, Eh и др.) по особому заданию в соответствии с целевым назначением исследований.

Результаты химического анализа воды выражают в единицах массы и объема, а также пользуются единицей количества вещества, называемой моле. В гидрогеологической практике принято массовые количества компонентов выражать в мг/л, а эквивалентные количества ионов — г/моль.

Результаты определения содержания микрокомпонентов в воде выражают обычно в микрограммах на 1 л воды (мкг/л). Если же микрокомпоненты содержатся в значительных количествах

вах, то результаты определения указываются так же, как для макрокомпонентов.

3.2.5. Классификация подземных вод по минерализации и химическому составу

По количеству сухого остатка (минерализации) природные воды подразделяют на шесть групп (см. таблицу):

Группа	Сухой остаток, г/л
Сверхпресные	до 0,1 (до 0,01 %)
Пресные	0,1—1 (0,01—0,1 %)
Слабосоленоватые	1—3 (0,1—0,3 %)
Сильносоленоватые	3—10 (0,3—1,0 %)
Соленые	10—35 (1,0—3,5 %)
Рассолы	35 (3,5 %)

Единой общепринятой классификации подземных вод в зависимости от их химического состава не существует. Это обусловлено чрезвычайно разнообразным качественным и количественным химическим составом природных вод. Наиболее удобны те классификации, которые построены на принципе деления вод по преобладающим ионам (катионам и анионам) и по соотношению между ними. К таким относится классификация, предложенная в 1948 г. О. А. Алекиным.

По классификации О. А. Алекина, все природные воды по преобладающему аниону делятся на три класса: гидрокарбонатные (и карбонатные), сульфатные и хлоридные. Классы разделяются на три группы по преобладающему катиону — кальцию, магнию и натрию (калию). Каждая группа делится на три типа по соотношению между катионами и анионами: (см. таблицу):

Тип	Соотношение между катионами и анионами	Характеристика
1	$\text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	Пресные, мягкие воды
2	$\text{HCO}_3^- < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$	Пресные и солоноватые жесткие воды
3	$\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	Соленые воды и рассолы
4	$\text{HCO}_3^- = 0$	Кислые воды

Существуют и иные классификации природных вод по химическому составу (С. А. Шукарева, В. А. Александрова, В. А. Сулина и др.), подробно описанные в специальных руководствах [1, 44, 47].

3.2.6. Понятие о минеральных лечебных, промышленных и энергетических водах

К природным минеральным водам относятся воды, которые обладают повышенной минерализацией, сверхкларковым¹ содержанием специфических компонентов, высокой температурой или высокой радиоактивностью. В иной формулировке к минеральным следует относить природную воду, которая веществом и энергией (тепловой, окислительно-восстановительной, ядерно-лучистой) достоверно и существенно отличается от обыкновенных подземных вод.

Понятие «минеральные воды» не следует путать с понятием «минерализованные воды». В широком смысле слова все природные воды в той или иной мере минерализованы. В узком смысле к минерализованным относят воды с концентрацией солей свыше 1 г/л. Среди них находятся как лечебные, так и другие минеральные воды, но большая часть их к минеральным не относится. Вместе с тем среди минеральных вод имеются и такие, концентрация солей в которых менее 1 г/л.

К минеральным лечебным водам относятся природные воды, которые могут оказывать на организм человека лечебное действие, обусловленное повышенным содержанием в них полезных биологически активных компонентов ионно-солевого, микрокомпонентного и газового состава либо общим ионно-солевым составом воды, а также содержанием органического вещества. Основными типами минеральных лечебных вод являются железистые, мышьяковистые, кремнистые, сероводородные (сульфидные), углекислые, радоновые, иодные, бромные.

К минеральным промышленным подземным водам относят такие воды, которые содержат в растворе полезные компоненты или их соединения в количествах, обеспечивающих в пределах конкретных гидрогеологических районов по технико-экономическим показателям их рентабельную добычу и переработку.

В настоящее время из подземных промышленных вод извлекают иод, бром, поваренную соль, а в некоторых странах также соединения бора, лития, рубидия, германия, урана, вольфрама и другие вещества.

Термальные (энергетические) воды можно использовать в теплофикации сельского хозяйства, промышленной и коммунальной теплофикации, при рыборазведении, для выработки электроэнергии.

¹ Кларки элементов — числовые оценки средних содержаний химических элементов в земной коре, гидросфере, атмосфере, Земле в целом.

Следовательно, минеральную воду как полезное ископаемое (гидроминеральное сырье) можно использовать в лечебном деле, для извлечения из нее компонентов, полезных для народного хозяйства: солей, металлов, металлоидов (йод, бром, бор), газов (углекислота), в теплоэнергетических целях и для теплофикации.

3.2.7. Процессы формирования химического состава подземных вод

Содержание и состав растворенных в природных водах веществ (ионов, солей, газов, коллоидов) формируются в результате взаимодействия вод с окружающей средой — породами, атмосферой, органическим миром, магмопроявлениями, а также при химических реакциях между различными компонентами и некоторых физико-химических процессах, происходящих в самих водах.

Природные факторы обуславливают среду, в которой могут проявляться определенные физико-химические процессы. Выделяются две принципиально различные группы факторов формирования химического состава подземных вод: *внутренние* и *внешние*.

Внутренние, или физико-химические, факторы связаны с проявлением внутренних свойств атомов, молекул и ионов. К ним относятся: валентность, ионные радиусы, ионные потенциалы, энергия решетки и др. Внутренними факторами обусловлены распространенность элементов в земной коре и существование общих закономерностей в формировании состава подземных вод.

Внешние факторы определяют влияние внешней среды на формирование химического состава подземных вод. К внешним факторам относятся: физико-географические, геологические, гидрогеологические, физические, биологические и др., детально рассмотренные Е. В. Посоховым [41].

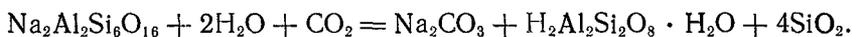
Химический состав подземных вод частично «приносится» уже «в готовом виде» из водоемов, где происходит осадконакопление (седиментационные воды), частично формируется в подземных условиях в результате растворения и выщелачивания пород (инфильтрационные воды) и ряда других процессов.

Из числа процессов, формирующих и заменяющих состав веществ, растворенных в подземных водах, следует назвать выщелачивание и растворение пород, обменные реакции между водами и породами, окислительно-восстановительные реакции, гидратацию и дегидратацию минералов, фильтрационный и осмотический эффекты в растворах, диффузию ионов, солей и газов, выпадение солей из воды, концентрирование воды.

Наибольшее значение для формирования ионно-солевого состава подземных вод имеет их взаимодействие с породами. При фильтрации вод через породы происходит их выщелачивание — растворение ряда солей. К наиболее распростра-

ненным в породах водорастворимым солям относятся хлорид натрия, карбонат магния (главным образом в составе доломита), сульфат кальция. Карбонат кальция растворим гораздо хуже, но ввиду чрезвычайно широкого распространения этой соли в породах выщелачивание ее имеет очень большое значение.

При воздействии вод, содержащих углекислоту, происходит также разложение нерастворимых в чистой воде силикатов и алюмосиликатов, вследствие чего в водах появляются карбонаты и гидрокарбонаты натрия (также кальция и магния), например, по реакции



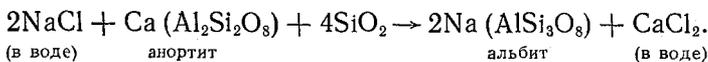
Помимо собственно растворения солей при выщелачивании и промывании пород пресными водами большое значение имеет диффузия ионов и солей из пород в воды. Таким путем в общий процесс выщелачивания втягиваются те участки породы, через которые фильтрация пресной воды непосредственно не происходит (поры и части пор, занятые различными видами связанных вод). Соли и ионы под действием перепада концентраций переходят в фильтрующуюся слабоминерализованную воду. Происходит, с одной стороны, диффузное расслоение (диффузное выщелачивание) пород и вод и, с другой — диффузное засоление вод и пород.

Иной характер имеют процессы катионного обмена между водами и породами. Они заключаются в том, что катионы, присутствующие в водах, замещаются катионами, либо адсорбированными отрицательно заряженными коллоидными минералами, либо входящими в состав кристаллических минералов.

Наиболее важное значение для формирования состава подземных вод имеют следующие процессы обмена катионов между водами и породами.

1. Обмен катионами между водами и поглощающим комплексом пород. Коллоидные минералы, преимущественно гидроалюмосиликаты, слагающие глины, содержат в поглощенном (адсорбированном) состоянии много катионов, в том числе натрий, кальций, магний. При взаимодействии вод и пород в зависимости от концентраций катионов в растворе и в поглощенном комплексе пород и от соотношения этих концентраций может происходить катионный обмен.

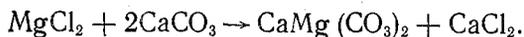
2. Альбитизация кальцийсодержащих плагиоклазов и других силикатов. Сущность этого процесса заключается в обмене Ca^{2+} , входящего в кристаллическую решетку минералов, на Na^+ раствора, например, по схеме



В отличие от ионно-обменной адсорбции при альбитизации в обмене участвует не поглощенный коллоидный комплекс, а кристаллические минералы.

Масштабы, в которых протекает альбитизация, пока еще недостаточно выяснены, но роль ее в формировании вод, содержащих значительное количество кальция, может быть большой.

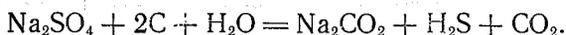
3. Доломитизация известняков — реакция Мариньяка—Курнакова. Эта реакция выражается следующей схемой:



Этот процесс может идти не только в карбонатных породах, но и в песчано-глинистых толщах, содержащих рассеянные карбонаты. При этом необходимы следующие условия: высокая концентрация магния в растворе и повышенные температуры (50—70 °С), т. е. достаточные глубины.

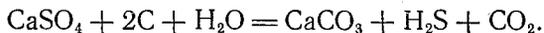
Помимо минеральной части горных пород на состав подземных вод большое влияние оказывают органические вещества и живые микроорганизмы. С воздействием органических веществ и микроорганизмов связаны окислительно-восстановительные процессы, в том числе восстановление сульфатов.

Органические вещества, в первую очередь углеводороды, являются восстановителями кислородсодержащих веществ, растворенных в водах. Важнейшие из этих последних, способные к восстановлению сульфат-ионы. Если это сульфат натрия (т. е. при избытке натрия), то ход реакции следующий:



В результате в воде появляется сода, вода приобретает щелочность.

При участии сульфата кальция реакция может быть выражена следующей схемой:



В этом случае появляется труднорастворимый карбонат кальция, обычно выпадающий в осадок.

Основное значение восстановления сульфатов заключается в потере водой способных к восстановлению компонентов, в обеднении кислородом, в общем восстановлении вод.

Восстановление сульфатов происходит при участии особых микроорганизмов — десульфатизаторов — и представляет собой биохимический процесс.

Определенное влияние на химический состав подземных вод оказывают магматические (включая постмагматические) и метаморфические процессы. За счет этих процессов подземные воды обогащаются углекислым газом и рядом второстепенных компонентов и микрокомпонентов. Выделение углекислого газа из карбонатных пород начинается уже при температуре около 100 °С (по И. Г. Киссину).

На степень и состав минерализации подземных вод влияют и такие явления, как испарение воды, гидратация минералов (т. е. захват воды минералами), фильтрационный эффект, особенно при перемещении растворов из более проницаемых в менее проницаемые породы.

При испарении воды происходит увеличение минерализации подземных вод. Это явление широко распространено в условиях засушливого климата при неглубоком залегании грунтовых вод (см. гл. 4). Увеличение минерализации грунтовых вод сопровождается выпадением в осадок солей, катионным обменом и другими природными процессами, приводящими в итоге к формированию подземных вод разнообразного состава.

Фильтрационный, или осмотический (мембранный), эффект заключается в отставании растворимого вещества от растворителя при фильтрации через слабопроницаемую среду. В итоге должно происходить уменьшение общей минерализации фильтрующейся воды по мере ее продвижения через слабопроницаемые породы.

По какой бы причине не происходило повышение минерализации подземных вод, оно может вести к выпадению в осадок наименее растворимых компонентов. Происходит удаление из вод ряда солей, в первую очередь карбоната кальция, затем сульфата кальция и, наконец, даже хлорида натрия.

Помимо рассмотренных выше процессов на формирование ионно-солевого и газового составов подземных вод оказывает действие и смешивание вод различного происхождения и состава. При этом с резко различающимися составами могут происходить некоторые обменные химические реакции между различными растворенными компонентами. Примером таких реакций может служить следующая:



При смешивании щелочных вод с сульфатными растворами гипсоносных толщ такая реакция может вести к переходу щелочных вод в жесткие.

Глава 4

Почвенные воды, верховодка и грунтовые воды

Почвенные воды, верховодка и грунтовые воды — воды, имеющие свободную связь с атмосферой и формирующиеся под непосредственным воздействием физико-географической среды. Почвенные воды и верховодка залегают в породах зоны аэрации, а грунтовые воды — в зоне насыщения.

4.1. Почвенные воды

Под почвенными водами понимают приуроченные к почвенному слою воды, участвующие в питании корневой системы растений, имеющие связь с атмосферой и подстилающими им верховодкой и грунтовыми водами.

В зависимости от типа почв, географического положения района, его климатических условий мощность почвенного слоя изменяется от нескольких сантиметров до 1,5 м и более. По цвету, структуре почвы, ее плотности в почвенном слое выделяются горизонты: перегнойно-гумусовый (A_1); элювиальный, или горизонт вымывания, (A_2); иллювиальный, или горизонт вмывания, (B) и почвообразующий (C), сложенный материнской горной породой. Мощность этих горизонтов для различных почв разная ($A_1 = 0,2 : 0,7$ м; $A_2 = 0,2 : 0,3$ м; $B = 0,2 : 0,7$ м; C — мощность определяется происхождением почвообразующей горной породы, ее составом, структурой и др.).

В почвах, как и в горных породах, содержится прочно- и рыхлосвязанная, капиллярная и гравитационная вода. Гравитационная вода разделяется на *временную* и *постоянную*. Временная вода в почвах образуется в период инфильтрации атмосферных осадков, снеготаяния, полива почв при относительно глубоком залегании грунтовых вод. Постоянная вода распространена в болотных и илистых почвах при близком залегании грунтовых вод от поверхности земли.

В питании растений главное значение имеет гравитационная и в основном капиллярная вода. Рыхлосвязанная вода плохо усваивается растениями. Прочносвязанная не усваивается ими совсем, так как она с почвенными частицами прочно связана молекулярными силами, значительно превосходящими силу всасывания влаги корневой системой растений [$(1-2) \cdot 10^{-5}$ Па].

Почвенные гравитационные и капиллярные воды обладают специфическими чертами, основными из которых являются следующие:

- области питания и распространения совпадают;
- находятся в полной зависимости от метеорологических условий, в связи с чем характеризуются резкими и значительными по амплитуде колебаниями температуры (до 50°C и более), которые носят суточный и сезонный характер;
- движение их происходит преимущественно в вертикальном направлении (нисходящее), безнапорное, ламинарное, подчиняется закону Дарси (см. гл. 10);
- участвуют в общем круговороте воды в природе;
- в болотных и торфянистых почвах имеют застойный режим;
- обладают своеобразным химическим составом, в них в высоких концентрациях содержатся кислоты органического происхождения (гуминовая, фульвиновая), придающие им желтый, желтоватый и даже черный и черно-бурый цвет.

Почвенные воды оказывают большое влияние на формирование химического состава грунтовых вод. Это объясняется тем, что в почвах содержатся (в убывающем порядке): SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO , CaO ; в карбонатных почвах много CaO , CO_2 ; в засоленных — Cl , SO_4 , CaO , Na_2O , MgO .

При неглубоком залегании грунтовых вод почва избыточно увлажняется, в ней развиваются восстановительные процессы, на-

чинается заболачивание. Испарение грунтовых вод в этом случае приводит к накоплению в почвах Са, Mg, сульфидов, хлоридов Са и Mg, Na, Fe и P. При глубоком залегании грунтовых вод почвенные воды выносят в грунтовые водоносные горизонты различные соли, формируя тем самым химический состав грунтовых вод.

Гравитационная вода в почве не образует водоносного горизонта. В связи с этим она не может перемещаться в горизонтальной плоскости под действием напорного градиента, а передвигается вертикально вниз под действием сил тяжести или под действием капиллярных сил в любых направлениях и поэтому не может создать «бокового внутрипочвенного стока».

4.2. Верховодка

Верховодка — тип подземной воды, которая образуется на линзах и выклинивающихся пластах водоупорных или слабопроницаемых пород в зоне аэрации за счет инфильтрации атмосфер-

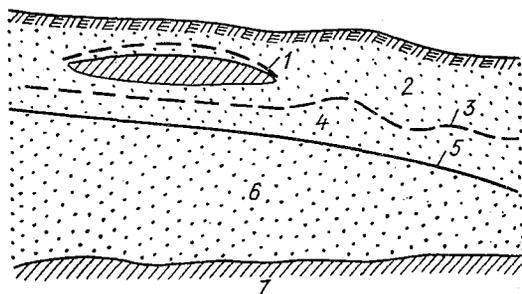


Рис. 2. Схема залегания верховодки и грунтовых вод.

1 — верховодка, 2 — зона аэрации, 3 — поверхность капиллярной зоны, 4 — капиллярная зона, 5 — поверхность грунтовых вод, 6 — зона насыщения, 7 — водоупорный слой.

ных и поверхностных вод (рис. 2). Такие условия могут быть созданы залеганием размытых моренных образований среди флювиогляциальных песков или линз глинистых отложений среди аллювиальных наносов. Иногда причиной образования верховодки может служить наличие под почвенным слоем иллювиального горизонта, создающего местный водоупор прерывистого и ограниченного по площади распространения.

Образование верховодки обусловлено процессами инфильтрации атмосферных осадков, поверхностных вод и конденсацией водяных паров. Все эти процессы в различных климатических зонах происходят с разной интенсивностью и иногда создают довольно мощные скопления доброкачественной воды. Обычно же верховодка образуется в виде временного сравнительно маломощного водоносного горизонта, исчезающего в засушливые периоды и вновь образующегося в периоды интенсивного увлажнения.

Мощность верховодки чаще равна 0,4—1,0 м, редко достигает 2—5 м. Она формируется главным образом в супесчано-суглини-

стых грунтах. Однородные легкопроницаемые и невлагоемкие породы (например, крупнозернистые пески и трещиноватые скальные породы) весьма неблагоприятны для появления верховодки.

На формирование верховодки существенное влияние оказывает рельеф местности. На крутых склонах, где осадки расходуется в основном на поверхностный сток и в незначительном количестве на инфильтрацию, верховодка отсутствует или существует весьма короткое время. На плоских водораздельных и степных пространствах с блюдцеобразными понижениями, а также на поверхности речных террас создаются благоприятные условия для формирования более устойчивой во времени верховодки, иногда с запасами, достаточными для сезонного хозяйственно-бытового водоснабжения, особенно весной и в летне-осеннее время, когда выпадает много осадков.

На территориях городов и крупных промышленных площадках образованию верховодки способствуют также многочисленные понижения, ямы, старые котлованы, оставшиеся от прежних строительных работ и засыпанные отвалами строительного грунта.

Отличительными признаками верховодки являются:

— ограниченная площадь распространения, определяемая размерами водонепроницаемых линз;

— резкие колебания уровня воды, состава и запасов ее в зависимости от климата района распространения верховодки;

— отсутствие гидравлической связи с речными водами;

— легкая загрязняемость воды другими водами (почвенными, болотными, промышленными и др.);

— непригодность в подавляющем большинстве своем для постоянного водоснабжения;

— своеобразие динамики верховодки — она может участвовать в питании грунтовых вод и может быть полностью израсходована на испарение.

Состав воды верховодки пестрый: в северных районах это пресные или слабоминерализованные воды с повышенным содержанием органических веществ, железа, кремнекислоты; в южных, где имеет место интенсивное испарение, — обычно минерализованные различного состава.

4.3. Грунтовые воды

4.3.1. Основные особенности и условия залегания грунтовых вод

Грунтовые воды — подземные воды первого от поверхности постоянно действующего водоносного горизонта, залегающего на первом выдержанном по площади водоупорном пласте.

Основные признаки грунтовых вод:

1. В большинстве своем они являются водами безнапорными, имеют свободную поверхность и непосредственную связь с атмосферой (давление на поверхности грунтовых вод равно атмо-

сферному); на отдельных участках, где имеется локальное водоупорное перекрытие, приобретают местный небольшой напор, который определяется положением уровня грунтовых вод на прилегающих участках, не имеющих водоупорного перекрытия.

2. Глубина залегания уровня, температура вод, минерализация, расход подвержены систематическим колебаниям, происходящим, как правило, ежедневно, ежемесячно, в течение одного и нескольких лет.

3. Область питания совпадает с областью распространения. Питание происходит за счет:

— инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков и снеговых вод;

— фильтрации из рек, озер, различных каналов;

— конденсации водяных паров и внутригрунтового испарения;

— подтока (подпитывания) из более глубоких водоносных горизонтов.

4. Имеют широкое, почти повсеместное распространение в природе; приурочены главным образом к рыхлым отложениям четвертичного возраста; формируются на междуречных массивах, в аллювии древних и современных речных долин, в предгорных конусах выноса, в зоне выветривания трещиноватых массивных пород.

5. Легкодоступны для практического использования, но вследствие залегания на незначительной глубине подвержены загрязнению.

Водонепроницаемые породы, на которых формируются грунтовые воды, называются *водоупорным ложем* грунтовых вод, или *водоупором*.

Поверхность грунтовых вод называется *уровнем* или *зеркалом* грунтовых вод.

Расстояние от кровли водоупорного ложа до зеркала грунтовых вод составляет *мощность грунтового горизонта*. Так как уровни грунтовых вод подвержены значительным колебаниям, мощность водоносного горизонта грунтовых вод непостоянна.

Выше зеркала грунтовых вод располагается *капиллярная зона* различной мощности, зависящей от литологического состава рыхлых горных пород: в крупнообломочных, песчаных породах мощность капиллярной зоны незначительна, в то время как в пылеватых и глинистых породах она может достигать нескольких метров. Капиллярная зона гидравлически связана с водоносным горизонтом грунтовых вод и испытывает такие же колебания, как и зеркало грунтовых вод.

В природе грунтовые воды в зависимости от геоморфологического и геологического строения местности образуют различные формы залегания, к которым относятся: 1) грунтовый поток; 2) грунтовый бассейн; 3) сочетание грунтового потока с грунтовым бассейном.

Грунтовый поток — безнапорный водоносный горизонт, движение воды в котором происходит под влиянием силы тяжести

в направлении уклона поверхности (зеркала) грунтовых вод. Площадь распространения потока грунтовых вод называется *бассейном стока* этих вод.

Грунтовый бассейн — понижение в водоупорном ложе, выполненное водопроницаемыми породами, насыщенными водой, имеющей горизонтальную поверхность.

При переполнении водой этих понижений образуется сочетание грунтового потока с бассейнами. Не следует, однако, представлять границу между грунтовым бассейном и грунтовым потоком как плоскость раздела неподвижных и по-

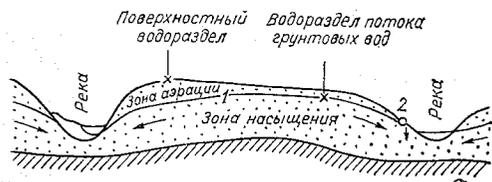


Рис. 3. Схематический разрез между речным массивом.

1 — уровень грунтовых вод; 2 — источник. Стрелками показано направление движения потоков грунтовых вод.

движных грунтовых вод. Движение грунтового потока захватывает область грунтового бассейна с постоянным уменьшением скорости по глубине.

Грунтовые воды находятся в непрерывном движении, перемещаясь под влиянием силы тяжести от участков с более высоким положением уровня грунтовых вод к участкам с менее высоким его положением. Скорости движения подземных вод при часто наблюдающихся уклонах их поверхности 0,001—0,007 составляют (м/сут): в крупнозернистых песках 1,5—2,0; в мелкозернистых песках и супесях 0,5—1,0; в суглинках и лёссовых породах 0,1—0,3.

Грунтовые водоносные горизонты могут пересекаться отрицательными формами рельефа: оврагами, речными долинами, балками, озерными котловинами. При таком пересечении происходит разгрузка — выход грунтовых вод на поверхность в виде нисходящих источников (см. гл. 8). При движении грунтового потока к месту разгрузки уровень его постепенно понижается, образуется криволинейная поверхность, называемая *депрессионной* (рис. 3).

Следует подчеркнуть, что движение грунтовых вод определяется не положением водоупора, а положением депрессионной кривой и направлено всегда в сторону дренирования водоносного горизонта. Нередки случаи, когда движение грунтового потока направлено в сторону, противоположную понижению водоупорного ложа. Таким образом, водонепроницаемые слои являются необходимым условием для образования водоносного горизонта, но не определяют направления движения в нем.

4.3.2. Форма поверхности и глубина залегания грунтовых вод

Поверхность грунтовых вод большей частью неровная, волнистая. Нередко она повторяет в сглаженном виде рельеф земной поверхности, но на отдельных участках по разным причинам (дренирование грунтового потока речной долиной, резкое увеличение мощности водоносного пласта, изменение фильтрационных свойств водовмещающих пород и др.) такое соотношение поверхности земли и поверхности грунтовых вод может нарушаться.

Поверхность грунтовых вод изображается на карте при помощи гидроизогипс. *Гидроизогипсами* называются линии, соединяющие точки с одинаковыми отметками поверхности грунтовых вод.

Глубина залегания грунтовых вод изменяется от нуля до многих десятков, иногда сотен метров. Она зависит от рельефа и геологического строения (глубины залегания водоупора, водопроницаемости отложений), а также от интенсивности питания и расходования грунтовых вод. Все эти факторы оказывают влияние в комплексе. Глубина залегания грунтовых вод тем меньше, чем ближе к поверхности расположен водоупорный слой, чем меньше уклон поверхности земли, расчлененность рельефа и подземный отток и чем больше питание грунтовых вод атмосферными осадками, подземным притоком, оросительными водами. В речных долинах, балках, оврагах и других понижениях рельефа грунтовые воды находятся на сравнительно небольшой глубине. На нижних речных террасах они ближе к поверхности, чем на средних и верхних. По мере повышения рельефа глубины залегания грунтовых вод увеличивается: на водоразделах, холмах и других возвышенностях глубина может достигать нескольких десятков метров. Вместе с тем возрастают абсолютные отметки уровней грунтовых вод на повышенных участках по сравнению с местными понижениями. Поэтому движение грунтовых вод, за редким исключением, направлено от возвышенностей к понижениям.

Существенное влияние на глубину залегания грунтовых вод оказывает растительность. Лес, например, в аридных районах снижает уровень грунтовых вод вследствие интенсивной транспирации. О транспирации можно судить по следующим опытным данным, полученным в Туркменской ССР. За вегетационный период (с апреля по октябрь) одно дерево в возрасте 14 лет испаряет воды (m^3); ива — 91,4; тополь — 82,9; шелковица — 65,8; абрикос — 32,9; лох — 24; туранга — 12,2 (по Л. В. Елисееву).

На этом иссущающем влиянии леса основаны рекомендации по созданию лесных полос вдоль оросительных каналов в целях перехвата фильтрационных вод и снижения этим уровня грунтовых вод.

Вне аридных областей лес может оказать различное влияние на глубину залегания грунтовых вод в зависимости от особенностей климатических условий, рельефа и геологического строения.

Большое влияние на уровень грунтовых вод оказывают хозяйственные факторы. Строительство водохранилищ, орошение и обводнение земель уменьшают глубину залегания грунтовых вод, а дренажные системы и отбор воды для различных целей увеличивают ее.

Глубины грунтовых вод изменяются во времени. Эти колебания на территории Советского Союза регулярно фиксируются многочисленными гидрогеологическими станциями.

Следует отметить, что в отдельных районах грунтовых вод может не быть. Это имеет место при залегании с поверхности водонепроницаемых пород, а также в тех аридных районах, где питание грунтовых вод значительно меньше испарения и их подземного оттока. Устойчивый водоносный горизонт в таких условиях не возникает, но возможно образование верховодки. Появление дополнительного источника питания (например, оросительного канала) может вызвать формирование грунтовых вод.

4.3.3. Условия питания и разгрузки грунтовых вод

Основным видом питания грунтовых вод является инфильтрация атмосферных осадков (дождя, таящего снега, росы и т. д.). Инфильтрация зависит от характера и интенсивности выпадения осадков, а также водопроницаемости почвы и пород зоны аэрации.

Наибольшее значение для питания грунтовых вод имеют неинтенсивные длительные обложные дожди, выпадающие при высокой относительной влажности воздуха (около 100%). Они дают максимальную инфильтрацию осадков, просачивающихся в пласты горных пород.

Осадки, выпадающие в зимнее время, могут служить источником питания грунтовых вод преимущественно весной, после оттаивания промороженных за зиму горных пород и перехода твердых осадков в капельно-жидкое состояние. При оттепелях и положительной температуре почвенного слоя возможна инфильтрация осадков и в зимнее время.

В степных районах, где снежный покров имеет незначительную толщину, а сильные зимние ветры сносят большое количество снега в овраги и речные долины, сравнительно очень небольшая часть твердых зимних осадков успевает при быстром весеннем снеготаянии просочиться в почвенный слой, и то лишь на незначительную глубину. Более интенсивное питание подземных вод в степи в весеннее время происходит на пониженных участках, например в оврагах и так называемых «степных блюдцах» и лиманах, где накапливаются большие массы талых вод. Естественно, что на таких участках степи уровень грунтовых вод в весеннее время значительно повышается, а подземные воды опресняются. Нередко колодцы, вскрывающие здесь грунтовые воды на глубине нескольких метров от поверхности, являются в степных районах единственным источником пресных вод. Однако довольно часто они имеют сравнительно невысокий дебит.

В горных районах наряду с дождевыми и снеговыми осадками в питании грунтовых вод могут принимать участие роса, иней.

В пустынных областях может иметь место также конденсационное питание грунтовых вод, т. е. питание за счет сгущения водяных паров воздуха, осаждающихся на охлажденных частицах горных пород. В связи с этим, например, в пустыне Каракум с малым количеством атмосферных осадков и высоким испарением на некоторой глубине после 3—4-месячного периода полного отсутствия осадков наблюдаются влажные пески. Образование подземной влаги за счет конденсации водяных паров происходит также на побережье Каспийского моря в районе Кара-Богаз-Гола и в других местах, где атмосферные осадки при исключительной засушливости климата не могут служить сколько-нибудь заметным источником питания грунтовых вод.

Местами грунтовые воды получают дополнительное питание за счет подтока напорных артезианских вод из расположенных ниже пластов. Этот вид питания возможен на участках, где отсутствует водоупорное перекрытие артезианских водоносных горизонтов (через гидрогеологические «окна») и только при условии превышения напорного уровня над отметками зеркала грунтовых вод.

Разгрузка (дренирование) горизонта грунтовых вод происходит через источники (родники), пластовые высачивания и другие водопоявления на поверхности земли (см. гл. 8).

4.3.4. Зональность грунтовых вод

Идеи зональности явлений природы и, в частности, связь почв и растительного покрова с климатом, законы широтной и вертикальной зональности почв наиболее полно развиты В. В. Докучаевым. Эти идеи оказали большое влияние и на развитие представлений о зональности грунтовых вод, т. е. последовательной смене глубины залегания, минерализации и химического состава грунтовых вод в зависимости от смены широтных и вертикальных климатических зон, а также от рельефа и геологического строения. Грунтовые воды, не подчиняющиеся зональности, называют аональными.

На основе этой закономерности, впервые (для почв) установленной В. В. Докучаевым, были позднее П. В. Отоцким (1914), В. С. Ильиным (1923), О. К. Ланге (1947), Г. Н. Каменским (1949), И. В. Гармоновым (1948, 1955), Г. А. Максимовым (1947), А. Н. Семихатовым и В. Н. Духаниной (1958), И. К. Зайцевым и М. Т. Распоповым (1958) разработаны различные схемы зональности грунтовых вод для территории СССР. Весьма ценные материалы о закономерностях распространения грунтовых вод и их использовании в народном хозяйстве приведены в многотомной монографии «Гидрогеология СССР».

Не рассматривая подробно схемы зональности грунтовых вод различных авторов, отметим, что В. С. Ильин на территории

европейской части СССР выделяет *зональные* и *азональные* воды. К первым из них относятся воды зоны тундры, высокие воды Севера, воды зон неглубоких оврагов, глубоких оврагов, овражно-балочной, причерноморских балок, прикаспийских балок; ко вторым — воды областей конечных морен, трещинные воды преимущественно в массивных породах, карстовые воды, болотные, воды флювиогляциальных отложений, солончаков.

О. К. Ланге на территории СССР выделяет три провинции грунтовых вод. Первая характеризуется отрицательной среднегодовой температурой и охватывает область многолетней мерзлоты. Вторая отличается высокой влажностью воздуха, положительной среднегодовой температурой и небольшой амплитудой суточных, сезонных и годовых ее колебаний. В этой провинции преобладают процессы инфильтрации атмосферных осадков и подземного стока над испарением грунтовых вод, поэтому грунтовые воды слабоминерализованны, в их составе доминируют бикарбонаты кальция. Провинция охватывает почти всю Европейскую часть СССР, среднюю и южную части Западно-Сибирской низменности и северную окраину Казахской ССР. Третья провинция, занимающая юг Советского Союза, характеризуется высокой сухостью воздуха, интенсивным испарением грунтовых вод и значительным их осолонением. Грунтовые воды каждой из провинций зональны. Так, в провинции многолетней мерзлоты выделяется зона сплошной мерзлоты с сезоннопромерзающими грунтовыми водами и зоны таликовой и островной мерзлоты с полупромерзающими и непромерзающими водами. Провинция влажных областей подразделяется на зоны избыточного, неустойчивого увлажнения и др.

В третьей провинции выделяются зона преобладания подземного стока над испарением, характерная для предгорий, и зона равновесия стока и испарения, свойственная низменным равнинам.

Очень интересная схема зональности грунтовых вод предложена Г. Н. Каменским, который выделяет на территории СССР два генетических типа грунтовых вод: 1) грунтовые воды выщелачивания и 2) грунтовые воды континентального засоления.

Зона грунтовых вод выщелачивания охватывает огромную территорию европейской и азиатской частей СССР. Южная ее граница проходит несколько севернее побережий Черного и Азовского морей, по широте Волгограда и верховьев Урала, южным отрогам Уральского хребта и далее на восток волнистой линией вдоль 50—55° северной широты. На востоке эта зона подходит к предгорьям горных систем Восточной Сибири. Внутри зоны, главным образом в ее южной части, Г. Н. Каменский выделил небольшие интразональные участки вод континентального засоления.

Формирование грунтовых вод выщелачивания происходит в климатических поясах избыточного и переменного увлажнения. В поясе недостаточного увлажнения они могут образовываться

лишь при благоприятных геолого-литологических условиях: высокой водопроницаемости горных пород и интенсивном дренировании водоносных горизонтов грунтовых вод. Здесь подземный сток преобладает над испарением и химический состав грунтовых вод формируется под влиянием процесса выщелачивания почв и пород при выветривании и почвообразовании.

Минерализация грунтовых вод в этой зоне увеличивается с севера на юг. На севере распространены гидрокарбонатные воды с минерализацией, обычно не превышающей 300 мг/л; южнее расположена широкая полоса грунтовых вод гидрокарбонатного кальциевого типа с сухим остатком 300—500 мг/л, еще южнее развиты грунтовые воды повышенной минерализации, сульфатные и сульфатно-хлоридные с сухим остатком более 1000 мг/л.

Зона грунтовых вод континентального засоления занимает полупустынные и пустынные области Крыма, Предкавказья, Средней Азии и Казахстана.

Формирование грунтовых вод этого типа происходит в климатическом поясе недостаточного увлажнения при незначительном количестве атмосферных осадков, интенсивном испарении и при отсутствии водообмена через дренажную сеть. Высокое испарение при неглубоком залегании грунтовых вод определяет усиленный их расход путем восходящих капиллярных токов и образование соленакпления на поверхности земли, в почвах и в верхней части пород зоны аэрации. Весеннее снеготаяние и летне-осенние дожди частично растворяют накопившиеся соли и переносят их через зону аэрации до уровня грунтовых вод, повышая минерализацию последних. Повышению минерализации грунтовых вод способствует также транспирационная деятельность растений.

По степени минерализации грунтовые воды зоны континентального засоления изменяются от слабосоленоватых до соленых, иногда до рассолов. Химический состав их сульфатный, сульфатно-хлоридный, хлоридный. На отдельных участках, благоприятных для инфильтрации и подземного стока, встречаются пресные гидрокарбонатные кальциевые воды, залегающие в виде линз.

Принципы выделения широтных зон грунтовых вод, используемые О. К. Ланге и Г. Н. Каменским, объединены в схеме И. К. Зайцева и М. П. Распопова (рис. 4).

Кроме климатической зональности грунтовые воды подчиняются гидродинамической и зональности питания.

Гидродинамическая зональность, или зональность подземного оттока, по Д. М. Кацу, проявляется в последовательном повышении и уменьшении глубины залегания грунтовых вод по мере ухудшения естественной дренированности территории. Показателем естественной дренированности является потенциальный подземный отток грунтовых вод за пределы изучаемого района, выражаемый в слое воды в миллиметрах (мм) или в объеме в кубических метрах на гектар ($\text{м}^3/\text{га}$), оттекающем за год или

более короткий период. Чем больше подземный отток, тем лучше естественная дренированность земель. Естественную дренированность находят расчетом расхода подземного потока по формуле Дарси (см. гл. 10) или определяют другими методами.

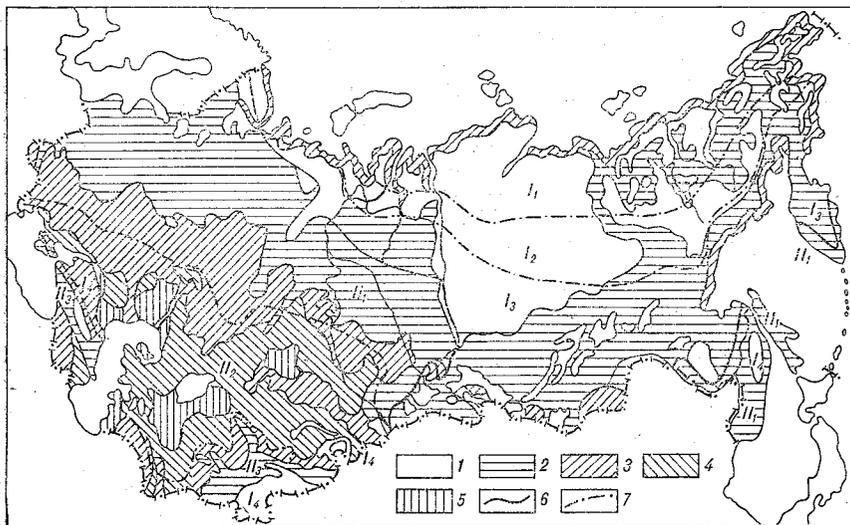


Рис. 4. Схема зональности грунтовых вод территории СССР (составили И. К. Зайцев и М. П. Распопов).

Грунтовые воды провинции многолетней устойчивой мерзлоты: I_1 — пояс сплошной мерзлоты с редкими таликами (мощность промороженных пород 200—500 м и больше); I_2 — пояс сплошной мерзлоты с широким развитием таликов (мощность 100—200 м, в Вилюйской синеклизе — 400—600 м); I_3 — пояс островной мерзлоты (мощность 25—100 м и меньше); I_4 — пояс высокогорных ледников и снежников.

Грунтовые воды провинции отсутствия многолетней мерзлоты: II_1 — пояс преобладающего развития процессов выщелачивания и выноса солей (гумидный); II_2 — пояс преобладающего развития процессов континентального соленакопления в грунтовых водах и в породах (аридный); II_3 — пояс вертикальной зональности процессов выщелачивания и соленакопления в пределах горных областей.

Минерализация и химический состав грунтовых вод: 1 — весьма пресные (до 0,2 г/л), преимущественно гидрокарбонатные, часто с высоким содержанием кремниеслоты и органических веществ; 2 — пресные (до 0,5 г/л), гидрокарбонатные; 3 — от пресных до солоноватых, преимущественно с минерализацией 1—3 г/л; 4 — от пресных до солоноватых с минерализацией до 10 г/л, преимущественно сульфатные и хлоридные; 5 — от пресных до рассолов с минерализацией до 200 г/л, преимущественно хлоридные, реже сульфатные и гидрокарбонатные (содовые); 6 — граница между климатическими провинциями; 7 — граница между поясами.

В зависимости от подземного оттока Д. М. Кац выделяет пять зон естественной дренированности, которые называет гидродинамическими:

- 1) интенсивно дренированная (подземный сток 100—300 мм/год в суглинистых отложениях, 500—700 мм/год и более в галечниках);
- 2) дренированная (300—500 мм/год);
- 3) слабодренированная (150—300 мм/год);
- 4) весьма слабо дренированная (50—150 мм/год);
- 5) бессточная (менее 50 мм/год).

Гидродинамическая зональность наиболее резко проявляется в химическом составе грунтовых вод аридных областей. Минерализация грунтовых вод увеличивается от первой зоны к пятой в связи с изменением соотношения между подземным оттоком грунтовых вод и расходом их на испарение и транспирацию. Преобладание подземного оттока в первых двух зонах (грунтовые воды здесь или залегают устойчиво глубоко, или движутся со значительной скоростью) препятствует испарению воды и накоплению солей. Соли, выщелачиваемые из зоны аэрации и из водоносных пород, выносятся потоком грунтовых вод и концентрируются в тех зонах, где замедляется движение грунтовых вод. Поэтому уровень их приближается к поверхности земли и испарение начинает преобладать над оттоком. В таких зонах низкой дренированности происходит упаривание грунтовых вод и повышение их минерализации. Это — зоны соленакопления в почвогрунтах и грунтовых водах. Наибольшей минерализацией характеризуются грунтовые воды в пустынях.

Последовательная смена зон четко выражена в предгорных областях, где по мере удаления от горных сооружений к низменным равнинам наблюдается постоянное ухудшение дренированности.

Гидродинамическая зональность грунтовых вод в областях избыточного и умеренного увлажнения, в которых формируются пресные воды, проявляется главным образом в различиях глубины залегания грунтовых вод. Наименее дренированные территории (поймы, дельты рек и др.) отличаются неглубоким залеганием грунтовых вод.

Следует отметить, что гидродинамические зоны грунтовых вод, определяемые рельефом и геологическим строением, тесно связаны с геоструктурными условиями территории. Зоны высокой дренированности свойственны горным и предгорным областям, а также поднятиям в пределах платформенных равнин. Зоны низкой естественной дренированности характерны для прогибов и впадин платформенных равнин и для центральных частей предгорных и межгорных прогибов и впадин.

Зональность питания грунтовых вод наиболее отчетливо проявляется в зонах низкой дренированности аридных областей. Она заключается в последовательном увеличении минерализации грунтовых вод с удалением от источника питания: реки, канала, затапливаемых понижений рельефа и др. Поэтому в засушливых районах колодцы и скважины для водоснабжения обычно размещают вдоль рек и каналов, что гарантирует необходимое качество воды и расход водозаборов.

К азональным грунтовым водам, не подчиняющимся климатической и гидродинамической зональности, по Д. М. Кацу, относятся грунтовые воды районов: 1) современного или древнего морского засоления пород; 2) выветривания соленосных дочетвертичных пород; 3) подпитывания грунтовых вод солеными напорными водами; 4) грязевых вулканов; 5) соляных куполов. В этих

районах грунтовые воды отличаются повышенной минерализацией независимо от климатических условий и дренированности земель, а почвогрунты — высоким природным засолением.

4.3.5. Связь грунтовых вод с поверхностными и напорными водами

Грунтовые воды обычно тесно связаны с поверхностными водотоками и водоемами (реками, озерами, водохранилищами, прудами и т. д.). Возможны различные формы связи в зависимости от рельефа, геоморфологических и климатических условий. Глубоко врезанные речные долины служат приемником грунтовых вод, дренируя прилегающие земли. При небольшом врезе, свойственном низовьям рек, особенно в дельтах, реки питают грунтовые воды. В районах с влажным и умеренным климатом речные долины, как правило, дренируют грунтовые воды, т. е. поверхность грунтовых вод имеет уклон к реке и речные воды питаются за счет грунтовых. В районах с засушливым климатом нередко уровень грунтовых вод понижается от реки. Здесь речные воды расходуются на питание грунтовых вод.

В природных условиях отмечаются и более сложные взаимоотношения грунтовых и речных вод. Например, в горных районах с одного склона речной долины в русло реки могут поступать грунтовые воды, в то же время противоположный берег оказывается поглощающим речные воды.

Вследствие гидравлической связи с поверхностными водами уровень грунтовых вод в прибрежной зоне в течение года изменяется. Например, во время половодий и паводков при высоком стоянии горизонта речных вод происходит поднятие уровня грунтовых вод в прибрежной полосе. Речные воды при этом насыщают ближайшие к реке участки берегов, поверхность грунтовых вод приобретает обратный уклон. После спада паводка восстанавливается прежнее положение поверхности грунтовых вод. Кривая подпора обычно распространяется в сторону от берегов речной долины на несколько сот метров, реже километров.

При устройстве на реках водохранилищ подпор грунтовых вод носит относительно постоянный характер. При этом в первый период при заполнении водохранилища и некоторое время после его заполнения происходит движение воды из водохранилища в берега, поверхность грунтовых вод постепенно меняет свое положение. Новое положение депрессионной поверхности грунтовых вод в зоне подпора на больших реках устанавливается в течение нескольких месяцев, а иногда даже и на протяжении 2—3 лет.

На отдельных участках уровень грунтовых вод при подпоре может находиться на очень небольшой глубине и местами даже вызывать заболачивание поверхности. Если это случается на территории крупных населенных пунктов, городов или промышленных предприятий, приходится прибегать к искусственному понижению зеркала грунтовых вод. Более подробно взаимосвязь грунтовых и поверхностных вод изложена в гл. 12.

Если между грунтовыми водами и нижележащим напорным горизонтом нет абсолютно водонепроницаемого слоя, то между ними возможны следующие формы гидравлической взаимосвязи:

1) уровень грунтовых вод выше уровня напорных, вследствие чего возможно перетекание грунтовых вод в напорные;

2) уровни практически совпадают; при снижении уровня грунтовых вод, например дренами, будет происходить подпитывание грунтовых вод напорными;

3) уровень грунтовых вод периодически превышает уровень напорных вод (во время осадков, поливов), а в остальное время грунтовые воды подпитываются напорными;

4) уровень грунтовых вод постоянно ниже уровня напорных, поэтому последние подпитывают грунтовые воды.

Грунтовые воды могут получать питание из артезианских вод и через так называемые «гидрогеологические окна» — участки, на которых нарушается сплошность водоупорного пласта.

4.4. Основные типы поровых¹ грунтовых вод и их характеристика

По условиям залегания выделяются следующие типы поровых грунтовых вод: речных долин; ледниковых отложений; степей, полупустынь и пустынь; горных областей, межгорных впадин и предгорных наклонных равнин; песчаных морских побережий.

4.4.1. Грунтовые воды речных долин

Грунтовые воды, залегающие в аллювиальных отложениях речных долин, имеют большое гидрогеологическое значение, так как участвуют в формировании речного стока, а также широко используются для водоснабжения населенных пунктов.

Речные долины обычно сложены песчано-глинистыми аллювиальными осадками, которые образуются в результате переотложения речными потоками рыхлых продуктов разрушения первичных пород. При условии нормального цикла развития реки отдельные участки ее течения имеют различный режим стока, вследствие чего и по-разному происходит отложение осадков. При этом в равнинных условиях строение аллювиальных долин существенно отличается от строения долин в горных районах.

Равнинные речные долины характеризуются, как правило, двухслойным строением аллювиальных отложений. В нижней части, составляющей большую часть разреза, залегает аллювий условной фауны, мощность которого обычно не превышает 20 м. Он представлен песками с гравием и галькой и содержит в большинстве случаев в подошвенной части толщи прослой, обогащенный гравийно-галечниковым материалом, — базальный горизонт. В верхней части аллювиальных отложений развиты тонкопесчаная,

¹ Трещинные и трещинно-карстовые грунтовые воды охарактеризованы в главе 6.

супесчаная и суглинистая разности — пойменная фа́ция аллювия. Мощность пойменного аллювия обычно не превышает 7 м. Часто по долинам рек наблюдаются переуглубленные участки коренного ложа, представляющие собой древние русла, часто заполненные более грубообломочным материалом — крупнозернистыми песками, гравием и даже галькой. Древние переуглубленные долины рек имеют глубину до 250 м ниже современного базиса эрозии.

Аллювий горных рек грубозернистый и характеризуется преимущественно однослойным строением. Его мощность местами достигает 100 м и более.

Характерной особенностью, определяющей гидрогеологические условия речных долин, являются их полосовые очертания в плане. Границами этих полос служат линии приращения аллювиальных отложений к коренным породам в бортах долин. Ширина полос распространения аллювиальных отложений весьма различна. Долины могут быть и очень широкими (до 2 км и более), и очень узкими, когда ширина их измеряется сотнями и даже десятками метров.

Аллювиальные отложения, слагающие древние и современные долины рек, содержат обычно обильные грунтовые воды. В русловой части долины и в тальвегах сухих долин грунтовые воды образуют характерные подрусловые потоки. На террасовых образованиях и на склонах долин грунтовые воды менее обильны.

Особенно мощные подрусловые грунтовые потоки приурочены к древним долинам крупных рек. Расходы таких подземных потоков часто достигают десятков тысяч кубических метров воды в сутки.

В долинах крупных рек с мощной толщей аллювиальных отложений часто образуются два аллювиальных потока: верхний безнапорный и нижний напорный. Нижний подрусловый поток имеет некоторый гидростатический напор вследствие того, что литологический характер современных отложений, перекрывающих древнеаллювиальную толщу, создает значительно менее водопроницаемую кровлю. Нередко подрусловой поток вовлекает в свою сферу и подземные воды, залегающие в разрушенной трещиноватой части коренных отложений. В этом случае создается еще более мощный и водообильный единый подрусловый поток.

Важной особенностью аллювиальных водоносных горизонтов является их гидравлическая связь с рекой, подробно охарактеризованная в гл. 12.

Грунтовые воды в аллювиальных отложениях залегают на различных глубинах. В поймах рек уровень грунтовых вод обычно располагается близко от поверхности земли, местами даже выходят на поверхность пойменных террас, образуя небольшие озера и болота, а в пределах надпойменных террас глубина их залегания увеличивается до 20 м.

Характер и объем питания грунтовых вод аллювиальных отложений различны не только в разных климатических зонах, но и изменяются от сезона к сезону.

В областях избыточного и переменного увлажнения источниками их питания могут быть атмосферные осадки (твердые и жидкие), подземные воды водоносных горизонтов водораздельных пространств, артезианские, а также воды рек во время их разливов.

Грунтовые воды речных долин в областях избыточного и переменного увлажнения оказывают существенное влияние на речной сток. В меженный период (особенно зимний) они являются единственным источником питания поверхностных водотоков.

В пределах климатического пояса недостаточного увлажнения источниками питания грунтовых вод аллювиальных отложений являются талые воды весеннего снеготаяния, насыщающие междуречные пространства и стекающие в толщу аллювия. Однако главным и часто единственным постоянным источником питания грунтовых вод подруслового и прируслового аллювия является непосредственная фильтрация вод реки через дно и берега. В определенных условиях питание грунтовых вод может происходить и путем конденсации водяных паров воздуха.

Химический состав грунтовых вод аллювиальных отложений близок химическому составу поверхностных вод. Обычно это пресные гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией менее 1 г/л. Там, где грунтовые воды получают дополнительное питание за счет глубоких напорных вод или циркулируют в горных породах, содержащих легкорастворимые соли, минерализация их может быть повышенной. Соответственно при этом изменяется и химический состав грунтовых вод.

4.4.2. Грунтовые воды ледниковых отложений

Ледниковые отложения широко распространены в СССР, Западной Европе и Северной Америке. Они представлены собственно ледниковыми образованиями — моренными суглинками и глинами и флювиогляциальными отложениями, состоящими преимущественно из песков.

Моренные суглинки и глины практически относятся к водоупорным породам, но обычно они включают в себя большое количество линз и прослоев песка и супесей, которые нередко оказываются водоносными. Отдельные разновозрастные толщи моренных суглинков и глин часто разделены флювиогляциальными отложениями, развитыми на довольно значительных площадях. Иногда такие отложения подстилают моренные суглинки и глины. В соответствии с этим выделяются водоносные горизонты надморенные, межморенные и подморенные (рис. 5). Характеризуясь общими условиями формирования (питания, стока), в гидравлическом отношении они различны: первые имеют свободную, ненапорную поверхность, вторые и третьи — напорные.

Водообильность линз и прослоев песков, залегающих среди моренных суглинков и глин, а также межморенных и подморенных флювиогляциальных отложений сильно изменяется в связи с тем,

что эти отложения имеют весьма непостоянный литологический состав и часто выклиниваются, замещаясь неводоносными суглинками и глинами. Этим объясняется разная глубина залегания грунтовых вод в скважинах и колодцах, расположенных на расстоянии 30—40 м друг от друга в областях развития моренных отложений.

Наибольшие запасы грунтовых вод сосредоточены во флювиогляциональных отложениях типа озов (вытянутых песчаных гряд) и особенно в зандрах (мощных песчаных толщах, развитых в крае-

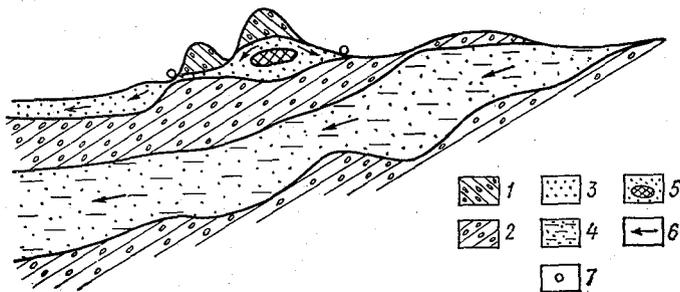


Рис. 5. Схема расположения водоносных горизонтов в ледниковых отложениях.

1 — конечная морена; 2 — донная морена; 3 — зандровые пески; 4 — межморенные пески; 5 — песчаные породы с прослойками глины, залегающие среди моренных отложений; 6 — направление движения подземных вод; 7 — источник.

вой части моренных отложений и образующих обширные «зандровые поля»), а также в ледниковых долинах стока, заполненных песчано-галечниковым материалом.

Благоприятные климатические и геоморфологические условия, достаточное количество атмосферных осадков при сравнительно невысоком испарении и хорошие коллекторские свойства ледниковых отложений являются причиной того, что в области их развития наблюдаются наиболее мощные бассейны и потоки грунтовых вод. Неслучайно верховья крупнейших русских рек (Волги, Дона, Днепра, Двины и др.) расположены в этой области.

Грунтовые воды ледниковых отложений обычно пресные. Они широко используются для водоснабжения населенных пунктов и нередко крупных городов и промышленных предприятий.

4.4.3. Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь

Степные и пустынные районы расположены за пределами распространения ледниковых отложений. Они расположены в южной части Украины, Прикаспийской низменности, в Предкавказье, в южной части Казахстана и в Средней Азии, где находятся пустыни Каракум, Кызылкум, Сары-Ишикотреа, Муюнкум, Бетпак-Дала. Степи и особенно полупустыни и пустыни характеризуются малым количеством атмосферных осадков (в среднем около 150—250 мм в год) при высокой испаряемости (до 2500 мм в год и бо-

лее). Речная сеть развита очень слабо. Реки, протекающие по пустыням, относятся к «транзитным», поскольку они не получают питания по пути движения. Реки Амударья, Сырдарья и др. после выхода из гор расходуют свои воды на питание грунтовых вод и испарение.

Значительные площади указанных областей заняты сухими песками, лёссовидными и глинистыми породами, слабо восприимчивыми атмосферными осадками. Выпадающие на поверхность степей, полупустынь и пустынь в теплое время года атмосферные осадки расходуются в основном на испарение и в незначительном количестве на инфильтрацию; в отдельных районах может иметь место конденсация водяных паров из воздуха. Таким образом, условия для накопления грунтовых вод в степях и особенно в полупустынях и пустынях весьма неблагоприятны.

Грунтовые воды в лёссовых образованиях и лёссовидных суглинках наиболее широко распространены на территории Азово-Кубанской и Причерноморской низменностей, степного Крыма, левобережной Приднепровской возвышенности, Полтавского плато, Сало-Ергенинского плато и склонов Ставропольской возвышенности. Здесь они залегают обычно в нижней части разреза на глубине 20—30 м вследствие хорошей вертикальной водопроницаемости лёссовых отложений. Минерализация грунтовых вод пестрая, она закономерно повышается по направлению на юг и юго-восток от пресных до 20 г/л и более.

Грунтовые воды сухих степей и полупустынь (Прикаспийская низменность и другие районы) залегают на различных глубинах от поверхности земли. Они в большей части имеют высокоую минерализацию и непригодны для водоснабжения. Здесь пресные воды распространены на небольших пониженных участках, где атмосферные воды просачиваются на глубину в больших количествах, чем на возвышенных пространствах и приводораздельных склонах.

Грунтовые воды пустынь большей частью сильно минерализованы. Этому способствуют климатические условия и равнинный характер рельефа, вследствие которого замедляется движение грунтовых вод. Однако на поверхности минерализованных грунтовых вод во многих районах «плавают» линзы пресных вод, занимающие нередко значительную площадь. Пресные воды образуются преимущественно за счет атмосферных осадков и конденсации водяных паров. Обладая меньшей плотностью, пресные воды находятся на поверхности соленых и благодаря малой скорости диффузии не смешиваются с ними. Выделяются следующие типы пресных линз (по В. Н. Кунину).

Подтакрырные линзы. На такырах¹, имеющих ровную глинистую поверхность без растительности, собираются атмосфер-

¹ Такыр — плоская, хорошо выровненная поверхность, глинистая, в сухое время плотная, твердая, с характерной полигональной трещиноватостью; во влажном состоянии — вязкая, липкая, почти непроходимая для транспорта. В сезон дождей такыры могут покрываться мелкими озерами, которые быстро высыхают.

ные осадки и воды временного поверхностного стока. Эти воды просачиваются по трещинам глинистой корочки и образуют пресную линзу на поверхности соленой воды. Объем таких линз изменяется от десятков до сотен тысяч кубометров. Линзы широко используют для водоснабжения (с помощью колодцев). Создавая на такырах систему водосборных канав, впадающих в специально вырытые наливные колодцы, население издавна усиливает пополнение пресных линз, уменьшая потери поверхностных вод на испарение и сток.

Линзы бассейнов сухих логов образуются в результате инфильтрации вод временного стока, проходящих по логом. Такие лого распространены на стыке пустынь с предгорными равнинами, на склонах останцовых возвышенностей в пустынях. Запасы пресных вод в этих линзах различны. Путем устройства в логох специальных дамб, задерживающих поверхностный сток, пополняют запасы линз.

Подпесчаные линзы формируются под массивами барханных песков, под дюнами и другими формами песчаных накоплений в условиях, когда минерализация подстилающих вод не превышает 40 г/л. Они приурочены к мелкозернистым пескам. Запасы пресных вод изменяются в очень широких пределах, местами достигают миллиардов кубометров. Источники питания подпесчаных линз — атмосферные осадки и конденсационные воды.

В последние годы в Каракумах открыты крупные подпесчаные линзы пресных вод: Ясханская, Чильмамедкульская, Заунгузские, Восточно-Каракумские и др.

Наиболее изучена Ясханская линза, занимающая центральную часть Приузбойских Каракумов. По Н. Г. Шевченко, линза в плане имеет форму эллипса, длина осей 65 и 30 км. Площадь линзы по зеркалу (в пределах контура вод с минерализацией до 1 г/л) около 2000 км². Глубина залегания от дна межгрядовых понижений около 40 м. Мощность ее возрастает от периферии к центру, где она составляет более 70 м. Сток грунтовых вод линзы направлен в русло р. Узбоя, в котором существуют пресные озера.

Линзы пресных и солоноватых вод в пределах лиманов, на такырах, в незакрепленных песках и других участках широко используются местным населением для водоснабжения (иногда крупного) и водопоя скота.

В отдельных пустынных зонах грунтовые воды пресного состава вскрываются колодцами и скважинами только вблизи поверхностных водотоков и постоянных оросительных каналов. Питание этих вод на таких участках осуществляется за счет фильтрационных потерь речных и оросительных вод.

4.4.4. Грунтовые воды горных областей, межгорных впадин и предгорных наклонных равнин

В горных областях грунтовые воды распространены в породах коры выветривания, а также встречаются в трещинах и более крупных тектонических нарушениях дочетвертичных пород.

Горным хребтам свойственны интенсивная расчлененность рельефа и вертикальная зональность климата: увеличение осадков и понижение температуры воздуха с повышением местности над уровнем моря. Питаемые атмосферными осадками грунтовые воды выклиниваются на склонах речных долин и ущелий, образуя источники. Благодаря интенсивной циркуляции воды пресные. Исключения представляют источники, выходящие из соленосных отложений. Часть грунтовых вод перетекает в отложения предгорных шлейфов, питая артезианские водоносные горизонты. Горные хребты с окаймляющими их предгорными шлейфами являются областями питания подземных вод равнинных территорий.

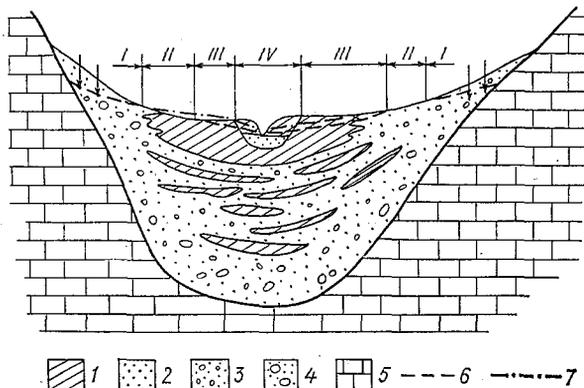


Рис. 6. Схематический гидрогеологический разрез межгорной впадины, заполненной конусами выноса селевых потоков и боковых рек.

Гидрогеологические районы: I — питания подземных вод; II — частичного выклинивания подземных вод на поверхность; III — неглубокого залегания грунтовых вод, подпитываемых напорными; IV — долина главной реки, дренирующей впадину. 1 — суглинок; 2 — песок; 3 — песок с гравием и галькой; 4 — валунно-галечниковые отложения; 5 — дочетвертичные породы; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — пьезометрический уровень напорных вод.

Грунтовые воды в межгорных впадинах заключены в мощных аллювиально-пролювиальных отложениях конусов выноса и предгорных равнин и в аллювии террас и дельт. Главные реки, прорезающие впадины, дренируют их, являясь приемником подземных вод, поэтому расходы рек возрастают по течению.

В конусах выноса по мере движения от их вершин к периферии валунно-галечниковые отложения сменяются песчано-гравелистыми, а затем суглинисто-глинистыми (рис. 6). Последние, являясь как бы подземной плотиной, создают подпор грунтовых вод. Воды, залегающие в галечниках или песках под суглинисто-глинистыми отложениями, приобретают напорность. Образуются единые водоносные комплексы грунтовых и напорных вод. Здесь выделяются следующие гидрогеологические районы:

1) просачивания атмосферных осадков и вод, теряющихся на фильтрацию из русел рек и каналов, при поливах, а также вод, стекающих с горных склонов. Грунтовые воды залегают на глубине нескольких десятков и даже сотен метров. Воды пресные, близкие по составу к речной воде;

2) частичного выклинивания грунтовых и напорных вод. Глубина залегания грунтовых вод в пределах 0—3 м. В понижениях рельефа они выходят на поверхность, вызывая заболачивание и питая пресные родники и водотоки, известные в Средней Азии под названием карасу, широко используемые для орошения. Эти воды называются возвратными, имея в виду, что однажды они уже были на дневной поверхности и после некоторого подземного пути возвратились на поверхность. Помимо выхода на поверхность в понижениях рельефа, что называют площадным выклиниванием, различают русловое выклинивание, при котором возвратные воды выходят в русла реки, прорезающей конус выноса, и главной реки, дренирующей впадину.

В районе выклинивания скважины, вскрывающие напорные (обычно пресные) воды, часто фонтанируют, расход скважины может достигать 100 л/с и более. Грунтовые воды пресные или слабоминерализованные (при аридном климате), они интенсивно подпитываются восходящими токами напорных вод. Почвенный покров подвержен заболачиванию грунтовыми водами, при повышенной минерализации их — слабому засолению;

3) неглубокого залегания и повышенной минерализации грунтовых вод (в аридных областях). Занимает периферическую часть конуса и примыкающие межконусные понижения. Вследствие низкой естественной дренированности грунтовые воды залегают на неорошаемых землях на глубине 1—6 м, на орошаемых — в основном на глубине до 3 м. Грунтовые воды также подпитываются напорными, но выклинивания не происходит. Скважины, вскрывающие напорные воды, нередко фонтанируют. Грунтовые воды активно участвуют в почвообразовании, могут вызывать заболачивание и засоление;

4) долина главной реки, дренирующей впадину. Грунтовые воды питаются за счет грунтовых и напорных вод конусов выноса, осадков и речных вод. Глубина залегания и минерализация их зависят от естественной дренированности террас и климатических условий.

Между горными хребтами и молодыми поднятиями, называемыми в Средней Азии адырами, непосредственно ограничивающими межгорные впадины, нередко встречаются впадины меньшей площади — межадырные. Последние заполнены пролювиально-аллювиальными отложениями потоков и боковых рек. Здесь также наблюдаются районы интенсивного питания грунтовых вод за счет погружения поверхностных вод и площадного и руслового выклинивания грунтовых и напорных вод. Воды пресные, нередко вызывают заболачивание почв.

Предгорные наклонные равнины представляют в большинстве

своим слившимися конусы выноса рек. Здесь могут быть выделены те же гидрогеологические районы, что и на конусах выноса. В районе выклинивания, так же как и на конусах выноса, разгружаются пресные грунтовые и напорные воды, вызывающие заболачивание почв и питающие источники и карасы. Ширина зоны выклинивания может достигать многих километров. С удалением от площадей выклинивания глубина залегания грунтовых вод постепенно увеличивается до 15 м и более. Мощные континентальные отложения предгорных накоплений равнин нередко являются природными коллекторами огромных запасов как грунтовых, так и артезианских вод. Запасы подземных вод в данных геологических структурах формируются путем поглощения вод поверхностных водотоков, а также инфильтрации атмосферных осадков.

Характер строения и условия питания подземных вод предгорных наклонных равнин в совокупности с климатическими особенностями определяют различную степень их минерализации. Минерализация увеличивается по мере удаления от области питания подземных вод, т. е. от гор, и главное значение в этом процессе принадлежит испарению.

4.4.5. Грунтовые воды морских побережий и дюн

Грунтовые воды морских побережий разнообразны по глубине залегания и химическому составу. Это зависит прежде всего от климатических условий, рельефа и геологического строения побережья, солености морской воды, близости речных долин и других факторов.

В условиях гумидного климата в дюнах, обычно сложенных мелкозернистыми однородными песками, на поверхности соленых грунтовых вод формируются пресные линзы. Образование таких линз объясняется условиями гидродинамического равновесия, обусловленного различной плотностью пресной и соленой воды. Механизм образования сводится к тому, что атмосферные осадки, выпадающие на поверхность песчаных образований, и сконденсированные водяные пары воздуха просачиваются вглубь и достигают поверхности морской соленой воды. Накапливающаяся пресная вода давит на поверхность соленой морской воды и прогибает ее поверхность. Уровень пресной воды в подобных случаях всегда лежит выше уровня окружающего моря и чем дальше от береговой полосы, тем выше уровень стояния пресной воды и тем больше слой пресной воды, под которым залегает соленая морская вода. В результате длительного процесса накопления инфильтрационных и конденсационных вод создается мощная линза пресных вод, как бы плавающих на соленых морских водах.

Артезианские воды

5.1. Основные особенности и условия залегания артезианских вод

Артезианские воды — напорные подземные воды, залегающие в водоносных горизонтах (комплексах) между водоупорными или относительно водоупорными пластами.

Характерные особенности артезианских вод:

— залегают глубже горизонта грунтовых вод в водоносных горизонтах и комплексах, подстилаемых и перекрытых водоупорными (или относительно водоупорными) пластами;

— область питания и создания напора артезианских вод и область их распространения не совпадают и часто удалены одна от другой на большие расстояния;

— при вскрытии артезианского водоносного горизонта скважиной вода в ней поднимается выше кровли горизонта, т. е. появление воды в скважине всегда отмечается ниже установившегося уровня;

— режим артезианских вод является более стабильным по сравнению с грунтовыми водами, пьезометрический уровень мало подвержен месячным и сезонным колебаниям; температура вод с глубиной, как правило, возрастает;

— по сравнению с грунтовыми артезианские воды менее подвержены загрязнению с поверхности в связи с тем, что они перекрываются относительно водоупорными породами.

Самая характерная черта артезианских вод — наличие напора, проявляющегося в поднятии подземных вод над кровлей водоносного горизонта. Различают два уровня артезианских вод: уровень появления воды в выработке (*появившийся уровень*) и *установившийся* (напорный или пьезометрический) уровень, который может быть выше и ниже поверхности земли.

Напор в артезианских водоносных горизонтах создается гидростатическим давлением (весом воды), геостатической нагрузкой, тектоническими напряжениями, криогенными явлениями, а также изменением пористости пород в результате образования новых минералов.

Влияние геостатических нагрузок (веса вышележающих пород) на формирование давлений в водоносных горизонтах заключается в отжатии воды из сильно уплотняющихся осадков (например, глин) в водоносные горизонты, породы которых подвергаются меньшему уплотнению (пески и др.). Под влиянием давления наиболее сильно уплотняются глины, степень уплотнения песков значительно ниже. Дополнительные объемы воды, которые поступают из подстилающих и перекрывающих глинистых толщ в водоносные породы, приводят к повышению пластовых давлений,

формированию областей питания и созданию напора за счет геостатических давлений (элизионный режим).

Напоры геодинамического происхождения образуются преимущественно в сейсмически активных районах за счет напряжений, создаваемых в пластах тектоническими силами.

Напор гидростатического происхождения развит в артезианских бассейнах или их частях, где процесс уплотнения пород, их слагающих, прекратился и геостатическое давление сдерживается скелетом пород. Пористое же пространство, по которому циркулируют артезианские воды, достигло относительно постоянного размера и не изменяется.

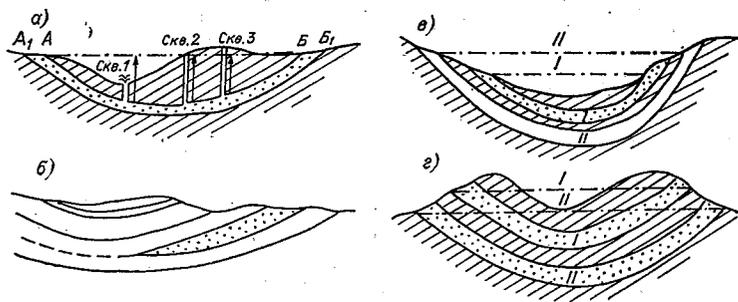


Рис. 7. Схемы различного расположения артезианских водоносных горизонтов.

Условия залегания напорных водоносных горизонтов весьма разнообразны. Наиболее широко они распространены в пределах синеклиз, впадин, мульд, краевых и предгорных прогибов, а также в межгорных впадинах, грабенах, сложенных породами дочетвертичного, реже четвертичного возраста. Часто встречается мульдообразное, моноклинальное залегание водоносных пластов. На рис. 7 приведена схема мульдообразно залегающих напорных водоносных горизонтов. Здесь участки выхода водоносных горизонтов на поверхность являются областями их питания, область *АВ* называется областью распространения напорного водоносного горизонта, или областью движения напорных вод. Участки, на которых напорные воды выходят на поверхность (например, в долинах рек) или перетекают в другой водоносный горизонт, называются областями разгрузки. Горизонтальная линия *АВ* определяет высоту гидростатического давления на площади распространения напорных вод и называется *линией напора*, или *пьезометрической линией*.

Водоносные пласты могут быть изменчивы как по мощности, так и по литологическому составу. На рис. 7 б показано выклинивание водоносного пласта.

При этажном расположении водоносных пластов важно знать не только площадь распространения отдельных водоносных горизонтов, их литологический состав, но и соотношение напоров воды

в каждом из них. В схеме, показанной на рис. 7 в, в более глубоких водоносных горизонтах (II) напоры выше, чем в ближайших к поверхности (I). Наоборот, в условиях, показанных на рис. 7 г, более высокие напоры имеются в верхних водоносных горизонтах. При выходе напорных вод на поверхность образуются восходящие источники.

Известно, что абсолютно водонепроницаемых горных пород не существует. Вследствие этого напорные водоносные горизонты чаще находятся между собой в гидравлической связи: по пути своего движения подземные воды из одного горизонта могут перетекать в другой через слабопроницаемые пласты в результате разности напоров. В связи с этим разделение всей площади распространения напорных водоносных горизонтов на области питания, движения и стока является в значительной мере условным.

Ряд напорных водоносных горизонтов, имеющих этажное расположение и разделенных относительно водоупорными слоями различной мощности, образуют артезианские бассейны подземных вод. *Артезианским бассейном* называется геологическая структура синклинального типа, содержащая в себе один, два или несколько водоносных горизонтов и комплексов. Артезианский бассейн состоит из фундамента и перекрывающего его водоносного чехла (подробнее см. в гл. 9).

5.2. Условия питания и разгрузки артезианских водоносных горизонтов

Различают *внешнюю* и *внутреннюю* области инфильтрационного питания водоносных горизонтов.

Внешняя область питания находится вне пределов артезианского бассейна, часто на соседней горно-складчатой территории. С внешней области питания поверхностные и подземные воды поступают на территорию артезианского бассейна. Наиболее благоприятные условия для перетекания подземного стока из соседних структур в артезианский бассейн создаются в районах с гумидным климатом на участках развития хорошо проницаемых водовмещающих пород (например, на юго-востоке Западно-Сибирской области на границе с Алтаем, на юге Приазовского артезианского бассейна на границе с Северным Кавказом).

Аридный климат, перехват подземного стока поверхностными водотоками, плохие фильтрационные свойства водовмещающих пород отрицательно сказываются на формировании ресурсов подземных вод в том крыле артезианского бассейна, которое обращено к такой внешней области питания (например, на границе Казахского мелкосопочника и Западно-Сибирской области, Донецкого Кряжа и Приазовского артезианского бассейна).

В питании подземных вод близлежащего крыла артезианского бассейна участвует подземный сток, образующийся в пределах узкой полосы горно-складчатого обрамления (шириной примерно

до 30 км), а не в пределах всего водосбора горно-складчатой области [48].

Внутренняя область питания расположена в пределах территории артезианского бассейна, где атмосферные осадки питают речную сеть, грунтовые воды и через них вливаются в артезианские воды. Помимо климатических факторов важную роль в питании подземных вод играет состав четвертичного покрова, рельеф поверхности и другие факторы стока.

Во внутренней области питания выделяются *зоны поглощения и перелива*. К *зонам поглощения* относят ту часть артезианского бассейна, в пределах которой происходит инфильтрация или инфлюация поверхностных вод и атмосферных осадков непосредственно в водоносный горизонт. Это участки выхода водоносных пластов на поверхность, не прикрытые водоупорными породами или прикрытые водопроницаемыми четвертичными отложениями. В качестве примера зон поглощения можно назвать Силурийское плато, Валдайскую возвышенность, Сибирские увалы и др. Примером сочетания внутренней и внешней областей питания являются пролювиальные шлейфы, расположенные у подножия гор Средней Азии и Большого Кавказа. Зона поглощения артезианского бассейна является одновременно и зоной создания гидростатического напора инфильтрационного происхождения.

Зоной перелива называется зона, в пределах которой происходит перелив подземных вод из одной гидрогеологической структуры (см. гл. 9) в другую, а очагом перелива — гидрогеологическое окно, где происходит перелив из одного водоносного горизонта в другой. Очаги перелива из одного водоносного горизонта в другой наблюдаются во многих артезианских бассейнах. Например, в Днепровско-Донецком артезианском бассейне юрский водоносный горизонт переливает в меловой. Широко распространен перелив грунтовых вод в артезианские (в областях питания) и из артезианских водоносных горизонтов в грунтовые (в очагах разгрузки артезианских вод). Эти очаги разгрузки нередко фиксируются тепловыми и гидрохимическими аномалиями, куполообразным залеганием соленых вод в аллювиальных водоносных горизонтах по долинам многих рек на Русской равнине.

А. М. Овчинников очаги разгрузки подземных вод разделяет на открытые, скрытые и искусственные.

К **открытым** очагам он относит: эрозионные (очаги разгрузки в долинах рек, бессточных впадинах в пустынных районах); барьерные (при наличии препятствий на пути движения артезианских вод); структурно-тектонические, возникающие на куполах, поднятиях, в зонах тектонических разломов.

Скрытые очаги разгрузки подразделяются на *внешние* и *внутренние*. Примером скрытых внешних очагов разгрузки могут служить субфлювиальные (очаги в русле рек и под аллювиальными отложениями), субмаринные (источники на дне моря) и др. К скрытым внешним очагам разгрузки А. М. Овчинников относит также рассредоточенную разгрузку подземных вод через

водоупорные толщи при наличии больших напорных градиентов. Скрытые внутренние очаги разгрузки широко распространены в зоне насыщения подземной гидросферы и чаще обнаруживаются в местах несогласного залегания свит, на участках «фациальных окон», а кроме того, в зонах, перекрытых осадочными породами тектонических разломов, осевых частей антиклиналей, куполов и поднятий, не проявляющихся на поверхности земли. Большое значение имеют также перетоки вод из одного артезианского бассейна в другой, смежный.

В районах распространения многолетнемерзлых пород разгрузка артезианских вод осуществляется через сквозные талики. Очаги разгрузки проявляются в зимнее время в виде наледей и гидролакколитов.

Необходимо отметить, что для многих артезианских бассейнов открытые очаги разгрузки напорных вод имеют весьма ограниченное распространение. Большее значение имеют скрытые очаги разгрузки, через которые вода незаметно перетекает из одного водоносного горизонта или комплекса в другой.

Искусственными очагами разгрузки являются крупные водозаборы подземных вод (группа скважин, из которых производится отбор воды для водоснабжения или других целей) и одиночные водозаборные сооружения (обычно скважины), при длительной эксплуатации которых в некоторых водоносных горизонтах создаются понижения статических уровней на несколько десятков метров.

5.3. Происхождение и закономерности стока артезианских вод

В верхних этажах артезианских бассейнов, а при небольшой мощности осадочных пород во всех этажах подземные воды движутся от области поглощения к области напора и разгрузки. В таких условиях артезианские воды имеют только инфильтрационное происхождение. В условиях элизионного режима, сопровождающегося отжимом связанных вод из глинистых пород, возрастает или становится преобладающей роль седиментационных вод. В этой обстановке движение артезианских вод направлено от участков максимальных мощностей глинистых толщ и наибольшего погружения водоносных горизонтов к окраинам артезианского бассейна (рис. 8).

Во многих артезианских бассейнах подземный сток имеет разную направленность в верхних и нижних этажах. Вверху он имеет центробежный характер, поскольку формируется под влиянием инфильтрационного питания, а внизу — центростремительный, что обусловлено элизионным режимом. Существуют артезианские бассейны с обособленным стоком в разных частях. Так как превышение области питания над очагами разгрузки определяет вместе с водными свойствами водоносного горизонта направление и скорости движения вод и водообмена, то не исключается

возможность более интенсивного водообмена при благоприятных условиях нижнего водоносного горизонта по сравнению с верхним.

Наряду с инфильтрационным и элизионным режимом движения в наиболее глубоких частях артезианских бассейнов возникает термоупругий режим движения артезианских вод, вызванный различиями коэффициентов объемного термического расширения воды и водовмещающих пород.

Выделяются артезианские бассейны целиком с инфильтрационным режимом. Эти бассейны существовали длительное время над уровнем моря, и все их водоносные горизонты до настоящего времени промываются инфильтрационными водами.

Рис. 8. Условия питания и динамики вод в артезианском бассейне (по Н. И. Толстихину и В. А. Кирюхину).

1 — зона поглощения для артезианских вод; 2 — зона перелива вод складчатого фундамента в артезианский водоносный горизонт; 3 — зона перелива из артезианского водоносного горизонта в грунтовые воды; I — область инфильтрационного режима артезианских вод; II — область элизионного режима артезианских вод.



Существуют артезианские бассейны только с элизионным режимом. Это структуры, находящиеся под уровнем моря.

Большинство артезианских бассейнов, расположенных на платформах характеризуются инфильтрационным режимом выше регионального водоупора и элизионным режимом ниже его. Граница между ними обычно проходит на глубине 0,7—1,5 км. В наиболее глубоких частях разреза (более 6 км) при благоприятных условиях может возникать и термоупругий режим [48].

Дренаж водоносных толщ артезианского бассейна наиболее интенсивно проявляется в приповерхностных его частях, особенно на окраинах. Он зависит от высоты области питания, от условий выхода подземных вод на поверхность, от высотного соотношения области питания и очагов разгрузки. Кроме того, на интенсивность дренажа влияют литологический состав пород, их пористость, кавернозность, трещиноватость, степень раскрытости водоносных горизонтов, коэффициент фильтрации. Велико значение глубины вреза гидрографической сети. Глубокие части артезианского бассейна находятся в области исключительно медленного дренирования.

На формирование артезианских вод и их сток немаловажное влияние оказывает рельеф местности. На водоразделах обычно напоры подземных вод снижаются от верхних водоносных горизонтов к нижним, что определяет возможность перетока вод от дневной поверхности вниз и питание напорных водоносных горизонтов за счет выпадающих на водоразделе атмосферных осадков. В областях же разгрузки по долинам рек соотношение напоров обратное, т. е. повышение напоров происходит от верхних гори-

зонтов к нижним, что способствует перетоку вод из нижних горизонтов в верхние, а в случае положительной пьезометрической поверхности и изливаю напорных подземных вод на поверхности земли. Долины крупных рек (Волги, Камы, Оби и др.) являются дренами не только для грунтовых, но и для артезианских вод, причем это дренирующее влияние прослеживается в водоносных горизонтах, залегающих на глубине 500—700 м, иногда ниже. Важную дренирующую роль выполняют также котловины крупных озер, например оз. Ильмень — дрена девонских водоносных комплексов Московского артезианского бассейна, оз. Байкал — дрена неоген-четвертичных водоносных комплексов Байкальских артезианских бассейнов.

5.4. Гидрогеологическая зональность артезианских бассейнов

В артезианских бассейнах прослеживается гидродинамическая, гидрохимическая и температурная зональность.

5.4.1. Гидродинамическая зональность

Гидродинамическая зональность определяется условиями водообмена. В вертикальном разрезе артезианского бассейна выделяют верхнюю (свободного водообмена), среднюю (затрудненного водообмена) и нижнюю (весьма затрудненного водообмена) гидродинамические зоны. Мощности этих зон в каждом артезианском бассейне свои. Они определяются конкретными гидрогеологическими условиями и геологоструктурным строением бассейнов. Необходимо заметить, что выделение этих зон, проведение между ними границ является в значительной степени условным, так как в артезианских бассейнах наблюдается большое разнообразие гидродинамических условий, не укладывающихся в три гидродинамические зоны.

Для верхней зоны (свободного водообмена) характерна «открытая» гидравлическая связь водоносных горизонтов с поверхностью артезианского бассейна. В состав этой зоны входят зона аэрации, горизонт грунтовых вод и верхние артезианские водоносные горизонты, а также трещинные воды зоны выветривания фундамента артезианского бассейна, если они дренируются долинами речной сети.

Подземные воды зоны свободного водообмена тесно связаны с водами поверхностных водотоков (рек, ручьев), водоемов (озер, болот) и с атмосферными водами. Это определяет связь режима подземных вод верхней гидродинамической зоны с режимом атмосферы и поверхностной гидросферы.

За условную нижнюю границу зоны свободного водообмена принимают поверхность базиса дренирования долин рек данного артезианского бассейна. Необходимо, однако, учитывать и водопоры. Для выявления этой границы Н. А. Журавель предложил

сравнивать положение уровней поинтервального опробования скважин, пройденных поперек долины реки. В скважине, расположенной около русла реки, отметки уровней с глубиной возрастают вследствие влияния восходящего движения подземных вод. В скважине, находящейся на борту долины, отметки уровней с глубиной падают по причине нисходящего движения инфильтрационных вод. Абсолютную отметку, на которой совпадут уровни воды указанных скважин, и принимают за нижнюю границу зоны свободного водообмена. Она располагается обычно на глубине 100—500 м ниже уреза воды в реках.

Зона свободного водообмена расслаивается на ярусы, из которых верхний ярус, залегающий выше местных эрозионных врезов, в 10—20 раз динамичнее средней динамичности всей зоны. Скорости фильтрации подземных вод зоны свободного водообмена изменяются от километров до нескольких метров в год.

Средняя зона (затрудненного водообмена) характеризуется замедленным обменом между атмосферными, поверхностными и подземными водами, затрудненным подземным стоком. Динамика подземного стока этой зоны определяется дренирующим воздействием крупных водных артерий с глубоким эрозионным врезом своих долин. При благоприятных гидрогеологических и гидродинамических условиях разгрузка подземных вод средней зоны возможна и в пределах влияния местных дренирующих систем. Питание и разгрузка подземных вод этой зоны в дренирующие системы осуществляются не повсеместно, а на отдельных площадях. Влияние климатических факторов отражается лишь в вековых промежутках времени. Подземные воды зоны, как правило, обладают значительными напорами.

Нижняя зона (весьма затрудненного водообмена) занимает наиболее глубокие части артезианских бассейнов. В ней действительные скорости движения подземных вод обычно не превышают нескольких миллиметров в год, т. е. являются ощутимыми в геологическом времени. Подземный сток осуществляется под ограниченным дренирующим влиянием морских и океанических впадин и глубоких тектонических разломов земной коры.

Границу между средней и нижней гидродинамическими зонами обычно условно проводят по региональным водоупорам. Существуют и количественные критерии для их разделения: по расходу пластового потока, длительности сроков водообмена, по данным о соотношении напоров, положении пьезометрических уровней, а также по косвенным показателям гидродинамической обстановки — гидрохимической зональности, «возрасту» вод, изотопной плотности, отношению He/Ar и др.

Инфильтрационный, элизионный и термоупругий режимы движения возможны в разных гидродинамических зонах. Например, инфильтрационный режим может наблюдаться во всех трех выделенных зонах. Элизионный режим характерен для зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Термоупругий

режим может встречаться только в зоне весьма затрудненного водообмена.

Скорость водообмена зависит также от скорости движения подземных вод, размеров артезианских бассейнов и объема коллектора в пределах конкретных водоносных комплексов. Чем больше водопроницаемость пород и меньше их объем, тем быстрее совершается в них водообмен даже при одних и тех же гидравлических уклонах потока.

По интенсивности водообмена наиболее благоприятные условия отмечаются в мелких бассейнах горно-складчатых областей и в относительно небольших межгорных впадинах. Менее интенсивный водообмен показателен для крупных межгорных впадин. Наименьшие скорости водообмена свойственны для артезианских бассейнов платформенного типа, не связанных с горными системами.

И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин предлагают в артезианских бассейнах выделять два гидродинамических этажа: верхний, охватывающий зоны интенсивного и замедленного водообмена, и нижний, включающий зону весьма замедленного водообмена.

В верхнем этаже движение воды определяется гидростатическим напором и происходит от области питания и создания напора к области разгрузки. В нем отмечается сравнительно интенсивное движение воды, замедляющееся по мере увеличения изоляций водоносных пород от дневной поверхности водоупорными и слабоводопроницаемыми породами. Направление движения воды в этом этаже обусловлено положением водоразделов (области питания) и долин крупных рек и озерных впадин (области разгрузки).

В большинстве крупных артезианских бассейнов верхний гидродинамический этаж отделен от нижнего толщами регионально распространенных слабоводопроницаемых глин, мергелей или соленосных отложений. Такие толщи отмечаются в Волго-Камском, Днепроовско-Донецком, Терско-Кумском, Прикаспийском, Каракумском, Западно-Сибирском, Иркутском артезианских бассейнах.

В нижнем гидродинамическом этаже направление движения подземных вод определяется геостатическим давлением и происходит от наиболее погруженных частей бассейна к его приподнятым частям. Такие гидродинамические условия сохраняются до смены прогибания артезианского бассейна (или отдельных его частей) поднятием. И. К. Зайцев и Н. И. Толстихин считают, что если процесс поднятия протекает длительное время, то геостатическое давление на глубине уравнивается с давлением гидростатическим. Вследствие этого во всей обводненной толще пород артезианского бассейна движение воды будет происходить под действием гидростатического напора.

Однако во многих артезианских бассейнах в нижнем гидродинамическом этаже отмечается нормальное гидростатическое давление, но региональное движение подземных вод, представленных рассолами, практически отсутствует вследствие недостаточности

гидростатических давлений, формирующихся в области питания и создания напора, для вытеснения рассолов из глубоких частей впадин. Разгрузка рассолов в таких условиях, если и происходит, то в ничтожном количестве и только по тектоническим разломам и фациальным «окнам». Примерами таких бассейнов являются Московский, Волго-Камский, Ангаро-Ленский и южная часть Якутского. В таких бассейнах в нижнем этаже отмечается относительно гидродинамическое равновесие.

5.4.2. Гидрохимическая зональность

Гидрохимическая зональность артезианских бассейнов выражается в смене химического состава и степени минерализации подземных вод с глубиной. Она тесно связана с гидродинамической в связи с тем, что факторы, определяющие гидродинамическую зональность, оказывают непосредственное влияние на формирование минерализации и химического состава подземных вод. Наибольшее влияние на формирование химического состава подземных вод эти факторы оказывают в зоне интенсивного водообмена. В зонах замедленного и весьма замедленного водообмена гидродинамические показатели в формировании химического состава подземных вод имеют, по-видимому, второстепенное значение. Кроме гидродинамических факторов на формирование минерализации и химического состава подземных вод оказывают влияние такие показатели, как химический состав и литологические особенности водовмещающих пород, возраст геологических структур и история их развития, наличие многолетнемерзлых пород в разрезе, степень развития процессов замещения вод седиментационных инфильтрационными в пределах артезианских бассейнов и смешения вод различного происхождения.

Зона свободной (интенсивного) водообмена характеризуется окислительной обстановкой, температура воды обычно невысокая, примерно до 25 °С; воды преимущественно пресные и солоноватые, но при наличии в разрезе соленосных отложений встречаются соленые воды и рассолы. В условиях недостаточного увлажнения климата сухих степей, полупустынь и пустынь при процессах континентального засоления в верхней гидродинамической зоне формируются воды пестрого состава и степени минерализации (от пресных до рассолов).

Зона замедленного водообмена характеризуется переходной обстановкой от окислительной к восстановительной, наличием вод с температурой примерно от 10 до 40 °С и выше, различного химического состава (преобладают сульфатный и хлоридный ионы) с минерализацией до 50 г/л и более (при наличии галогенных отложений).

Зона весьма замедленного водообмена характеризуется восстановительной обстановкой среды. Температура воды изменяется от 40 до 150 °С и выше, по составу они являются преимущественно хлоридными натриевыми, хлоридными кальциево-натриевыми,

хлоридными кальциевыми с минерализацией 50—500 г/л и более (бассейны с мощными толщами галогенных отложений).

Таким образом, по мере углубления и уменьшения интенсивности водообмена окислительная обстановка сменяется восстановительной, минерализация подземных вод возрастает, химический состав изменяется от гидрокарбонатного через сульфатный к хлоридному. Но в таком общем виде гидрохимическая зональность не может быть использована при составлении гидрогеологических карт и разрезов, так как отсутствуют конкретные признаки для проведения гидрохимических границ. Поэтому в начале 60-х годов коллектив института ВСЕГЕИ (И. К. Зайцев, Н. И. Толстихин, М. С. Гуревич) в качестве основного признака для выделения гидрохимических зон приняли степень минерализации подземных вод.

Они признали целесообразным выделять три основные зоны:

- 1) зону А — пресные воды с минерализацией менее 1‰;
- 2) зону Б — соленые воды с минерализацией 1—35‰;
- 3) зону В — рассолы с минерализацией 35—350‰ и более.

Каждая зона подразделяется на несколько подзон с учетом классификации подземных вод по степени минерализации (см. гл. 3, разд. 3.2). Индексы подзон записываются так: $A_{0,5}$, A_1 , B_3 , B_{10} , B_{35} , B_{70} , B_{140} и т. д. что соответственно обозначает интервалы минерализации 0,1—0,5; 0,5—1,0; 1,0—3,0; 3,0—10,0; 10,0—35,0; 35,0—70,0; 70,0—140,0‰.

Химический состав зоны А преимущественно гидрокарбонатный кальциевый. Зона пресных вод наиболее широко развита в климатическом поясе избыточного увлажнения. Она охватывает грунтовые воды и верхние артезианские водоносные горизонты местами до глубины 1000 м. В поясе недостаточного увлажнения в артезианских водоносных горизонтах пресные воды большей частью отсутствуют и встречаются только в виде линз, иногда крупных, плавающих на соленых грунтовых водах.

В зону Б включены солоноватые (минерализация 1—10‰) и соленые (минерализация 10—35‰) воды. Среди солоноватых встречаются гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, а также смешанного анионного состава воды, преимущественно натриевые. Среди соленых вод преобладают хлоридные натриевые.

Гидрохимическая зона Б в артезианских бассейнах СССР распространена очень широко. Ее мощность измеряется сотнями, иногда тысячами метров. С этой зоной связаны наиболее ценные сероводородные воды. Некоторые солоноватые воды применяют в качестве лечебных, питьевых и водопойных.

Рассолы нижней гидрохимической зоны (В) исключительно хлоридные. В их катионном составе при минерализации до 275‰ преобладают хлориды натрия, а при более высокой минерализации — хлориды кальция и реже магния. Рассолы имеют не только лечебное, но и преимущественно промышленное значение, так как обогащены иодом, бромом, бором и другими микрокомпонентами. Рассолы нижней зоны сосредотачиваются преимущественно во внутренних, наиболее глубоких частях артезианских бассейнов,

в разрезе которых имеются соленосные формации, как, например, в Европейской и Восточно-Сибирской артезианских областях, в Амударьинском артезианском бассейне. В артезианских бассейнах, лишенных соленосных формаций, крепкие рассолы не встречаются, но в глубоких частях встречаются слабые рассолы, что связано с миграцией их из соленосных пород фундамента (Западно-Сибирский артезианский бассейн).

Следует отметить, что по сравнению с зонами пресных и соленых вод зона рассольных вод имеет значительно большую мощность (до 10 км).

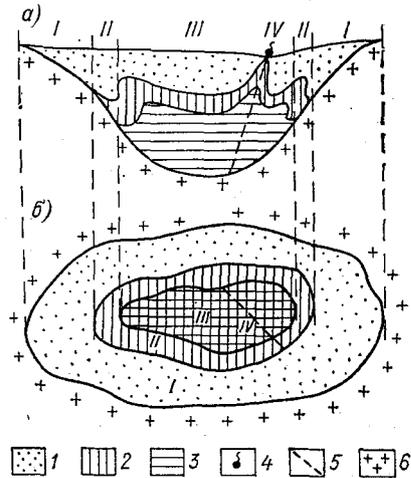


Рис. 9. Гидрохимическая зональность и поясность артезианских бассейнов. а — разрез, б — план; гидрохимические пояса: I — однозональный (пресных вод), II — двухзональный (пресных и соленых вод), III — трехзональный (пресных, соленых и рассольных вод); IV — гидрохимическая аномалия.

1—3 — гидрохимические зоны (1 — пресных вод, 2 — соленых вод, 3 — рассолов); 4 — очаг разгрузки соленых вод и рассолов; 5 — рассолопроводящий разлом; 6 — кристаллический фундамент.

В отдельных частях артезианских бассейнов выделяется несколько типов вертикального гидрохимического разреза:

I тип — развита лишь одна гидрохимическая зона пресных вод, которая прослеживается до пород фундамента. Он встречается на окраинах артезианского бассейна, т. е. там, где мощность слагающих их толщ невелика и где имеет место питание артезианских пластов, а не разгрузка.

II тип — развиты две гидрохимические зоны пресных и соленых вод (АВ). Он распространен обычно в некотором удалении от границы бассейна, в более глубоких его частях.

III тип — развиты три гидрохимические зоны пресных, соленых и рассольных вод. Он развиг в центральных частях артезианских бассейнов. Для этих же частей бассейна обычно характерна и наибольшая мощность отложений.

Таким образом, в общей схеме первый тип гидрохимического разреза обрамляет окраину бассейна со стороны области питания. Второй примыкает к первому, а третий распространен преимущественно в центральных частях бассейна (рис. 9).

Конкретное сочетание в гидрохимическом разрезе определенных гидрохимических зон образует в пределах артезианского

бассейна гидрохимический пояс. Таких поясов три: однозональный (А), двухзональный (АВ), трехзональный (АВВ).

Кроме трех перечисленных типов гидрохимического разреза, наиболее характерных для артезианских бассейнов влажного климатического пояса, имеются и другие типы гидрохимических разрезов:

- уменьшение минерализации с глубиной;
- уменьшение минерализации в средней части разреза — возрастание ее к фундаменту;
- возрастание минерализации в глубину с последующим убыванием ее к фундаменту;
- другие, нередко более сложные.

Эти типы разреза могут иметь региональное или локальное распространение. Обычно на фоне основных гидрохимических типов разреза они свидетельствуют о гидрохимических аномалиях и требуют специальных объяснений с учетом гидрогеологического развития бассейнов. Чаще аномальные гидрохимические типы разрезов встречаются в артезианских бассейнах межгорных впадин и предгорных районов, особенно на площадях, где области питания нижних водоносных комплексов и горизонтов расположены на более высоких абсолютных отметках, чем области питания верхних. Нередко гидрохимическая инверсия наблюдается также в результате резкого различия фильтрационных свойств пород смежных водоносных горизонтов или при наличии в геологическом строении бассейна соленосных пород. Обычно по мере приближения к соленосной толще пород минерализация подземных вод увеличивается, а при удалении вниз по разрезу несколько уменьшается.

Решающим фактором формирования гидрохимических зон является гидрогеологическая история бассейна:

- морские трансгрессии, их длительность, смена морских режимов лагунными, континентальными и наоборот, т. е. перемещение климатических зон в ходе геологической истории;
- накопление и сохранение галогенных толщ в разрезе;
- закрытие и раскрытие гидрогеологических структур в процессе их развития в связи с колебательными движениями земной коры и, соответственно, с развитием и отмиранием гидрографической сети;
- динамика вод, условия питания и разгрузки, водообмен в прошлом и настоящем.

5.4.3. Температурная зональность

Гидротермическая зональность выражается в изменениях температуры подземных вод в результате воздействия на земную кору внешних и глубинных факторов. Среди внешних факторов в температурном режиме верхних горизонтов земной коры велика роль климатических условий. Под влиянием колебаний климатических

условий в полярных странах и прилегающих к ним высоких широтах происходит вековое периодическое охлаждение и нагревание и, как следствие этого, периодическое глубокое промерзание и оттаивание верхних частей земной коры. Наоборот, в экваториальных и приэкваториальных широтах происходит вековое глубокое прогревание коры. Глубина проникновения в земную кору температурных колебаний зависит от амплитуды температурных колебаний на поверхности и длительности периодов колебаний. Примером глубокого проникновения в земную кору вековых отрицательных значений температуры, связанных с колебаниями климата в эпоху оледенений, является зона многолетней мерзлоты, мощность которой составляет до 1,5 км и более в северном полушарии и до 4 км в южном.

Роль глубинных факторов, связанных с воздействием потоков внутреннего тепла Земли, находит свое выражение в значениях геотермического градиента. Наименьшие значения геотермического градиента имеют место в пределах платформ и особенно в пределах выходов на поверхность кристаллического фундамента платформ — щитов. Наибольшие значения геотермического градиента свойственны областям молодой складчатости (Кавказ, Карпаты, Памир и др.) и особенно областям современной вулканической деятельности (Камчатка). Очень велика в таких местах роль тектонических разломов как проводников тепла.

В результате взаимодействия внешних и глубинных факторов формируется чрезвычайно разнообразная температура подземных вод артезианских бассейнов. В приповерхностных частях артезианских бассейнов, расположенных на территории распространения многолетней мерзлоты, подземные воды часто имеют отрицательную температуру. Промерзание водоносных горизонтов сопровождается разделением вод на твердую фазу (подземные льды) и отрицательно-температурные воды в жидкой фазе (криопэги). Криопэги — это соленые и рассольные воды, которые не замерзают при температуре в недрах до -12°C [48].

Под сферой отрицательно-температурных вод (льдов и криопэгов), а также к югу от нее залегает сфера вод в жидкой фазе, которая подразделяется на зоны:

- холодных и теплых вод с температурой $0-35^{\circ}\text{C}$;
- теплых и горячих вод (термы) с температурой $35-100^{\circ}\text{C}$;
- сверхгорячих вскипающих вод (гипертермы) с температурой $100-500^{\circ}\text{C}$.

Есть все основания считать, что в глубокозалегających артезианских водоносных горизонтах находятся воды с температурой, превышающей 150°C .

В более глубоких частях земной коры возможно будут обнаружены горячие пары воды. Ориентировочная температура этой третьей сферы — от 500 до 1200°C . Предполагают, что на еще больших глубинах и при более высокой температуре существует четвертая сфера — сфера диссоциатов воды — водорода и гидроксида.

В направлении от полярных территорий к экваториальным отмечается общее потепление артезианских вод. Вначале исчезает сфера отрицательно-температурных вод. Затем постепенно отмирает зона холодных вод. И, наконец, в экваториальных артезианских бассейнах в приповерхностных их водоносных горизонтах преобладающими становятся теплые воды, а на небольшой глубине — горячие воды второй сферы.

Следовательно, в артезианских бассейнах отмечается широтная и глубинная температурная зональность, выражающаяся в непрерывном повышении температуры с глубиной. В исключительных случаях в артезианских бассейнах наблюдаются температурные аномалии, когда поверх холодных вод располагаются теплые. Природа таких аномалий разнообразна и каждый раз должна быть тщательно изучена.

Формирование всех видов охарактеризованной зональности происходит в результате длительной борьбы двух противоположно направленных процессов:

1) поверхностного, представляющего комплекс физико-географических, физико-химических, биологических и других экзогенных факторов и связанного с внедрением вод инфильтрации в недра Земли, выносом химических элементов из пород, низкими температурой и давлением;

2) глубинного, складывающегося из воздействия эндогенных факторов и характеризующегося хорошей закрытостью недр, уплотненностью пород, накоплением в подземных водах химических элементов, высокими температурой и давлением.

Глава 6

Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах

Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах характеризуются своеобразными особенностями распределения, движения и накопления. Установить пути движения таких вод, выделить водоносные зоны и определить их мощности, выбрать показатели для гидрогеологических расчетов обычно бывает весьма трудно. Это связано с тем, что элементарными коллекторами (ячейками), в которых движется вода, здесь являются различные по размерам пустоты (трещины, каверны), формирующие неравномерную проницаемую среду.

6.1. Гидрогеологическая оценка трещиноватости горных пород

По происхождению в горных породах различают три главных типа трещин:

- 1) литогенетические (петрогенетические),

- 2) тектонические,
- 3) трещины выветривания (экзогенные).

Литогенетические трещины возникают при процессе образования самой породы. Они, хотя и очень густо секут породу, почти всегда ничтожны по своим размерам. В породе, не подвергшейся действию горообразовательных (орогенических), эпейрогенических движений или действию атмосферных агентов, они часто невидимы невооруженным глазом, водообильность таких трещин очень мала.

Тектонические трещины образуются в результате вертикальных и горизонтальных движений земной коры. Тектонические движения обновляют и расширяют системы мелких литогенетических трещин, а также создают новые системы трещин по этим же направлениям. Иногда формируются трещины-разломы глубиной в десятки километров. Глубокие зияющие разрывы-разломы в массивах горных пород тектонически активных областей, уходящие на глубину в несколько километров, встречаются сравнительно редко. Значительно более широко распространены тектонические трещины-разрывы, глубина которых ограничена первыми сотнями метров. Они возникают как оперяющие трещины глубоких разломов либо как самостоятельные изолированные трещины при сравнительно небольших нагрузках тектонических напряжений в приповерхностных частях земной коры.

Трещины выветривания образуются в результате воздействия на породы экзогенных факторов (главным образом температуры и воды). Наиболее интенсивно образование трещин происходит на тех участках горных пород, которые имеют унаследованные литогенетические и тектонические трещины. В карстующихся горных породах трещины под влиянием растворяющего действия воды на отдельных участках превращаются в каверны.

При гидрогеологическом изучении трещиноватости, кроме выяснения генезиса, структурных особенностей, морфологии и направления трещин, дается количественная оценка параметров, определяющих водоносность пород. К таким параметрам относятся: 1) ориентировка трещин, 2) их зияние, 3) коэффициент трещинной пустотности (степень раскрытости породы).

Ориентировка трещин в блоке горных пород зависит от характера тектонических напряжений, под действием которых произошло растрескивание породы. Обычно, наряду с хаотически направленной сетью мелких трещин, выделяются несколько главных систем (совокупностей субпараллельных трещин). Эти системы, пересекаясь, формируют водопроводящую сеть. Таких систем бывает две-три. Ориентировка трещин определяет различия в проницаемости блока породы по простиранию главных систем трещин.

Зияние трещин (S) — среднее расстояние между их стенками. В различных породах оно значительно изменяется. По этой величине, определяющей водопрпускную способность, трещины разделяются на макро- ($S > 0,1$ мм) и микротрещины ($S < 0,1$ мм). Кроме того, большую роль играет отсутствие или наличие

минерального заполнения трещин. По этому признаку они разделяются на открытые и закрытые. Чаще закрытые микротрещины непроницаемы. Закрытые макротрещины проницаемы при заполнении их рыхлым материалом (особенно это относится к разрывам).

Коэффициент трещинной пустотности (P) с гидрогеологических позиций является главным параметром трещиноватости при количественной оценке раскрытости (разбитости) породы. Он может быть определен по следующей формуле:

$$P = \left[\left(0,01 \sum_1^n lS \right) / (\Delta F) \right] \cdot 100, \quad (6.1)$$

где P — коэффициент трещинной пустотности, %; l — длина трещин, м; S — зияние трещин, см; ΔF — площадь плоскости замеров, м².

Этот параметр определяется как площадной, поэтому несколько условен, но при массовых замерах (например, при съемочных работах) является объективным показателем.

По результатам буровых работ можно определить объемный коэффициент трещинной пустотности, который аналогичен коэффициенту пористости.

6.2. Водоносность трещиноватых пород

Условия движения подземных вод в трещиноватых породах и их водообильность зависят не только от общего количества и характера распределения трещин, но и от их размеров. Размеры трещин могут изменяться от едва заметных на глаз, так называемых волосных, до раскрытых, зияющих шириной в несколько десятков сантиметров. На степень водообильности трещиноватых пород большое влияние также оказывает заиливание трещин и заполнение их продуктами выветривания и растворения горных пород. Вода, движущаяся по трещинам, часто заиляет их глинистыми частицами, образующимися в результате выветривания полевых шпатов и глинистых сланцев. Кроме того, идет заполнение трещин выделяющимися из раствора кальцитом, кремнеземом, различными рудными образованиями.

Таким образом, современный характер водоносности трещиноватых пород — это результат длительной геологической истории.

Трещинные воды, по классификации скоплений подземных вод И. К. Зайцева, подразделяются на три класса: 1) регионально-трещинные воды; 2) локально-трещинные воды; 3) трещинно-карстовые воды.

6.2.1. Регионально-трещинные (трещинно-грунтовые) воды

К трещинно-грунтовым относятся воды, распространенные в верхней части геологического разреза коренных пород, в пределах зоны преимущественного развития трещин выветривания.

Воды этого класса обычно не имеют сверху сплошной кровли водонепроницаемых пород и находятся под непосредственным воздействием физико-географических факторов, как и все грунтовые воды. Области питания и распространения этих вод обычно совпадают. Наиболее часто трещинно-грунтовые воды распространены в различных интрузивных и эффузивных породах, в сланцах, в роговиках и некоторых разностях песчаников. Проницаемость водовмещающих пород интенсивно меняется по всей площади распространения водоносных зон трещиноватости, поэтому в непосредственной близости могут быть встречены весьма водообильные и практически непроницаемые зоны. Мощность водоносных зон обычно сопоставима с мощностью открытой трещиноватости и изменяется от 30 до 100 м, иногда до 200 м.

Во многих районах распространения разных типов магматических, метаморфических и плотных осадочных пород установлено уменьшение проницаемости с глубиной. Соответственно с глубиной снижается и обводненность пород. Трещиноватые породы чаще обводнены слабо, но имеются исключения. Дебиты источников, выводящих трещинные воды на поверхность, составляют сотые или десятые доли литра в секунду. Производительность скважин также невелика, удельный дебит характеризуется теми же значениями, что и дебит источников.

На общем фоне резко выделяются некоторые разновидности эффузивных пород (андезитобазальты), в которых часто развиты мощные потоки безнапорных и напорных вод. В местных понижениях рельефа эти воды проявляются на поверхности в виде высокодебитных источников пресных вод. Примером может служить источник Айгер-Лич в Армении, дренирующий всю водосборную площадь лавового массива Арагац. Дебит его составляет $20,5 \text{ м}^3/\text{с}$.

На Гавайских островах суммарный дебит источников в базальтовых покровах достигает $110\text{--}140 \text{ м}^3/\text{с}$. Ими почти полностью обеспечивается водоснабжение населения этих островов. Городской водопровод в Гонолулу снабжался подземным водозабором с производительностью $7,5 \text{ м}^3/\text{с}$. При глубине отдельных скважин $150\text{--}180 \text{ м}$ их средний дебит составляет 25 л/с .

Трещинно-грунтовые воды питаются в основном за счет атмосферных осадков, вод поверхностных водотоков и водоемов. Они имеют свободный водообмен с поверхностью земли, и в породах химически слабо активных являются пресными преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава. Температура воды тесно связана с климатическими факторами и очень близка к среднегодовой температуре воздуха.

6.2.2. Локально-трещинные воды

К локально-трещинным водам относятся подземные воды, приуроченные к крупным тектоническим трещинам и разломам в земной коре.

В гидрогеологическом отношении этот тип трещинных вод образует линейно вытянутые водоносные зоны, в которых часто образуются мощные подземные потоки. Эти водоносные зоны не изолированы от окружающей геологической среды, а гидравлически связаны с водоносной системой трещиноватых водовмещающих пород. Движение подземных локально-трещинных вод происходит в горных породах зон дробления, брекчирования или повышенной трещиноватости, развивающейся около крупных тектонических нарушений. В таких зонах формируются как напорные, так и безнапорные воды (преобладают напорные воды).

Наибольшее распространение эти воды получили в горно-складчатых областях, реже встречаются на древних кристаллических щитах и обнаженном фундаменте платформ. Они известны на Урале, Кавказе, в горных районах Средней Азии, Казахстана и других горных странах. Ширина зон дробления и трещиноватости вдоль крупных тектонических нарушений изменяется от 0,5 до 5 км; протяженность зон обычно не превышает 8 км, реже достигает нескольких десятков (Миасский разлом на Урале — 20 км) и даже сотен километров (Копет-Дагская термальная зона). Глубина залегания подземных вод в этих зонах чаще не превышает 15 м, а нередко вода выходит на поверхность в виде восходящих источников.

Наиболее водообильными являются карбонатные, нередко закарстованные породы, меньшая водообильность отмечается в трещиноватых интрузивных и метаморфических породах.

Как правило, локально-трещинные воды имеют область питания за пределами их распространения. Основные источники питания — атмосферные осадки и фильтрация воды из рек, озер, прудов и других водоемов. Кроме того, в зону тектонических нарушений поступают воды из прилегающих водоносных горизонтов.

По минерализации и составу локально-трещинные воды чрезвычайно разнообразны. При небольшой (100—200 м) глубине заложения разломов они обычно пресные, мало отличающиеся от трещинно-грунтовых вод. При более глубоком проникновении разломов в толщу пород воды могут быть термальными, солеными и рассольными (с минерализацией до 300 г/л и более).

С зонами разломов связаны крупные месторождения минеральных вод различного состава и бальнеологического назначения. Ярким примером сочетания разнообразных минеральных вод (углекислых холодных и термальных, азотных и метановых термальных и др.) является район Кавказских минеральных вод.

Во многих складчатых сооружениях обводненные зоны разломов часто образуют крупные месторождения пресных вод, используемых для водоснабжения. Такие месторождения известны в Средней Азии, Казахстане, на Урале, юге Сибири и во многих других районах СССР и за рубежом.

6.2.3. Трещинно-карстовые воды

Трещинно-карстовые воды — подземные воды, залегающие и циркулирующие в трещинах, пустотах, каналах, пещерах, образовавшихся в результате растворения и выщелачивания известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и солей (галита и других).

Закарстованность прослеживается до уровня регионального базиса эрозии, т. е. может достигать нескольких сотен метров. Подземные формы карста-пещеры, открытые трещины и различного рода каналы — протягиваются на многие километры, образуя сложную сеть пустот и полостей, которые нередко полностью или частично бывают заполнены подземной водой. Иногда они образуют настоящие подземные реки.

В отличие от движения подземных вод в нерастворимых трещиноватых породах в растворимых породах пути движения карстовых вод могут расширяться, а движение подземных вод происходит более интенсивно. При этом преобладающим режимом движения карстовых вод в зоне полного насыщения является ламинарный и только в зоне аэрации и около верхней границы зоны насыщения может образоваться турбулентный режим движения.

Гидрогеологические условия закарстованных и трещиноватых пород во многом сходны, однако в условиях карста (особенно в верхней зоне) движение подземных вод происходит более интенсивно, да и производительность потоков карстовых вод обычно значительно больше. Дебит отдельных крупных карстовых источников составляет десятки кубических метров в секунду, а иногда достигает 150 м³/с (например, источник Воклюз во Франции). В СССР крупнейший карстовый источник Красный Ключ находится на Уфимском плато в долине р. Уфы. Дебит его в меженный период составляет 12—15 м³/с, а весной при снеготаянии увеличивается до 50 м³/с. Весенний расход этого источника мог бы обеспечить потребность в воде населения г. Москвы.

Режим карстовых вод отличается большими колебаниями дебита и уровня, что целиком обусловлено неустойчивым характером питания. Очень резко изменяется дебит источников: максимальные и минимальные его значения разнятся в десятки и сотни раз. Местами отмечаются значительные колебания уровня карстовых вод. Минерализация вод и температура не испытывают таких колебаний.

На территориях, сложенных закарстованными карбонатными породами, теряются ручьи и даже крупные реки (типа Ангары) уменьшают свой расход. Таким образом, взаимосвязь поверхностных и подземных вод в районах, где развиты карстующиеся породы, не только очень тесная, но обычно и сложная. Если за объем подземного стока принимать суммарный дебит всех источников, выходящих в районе, можно прийти к неправильным выводам, так как некоторые источники на поверхности появляются несколько раз.

При гидрогеологических исследованиях в карстовых районах большое внимание уделяется изучению вертикальной гидродинамической зональности карстовых вод и установлению областей их распространения, питания и стока, а также фильтрационной анизотропии карстующихся горных пород.

Д. С. Соколов в районах, сложенных мощными толщами карстующихся пород, выделяет следующие четыре вертикальные гидродинамические зоны, отличающиеся друг от друга условиями движения и режима карстовых вод (рис. 10).

1. Зона аэрации, в которой происходит преимущественно нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных вод.

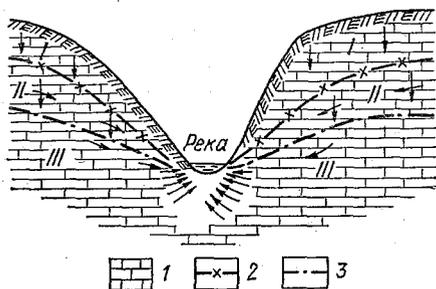


Рис. 10. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах закарстованных пород.

I — зона аэрации; II — зона сезонного колебания уровня; III — зона полного насыщения; 1 — закарстованные известняки; 2 и 3 — соответственно высокий и низкий уровень подземных вод. Стрелками показано направление движения воды.

Мощность ее в разных районах различна и зависит от климата карстового района, условий инфильтрации и инфлюации атмосферных вод, водопроницаемости пород, глубины эрозионных врезов в районе и других факторов.

На некоторых участках в зоне аэрации залегают так называемые висячие карстовые воды, образующиеся вследствие неоднородной водопроницаемости самих карстующихся пород и наличия в них местных водоупоров — глинистых или монолитных известняков, закольматированных участков и линз. Местные водоупоры задерживают инфильтрацию и инфлюацию, что и приводит к формированию висячих карстовых потоков сезонного или круглогодичного действия.

2. Зона сезонного колебания уровня карстовых вод, которая в периоды усиленного питания и при подъеме уровня сливается с нижней зоной, а в периоды спада присоединяется к зоне аэрации. При высоком стоянии уровня в этой зоне вода движется горизонтально, при низком — вертикально.

Мощность зоны сезонного колебания уровня карстовых вод изменяется не только в разных районах, но и в пределах каждого из них. Эти изменения определяются: 1) неравномерным в течение года поступлением атмосферных осадков в зону аэрации; 2) различной закарстованностью и проницаемостью карстующихся пород; 3) колебаниями уровня реки, с которой связана зона; 4) наличием в зоне аэрации висячих вод, которые задерживают ин-

фильтрационные воды и уменьшают тем самым амплитуду колебаний уровня карстовых вод зоны насыщения.

3. Зона полного насыщения, залегающая в сфере дренирующего влияния местной гидрографической сети, прорезающей массив карстующихся пород. Движение воды в зоне происходит в сторону речной долины. Подошва этой зоны располагается ниже горизонта поверхностных вод, и движение воды вблизи нее направлено снизу вверх.

Зона полного насыщения является зоной основных запасов карстовых вод. Глубина залегания ее нижней границы зависит от многих природных факторов, основными из которых являются следующие: 1) глубина эрозионного вреза (чем глубже врез, тем больше мощность зоны насыщения); 2) ширина речной долины (чем шире долина, тем большей глубины достигает нижняя граница зоны насыщения); 3) водопроницаемость горных пород (слабопроницаемые или непроницаемые пласты могут являться нижней границей зоны насыщения); 4) разность уровней воды в реке и на водоразделе карстующегося массива (чем больше эта разность, тем больше мощность зоны насыщения); 5) изменение трещиноватости и закарстованности пород с глубиной (чем глубже прослеживается трещиноватость и закарстованность пород, тем больше мощность зоны насыщения).

4. Зона глубинной циркуляции (на рис. 10 не показана), где движение воды происходит вне непосредственного дренирующего воздействия местной гидрографической сети. Направление движения подземных вод здесь вызвано в основном особенностями тектонической структуры и положением областей разгрузки, которые могут находиться выше и ниже уровня моря. Большое значение в разгрузке вод этой зоны имеют глубокие тектонические трещины и разрывные нарушения. Подземные воды медленно движутся к тектоническим депрессиям или более глубоким эрозионным врезам, находящимся за пределами карстового массива. Скорости движения измеряются сантиметрами в год, водообмен и процесс карстообразования протекают весьма медленно.

Приведенная характеристика движения подземных вод в карстовых районах является сводной. В природных условиях часты отклонения от общей закономерности.

В горизонтальной плоскости в карстовом районе выделяют три области: 1) область распространения карстовых вод, которая может совпадать (открытый карст) или не совпадать (закрытый карст) с площадью развития карстующихся пород; 2) область питания карстовых вод, соответствующая площади инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков; 3) область разгрузки карстовых вод, которая может располагаться выше и ниже уровня моря, т. е. быть субаэральной и субмаринной.

Химический состав и минерализацию карстовых вод определяют состав карстующихся пород, гидродинамическая зональность земной коры, химические, биохимические и другие процессы.

Карстовые воды известняков, доломитов, мраморов зоны интенсивного водообмена обычно пресные, гидрокарбонатные; зоны затрудненного водообмена — минерализованные, сульфатные и хлоридные; зоны весьма затрудненного водообмена — высокоминерализованные соленые, а также рассолы хлоридного состава. Карстовые воды гипсов и ангидритов зоны интенсивного водообмена — сульфатные, а в зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена — хлоридные, часто рассольного типа.

Карстовые воды солей во всех трех зонах соленые, хлоридного состава.

На территории СССР карстовые воды имеют весьма широкое распространение. Они связаны с известняками, доломитами, мраморами различного возраста (от докембрия до четвертичного) и гипсами, ангидритами, солями от кембрийского до палеогенового возраста. Наиболее изучены карстовые воды в Крыму, на Кавказе, под Ленинградом и в Прибалтике, в Тульской, Московской, Воронежской и других областях, в Карпатах, на западном склоне Урала, Уфимском плато, Алтае, по р. Волге в районе Самарской Луки, в бассейне р. Лены, в Средней Азии и во многих других районах СССР.

Глава 7

Подземные воды территории развития многолетнемерзлых пород

Многолетнемерзлыми породами называются горные породы, держащие в порах, пустотах и трещинах лед и имеющие отрицательную или нулевую температуру, сохраняющуюся в течение многих лет и веков. Кроме многолетней в природе имеет место кратковременная и сезонная мерзлота.

Среди многолетнемерзлых пород часто встречаются породы с положительной температурой, которые называются *талыми*. Талик — это участок протаявшей или никогда не промерзавшей сухой или содержащей воду в жидкой фазе горной породы, окруженной многолетнемерзлыми породами. Чередование в вертикальном разрезе мерзлых и талых слоев обычно называют *слоистой мерзлотой*. Слой сезонного ежегодного оттаивания и промерзания пород с поверхности называется *деятельным слоем*.

Формирование многолетнемерзлых пород, распространение их по площади и в разрезе определяются физико-географическими условиями тепло- и влагообмена верхней части литосферы с атмосферой, климатом и его историей, орографией, геолого-структурной обстановкой, геологической историей развития территории в четвертичный период и гидрогеологическими условиями.

Территория распространения многолетнемерзлых горных пород («мерзлая зона литосферы» по Н. И. Толстихину) занимает на

земном шаре более 35 млн. км² (около 24 % всей суши) и охватывает север Евразии и Америки, арктические острова, Гренландию, Антарктиду и высокогорные пояса всех континентов.

Многолетнемерзлые породы на территории СССР имеют весьма широкое распространение и занимают площадь, равную 11 115 000 км², что составляет 49,7 % всей площади страны.

Южная граница многолетней мерзлоты на территории СССР проходит по южной части Кольского полуострова, по побережью Белого моря доходит до Урала и резко поворачивает на юг вдоль Уральского хребта до широты 60°, затем поднимается к северу и пересекает р. Обь у населенного пункта Березово, где поворачивает на восток по широте 62—63°, доходит до р. Енисея и по его правому берегу спускается на юг до южной государственной границы. Таким образом, вся восточная часть территории СССР от Енисея занята многолетней мерзлотой.

Мощность зоны многолетнемерзлых горных пород на территории СССР колеблется в широких пределах и в общем возрастает с юга на север от нескольких метров до 1000 м и более. В этом же направлении падают среднегодовая температура воздуха и температура мерзлых горных пород. Не случайно северные районы области распространения многолетнемерзлых пород находятся в значительно худшей гидрогеологической обстановке, чем центральные и южные, так как в северных районах многие водоносные горизонты проморожены, а существующие непромороженные горизонты имеют ограниченные области питания и трудные условия разгрузки.

В границах всей огромной территории мерзлой зоны различают области сплошного, прерывистого, островного распространения мерзлых пород и области талых пород с глубоким залеганием мерзлых (глубинный тип).

В вертикальном разрезе выделяют: 1) деятельный слой — слой максимального зимнего промерзания и летнего оттаивания; мощность его в зависимости от характера слагающих пород, их влажности, гранулометрического состава, географического положения, климата района, экспозиции поверхности рельефа изменяется от нескольких сантиметров до 5 м; 2) зона многолетнемерзлых пород часто с таликами и трещинами, с которыми бывают связаны подземные воды; 3) зона талых горных пород, в проницаемых частях которых залегают и движутся подземные воды.

7.1. Основные типы подземных вод территории развития многолетнемерзлых пород и их характеристика

Подземным водам области мерзлоты и ее отдельных районов посвящены работы многих исследователей. Среди них особое место занимает работа Н. И. Толстихина, который выделил три типа подземных вод, распространенных в многолетнемерзлых породах: над-, меж- и подмерзлотные. В течение многих лет эта классифи-

кация была и остается руководящей. Все последующие классификации, предложенные другими исследователями (И. Я. Барановым, В. М. Пономаревым, А. И. Калабиным, Н. Н. Романовским, Н. А. Вельминой и др.), в том или ином виде включают в себя основные типы подземных вод, выделенные Н. И. Толстихиным.

Подземные воды всех трех типов на отдельных площадях гидравлически связаны как между собой, так и с поверхностными водами.

7.1.1. Надмерзлотные воды

Надмерзлотные воды разделяются на: воды деятельного слоя и воды многолетних надмерзлотных таликов.

Надмерзлотные воды деятельного слоя распространены повсеместно. Водупорным основанием для них служит поверхность многолетнемерзлых пород. Это воды напорно-безнапорные. В летний период надмерзлотные воды безнапорные, с наступлением отрицательной температуры они постепенно промерзают, приобретая при этом местный криогенный напор. На одних участках воды сезонно-талого слоя промерзают полностью («сливающаяся мерзлота»), на других — только частично («несливающаяся мерзлота»). Частично промерзающие надмерзлотные воды, будучи изолированы снизу многолетней мерзлотой, а сверху горизонтом сезонного промерзания, расширяясь при замерзании, могут образовать подземный наледный бугор нередко значительных размеров. В отдельных случаях происходит разрыв деятельного слоя и часть надмерзлотных вод выходит на поверхность, где и застывает в виде наледи.

В пределах массивов трещинных вод на участках водоразделов и солнцепечных склонов хребтов в период интенсивных дождей образуются довольно мощные грунтовые потоки, запасы которых быстро иссякают. В высокольдистых обломочных отложениях солнцепечных склонов непродолжительное время (в течение часов) функционируют источники, обязанные таянию льда. Такие участки широко распространены на обнаженных бортах речных долин на севере Читинской области и Северо-Востоке СССР. Равнинные пространства, речные террасы и низкие плоскогорья характеризуются более стабильным площадным распределением вод деятельного слоя. В бортах речных долин и озерных котловин они выходят в виде многочисленных источников, дебит которых колеблется от долей литра в секунду до 10 л/с (в дождливый период). Температура воды обычно близка к нулю, но иногда повышается до 5 °С и более.

Основными источниками питания вод деятельного слоя в летний период служат атмосферные осадки, а на участках речных долин, сложенных хорошо проницаемыми отложениями, в питании подземных вод принимают участие поверхностные воды, а иногда и подмерзлотные, особенно трещинно-жильные, связанные с нарушениями разрывного типа.

Надмерзлотные воды обычно пресные, с общей минерализацией менее 0,2 г/л, гидрокарбонатного кальциевого состава. В районах населенных пунктов и в местах связи их с водами более глубоких горизонтов минерализация их повышается и изменяется химический состав.

Воды многолетних надмерзлотных таликов образуются в поймах и на низких террасах речных долин (подрусловые талики), под озерами и озерными террасами (подозерные талики) и в конусах выноса у подножия горных склонов (склоновые талики) в хорошо проницаемых, преимущественно гравийно-галечных, песчаных и обломочных отложениях.

Подрусловые талики широко развиты в долинах крупных рек. Довольно детально они изучены в Якутии и на Северо-Востоке СССР (Некрасов, 1967; Вельмина, 1970; Анисимова, 1971 и др.), в Канаде и на Аляске (Гопкинс и др., 1958). Области их питания (так же, как и подозерных и склоновых таликов) часто значительно превышают площади распространения. Они образуют как подрусловые потоки надмерзлотных вод, так и различные по площади бассейны, которые часто сочетаются в одном и том же водоносном пласте.

Мощность таких таликов, захватывающих аллювиальные отложения и подстилающие их коренные породы, может достигать 20—30 и даже 60 м. Они распространены как под руслом реки, так и на прилегающих террасах. Фильтрационные свойства отложений таликов сильно изменяются (коэффициент фильтрации — от десятых долей до 50 м/сут). Производительность скважин, пройденных в таликах, составляет от 10 (у г. Якутска) до 65 м³/ч (талики на р. Менде).

Режим надмерзлотных вод подрусловых таликов прямо зависит от их гидравлической связи с поверхностными водами. В надмерзлотных таликовых потоках он характеризуется резким истощением ресурсов в осенне-зимний период и максимумом в середине лета. Минерализация подрусловых вод изменяется от 0,1 до 0,5 г/л, а состав — от гидрокарбонатного магниево-кальциевого до хлоридно-гидрокарбонатного кальциево-натриевого.

Подозерные талики формируются в котловинах больших озер как в рыхлых отложениях, так и в коренных породах. Мощность таких таликов в Центральной Якутии достигает 40—60 м. Положение уровня воды в таликах под существующими озерами в пределах акватории определяется глубиной озера, а в бортах озерной котловины с козырьками многолетнемерзлых пород они могут приобретать напор. В подозерных таликах, особенно под пересыхающими озерами, может быть встречено несколько водоносных прослоев безнапорных и напорных вод. Запасы подземных вод обычно ограничены размерами озерных котловин. По составу воды как пресные, так и солоноватые с минерализацией от 0,2 до 6 г/л. В таликах под пересохшими озерными котловинами минерализация воды может достигать 60 г/л (состав при этом сульфатно-хлоридный натриево-магниевый). Обычно же состав воды

изменяется с ростом минерализации от гидрокарбонатного кальциевого до сульфатного магниевого.

Склоновые талики встречаются у подошвы горных хребтов в устьях временных водотоков, падей, распадков, где образуются конусы выноса, сложенные обломочным и глыбовым материалом. Мощность может достигать нескольких десятков метров. Питание подземных вод осуществляется за счет атмосферных осадков, конденсации водяных паров и подтока подрусловых надмерзлотных вод. Разгрузка происходит либо источниками с резко меняющимся во времени дебитом, либо в заболоченностях и мочажинах у внешнего края склона. В осенне-зимний период ресурсы резко истощаются, значительная их часть идет на образование наледей. Минерализация воды не превышает 0,2 г/л, состав гидрокарбонатный кальциевый и натриевый.

7.1.2. Межмерзлотные воды

Межмерзлотные воды существуют в жидкой и твердой фазах. В жидкой фазе межмерзлотные воды залегают в зоне многолетнемерзлых пород. Они часто бывают гидравлически связаны с надмерзлотными и подмерзлотными водами. По характеру вмещающих пород горных пород выделяются пластовые, карстовые и трещинно-жильные межмерзлотные воды.

Пластовые воды встречаются в аккумулятивных террасах речных долин, залегая здесь в талых песках и галечниках, переслаивающихся с мерзлыми глинистыми породами (глинами, суглинками, супесями). Карстовые воды связаны с трещинами, подземными пустотами и каналами, развитыми в известняках, доломитах и гипсах. Трещинно-жильные воды залегают и циркулируют в тектонических трещинах сбросового характера, не выходящих за пределы нижней поверхности зоны мерзлых пород. При развитии подобных трещин ниже зоны мерзлых пород межмерзлотные трещинно-жильные воды становятся связующими между надмерзлотными и подмерзлотными водами.

Межмерзлотные воды также встречаются в таликах, имеющих форму линз, лент и т. п. Такие формы залегания распространены в древних руслах, где представляют собой остатки подрусловых потоков, и в аллювиальных отложениях, слагающих террасы речных долин.

Существование в мерзлых породах подземных вод в жидкой фазе объясняется непрерывным их движением, препятствующим промерзанию водоносных путей, и минерализацией воды, обуславливающей замерзание ее при температуре ниже отрицательной температуры окружающих мерзлых горных пород.

На отдельных участках под руслами крупных рек, озер преимущественно в зонах тектонических нарушений формируются сквозные межмерзлотные талики. Через них осуществляется гидравлическая связь надмерзлотных вод с подмерзлотными. Сквозные талики подразделяются на преимущественно выводящие и преиму-

щественно поглощающие воду. Поглощение речной воды сквозными таликами происходит весной и летом, а разгрузка подземных вод осуществляется чаще зимой; по некоторым таликам разгрузка продолжается весь год.

Водопоглощающие сквозные талики (не связанные с тектоническими нарушениями) образуются в руслах и по берегам рек на участках южной экспозиции в трещиноватых осадочных породах. Такие талики являются основными путями пополнения запасов подземных вод глубоких горизонтов. Подобные водопоглощающие талики наблюдаются в пределах Алданского кристаллического массива.

Сквозные талики в зонах тектонических нарушений отмечены во многих районах, в том числе на Крайнем Севере, в Норильске.

Разгрузка под- и межмерзлотных вод по сквозным таликам осуществляется в виде источников либо в русле рек, либо в под-озерные талики. Дебит источников иногда достигает десятков и сотен литров в секунду. Примером может служить групповой очаг разгрузки подмерзлотных вод в долине р. Большой Анной (Северо-Восток СССР), где В. Я. Коваленко описано более 20 источников в зоне пересечения разломов с дебитом 100—1500 л/с.

Межмерзлотные воды могут быть безнапорными и напорными.

Химический состав межмерзлотных вод разнообразный и определяется составом горных пород, условиями их питания, наличием или отсутствием связи с надмерзлотными и подмерзлотными водами, глубиной залегания водоносных горизонтов, присутствием в гидрогеологических разрезах гипсов, ангидритов, каменной соли и другими факторами. Межмерзлотные воды, имеющие связь с надмерзлотными и поверхностными, являются в основном пресными гидрокарбонатного или смешанного состава, а при связи с глубокими подмерзлотными водами — более минерализованными, различными по химическому составу. Межмерзлотные воды соленосных и гипсоносных пород относятся к хлоридным или сульфатным, реже смешанным, имеющим высокую минерализацию, иногда соответствующую рассолам.

Межмерзлотные воды являются наиболее низкотемпературными подземными водами на Земле, а высокоминерализованные воды иногда имеют отрицательную температуру.

Пластовые и карстовые межмерзлотные воды, залегающие в зоне дренирующего влияния современной гидрографической сети и не связанные с соленосными и гипсоносными породами, а также минерализованными водами глубоких водоносных горизонтов, в большинстве своем пригодны для водоснабжения.

В твердой фазе межмерзлотные воды широко распространены в Центральной Якутии, на Ляховских и Новосибирских островах, в низовьях р. Яны и в других районах северо-востока Сибири. Подземные льды в мерзлых породах залегают в виде пластов, линз, жил, клиньев, имеющих мощность, измеряемую метрами и десятками метров. Пресные льды при таянии и плавлении дают воду, обычно пригодную для водоснабжения.

Подземные льды являются «водным резервом», который при деградации¹ зоны многолетнемерзлых горных пород пополняет запасы подземных вод в районах многолетней мерзлоты. Поэтому подземные льды необходимо рассматривать в тесной связи с динамикой мерзлотного процесса, под которым понимают единство и борьбу двух противоположных явлений — деградации и аградации зоны многолетнемерзлых горных пород под влиянием естественных и искусственных факторов. При деградации подземные льды являются источником восполнения общих запасов подземных вод в области многолетней мерзлоты; при аградации происходит уменьшение запасов жидкой фазы подземных вод в районах мерзлоты. Этим объясняется важность и необходимость установления при гидрогеологических исследованиях преобладающей составляющей мерзлотного процесса. Теоретические положения и методические рекомендации по мерзлотному прогнозу разработаны кафедрой мерзловедения МГУ под руководством проф. В. А. Кудрявцева.

7.1.3. Подмерзлотные воды

Подмерзлотные воды — подземные воды, залегающие или непосредственно под зоной многолетнемерзлых горных пород или отделенные от ее нижней поверхности водонепроницаемыми породами. Эти воды в отличие от над- и межмерзлотных вод встречаются только в жидкой фазе. Они относятся к напорным. Воды, залегающие непосредственно под зоной мерзлых пород, имеют низкую температуру, близкую к нулю, а воды, не контактирующие с ней, имеют положительную температуру, иногда относительно высокую.

Подмерзлотные воды широко распространены в горно-складчатых районах, массивах кристаллических пород и артезианских бассейнах. Артезианские бассейны иногда имеют огромные площади и включают в себя несколько подмерзлотных водоносных комплексов и горизонтов (Якутский, Тунгузский и многие другие бассейны).

Гидродинамические условия подмерзлотных вод являются более сложными по сравнению с артезианскими водами бассейнов, расположенных вне мерзлой зоны. Условия питания подмерзлотных водоносных горизонтов нередко оказываются невыясненными. В связи с наличием мощной толщи многолетнемерзлых пород участки выхода на поверхность пород того или иного водоносного комплекса или горизонта на более высоких абсолютных отметках обычно не являются областями питания. Питание подмерзлотных водоносных горизонтов осуществляется на локальных участках через водопоглощающие сквозные талики. В процессе промерзания и оттаивания пород изменяются и условия водообмена. Области разгрузки подмерзлотных (и межмерзлотных) вод являются водо-

¹ Деградация мерзлоты — постепенное оттаивание многолетнемерзлых пород, аградация мерзлоты — обратный процесс (аградация — постепенный переход от одного к другому).

выводящие сквозные талики на дне морей, под озерами, руслами рек, а также в зонах тектонических нарушений. На реках такие участки хорошо заметны зимой, так как в местах выхода подмерзлотных вод образуются полыньи. Многие из сквозных таликов периодически являются то питающими, то дренирующими.

Минерализация, солевой и газовый состав подмерзлотных вод весьма разнообразны: встречаются как пресные, пригодные для водоснабжения воды, так и минерализованные, иногда рассольного типа воды, имеющие промышленное значение и содержащие Br, Y, B, Ba, Sr, Ra и другие микроэлементы, газы H_2S , CH_4 , тяжелые углеводороды, характерные для подземных вод соленосных и нефтегазоносных отложений.

7.2. Мерзлотно-гидрогеологические явления

Промерзание и оттаивание горных пород деятельного слоя, деградация или нарастание зоны многолетних пород во времени приводят к изменению условий питания и дренирования над-, меж- и подмерзлотных водоносных горизонтов, переходу вод из безнапорных в напорные. В результате на территории распространения многолетней мерзлоты образуются бугры пучения, наледи, развивается термокарст.

Бугры пучения возникают в результате процессов миграции воды при промерзании влажных или насыщенных водой рыхлых отложений (торфяников, песков, песчано-глинистых отложений, глин). Они связаны с расширением объема замерзающей в породе воды. Весьма распространенными в области многолетней мерзлоты являются крупные торфяные бугры пучения. Они образуются в результате перемещения под давлением разжиженной породы в ядро бугра с последующим ее промерзанием, а также накопления льда в сводовой части бугра вследствие миграции влаги под влиянием градиента температуры.

Наледь (по Н. И. Толстихину) — ледяное тело, образовавшееся при замерзании речной или подземной воды, излившейся на поверхность льда, снега, земли или в пределах деятельного слоя в результате промерзания того водоносного тракта, по которому движется вода.

По происхождению различают наледи речных вод, образующиеся при промерзании рек (рис. 11), и наледи над-, меж- и подмерзлотных вод. Встречаются смешанные наледи, которые образуются за счет речных и подземных вод одновременно.

Относительно поверхности Земли наледи бывают наземные и подземные. Наземные наледи встречаются в оврагах и речных долинах, на приводораздельных склонах, водораздельных пространствах и в других местах. Размеры поверхностных наледей на территории СССР изменяются от небольших по площади (меньше 100 м^2) до гигантских ($1\text{—}2 \text{ км}^2$). Их мощность колеблется от

десятых долей метра до десятков метров. Размеры и формы наледей не остаются постоянными. Наледи, действующие всю зиму, достигают своего максимального развития в начале весны, перед снеготаянием, а непостоянно действующие — в период выливания на дневную поверхность последнего количества наледной воды.

Поверхность наземных наледей чаще бывает неровной. Она осложняется наледными буграми высотой 2—3 м и трещинками, по которым происходит излияние наледной воды на поверхность.

Подземные наледи представляют собой ледяные линзы в ядрах бугров пучения. Они разделяются на однолетние, развивающиеся

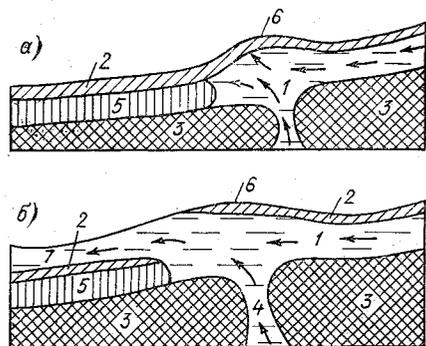


Рис. 11. Схема образования речных наледей (по Б. Н. Достовалову и В. А. Кудрявцеву).

а — начальная стадия образования наледи; *б* — вторая стадия образования наледи. 1, 4 — вода; 2 — слой льда; 3 — многолетнемерзлая порода; 5 — вода, промерзшая до дна; 6 — наледный бугор; 7 — вода, образующаяся в процессе замерзания наледи.

в зимний период в пределах деятельного слоя и исчезающие к осени, и многолетние, названные Н. И. Толстихиным гидролакколитами. В рельефе однолетние наледи выражаются в виде бугров высотой до 2 м и диаметром несколько метров; многолетние имеют высоту 10—30 м и более при диаметре 60—80 м и более, с крутизной склонов до 40°. Крупные многолетние бугры пучения с подземной наледью в ядре по-якутски называются *булгуньяхами*.

Источниками питания гидролакколитов являются надмерзлотные и главным образом меж- и подмерзлотные воды. В строении гидролакколитов участвуют (сверху вниз) почвенно-растительный покров, лед, вода и мерзлые песчаные или песчано-глинистые породы. Часто между льдом и водой находится воздушное пространство, заполненное влажным воздухом.

В процессе роста и под влиянием солнечного тепла гидролакколиты растрескиваются, постепенно разрушаются, склоны и вершины их, обращенные к югу, проседают, образуя при этом пологие воронки, часто заполненные водой. Вода из воронок начинает переливаться через их борта и стекать ручейками в пониженные места современного рельефа. Таким образом на месте гидролакколитов образуются озера протаивания, иногда достигающие значительных размеров.

Термокарст является результатом неравномерного проседания или провала почвы и подстилающих ее пород при таянии подземного льда. Развитие термокарста происходит при повышении среднегодовой температуры воздуха или при увеличении ам-

плитуды колебания температуры почвы, что ведет к увеличению глубины протаивания пород.

Формы проявления термокарста разнообразны: от мелких просядочных западин, провалов участков до огромных по площади впадин, котловин, нередко заполненных водой. Термокарстовые озера развиты на обширных равнинных территориях. Размеры термокарстовых форм изменяются от нескольких метров до многих километров в диаметре. Глубина их колеблется от долей до десятков метров.

Глава 8

Выходы подземных вод на поверхность земли (источники)

8.1. Основные определения и классификация источников

Источником (родником, ключом) называется естественный выход подземной воды на земную поверхность.¹ Выход подземных вод на поверхность обуславливается тремя часто связанными между собой факторами:

1) расчленением местности, т. е. пересечением водоносных горизонтов эрозионными и другими отрицательными формами современного рельефа — речными долинами, балками, оврагами, распадками, озерными котловинами и т. п.;

2) структурно-геологическим строением местности, т. е. наличием пликтивных и дизъюнктивных дислокаций (открытых тектонических трещин, зон тектонических нарушений, антиклинальных складок с нарушенными сводами, крыльями и пр.);

3) наличием в районе интрузий и даек, в зонах контактов которых с осадочными породами могут образоваться открытые трещины, выводящие на поверхность подземные воды. Кроме того, в осадочных породах, в самих интрузиях и дайках по трещинам также могут выходить на поверхность подземные воды.

В настоящее время сводной классификации источников, отражающей условия их выхода, связь с различными типами подземных вод, их режим, практическое использование, не существует. Имеющиеся частные классификации и схемы построены или по характерным горным породам, с которыми связаны источники (А. Гейм), или по гидравлическому признаку (связь с напорными и безнапорными водами) с учетом условий выхода источников (К. Кейльгак, Е. Принц, Р. Кампе, Ф. П. Саваренский, А. Н. Семи-

¹ Термин «источник» употребляется для выхода любой подземной воды (пресной, минеральной, термальной), родник — преимущественно для естественных выходов пресной воды.

хатов, О. К. Ланге и др.), по характеру горных пород в сочетании с типами подземных вод (А. М. Овчинников), по режиму источников (М. Е. Альтовский), по дебиту (Н. А. Маринов, Н. И. Толстихин) и др.

По связи с безнапорными и напорными водами различают *нисходящие* и *восходящие* источники.

По приуроченности к отдельным типам подземных вод можно выделить источники: 1) питающиеся верховодкой; 2) грунтовых поровых вод; 3) трещинных вод; 4) карстовых вод; 5) артезианских вод; 6) подземных вод области многолетней мерзлоты.

Источники, питающиеся верховодкой, характеризуются резкими эпизодическими колебаниями дебита, температуры и состава, зависящими в основном от изменения метеорологических условий района распространения этих источников.

Источники грунтовых поровых вод являются нисходящими; дебит, температура и состав их подвержены сезонным и в меньшей степени эпизодическим колебаниям, которые обусловлены также в основном изменением метеорологических условий района. В этой группе выделяется несколько типов источников: эрозионные, контактовые, выклинивания, переливающиеся (или экранированные, по М. Е. Альтовскому, 1961 г.).

Эрозионные источники образуются в результате активных эрозионных процессов, вскрывающих грунтовые водоносные горизонты на ту или иную глубину. *Контактные* источники выходят в отрицательных формах рельефа, на контактах хорошо проницаемых со слабопроницаемыми или водоупорными породами, залегающими наклонно или горизонтально. *Источники выклинивания* возникают вследствие стратиграфического выклинивания самого водоносного горизонта или же уменьшения его поперечного сечения. *Переливающиеся (или экранированные)* источники имеют восходящее движение воды в месте выхода на поверхность. Восходящее движение в этом случае возникает вследствие:

- 1) развития слабопроницаемого или непроницаемого делювия на склонах отрицательных форм современного рельефа (литологически экранированные источники);
- 2) больших неровностей водоупорного ложа водоносного горизонта, питающего источник;
- 3) наличия сброса у головки источника, препятствующего нисходящему движению грунтовых вод (тектонически экранированные источники);
- 4) фациальной изменчивости горных пород, слагающих грунтовый водоносный горизонт (фильтрационно-экранированные источники).

Источники грунтовых и напорных трещинных вод бывают нисходящие и восходящие. Первые связаны с трещинами зоны выветривания магматических, метаморфических и осадочных горных пород. От источников грунтовых поровых вод они отличаются тем, что обычно имеют более концентрированные сосредоточенные выходы. Восходящие источники приурочены к отдельным тектоническим трещинам и зонам тектонических нарушений, пересекающих и дренирующих систему трещин зоны выветрива-

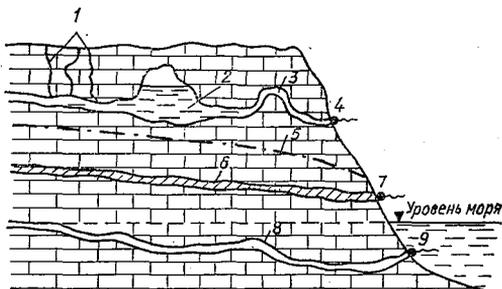
ния. Эти источники питаются напорными трещинными водами, причем напор в них обуславливается гидростатическим давлением, давлением газов (нарзаны и др.) или водяных паров (гейзеры).

К этой группе относится большинство выходов минеральных вод, а также термальные источники.

Источники грунтовых и напорных карстовых вод встречаются как нисходящие, так и восходящие. Они отличаются большим разнообразием условий выхода на поверхность. Питаются карстовыми водами, широко распространенными в районах развития карбонатных (известняки, доломиты, мергели), сульфатных (гипсы, ангидриты) и соленосных горных пород.

Рис. 12. Карстовые источники.

1 — трещины и каналы, выходящие на поверхность земли; 2 — карстовая полость; 3 — изогнутый канал сифонного типа; 4 — перемежающийся источник; 5 — уровень воды постоянного карстового водоносного горизонта; 6 — карстовый канал; 7 — постоянный источник; 8 — карстовый канал, залегающий ниже уровня моря; 9 — субмаринный источник.



Из большого количества разнообразных карстовых источников можно выделить три подгруппы: перемежающиеся, постоянные и субмаринные (эжекторные).

Перемежающиеся источники характеризуются резким непостоянством дебита во времени; действуя по принципу сифона (рис. 12), они дают то большие дебиты, то очень малые, вплоть до прекращения выхода воды. Связаны подобные источники с зоной, залегающей выше уровня карстовых вод.

Постоянные источники связаны с крупными трещинами, подземными каналами, горизонтальными пещерами, развитыми в зоне распространения основных карстовых водоносных горизонтов. Дебит этих источников иногда достигает нескольких кубических метров в секунду, причем часто имеет резкие колебания по сезонам года.

Субмаринные источники приурочены к подземным карстовым каналам, залегающим ниже уровня моря (см. рис. 12). Характерной особенностью этих источников является периодичность их выхода под водой в зависимости от соотношения давлений в канале и над головками источников. Если давление в канале превышает давление столба воды над головкой источника, то последний функционирует (как результат эжекторного действия потока); при обратном соотношении давлений происходит засасывание поверхностной морской воды в глубь карстующегося массива (морская мельница). Иногда при соответствующей взаимосвязи трещин и каналов в карстующемся массиве засасывание сопровождается

выходом морской воды выше уровня моря. На склонах карстующихся пород проявляются соленые источники выше пресных.

Источники артезианских вод являются восходящими, связаны они с напорными водами артезианских бассейнов и склонов. На территории артезианских бассейнов источники выходят в долинах рек, оврагах, озерных котловинах, складках, трещинах сбросового характера, зонах контактов интрузий и даек с осадочными горными породами, находящихся в областях напора и разгрузки.

Артезианские склоны характерны для предгорных районов, где моноклиinally залегающие водоносные породы, погружаясь под водоупорные, выклиниваются или фашиально изменяются от грубообломочных и песчаных разностей до песчано-глинистых и глинистых. Вследствие этого создается гидростатический напор, приводящий к появлению мощных восходящих источников, иногда по линиям, повторяющим конфигурацию подножия гор.

В областях многолетней мерзлоты выделяются *надмерзлотные—нисходящие, межмерзлотные—восходящие и подмерзлотные—восходящие* источники.

К особой группе источников, встречаемых в районах молодой вулканической деятельности, относятся гейзеры, получившие свое название от района Гейзер в Исландии, где они впервые были исследованы. Специфической и отличительной чертой гейзеров является характер выхода воды на поверхность, вызванного давлением водяных паров, образовавшихся в глубоких частях каналов гейзеров. Механизм действия гейзеров сводится к следующему. В канале гейзера инфильтрационная вода образует столб, который давит на более глубокие, ранее поступившие в канал части воды, благодаря чему эта вода на глубине, несмотря на высокую температуру недр, не вскипает при температуре 100 °С. Когда же вода в нижних частях канала перегревается на несколько градусов, происходит бурное выделение паров и вода выбрасывается фонтаном на поверхность. Гейзеры действуют периодически. Извержение продолжается некоторое определенное для каждого гейзера время. Затем оно ослабевает и прекращается.

Ритм извержения гейзера изменяется в зависимости от геологического строения и метеорологических условий района источника, истории его развития и особенностей выводного канала. Горловины гейзеров имеют вид усеченных конусов, сложенных светлым кремнистым туфом (гейзеритом), который откладывается из горячей воды при участии некоторых форм водорослей.

Районами распространения гейзеров на земном шаре являются: Исландия, Италия, США (Йеллоустонский парк), о-ва Новая Зеландия, Ява, СССР (восточная и южная части п-ова Камчатка).

Вода гейзеров в большинстве своем имеет атмосферное происхождение, и, возможно, только незначительная часть ее связана с магматическими очагами. Температура и состав воды различных гейзеров земного шара близки между собой. Горячая вода гейзе-

ров содержит в себе большие запасы тепловой энергии, о примерах и возможности использования которой указывается в специальной литературе.

8.2. Режим источников

Под режимом источника понимают изменение во времени его дебита, состава и температуры. Знание указанных элементов режима позволяет установить природу источников, условия их питания, в ряде случаев площадь питания, практическую значимость источников.

По особенностям режима все источники в общем можно подразделить на постоянно действующие, сезонно действующие и ритмически действующие.

Постоянно действующие характеризуются тем, что действуют постоянно в течение очень многих лет, имея годовые и многолетние изменения режима. К ним могут быть отнесены все источники первых пяти групп, выделенных по приуроченности к отдельным типам подземных вод, а также восходящие источники подмерзлотных вод.

Сезонно действующие источники отличаются тем, что вследствие каких-либо специфических условий питания или особых гидрогеологических условий выхода действуют только в определенное время года. Это преимущественно нисходящие источники, характеризующиеся особым механизмом действия (источники переливающихся, перемежающихся, надмерзлотные). К ним относятся и субмаринные источники.

К ритмически действующим источникам относятся те из них, которые имеют более или менее правильную периодичность или ритмические колебания дебита и напора. К ним относятся гейзеры и соффионы, а также различные пульсирующие источники с очень короткими интервалами времени между выбросами воды или между максимумами и минимумами дебита. Особенно важное значение режим источников приобретает при выборе их для использования в различных целях (водоснабжение, бальнеология и др.).

Кроме рассмотренных классификационных схем большое практическое значение имеет разделение источников на категории и

Таблица 8.1

Классификация источников по дебиту

Тип	Класс	Характеристика	Дебит, л/с
I	1	Наименьшие	0,001
	2	Весьма малые	0,001—0,01
	3	Малые	0,01—0,1
	4	Незначительные	0,1—1,0
II	5	Значительные	1,0—10
	6	Весьма значительные	10—100
III	7	Большие	100—1000
	8	Очень большие	1000—10 000
	9	Исключительно большие	10 000—100 000
	10	Наибольшие	100 000

Таблица 8.2
Классификация источников по температуре

Класс	Характеристика	Температура, °С
I	Исключительно холодные	Ниже 0
II	Весьма холодные	0—4
III	Холодные	4—20
IV	Теплые	20—37
V	Горячие	37—42
VI	Весьма горячие	42—100
VII	Исключительно горячие	Выше 100

Таблица 8.3
Классификация источников по изменению их дебита (по А. М. Овчинникову)

Категория	Характеристика	Отношение
I	Весьма постоянные	1:1
II	Постоянные	1:1—1:2
III	Переменные	1:2—1:10
IV	Весьма переменные	1:10—1:30
V	Исключительно переменные	1:30—1:100

вленный за сезонный (летний и зимний) или годовой периоды наблюдений.

Глава 9

Гидрогеологические структуры и гидрогеологическое районирование

9.1. Понятие о гидрогеологических структурах

Понятие о гидрогеологических структурах появилось еще в тридцатых годах настоящего столетия в работах советских гидрогеологов М. М. Васильевского и Н. К. Игнатовича. Однако современное развитие учение о гидрогеологических структурах получило главным образом в более поздних работах крупных советских ученых гидрогеологов Н. И. Толстихина и И. К. Зайцева. Они разработали его основные положения и применили их в первую очередь

классы по дебиту и температуре. По дебиту источники разделяются на три типа (малодебитные, среднедебитные, высокодебитные) и десять классов (табл. 8.1).

По температуре вод источники делятся на семь классов (табл. 8.2).

По изменению дебита источники разделяются на пять категорий, характеризующихся следующими отношениями минимального дебита к максимальному (табл. 8.3).

В заключении отметим, что при рекомендации источника для постоянного водоснабжения того или иного объекта эксплуатационный дебит источника обосновывается по данным колебаний его за несколько лет, а при отсутствии таких данных принимается минимальный дебит, установленный за сезонный (летний и зимний) или годовой периоды наблюдений.

при составлении обзорных гидрогеологических карт СССР, что позволило дать целостную научную характеристику подземных вод страны.

Гидрогеологической структурой называется геологическая структура, в пределах которой преобладает один или несколько определенных типов скоплений подземных вод. Скопления подземных вод подразделяются на два основных типа: 1) пластовые и 2) трещинно-жильные.

Пластовые скопления подземных вод характерны для осадочных, сравнительно слабо дислоцированных или совсем недислоцированных пород. Они подразделяются на три основных класса, отражающих степень уплотнения пород, а следовательно, и их коллекторские свойства: 1) порово-пластовые, 2) трещинно-пластовые и 3) карстово-пластовые, с несколькими подклассами переходного характера: порово-трещинно-пластовые, трещинно-карстово-пластовые и др.

Классы и подклассы скоплений подземных вод обычно соответствуют определенным этапам формирования гидрогеологических структур. Порово-пластовые скопления характерны для пород кайнозойского возраста; порово-трещинно-пластовые — для пород неоген-палеогенового и мезозойского возраста платформ, часто и межгорных впадин; трещинно-пластовые — для пород палеозойского, реже мезозойского возраста платформ. Карстово-пластовые скопления вод больше отражают особенности литологического состава пород, а не только степень их уплотнения.

Трещинно-жильные скопления подземных вод характерны для изверженных, метаморфических и сильно метаморфизованных пород, распространение подземных вод в которых обусловлено в основном наличием трещин. Они подразделяются на три основных класса скоплений вод: регионально-трещинных (или грунтово-трещинных), локально-трещинных (или жильных) и трещинно-карстовых.

Кроме пластовых и трещинных типов скоплений подземных вод выделяются два подтипа, больше приближающиеся к типу трещинно-жильных скоплений: *пластово-трещинные* (но не трещинно-пластовые) и *покрово-порово-трещинные*. К первым относятся скопления подземных вод, приуроченные к осадочным, но сильно метаморфизованным породам, распространение вод в которых хотя и происходит в основном по трещинам разного происхождения, но на закономерность их распространения существенное влияние оказывают первоначальная слоистость и литологический состав пород. Ко второму типу относятся скопления подземных вод, приуроченные к туфолавым толщам преимущественно молодых вулканических излияний, в которых распространение подземных вод определяется разными степенью и характером трещиноватости и пористости различных лавовых покровов и потоков, чередующихся с туфами, а иногда и другими осадочными породами.

По признаку господствующего распространения типов и классов скоплений подземных вод выделяется несколько типов гидро-

геологических структур первого порядка, каждая из которых состоит из структур второго порядка. Совокупности (системы) структур образуют надпорядковые мегаструктуры.

К структурам первого порядка относят гидрогеологические массивы, артезианские бассейны и вулканогенные бассейны.

9.1.1. Гидрогеологические массивы

Гидрогеологический массив представляет собой выступ фундамента¹ на поверхность Земли. Он может быть прикрыт четвертичными отложениями. Для него характерно развитие разнообразных трещинных вод, образующих систему бассейнов стока подземных вод, часто тесно связанных с грунтовыми водами четвертичных отложений (аллювиальных, ледниковых и др.). В тектоническом отношении это щиты платформ или складчатые сооружения в горноскладчатых областях.

В разрезе гидрогеологического массива выделяются зоны аэрации; сезонных колебаний уровня подземных вод, трещинно-грунтовых вод, трещинно-напорных вод. Мощность зоны аэрации в хорошо дренируемых горных областях достигает на водоразделах и склонах сотен метров. В этой зоне образуется приповерхностный сток, обычно приуроченный к почвенно-покровным отложениям и существующий 10—30 сут после инфильтрации осадков. Мощность зоны колебания уровня подземных вод в горных районах может достигать нескольких десятков метров. Трещинно-грунтовые воды приурочены к зоне выветривания. На водоразделах и в верхней части склонов эти воды встречаются обычно только в периоды атмосферного питания. Постоянное насыщение зоны выветривания наблюдается в нижней части склонов и в долинах рек. В долинах рек зона аллювиальных вод подстилается «поддолинными» и «подруловыми» водами и образует с ними единую гидравлическую систему. Трещинно-напорные воды связаны в основном с зоной региональной литогенетической и тектонической трещиноватости, а также они могут быть приурочены к разным типам тектонических нарушений, контактов, жил, даек, рудных тел. Распространение разных типов подземных вод изображено на рис. 13.

На условия питания, движения и разгрузки подземных вод в гидрогеологическом массиве существенно влияют рельеф, климатические и мерзлотные условия, тектонические процессы. Уклон местности и относительное превышение водоразделов над долинами рек определяют интенсивность водообмена. Количество и характер выпадающих атмосферных осадков вместе с другими климатическими факторами (рельефом, растительностью) регулируют ресурсы подземных вод, обуславливают взаимосвязь

¹ Фундамент, или складчато-глыбовое основание равнинных и горных областей, сложен изверженными, метаморфическими и в разной степени метаморфизованными, уплотненными, смятыми в складки осадочными породами. Породы фундамента расчленены тектоническими разломами на глыбы-блоки.

подземных и поверхностных вод, сказываются на формировании их состава.

Взаимная связь атмосферных, речных и подземных вод в массиве четко проявляется в высотной поясности развития подземного стока. В вертикальном разрезе и плане массива формируются следующие высотные гидродинамические пояса (сверху вниз):

А — пояс аккумуляции и область питания и создания сезонного напора, отсутствие поверхностного водотока;

а — зона аэрации нисходящего сезонного движения подземных вод; **б** — зона сезонных колебаний уровня грунтовых вод; **в** — зона постоянного насыщения трещинных грунтовых вод; **г** — зона трещинно-напорных вод региональной трещиноватости; **д** — трещинно-напорные воды погребенной зоны трещин выветривания; **е** — трещинно-напорные воды зоны затухания трещин; **ж** — трещинно-жильные воды тектонических разломов; **з** — дайковые воды; **и** — воды рудных и перудных жил; **к** — воды контактов; **л** — грунтовые воды аллювиальных отложений. **1** — сезонно-восходящий источник; **2** — постоянный нисходящий; **3** — постоянный восходящий; **4** — перелив трещинно-жильных восходящих вод в аллювий.

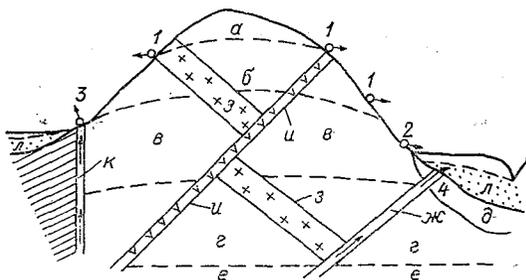


Рис. 13. Схема распространения разных типов подземных вод в гидрогеологическом массиве (по Н. И. Толстихину и В. А. Кирюхину).

Б — пояс инфильтрации и инфлюации временных поверхностных потоков;

В — пояс транзита и аккумуляции, где распространены сезонные источники и сезонные поверхностные водотоки;

Г — пояс разгрузки подземных вод, где распространены постоянно действующие источники, водотоки;

Д — пояс вторичного поглощения и разгрузки.

В гидрогеологическом массиве широкое распространение получили пресные воды. Их состав преимущественно гидрокарбонатный. В условиях засушливого климата в значительном количестве присутствуют сульфаты и хлориды. Катионная часть состава пресных вод весьма изменчива и зависит от вещественного состава пород, рельефа, климата и других факторов.

Гидрохимическая зональность гидрогеологического массива выражается в изменении минерализации (обычно увеличении) и состава вод от водоразделов по склонам и в глубину. Наиболее глубокое проникновение пресных вод, достигающее нескольких километров, наблюдается в Прибайкалье [48]. Для Карпатской складчатой области, Кавказа, Копет-Дага характерно быстрое нарастание минерализации с глубиной и изменение состава вод. В массивах Южного Таджикистана, в строении которых принимают участие соленосные отложения гаурдакской свиты юры, соленые воды и рассолы распространены на малых глубинах и даже на поверхности. На территории Балтийского щита, Украинского кристаллического массива и других под зоной пресных вод вскрыты соленые.

Температурная зональность гидрогеологического массива определяется в основном характером рельефа, климатом, геологическим строением. Наблюдается повышение температуры подземных вод от вершин горных сооружений к их подошве, зависящее от высоты гор и климатической обстановки. В пределах высокогорных сооружений юга СССР отмечается наземное и подземное оледенение. Нижняя граница подземного оледенения последовательно опускается в направлении от горных областей Средней Азии (Памир, Тянь-Шань) и далее на северо-восток. В пределах Верхояно-Чукотской складчатой области она залегает ниже уровня моря, охватывая не только горные сооружения, но и межгорные впадины. С глубиной происходит рост температуры. У подошвы гидрогеологических массивов, ограниченных активными разломами, появляются термы, нередко образующие термальные линии. Температура терм свидетельствует о глубине их циркуляции. В отдельных случаях она достигает 80—90 °С и более.

Современные гидрогеологические условия массивов в значительной степени определяются историей их развития. Возраст гидрогеологических массивов определяется завершением складчатости, которым заканчивается главный этап формирования геолого-структурной обстановки и начинается его развитие как гидрогеологической структуры. По возрасту различают древнейшие, допалеозойские (Анабарский, Балтийский, Украинский, Алданский и др.), палеозойские (Уральский, Казахстанский и др.) и кайнозойские (Карпатские, Крымско-Кавказские, Копет-Дагские и др.) массивы. В особую группу выделяют гидрогеологические массивы, возникшие в домезозойское время и претерпевшие в кайнозойское время этап тектоно-магматической активизации (Саяно-Алтайские, Тянь-Шаньские и др.).

9.1.2. Артезианские бассейны

К *артезианским бассейнам* относятся такие гидрогеологические структуры, которые состоят из фундамента и перекрывающего его водоносного чехла. В чехле распространены пластовые артезианские и грунтовые воды. Трещинные воды фундамента имеют подчиненное значение.

Рельеф поверхности артезианских бассейнов весьма разнообразен. Это низменности, равнины, возвышенные равнины, плоскогорья, межгорные впадины, горные склоны и приподнятые плато. В горных странах они занимают различное положение по отношению к элементам рельефа: могут быть приурочены к водоразделам, склонам, но обычно связаны с межгорными тектоническими впадинами и котловинами.

Осадки, испарения, подземный сток распределяются на территории артезианского бассейна довольно равномерно, подчиняясь климатической широтной зональности и орографической высотной поясности. Иногда в пределах отдельных бассейнов количество

осадков и подземный сток на периферии артезианского бассейна растут в связи с увеличением абсолютных отметок местности.

Поверхностный сток направлен от периферии к их внутренним частям, к слиянию малых рек в крупные, которые выносят всю массу воды или за пределы артезианского бассейна или во внутренние бассейны (Балхаш, Арал и др.), где вода расходуется на испарение и где накапливаются соли, приносимые водами. Различают сточные и бессточные артезианские бассейны или их части. На территории сточных бассейнов избыток поверхностных и тесно связанных с ними подземных вод выносится за их пределы. На территории бессточных бассейнов сток завершается в их внутренних частях, где поступающие с периферии поверхностные и подземные воды расходятся на испарение и где происходит засоление земель и накопление солей.

Некоторые артезианские бассейны характеризуются наличием как сточных, так и бессточных частей в пределах занимаемой ими территории (Иртышский артезианский бассейн). Минеральные (соляные) озера бессточных бассейнов и их частей нередко являются очагами разгрузки подземных вод, дренирования водоносных горизонтов и центрами засоления. Вблизи таких озер создаются ореолы засоления почв, грунтовых, а иногда и более глубоких подземных вод. Поверхностные и подземные воды составляют единую водную систему как сточных, так и бессточных артезианских бассейнов.

Фундамент артезианского бассейна. В его породах практически всегда обнаруживаются разнообразные типы напорных трещинно-жильных вод. Разломы часто проникают из фундамента в чехол. По этим разломам осуществляется гидравлическая связь вод фундамента и чехла. Горячие, соленые, углекислые воды фундамента нередко выводятся в чехол, где создают соответствующие температурные и гидрохимические аномалии. Питание подземных вод фундамента происходит в основном за счет перелива вод из смежных структур и перетекания из водоносных пород чехла артезианского бассейна.

Поверхность фундамента неровная, образует впадины и поднятия. Она называется *ложем* артезианского бассейна. Поверхность ложа полого или ступенчато погружается от периферии бассейна к его внутренним, центральным частям или к краевым предгорным прогибам. Впадины фундамента определяют положение внутренней, наиболее глубокой части, нередко заполненной древнейшими осадочными отложениями чехла, не наблюдавшимися на его выступах. Мощность водоносных горизонтов во впадинах обычно больше, чем на выступах. Состав отложений во впадинах отличается значительной глинистостью.

Выступы поверхности фундамента, не выходящие на поверхность земли, называют *скрытыми*, а выходящие на дневную поверхность — *открытыми*. Открытые выступы в состав артезианского бассейна не включают, их относят к гидрогеологическому массиву. Открытые выступы фундамента ясно обозначают линию раздела

одного артезианского бассейна от другого. Скрытые выступы фундамента разделяют артезианские бассейны не так четко, ибо чехол из одного бассейна переходит в другой и их верхние водоносные горизонты сливаются в одно целое. В этих случаях граница между двумя смежными артезианскими бассейнами иногда проводится условно. Но чаще всего она проходит по оси поднятия фундамента с учетом направленности стока подземных вод. В отдельных случаях выступы фундамента делят бассейны на несколько частей. Скрытые выступы фундамента в самостоятельные гидрогеологические структуры не выделяют и относят к ложу бассейна.

В связи с неровностями ложа в артезианском бассейне различают краевую и внутреннюю части. Краевая часть (борт, крыло) характеризуется погружением ложа и нарастанием мощности чехла к внутренней или центральной части с наиболее глубоким залеганием фундамента. Крылья бассейна бывают построены налеганием или примыканием слоев.

Чехол артезианского бассейна. Располагающийся на фундаменте чехол сложен разнообразными по составу и генезису породами. Осадочные отложения чехла платформенного типа менее мощные, менее дислоцированные и иного состава по сравнению с более мощными геосинклинальными, сильно дислоцированными отложениями фундамента. Наряду с осадочными отложениями в строении чехла принимают участие также разнообразные изверженные породы, имеющие большей частью подчиненное значение. К ним относят по форме залегания покровы, потоки, силлы, дайки, лакколиты, трубки взрыва — диатремы. Наиболее широко изверженные породы развиты в Тунгусском артезианском бассейне. Известны они и в артезианских бассейнах Русской платформы. Лакколиты Пятигорска прорывают мезозойские и кайнозойские породы юго-западного крыла Терско-Кумского артезианского бассейна.

Слоистые осадочные отложения чехла либо залегают спокойно на подстилающем их ложе, либо слабо дислоцированы (в форме куполов, антиклинальных и синклинальных складок, валов, флексур, сбросов и других нарушений большей частью платформенного типа).

В чехле выделяют водоносные пласты и водоносные горизонты, состоящие из одного (простые) или нескольких пластов (сложные). Сложные водоносные горизонты могут состоять из пластов, разных по литологическому составу; одного состава, но разных по возрасту; разных по составу и возрасту; а также из переслаивания водоносных и водоупорных пластов и замещения водоносных пластов водоупорными по падению и простиранию.

Сложные по возрасту горизонты называют соблюдая геолого-историческую последовательность их образования, т. е. древних к молодым, например альб-сеноманский, кембро-ордовикский и т. п.

Водоносные горизонты объединяют в водоносные комплексы или комплексы водоносных горизонтов. При выделении водоносных комплексов и их описании учитывают не только водоносные

горизонты, пласты и линзы, но и водоупорные породы, их подстилающие, покрывающие и разделяющие. Название водоносным комплексам дают также в стратиграфической последовательности, от древних к более молодым.

Водоносные комплексы объединяют в структурные ярусы (гидрогеологические этажи) — это наиболее крупные подразделения чехла, подобные ярусам фундамента. В основе выделения ярусов лежат геологические особенности разреза чехла, такие, как перерывы в осадконакоплении, несогласия, мощные водоупорные разделяющие толщи и т. п.

Наряду с водоносными выделяются водоупорные пласты и горизонты.

Особенностью строения водоносных ярусов артезианского бассейна является преобладание в нижних ярусах пластовых трещинных вод, а в верхних — пластовых поровых.

Границы артезианского бассейна. Там, где чехол налегает на выступы фундамента, выходящие на поверхность, границу проводят по линии контакта осадочных отложений чехла с породами фундамента. Там, где выступы фундамента скрыты чехлом и на поверхность не выходят, граница проходит по наиболее приподнятой поверхности выступа.

Границы бассейнов второго порядка проводят по водоразделам поверхности земли: Так, например, по Валдайской возвышенности проходит граница между Ленинградским и Московским артезианскими бассейнами второго порядка, по Северным Увалам — между Московским и Северо-Двинским, а по Сибирским Увалам — между Обским и Прикарпатским артезианским бассейнам второго порядка.

Условия питания, движения и разгрузки подземных вод артезианских бассейнов, а также их гидрогеологическая зональность изложены в гл. 5.

Классификация артезианских бассейнов. По условиям гидрогеологического строения выделяют бассейны платформенного типа, краевых прогибов и горно-складчатых областей (орогенные).

Артезианские бассейны платформ располагаются во впадинах фундамента, в синеклизах, имеют изометрическую форму и значительные размеры (до 1 млн. км², иногда больше). Наиболее глубокая часть бассейна обычно приурочена к его центру.

Бассейны краевых прогибов отличаются от платформенных тем, что наиболее глубокая их часть сдвинута в краевой предгорный прогиб. Они вытянуты согласно простиранию смежных горных систем, крылья их разновелики и асимметричны.

Многочисленные *артезианские бассейны горных стран* значительно меньше по своим размерам и разнообразны по своему гидрогеологическому устройству.

Каждый из выделенных типов характеризуется гидрогеологическими особенностями, условиями динамики, гидрохимической зональностью и т. д.

По отношению к гидросфере и атмосфере различают артезианские бассейны *субаэральные*, находящиеся в пределах суши, субмаринные, находящиеся под уровнем моря и *промежуточные* по отношению к суше и морю.

9.1.3. Вулканогенные бассейны

К вулканогенным бассейнам относят бассейны стока пластово-трещинных, покрово-порово-трещинных и трещинно-жильных подземных вод различных вулканических образований — конусов вулканов, покровов и потоков застывших лав. Они образуют самый верхний этаж гидрогеологического разреза, представленный многочисленными и, подчас, обширными покровами, потоками лав и сопутствующими им вулканогенными породами, туфами и другими пирокластами. Вулканогенные образования залегают на неровностях эрозионно-тектонического рельефа и перекрывают артезианские бассейны и гидрогеологические массивы. Нижняя поверхность вулканогенного этажа (его основание) неровная, с крупными понижениями, приуроченными к погребенным долинам, озерным котловинам и другим отрицательным формам рельефа, а нередко и с крупными поднятиями, отражающими возвышенные элементы рельефа — склоны и водоразделы, залитые лавами.

Рельеф верхней поверхности вулканогенного этажа также неровный. Он представляет собой в основном платообразные возвышенности и горы, плоские или выпуклые шитообразные поверхности, конусы потухших и действующих вулканов с кальдерами и, наконец, цокольные террасы по долинам рек, образованные долинными базальтами. Иногда это в той или иной степени эродированные вершины и водоразделы гор, иногда обширные лавовые плато. Но в отдельных случаях, как в Закарпатье, наряду с Выгорлат-Гутинской вулканогенной грядой встречаются и холмогорья (Береговское).

В зависимости от характера рельефа сток может быть различно ориентирован, но чаще он имеет центробежную направленность.

Вулканогенные бассейны разделяются на три типа:

1) долинные и котловинные, в которых подземные воды приурочены к эффузивным породам, выполняющим в виде потоков вытянутые понижения на поверхности земли (эрозионные долины, тектонические и другие впадины в рельефе);

2) вершинные, в которых подземные воды приурочены к покровам, лавам и туфам, слагающим водоразделы;

3) сложные, в которых подземные воды приурочены к лавам и туфам, формирующим вулканические плато и нагорья.

В условиях многолетней мерзлоты выделяются вулканогенные бассейны не полностью промороженные, сохранившие водоносность в своей нижней части, и полностью промороженные до подстилающего основания.

9.1.4. Основные системы гидрогеологических структур

Артезианские бассейны, гидрогеологические массивы, вулканические бассейны объединяются в группы или системы по общности геологической истории формирования гидрогеологических условий. Такие системы называются *гидрогеологическими областями*.

Системы или группы артезианских бассейнов образуют артезианские области. Внутри области могут быть заключены гидрогеологические массивы и вулканогенные бассейны. Например, в пределах Восточно-Сибирской артезианской области находится Анабарский гидрогеологический массив. Наиболее крупные артезианские области характерны для платформ и их краевых прогибов, небольшие по размерам находятся на погружении горных областей, таковы артезианские бассейны Керченско-Таманской и Апшеронской областей.

Гидрогеологические массивы также объединяются в группы или системы, а занимаемые ими территории называются *областями гидрогеологических массивов*. Такова, например, Фено-Скандинавская сложная система гидрогеологических массивов, в состав которой входят гидрогеологические массивы Швеции, Норвегии, Финляндии и СССР (Карелии и Кольского полуострова).

Территории, занимаемые группами или системами вулканогенных бассейнов, называются областями вулканогенных бассейнов, например вулканогенная область Малого Кавказа охватывает Армению и Грузию.

Сочетание артезианских бассейнов, гидрогеологических массивов и вулканогенных бассейнов составляет сложные гидрогеологические структуры. Они присущи геосинклинальным областям и называются *гидрогеологическими складчатыми областями*. Последние представляют собой выступы на поверхность фундамента, сложенного докембрийскими, палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими складчатыми сооружениями. В отличие от артезианских областей, обычно равнинных, гидрогеологические складчатые области приурочены к возвышенностям на равнинах, низко-средне- и высокогорным сооружениям.

Рельеф поверхности этих областей по сравнению с рельефом артезианских бассейнов и областей расчленен сильнее, иногда весьма интенсивно изрезан и характеризуется общим понижением поверхности суши от внутренних частей этих гидрогеологических структур к их периферии. Нередки, однако, случаи, когда наиболее возвышенные части складчатых областей смещены к их окраинам. Крупнейшие водоразделы (горные хребты) Кавказа, Урала, системы Памира, Тянь-Шаня и другие находятся в пределах этих структур.

Вторая особенность рельефа заключается в наличии межгорных котловин, ориентированных большей частью согласно с главными водоразделами и линейно вытянутых. К котловинам приурочены нередко наиболее крупные ресурсы подземных и поверхностных вод. В них иногда размещаются артезианские бассейны.

9.2. Сведения о гидрогеологическом районировании

Гидрогеологическое районирование — это выделение гидрогеологических районов по тем или иным гидрогеологическим показателям или по их совокупности. В зависимости от целей и задач исследований оно проводится в разном масштабе, с разной степенью детальности, с учетом разных факторов районирования. Среди основных факторов гидрогеологического районирования выделяются следующие:

— физико-географические (рельеф, климат; почвенно-растительный покров; геоботанические условия; гидрографическая сеть, реки, озера, моря);

— гидрологические (бассейны стока поверхностных вод);

— геологические (стратиграфия, возраст и генезис водовмещающих и водоупорных пород, их состав, растворимость; геологическая структура территории; тектоника и неотектоника; сейсмичность и вулканизм; системы водоносных трещин, в том числе и крупные зоны водоносных разломов);

— геоморфологические (формы рельефа и их геологическое строение; террасы; конусы выноса; тектонические поднятия — антиклинальные складки и горсты, выраженные в рельефе, — и опускания — тектонические котловины, синклинальные складки и грабены, выраженные в рельефе);

— гидрогеологические (тип водоносности пород; площадь, глубина залегания и мощность водоносных зон и горизонтов, водоупорных толщ и комплексов; характер стока подземных вод; области питания, поглощения и разгрузки подземных вод, их режим и ресурсы; физические и химические свойства подземных вод, размещение твердой, жидкой и парообразной фаз подземных вод по глубине и площади; гидродинамическая, гидротермическая, гидрохимическая зональность и поясность);

— народнохозяйственные (размещение основных водоносных горизонтов и трещинных зон, пригодных для практического использования в различных целях; санитарно-гидрогеологическое районирование; биология и биохимия вод; округа охраны подземных вод).

Примерами обзорного гидрогеологического районирования являются карты-схемы В. С. Ильина, А. Н. Семихатова, О. К. Ланге, опубликованные в прежних учебниках гидрогеологии.

По мере развития региональной гидрогеологии наметились два основных направления в гидрогеологическом районировании. Одно предусматривает раздельное районирование артезианских и грунтовых вод и называется *аналитическим*, поскольку сопровождается анализом и расчленением гидрогеологического разреза на верхнюю часть (грунтовые воды) и нижнюю (артезианские воды). Второе (*синтетическое*) при гидрогеологическом районировании рассматривает грунтовые и артезианские воды как одно

целое. Оба направления успешно развиваются и достаточно хорошо обоснованы.

Основные позиции сторонников отдельного гидрогеологического районирования подземных вод изложены и графически оформлены в работах В. С. Ильина, Б. Л. Личкова, О. К. Ланге, А. Н. Семихатова, К. И. Макова, У. М. Ахмедсафина и др. Эти исследователи исходят из идеи зонального распределения грунтовых вод и приуроченности артезианских вод к геотектоническим структурам.

Отдельное районирование как грунтовых, так и артезианских вод может проводиться по разным признакам, поэтому карты грунтовых и артезианских вод могут не совпадать друг с другом. Различия в условиях поисков, разведки и эксплуатации грунтовых и артезианских вод говорят в пользу отдельного районирования подземных вод. Но следует отметить также, что для изучения грунтовых вод, например, в целях мелиорации, орошения нужно заниматься именно грунтовыми водами и их целевым гидрогеологическим районированием. Если в задачи исследований входит изучение глубоких вод, то нужно составлять карты районирования артезианских вод. Составив две карты (грунтовых и артезианских вод, т. е. аналитические карты), необходимо синтезировать материал, т. е. составить комплексную синтетическую карту гидрогеологического районирования.

Основные позиции сторонников совместного единого структурно-гидрогеологического районирования подземных вод изложены в работах Н. Ф. Погребова, М. М. Васильевского, Б. К. Терлецкого, И. К. Зайцева, Г. Н. Каменского, Н. И. Тилстихина, Б. Б. Митгарц, Б. Д. Русанова, А. И. Силина-Бекчурина и др.

Комплексное структурно-гидрогеологическое районирование строится с учетом всего комплекса естественно-исторических факторов районирования (физико-географических, геологических, геоморфологических, гидрогеологических, гидрологических). Оно объединяет в районе все его воды — поверхностные, грунтовые, артезианские, трещинно-жильные. В этом заключается и его преимущество перед отдельным районированием подземных вод, и трудности и сложности комплексного структурно-гидрогеологического районирования.

Принципы комплексного гидрогеологического районирования определяются прежде всего закономерностями формирования и тесной связью грунтовых и артезианских вод. Поэтому основными элементами гидрогеологического районирования считают геоструктурные подразделения, в которых подземные воды по условиям формирования связаны в единую зональную систему и закономерно распределены. В этом случае гидрогеологический район на карте представляет проекцию гидрогеологической структуры на поверхность земли.

9.3. Схема гидрогеологического районирования и краткая гидрогеологическая характеристика территории СССР

Распределение гидрогеологических структур на территории СССР изображено на рис. 14. В пределах территории СССР имеется несколько групп артезианских бассейнов, обрамленных гидрогеологическими складчатыми областями. На западе располагается группа бассейнов европейской части СССР (Западная), в которую входит Восточно-Европейская артезианская область. К востоку от нее за Уралом находится Западно-Сибирская (Центральная) группа бассейнов (артезианская область). Еще далее на восток разместилась группа Восточно-Сибирских бассейнов (Восточная), отделяясь от центральной группы Саяно-Енисейской гидрогеологической складчатой областью. На юге выделяется группа артезианских бассейнов Черноморско-Каспийской и Арало-Каспийской артезианских областей.

Западная, Восточная и частично Арало-Каспийская (Каракумский артезианский бассейн) группы артезианских бассейнов представляют собой огромные вместилища соленых вод и рассолов до весьма крепких в глубоких впадинах фундамента. Для Центральной группы и восточной части Аральской более типично распространение солоноватых и соленых вод.

В Западной, Центральной и Восточной группах, находящихся в основном в климатических зонах влажной и избыточно влажной, намечается достаточно хорошо выраженное повышение минерализации и изменение химического и газового состава подземных вод от поверхности бассейнов на глубину. Верхняя гидрохимическая зона пресных вод охватывает не только грунтовые, но и верхние артезианские водоносные горизонты. В некоторых артезианских бассейнах этих групп для мезозойской части разреза зона пресных вод характеризуется весьма значительной мощностью — до 500 м и более. Таковы бассейны Днепровский, Чулымский, Якутский и др. Подстилающая верхнюю зону зона солоноватых и соленых вод имеет сравнительно небольшое развитие в Западной группе бассейнов, но достигает большой мощности в Центральной. Нижняя гидрохимическая зона рассолов имеет преимущественное развитие в Западной и Восточной группах артезианских бассейнов, где достигает огромной мощности.

В южных артезианских бассейнах, находящихся в условиях сухого степного и пустынного климата, гидрохимический облик артезианских бассейнов иной. Верхняя гидрохимическая зона характеризуется здесь неоднородностью, пестротой минерализации и состава вод, быстро на коротких расстояниях и в глубину сменяющих друг друга, что обусловлено идущими в широких масштабах процессами континентального засоления грунтовых вод. Наиболее значительные ресурсы пресных подземных вод выявлены в пограничных частях артезианских бассейнов, примыкающих к хорошо увлажненным горным сооружениям.

Артезианские бассейны внутри каждой группы тесно связаны друг с другом в геологическом, гидродинамическом, гидрохимическом отношениях. Отдельные группы бассейнов гидрогеологически, гидродинамически и гидрохимически тоже взаимосвязаны. Так, Восточно-Сибирская и Западно-Сибирская группы через пограничные Прикарский, Чулымский, Канский бассейны объединяются в крупную систему бассейнов Сибири. Группа бассейнов европейской части СССР на юге сливается с бассейнами Черноморско-Каспийской и Арало-Каспийской групп. Через Тургайский артезианский бассейн бассейны Приаралья соединяются с Тобольским бассейном Западной Сибири. Все это позволило Н. И. Толстихину отнести перечисленные группы артезианских бассейнов к числу артезианских бассейнов открытого типа.

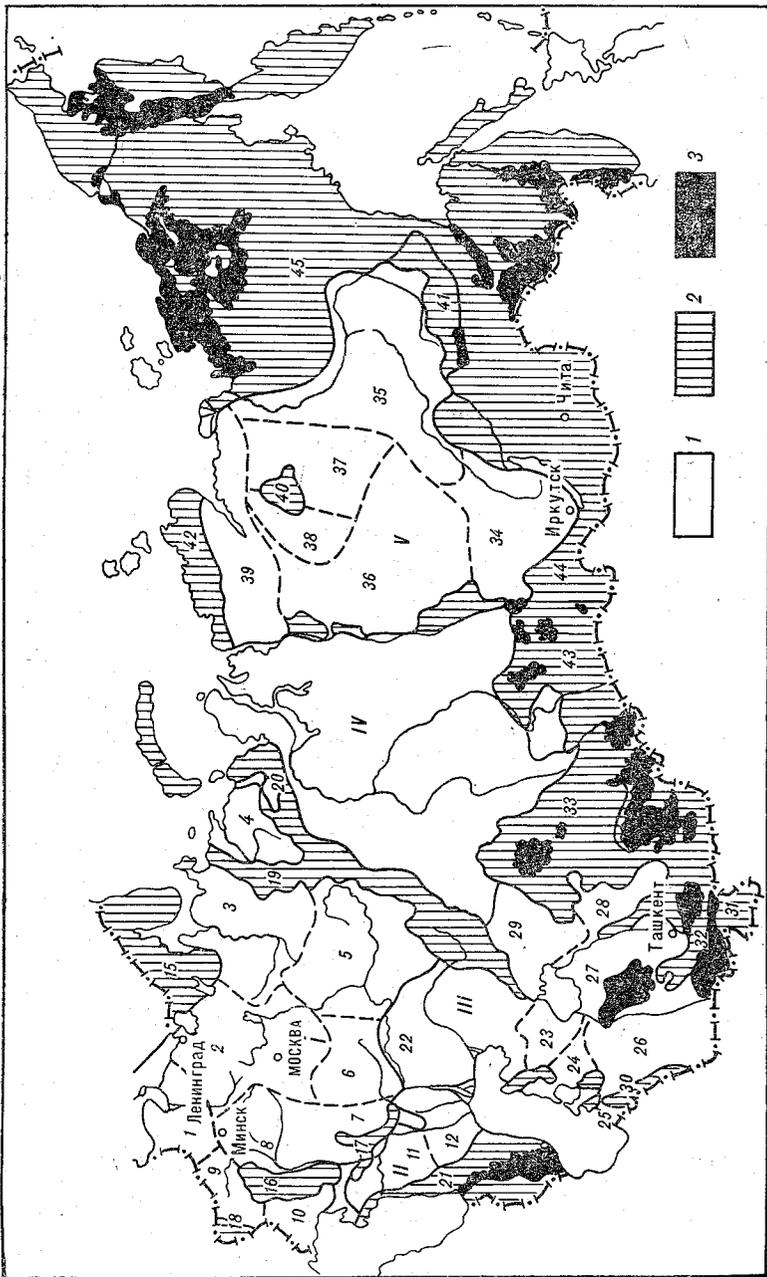
Артезианские бассейны открытого типа разделяются возвышающимися среди них гидрогеологическими массивами (Енисейским, Северо-Казахстанским) и складчатыми областями (Украинской, Донецкой, Тимано-Уральской, Мангышлакской, Кызылкумской и др.), а также обрамляются складчатыми областями: Балтийской — на северо-западе, Карпатской, Крымско-Кавказской — на юге и целым поясом складчатых областей Средней Азии и Сибири.

Складчатые области имеют существенное значение в питании краевых частей артезианских бассейнов. В основании склонов некоторых горных сооружений (Кавказ, Копет-Даг, Тянь-Шань и др.) создаются мощные толщи галечников наклонных равнин и сухих дельт, являющихся важными аккумуляторами подземных вод и играющими большую роль в питании артезианских водоносных горизонтов равнин.

Среди складчатых областей выделяются докембрийские и древнейшие палеозойские — Анабарская, Алданская, Енисейская, Балтийская, Украинская и другие. Эти складчатые области сложены кристаллическими породами, содержащими в основном пресные воды. Группы палеозойских складчатых сооружений — Тимано-Уральская, Донецкая, Казахстанская и некоторые другие, в тех своих частях, которые сложены палеозойским комплексом пород, характеризуются неясно выраженной и еще слабо изученной глубинной гидрогеологической зональностью, сказывающейся во всех сторонах жизни подземных вод — в их динамике, режиме и химии. В частности, в некоторых случаях устанавливается замещение с глубиной пресных вод более высоко минерализованными.

Мезозойско-кайнозойская группа складчатых областей (Карпатская, Крымско-Кавказская, Сахалинская) характеризуется достаточно отчетливо выраженным затуханием с глубиной процессов гидродинамики, изменением состава и минерализации от пресных вод верхней зоны до соленых и местами рассолов (Карпаты) на глубине. Появление рассолов обычно наблюдается там, где в строении областей участвуют соленосные толщи.

Гидрогеологическая связь складчатых областей и артезианских бассейнов является односторонней и выражается переливом подземных вод из горных сооружений в бассейны. Темпы этого



перелива, характер его, количество и состав мигрирующих вод зависят от многих причин, из которых наиболее существенными являются литологический состав водовмещающих пород, их фильтрационные свойства, структурное строение территории, рельеф и климатические условия. Факты, например, указывают на то, что влияние подземных вод Кавказа и Тянь-Шаня сказывается на артезианских бассейнах, прилегающих к этим сооружениям, весьма интенсивно и на больших расстояниях, тогда как глубоко промороженные толщи горных сооружений севера и северо-востока Сибири воздействуют на прилежащие к ним части артезианских бассейнов в меньшей мере.

Глава 10

Основы динамики подземных вод и гидрогеологические расчеты

Динамика подземных вод изучает закономерности их движения под влиянием естественных и искусственных факторов и разрабатывает методы его количественной оценки и управления им в нужном для человека направлении.

Основным объектом изучения динамики подземных вод является движение воды в водонасыщенных горных породах, т. е. процессы фильтрации подземных вод. Однако наряду с процессами фильтрации рассматриваются и другие виды движения воды (инфильтрационное, капиллярное, молекулярное и др.), а также явления и факторы, оказывающие влияние на условия фильтрации подземных вод. Например, обоснованное решение по прогнозу засолению почв на орошаемых территориях невозможно без изучения и количественного учета различных видов движения влаги и солей в зоне аэрации и процессов испарения.

Рис. 14. Гидрогеологические структуры территории СССР.

1 — артезианский бассейн платформ; 2 — гидрогеологический массив и гидрогеологические складчатые области; 3 — артезианский бассейн гидрогеологических складчатых областей. Европейская часть СССР, Урал и Кавказ. *Артезианские бассейны*: 1 — бассейн Восточно-Европейской артезианской области (1 — Прибалтийский; 2 — Московский; 3 — Северодвинский; 4 — Печорский; 5 — Волго-Камский; 6 — Сурско-Хоперский; 7, 8 — Днепровско-Припятский; 9 — Львовско-Предкарпатский); 11 — бассейны Черноморско-Каспийской артезианской области (10 — Причерноморский; 11 — Азово-Кубанский; 12 — Терско-Каспийский; 13, 14 — Алханчуртский и Сунженский — на карте не показаны). *Гидрогеологические складчатые области*: 15 — Балтийская, 16 — Украинская, 17 — Донецкая, 18 — Карпатская, 19 — Тиманская, 20 — Уральская, 21 — Крымско-Кавказская. Средняя Азия и Восточный Казахстан. *Артезианские бассейны*: 111 — бассейны Арало-Каспийской артезианской области (22 — Северо-Каспийский, 23 — Устюртский, 24 — Среднекаспийский, 25 — Южно-Каспийский, 26 — Амударьинский, 27 — Сырдарьинский, 28 — Чуйский, 29 — Тургайский). *Гидрогеологические складчатые области*: 30 — Колетдагская, 31 — Памирская, 32 — Тяньшанская, 33 — Северо-Казахстанская. Сибирь и Дальний Восток. *Артезианские бассейны*: IV — Западно-Сибирская артезианская область; V — бассейны Восточно-Сибирской артезианской области (34 — Ангаро-Ленский, 35 — Якутский, 36 — Тунгусский, 37 — Оленекский, 38 — Котуйский, 39 — Хатангский). *Гидрогеологические складчатые области*: 40 — Анабарская, 41 — Алдаиская, 42 — Таймырская, 43 — Саяно-Алтайская, 44 — Саяно-Енисейская, 45 — Восточно-Сибирская.

10.1. Основные гидродинамические процессы в зоне аэрации

В зоне аэрации могут происходить три гидродинамических процесса: 1) инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод, 2) испарение и транспирация воды растительным покровом, 3) конденсация паров воды.

Инфильтрация. Различают два вида инфильтрации: свободное просачивание и нормальная инфильтрация.

При свободном просачивании движение воды происходит под действием силы тяжести и капиллярных сил в виде изолированных струек по капиллярным норам и отдельным каналам, образующимся в горных породах под влиянием жизнедеятельности землеройных животных, червей, корневой системы растений и других факторов. При этом пористое пространство горных пород остается ненасыщенным водой и в нем сохраняется движение атмосферного воздуха, газов и паров воды, что исключает влияние гидростатического давления на движение воды.

При нормальной инфильтрации движение воды через зону аэрации происходит сплошным потоком (когда пористое пространство грунта насыщено водой полностью) под действием гидростатического давления и капиллярных сил. Капиллярные силы действуют при этом на нижней поверхности просачивающейся воды, способствуя более интенсивной ее инфильтрации. Нормальная инфильтрация может происходить в условиях наличия или отсутствия гидравлической связи инфильтрующегося потока с грунтовыми водами. При наличии такой связи просачивающаяся вода достигает уровня грунтовых вод и вызывает его подъем, при отсутствии — в зоне аэрации на некоторой глубине от поверхности земли образуется подвешенная вода. Она отделена от зеркала грунтовых вод аэрированными слоями горных пород.

Движение инфильтрационного потока подчиняется закону Дарси, описываемому ниже. Различие состоит лишь в том, что коэффициент фильтрации k , входящий в формулу Дарси, заменяется при движении воды в зоне аэрации коэффициентом капиллярной водопроницаемости k_b , который значительно меньше коэффициента фильтрации.

Между коэффициентом капиллярной водопроницаемости и коэффициентом фильтрации существует, по С. Ф. Аверьянову, следующая зависимость:

$$k_b = k [(W'_n - W_m)^{3,5} / (n - W_m)], \quad (10.1)$$

где k_b — коэффициент капиллярной водопроницаемости; k — коэффициент фильтрации; W'_n — полная влагоемкость с учетом заземленного воздуха ($W'_n = n - p$, где n — пористость, p — количество заземленного воздуха); W_m — максимальная молекулярная влагоемкость грунтов выше границы капиллярного подъема.

Испарение — процесс перехода воды из жидкого состояния в парообразное. Существуют четыре вида испарения воды: с от-

крытой водной поверхности, из верхней части зоны аэрации, с зеркала грунтовых вод, транспирация растительностью.

Испарение с открытой водной поверхности называется *испаряемостью*. Оно эквивалентно максимальному количеству воды, которое может испариться с поверхности грунтов, полностью насыщенных водой. Понятие об испаряемости не следует смешивать с понятием об испарении, которое представляет собой количество воды, фактически испаряющейся с поверхности данного грунта. Испаряемость всегда больше испарения. Испаряемость определяется приближенно в плавучих испарителях или по эмпирическим формулам (их описание имеется в руководствах по гидрологии).

Испарение из верхней части зоны аэрации происходит различно в зависимости от степени насыщения грунтов водой, механического (гранулометрического) и литологического их состава, структуры и других природных факторов. Полное насыщение водой пористого пространства грунтов происходит после длительных дождей, когда капиллярная зона грунтовых вод достигает поверхности земли. В этом случае испарение из верхней части зоны аэрации происходит так же, как с открытой водной поверхности, т. е. оно равно испаряемости.

Влияние гранулометрического состава горных пород на испарение проявляется в уменьшении испарения при увеличении диаметра частиц, слагающих породу. Испарение из верхней части зоны аэрации, не полностью насыщенной водой, происходит в виде движения водяных паров из более увлажненных участков в менее увлажненные.

Испарение с зеркала грунтовых вод происходит в том случае, если грунтовые воды находятся на небольшой глубине от поверхности земли. Эта глубина называется *критической* и представляет собой глубину от поверхности земли, на которой испарение практически прекращается.

В районах умеренного климата она не превышает 150 см, а в районах аридного климата — 400 см. Критическая глубина ориентировочно может быть определена по формуле Ковды

$$\Delta_0 = 170 + 8t_{cp} \pm 15, \quad (10.2)$$

где Δ_0 — критическая глубина, см; t_{cp} — среднегодовая температура воздуха.

Испарение из верхней части зоны аэрации измеряется почвенными испарителями различной конструкции, например испарителями ГГИ-500. Испарение с поверхности грунтовых вод определяется с помощью лизиметров, а также расчетным путем при помощи уравнений неустановившегося движения подземных вод в конечных разностях.

Процесс испарения растительностью называется *транспирацией*. Каждое растение забирает влагу из почвы. Часть этой влаги расходуется на рост самого растения, а другая, более значительная, часть испаряется листьями.

Количество воды (в граммах), расходуемое растением для создания единицы массы растительного вещества в сухом состоянии, называется транспирационным коэффициентом. Транспирационный коэффициент находится в зависимости от типа растений, влажности грунтов и влажности воздуха. У культурных растений он изменяется от 100 до 2000. Суммарное испарение с поверхности, покрытой травой, в 1,5—2 раза больше, чем со свободной поверхности почвы.

Иногда испарение с поверхности земли не отделяют от транспирации, а определяют суммарное испарение. Приближенно оно может быть вычислено по эмпирической формуле, составленной С. Ф. Аверьяновым на основе полевых наблюдений:

$$q = q_0 (1 - \Delta/\Delta_0)^n, \quad (10.3)$$

где q — интенсивность испарения при глубине стояния грунтовых вод Δ ; q_0 — интенсивность испарения с поверхности земли при очень высоком стоянии грунтовых вод (приближенно может быть принята равной испарению с водной поверхности, т. е. испаряемости); Δ_0 — критическая глубина залегания грунтовых вод, с которой начинается заметное расходование их на испарение; n — показатель степени ($1 < n < 3$, обычно $n \approx 2$).

Суммарный расход влаги на испарение и транспирацию растениями называется *эвапотранспирацией*.

Конденсация — процесс, обратный испарению. Существуют два вида конденсации воды: молекулярная и термическая.

Молекулярная конденсация возникает в силу молекулярного взаимодействия паров воды с поверхностью частиц грунта, в результате чего образуется адсорбированная вода. Интенсивность адсорбции паров воды зависит от относительной упругости водяных паров, заполняющих поры грунта: чем больше относительная упругость, тем больше адсорбируется паров воды. При относительной влажности воздуха, равной или близкой к 100 %, процесс молекулярной конденсации паров воды заканчивается.

Термическая конденсация паров воды так же, как и испарение возникает при разности значений температуры грунта и атмосферы или двух участков грунта. Пары воды, находящиеся в порах грунта или на поверхности его частиц, при понижении температуры конденсируются в капельно-жидкую воду там, где создается градиент температурного поля. При повышении температуры происходит обратный процесс: капельно-жидкая вода переходит в водяной пар.

10.2. Виды и законы движения подземных вод в зоне насыщения

10.2.1. Понятие о фильтрации

В насыщенных водою горных породах находятся все виды воды. Гигроскопическая, пленочная и капиллярная вода обволакивает частицы горной породы, заполняет капиллярные поры и

образует мениски на стыках минеральных частиц. Через остальное пористое пространство и трещины под действием силы тяжести и разности гидростатических напоров передвигается свободная гравитационная вода. Это движение гравитационной воды в пористой и трещиноватой среде, называемое *фильтрацией*, и является основным объектом изучения динамики подземных вод.

В реальной пористой среде движение воды происходит через систему открытых и сообщающихся между собой пористых каналов и трещин. Вследствие исключительно сложного характера изменчивости путей и скорости движения воды в горных породах невозможно изучение процессов фильтрации через отдельные поровые каналы и трещины. Поэтому движение воды в пористой среде рассматривается обобщенно и его характеристики получают не для отдельных точек порового пространства или каналов, а для всего поперечного сечения фильтрующей среды в целом. При этом условно допускается, что поток подземных вод занимает как бы весь водоносный горизонт, включая все пористое пространство и скелет породы. Таким образом, реальный поток подземных вод, движущийся через пористое пространство, в динамике подземных вод заменяется фиктивным (условным) потоком, занимающим весь водоносный пласт. Такой условный поток называется *фильтрационным потоком*.

Скорость фильтрации определяется количеством воды (объемным расходом), которое протекает в единицу времени через единицу площади поперечного сечения пористой среды:

$$v = Q/F, \quad (10.4)$$

где v — скорость фильтрации, м/сут или см/с; Q — расход воды, м³/сут или см³/с; F — площадь поперечного сечения, м² или см².

Скорость фильтрации v не равна действительной скорости движения v_d подземных вод. *Действительная скорость движения* подземного потока воды может быть определена, если объемный расход фильтрующейся в единицу времени воды Q отнести к площади пор F_1 , через которые происходит движение воды:

$$v_d = Q/F_1; \quad F_1 = n_a F, \quad (10.5)$$

где n_a — активная пористость в долях единицы.

Соотношение между действительной скоростью движения и скоростью фильтрации может быть определено следующим образом:

$$v_d = Q/F_1 = Q/(n_a F) = v/n_a. \quad (10.6)$$

Средняя действительная скорость движения воды в пористой среде всегда значительно больше средней скорости фильтрации, так как активная пористость n_a всегда меньше единицы.

Движение подземных вод в горных породах может быть ламинарным или турбулентным. *Под ламинарным*, или *параллельно-струйчатым*, движением понимается такое движение, когда струйки воды передвигаются без завихрения, параллельно одна

другой с небольшой скоростью без разрыва сплошности потока. Под турбулентным понимается движение воды, для которого характерны большие скорости, вихреобразность, пульсация и перемешивание отдельных струй. В природных условиях движение воды в пористой и трещиноватой среде чаще ламинарное. Только в крупных пустотах и трещинах, а также на локальных участках интенсивного воздействия инженерных сооружений (например, при интенсивных откачках из скважин) движение подземных вод может перейти в турбулентное.

10.2.2. Основные законы фильтрации

В 1856 г. французский инженер-гидравлик А. Дарси экспериментально установил, что при ламинарном движении подземных вод в горных породах количество воды Q , фильтрующейся через пористую породу в единицу времени, прямо пропорционально площади сечения F , разности уровней ΔH , под действием которой происходит фильтрация, и обратно пропорционально длине пути фильтрации ΔL :

$$Q = k [(H_1 - H_2)/\Delta L] F = k (\Delta H/\Delta L) F, \quad (10.7)$$

где k — коэффициент фильтрации, зависящий от физических свойств породы и фильтрующейся жидкости, м/сут или см/с. Отношение $(H_1 - H_2)/\Delta L = \Delta H/\Delta L$, показывающее изменение уровня воды по пути фильтрации, называется *напорным*, или *гидравлическим*, *градиентом* и обозначается через I . Гидравлический градиент (уклон) — величина безразмерная.

Используя понятие скорости фильтрации как расхода воды, протекающей через единицу площади поперечного сечения потока, по закону Дарси найдем

$$v = Q/F = kI. \quad (10.8)$$

Формула (10.8) показывает линейную зависимость скорости фильтрации от напорного градиента I , и поэтому закон Дарси называют *линейным законом фильтрации*.

В дифференциальной форме линейный закон фильтрации описывается следующим уравнением:

$$v = -k dH/dL, \quad (10.9)$$

где знак минус показывает, что по пути фильтрации напор H уменьшается и, следовательно, величина dH/dL отрицательна.

Пьезометрический напор H в любой точке потока подземных вод определяется положением пьезометрического уровня относительно выбранной плоскости сравнения.

В глинистых породах физически связанная вода практически полностью перекрывает сечение поровых каналцев. Для возникновения фильтрации в таких породах необходимо создать градиент напора, превышающий некоторый начальный напорный градиент. Существование начального напорного градиента вызвано

наличием связанной воды, которая по своим физическим свойствам отличается от обычной вязкой жидкости, являясь вязкопластичной жидкостью, и обладает сдвиговой прочностью. При возникновении напорного градиента, превышающего начальный градиент, определяемый сдвиговой прочностью, в глинистых породах происходит фильтрация, подчиняющаяся линейному закону А. Дарси, который записывается в следующем виде:

$$v = k(I - I_0). \quad (10.10)$$

На рис. 15 показана зависимость скорости фильтрации воды в песчаных (прямая I) и глинистых (кривая II) породах от напорного градиента. Точка 1 кривой II соответствует начальному напорному градиенту I_0 , при котором начинается фильтрация воды через глину; точка 2 — предельному напорному градиенту $I_{пр}$, при превышении которого становится справедливым закон Дарси. Значения начального напорного градиента, при превышении которого начинается фильтрация в глинистых породах, могут достигать 20—30.

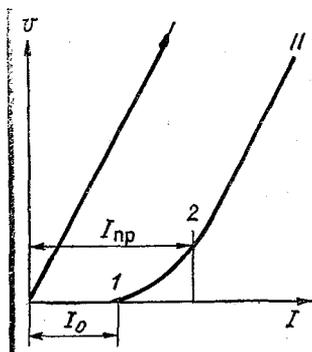


Рис. 15. Зависимость скорости фильтрации от напорного градиента.

Линейный закон фильтрации применим с достаточной для практики точностью не только для мелкозернистых и крупных песков, но (в удалении от водозаборов) и для песчано-галечных образований и даже трещиноватых пород при действительных скоростях движения подземных вод до 1000 м/сут. Следовательно, для решения гидрогеологических задач в большинстве случаев можно пользоваться линейным законом фильтрации, так как скорости, превышающие 1000 м/сут, встречаются редко.

В крупнообломочных и сильно трещиноватых породах сохраняется ламинарный режим движения воды, если она движется с малой скоростью, но при значительных скоростях этот режим нарушается и развивается турбулентное движение.

За пределами применимости закона Дарси наиболее удобна двучленная формула, в которой зависимость гидравлического уклона от скорости фильтрации выражается в следующем виде:

$$I = av + bv^2. \quad (10.11)$$

Здесь a и b — коэффициенты, определяемые экспериментально. При $b=0$ формула (10.11) преобразуется в формулу Дарси (в которой $a=1/k$). При больших скоростях фильтрации членом av можно пренебречь; тогда формула (10.11) получает вид,

предложенный Шези—Краснопольским для турбулентного движения воды в проницаемых породах:

$$v = k_K \sqrt{I}, \quad (10.12)$$

откуда

$$I = bv^2 \quad \text{при} \quad b = 1/k_K^2,$$

где k_K — коэффициент турбулентной фильтрации, определяемый полевыми опытами.

Из уравнения (10.12) видно, что при турбулентном движении скорость фильтрационного потока пропорциональна его уклону в степени $1/2$.

10.2.3. Понятие о коэффициентах фильтрации и водопроводимости

Коэффициент пропорциональности k , входящий в уравнение Дарси, называется *коэффициентом фильтрации*. Коэффициент фильтрации характеризует водопроницаемость горных пород. Он зависит от геометрии порового пространства и от гидродинамических свойств фильтрующейся жидкости (плотности и вязкости). Если в уравнении Дарси (10.8) принять $I=1$, то $v=k$. Следовательно, *коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при напорном градиенте, равном единице*. Коэффициент фильтрации имеет размерность скорости и выражается в метрах в сутки (в час, секунду) и в сантиметрах в секунду (м/сут, м/ч, м/с, см/с).

Ориентировочные характеристики коэффициентов фильтрации основных литологических разностей горных пород приведены в табл. 10.1.

Более точные значения коэффициентов фильтрации горных пород получают методами проведения опытно-фильтрационных лабораторных работ.

Таблица 10.1

Ориентировочные значения коэффициентов фильтрации

Горная порода	Коэффициент фильтрации, м/сут
Глина	0,001—0,0001
Суглинок	0,01—0,1
Супесь	0,1—0,5
Песок глинистый	0,5—1,0
Песок мелкозернистый	1—5
Песок среднезернистый	5—15
Песок крупнозернистый	15—50
Песок с галькой	50—100
Галечник	100—200

Если в уравнении (10.7) принять $F=1$; $I=1$, то $Q=k$. Следовательно, коэффициент фильтрации может быть выражен и как количество воды, проходящее в единицу времени через площадь поперечного сечения пористой среды, равную единице, при напорном градиенте, также равном единице.

Для характеристик фильтрационных свойств водонасыщенных пород наряду с коэффициентом филь-

трации используется *коэффициент водопроводимости* T , равный произведению коэффициента фильтрации на мощность водоносного горизонта: $T=kh$ или $T=kt$, где h и t — средняя мощность

безнапорного и напорного водоносных горизонтов. Единица измерения коэффициента водопроницаемости квадратный метр в сутки. Коэффициент водопроницаемости выражает способность водоносного горизонта (комплекса) мощностью h или t и шириной 1 м фильтровать воду в единицу времени при напорном градиенте, равном единице.

Коэффициенты фильтрации и водопроницаемости количественно характеризуют водопроницаемость горных пород. Водопроницаемость горных пород зависит от многих факторов: пористости пород, их структуры, текстуры, степени засоленности, процессов взаимодействия между водой и горными породами, вязкости и плотности воды. Минералогический состав рыхлых пород также оказывает влияние на их водопроницаемость, так как глинистые минералы способствуют набухаемости пород и тем самым понижению их водопроницаемости.

10.2.4. Гидродинамические элементы фильтрационного потока

Основными гидродинамическими элементами являются: пьезометрический напор, напорный градиент, линии тока и линии равных напоров.

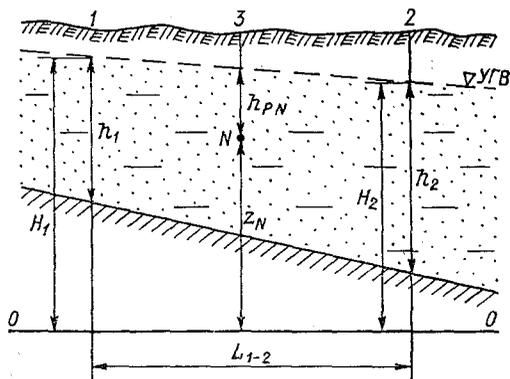


Рис. 16. Схема к определению пьезометрического напора в грунтовом потоке.

Понятие о напоре воды введено в науку русским ученым Д. Бернулли. По его определению,

$$H = P/\gamma + z + v^2/(2g), \quad (10.13)$$

где P — гидростатическое давление в исследуемой точке (N) потока воды; γ — плотность воды; z — высота исследуемой точки потока над выбранной плоскостью сравнения напоров; $v^2/(2g)$ — скоростной напор (рис. 16).

Величина $v^2/(2g)$ в потоке подземных вод весьма мала, ее обычно пренебрегают, и напор подземных вод определяют по уравнению

$$H = P/\gamma + z. \quad (10.14)$$

Двучлен $P/\gamma + z = H$ известен под названием *пьезометрического напора*, а отношение $P/\gamma = h_p$ — как *пьезометрическая высота*.

Пьезометрическая высота h_p — это высота, на которую должна подниматься вода над данной точкой потока под влиянием гидростатического давления P в этой точке. В случае грунтового потока пьезометрическая высота равна глубине погружения данной точки от зеркала грунтовых вод (см. рис. 16), а в случае напорных вод — глубине погружения точки от пьезометрической поверхности этих вод (рис. 17).

В динамике подземных вод пьезометрический напор для краткости называют просто *напором*. У грунтовых вод с горизонтальным залеганием водоупорного основания за плоскость сравнения

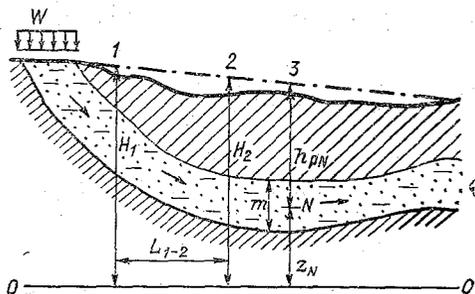


Рис. 17. Схема к определению пьезометрического напора в напорном потоке.

берут подошву водоносного слоя, в этом случае напор H равен мощности потока h . У грунтовых вод с наклонным залеганием водоупорного основания за плоскость сравнения берут любую горизонтальную плоскость, проходящую ниже водоупорного основания, и по отношению к ней рассчитывают напор (см. рис. 16).

Следует различать понятие «пьезометрический напор» и понятия «избыточный напор», «напор над водонепроницаемой кровлей», «мощность потока». Пьезометрический напор в сечении 1 потока напорных вод больше, чем в сечении 2, в то время как напор над кровлей и избыточный напор (напор над поверхностью земли) в первом сечении меньше, чем во втором (см. рис. 17).

При движении воды через пустоты горных пород часть напора теряется на трение, что создает уклон поверхности подземных вод в сторону их движения. Если сделать вертикальный разрез по направлению движения подземных вод, то получим кривую понижения напора: у вод со свободной поверхностью она называется *кривой депрессии*, а у напорных вод — *пьезометрической кривой*.

Средний уклон кривой депрессии (или пьезометрической кривой) подземных вод

$$I_{\text{ср}} = (H_1 - H_2)/L_{1-2} = \Delta H/L_{1-2}, \quad (10.15)$$

где H_1 и H_2 — напоры воды в сечениях 1 и 2; L_{1-2} — расстояние между сечениями.

Действительное значение уклона в любой точке кривой равно пределу выражения (10.15) и является *напорным градиентом* в этой точке:

$$I = \lim (\Delta H/L_{1-2})_{L_{1-2} \rightarrow 0} = -dH/dL. \quad (10.16)$$

Знак «минус» ставится потому, что по направлению движения воды значения L возрастают, а значения H уменьшаются, следовательно, производная dH/dL имеет отрицательный знак, а напорный градиент должен иметь положительный знак.

Если принятое за плоскость сравнения водоупорное ложе горизонтальное, то $H_1=h_1$; $H_2=h_2$, где h_1 и h_2 — соответствующие мощности потока. В этом случае

$$I = \Delta h/L = -dh/dL. \quad (10.17)$$

При определении основных гидродинамических характеристик потока необходимо учитывать направление движения подземных вод на том или ином участке. Падение напора и гидравлический уклон потока определяются строго в направлении движения подземных вод, ширина потока — перпендикулярно направлению движения. Направление движения потока характеризуется линиями токов, которые совпадают с траекториями движения частиц жидкости фильтрационного потока. Последнее справедливо лишь при установившейся фильтрации подземных вод, когда в каждой точке потока направление движения и скорость не изменяются во времени. При неустановившейся фильтрации линия тока дает мгновенную характеристику различных частиц потока в данный момент времени или, другими словами, можно получить информацию о направлении движения различных частиц потока, находящихся на линии тока, в определенный момент времени.

Линии, перпендикулярные к линиям токов, представляют собой линии равных напоров, или эквипотенциали. Проекция этих линий на горизонтальную плоскость называются *гидроизогипсами* (для грунтовых вод) или *гидроизопьезами* (для напорных вод). Карты гидроизогипс и гидроизопьез широко используются при решении задач динамики подземных вод.

Система линий равных напоров и перпендикулярных к ним линий тока образует *гидродинамическую сетку, или сетку движения подземных вод.* В условиях установившегося движения гидродинамическая сетка постоянна во времени, в условиях неустановившегося движения — переменна.

10.2.5. Структура фильтрационного потока

Потоки подземных вод могут быть одномерными (линейными или плоскопараллельными), двумерными (плоскими) и трехмерными (пространственными).

При одномерном потоке движение воды происходит в одном направлении и все характеристики потока (скорость фильтрации, напор, давление) являются функциями одной координаты. При двумерном потоке вектор скорости можно разложить

на две составляющие. В этом случае характеристики потока являются функциями двух координат. Такого рода потоки могут быть *плановыми*, когда схема фильтрации сохраняется в любом горизонтальном сечении, и *двухмерными в разрезе*, когда поток не меняет направления в вертикальном сечении. Пространственные, или трехмерные, потоки зависят от трех координат.

Примером одномерного, в плане плоского потока может служить движение грунтовых вод из канала в реку через узкий водораздел, а примером двухмерного, в плане плоского потока — движение грунтовых вод к реке при извилистой береговой линии или обходная фильтрация у плеча плотины. Примером пространственного потока является приток воды к скважине с водопримной частью, не доведенной до водоупорного основания.

Если линии тока представляют собой семейство линий, не изменяющихся в любом радиальном сечении, то такой поток, являющийся двухмерным, называется *радиальным*, так как обладает радиальной симметрией. Радиальный поток может быть сходящимся, например приток воды к скважине при откачке, или расходящимся, например при нагнетании воды в скважину.

В природе линии токов подземных вод имеют сложное очертание, и только с некоторым приближением фильтрационные потоки могут рассматриваться в одних случаях как плоские, а в других, более редких, как радиальные.

10.2.6. Границы потоков подземных вод

Потоки подземных вод имеют границы естественные и искусственные. Нижняя граница — водоупорное основание (ложе). Оно может быть горизонтальным или наклонным. Верхняя граница напорных вод — подошва водоупорного слоя, перекрывающего водоносный пласт, а в безнапорных водах — их свободная поверхность. Боковые (контурные) границы — это зоны дренажа и питания водоносного пласта. Естественными границами потоков подземных вод могут быть реки, овраги и другие водоемы или границы с породами, проницаемость которых отлична от проницаемости пород водоносного слоя. Искусственные границы — контуры инженерных сооружений. Если границы водоносного пласта находятся на большом удалении от участка, для которого рассматриваются условия движения подземных вод, например для участка заложения водозабора, и практически не влияют на эти условия фильтрации, то поток рассматривается как *неограниченный*. Если поток принимается неограниченным в плане, то при расчетах допускается, что боковые границы пласта находятся в бесконечности.

Если значительно удалена только одна граница, то поток подземных вод называется *полуограниченным в плане*. Если учитываются условия на обеих боковых границах, то поток рассматривается как *ограниченный в плане*. Аналогичные схемы потоков могут быть приняты и в разрезе.

Дальнейшая типизация потоков подземных вод по граничным условиям производится по признаку постоянства или изменения напора или расхода потока на границах водоносного слоя. На этих границах могут быть различные граничные условия. Обычно в качестве граничных условий используют значения напоров, расходов или скоростей фильтрации. Если эти характеристики изменяются во времени, то в качестве граничных условий рассматриваются функции, выражающие закономерность их изменения.

10.2.7. Фильтрационные свойства пород в области движения подземных вод

По своим фильтрационным свойствам среда может быть *изотропной* (фильтрационные свойства по всем направлениям одинаковые) и *анизотропной* (фильтрационные свойства зависят от направления). Примером изотропной среды являются пласты песков, песчаников, известняков, анизотропной — лёссы, ленточные глины, лёссовидные суглинки.

Часто в природных условиях встречаются потоки с изотропной фильтрационной средой. При этом фильтрационная среда может быть *однородной* или *неоднородной*. Неоднородность водоносных горизонтов проявляется в изменении основных фильтрационных параметров в плане (по площади) и в разрезе (по глубине). Эти изменения в некоторых случаях происходят без видимой закономерности, и между зонами с различной водопроницаемостью, водоотдачей и другими свойствами практически нельзя провести четких границ. Такого типа неоднородность называется *хаотической*, или *неупорядоченной*. Если при этом фильтрационные свойства разных зон области фильтрации различаются не более чем в 5—10 раз, то область приводится к *условно однородной* и характеризуется осредненными значениями параметров. Возможность осреднения и приемы, используемые для этих целей, устанавливаются в зависимости от конкретных условий и всякий раз должны быть подтверждены опытными данными. Нередко удовлетворительные результаты дают, например, средние арифметические или среднезвешенные (по площади или по мощности отдельных зон) значения фильтрационных характеристик.

Для оценки точности получаемых таким образом средних или приведенных параметров в последнее время используются методы математической статистики.

Во многих случаях, однако, фильтрационную неоднородность пород можно выявить и представить в расчетных схемах. Таковую неоднородность условно называют *правильной*, или *упорядоченной*.

Наиболее распространена *слоистая* неоднородность, характерная для артезианских бассейнов, где водоносные горизонты перемежаются со слабопроницаемыми слоями. Каждый из водоносных горизонтов здесь является более или менее однородным или обладает хаотической неоднородностью, в связи с чем его

приводят к однородному путем осреднения параметров. При этом учитывается главенствующее направление движения подземных вод.

В потоках с неоднородной изотропной средой коэффициент фильтрации и скорость фильтрации изменяются по пути движения, но в каждом из сечений они не зависят от координат области фильтрации. В среде с неоднородным анизотропным строением коэффициент фильтрации и скорость фильтрации изменяются в каждой точке области фильтрации и зависят от направления.

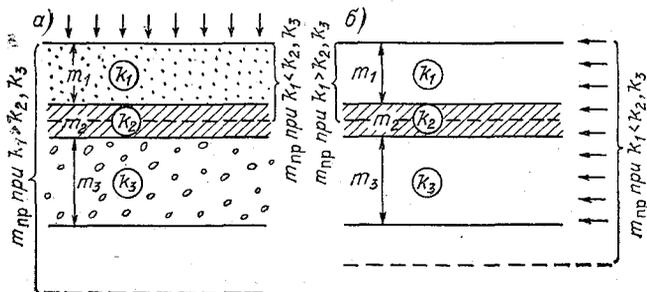


Рис. 18. Приведенная мощность в слоистых толщах при вертикальной (а) и горизонтальной (б) фильтрации.

В случае вертикальной фильтрации средний коэффициент фильтрации, по Г. Н. Каменскому, определяется по следующей формуле (рис. 18):

$$k_{\text{ср.в}} = m_{\text{сум}} \left| \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{k_i} \right|, \quad (10.18)$$

где m_i и k_i — мощность и коэффициент фильтрации i -го слоя ($i=1, 2, \dots, n$; n — число слоев); $m_{\text{сум}}$ — суммарная мощность всех слоев.

Если сделать виртуальное приведение мощности, т. е. ввести в рассмотрение некоторую условную мощность путем приведения всей толщи к коэффициенту фильтрации одного из слоев, то получим

$$m_{\text{пр.в}} = k_a \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{k_i}. \quad (10.19)$$

Например, приняв $k_a = k_1$, для показанной на рисунке трехслойной схемы получим

$$m_{\text{пр.в}} = m_1 + m_2 k_1 / k_2 + m_3 k_1 / k_3. \quad (10.20)$$

При преобладающем горизонтальном направлении течения подземных вод средний коэффициент фильтрации слоистой толщи

может быть определен как средневзвешенный по мощностям (см. рис. 18 б):

$$k_{\text{ср. г}} = \left(\sum_{i=1}^n k_i m_i \right) / m_{\text{сум}}. \quad (10.21)$$

В этом случае приведенная мощность

$$m_{\text{пр. г}} = \frac{1}{k_{\beta}} \sum_{i=1}^n k_i m_i. \quad (10.22)$$

Для изображенной на рис. 18 схемы из трех слоев при $k_{\beta} = k_1$

$$m_{\text{пр. г}} = m_1 + m_2 k_2 / k_1 + m_3 k_3 / k_1. \quad (10.23)$$

В безнапорных потоках подобное осреднение проницаемости и «приведение» по мощности являются приближенными, поскольку при возмущении таких потоков изменяется мощность или глубина воды в одном или нескольких водоносных слоях. Более точно расчеты в таких условиях можно выполнить с применением потенциальной функции, введенной Н. К. Гиринским и носящей название «потенциала Гиринского» (см. разд. 10.3.2.1).

В тех случаях, когда значение коэффициента фильтрации основных и разделяющих их слабопроницаемых горизонтов в слоистых толщах существенно различаются (более чем в 5—10 раз), осреднение параметров и «приведение» слоистых толщ к однородным уже нельзя считать обоснованными. В таких условиях при составлении расчетной схемы необходимо учитывать все горизонты и разделяющие их слои слабопроницаемых пород и производить оценку параметров каждого слоя в отдельности.

10.3. Основы расчетов плановой установившейся фильтрации подземных вод

При оценке условий установившейся фильтрации подземных вод потоки принимаются состоящими из большого числа слабонаклоненных струек. Вертикальные составляющие скорости фильтрации по сравнению с горизонтальными весьма малы и ими пренебрегают, горизонтальные же составляющие скорости фильтрации принимаются постоянными по глубине. Это положение является основной предпосылкой для вывода по Дюпюи формул движения естественных потоков подземных вод.

Установившееся движение потоков подземных вод может быть равномерным и неравномерным. При *равномерном* движении скорость потока и уклон поверхности подземных вод постоянны. Такой вид движения возможен в двух случаях; при движении напорных вод в артезианском пласте постоянной мощности или при движении безнапорного потока грунтовых вод по наклонному водоупорному основанию с сохранением постоянства мощности потока. Такие случаи в природе редки. Обычно движение

подземных вод бывает неравномерным. *Неравномерное* движение — это движение, когда мощность водоносного пласта, скорость фильтрации и уклон поверхности подземных вод непостоянны, их пьезометрическая, или депрессионная, поверхность является криволинейной (рис. 19).

При изучении естественных потоков подземных вод обычно решаются прямые и обратные задачи. К прямым задачам относятся: 1) определение расхода подземных вод и других элементов потока; 2) построение депрессионной кривой. Обратные задачи связаны с определением гидрогеологических параметров, харак-

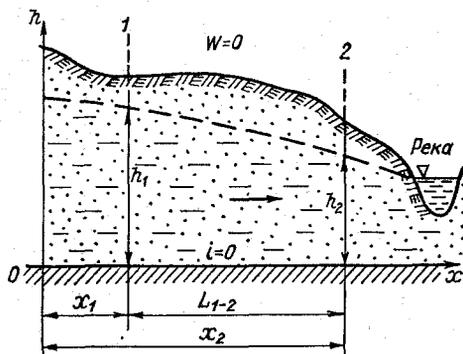


Рис. 19. Расчетная схема для определения единичного расхода грунтового потока при горизонтальном залегании водоупора.

теризующих область фильтрации или условия питания, по данным о распределении напоров.

10.3.1. Установившееся движение подземных вод в однородных водоносных толщах (прямые задачи)

Поток подземных вод может быть одномерным и двухмерным (радиальным), а водоносный пласт может подстилаться горизонтальным или наклонным водоупором. В зависимости от этого уравнения движения подземных вод будут различными.

Расход потока по пути движения может быть постоянным или изменяющимся. Причинами изменения расхода может быть питание подземных вод за счет инфильтрации или испарение с их поверхности. В случае инфильтрации образуется выпуклая поверхность подземных вод, в случае испарения — вогнутая. При интенсивной инфильтрации на отдельных участках, например при поливах на массивах орошения, на поверхности подземных вод образуются бугры.

Расход потока грунтовых вод может изменяться в связи с перетеканием воды в поглощающие горизонты или в результате подпитывания артезианскими водами. В первом случае расход потока в направлении фильтрации уменьшается, во втором — увеличивается.

Потоки с постоянным расходом по пути движения. Определение расхода потоков. Расход *грунтового* потока при го-

горизонтальном залегании водоупорного основания в общем виде выражается формулой

$$Q = Fv = kBhI, \quad (10.24)$$

где $F = Bh$ — площадь поперечного сечения потока (B — ширина потока, h — мощность потока); $v = kI$ — скорость фильтрации (k — коэффициент фильтрации, I — напорный градиент).

Если разделить левую и правую части формулы (10.24) на B , то получим

$$Q/B = q = khI. \quad (10.25)$$

Величина q называется *единичным расходом потока*, т. е. расходом, отнесенным к единице ширины потока. Единичный расход потока — величина постоянная при установившемся движении.

При горизонтальном залегании водоупорного основания напорный градиент (уклон) грунтового потока

$$I = -dh/dx.$$

Следовательно,

$$q = -kh \, dh/dx. \quad (10.26)$$

Интегрируя уравнение (10.26) от сечения 1 до сечения 2 (см. рис. 19), получаем

$$(x_2 - x_1) q/k = (h_1^2 - h_2^2)/2. \quad (10.27)$$

Так как $(x_2 - x_1)$ представляет собой расстояние между сечениями, равное L_{1-2} , то

$$q = k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}), \quad (10.28)$$

откуда общий расход плоского потока подземных вод со свободной поверхностью

$$Q = Bq = Bk(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}). \quad (10.29)$$

Эта формула выведена Дюпюи. Она показывает, что свободная поверхность потока подземных вод при отсутствии инфильтрационного питания имеет параболическую форму.

При наклонном водоупоре расход грунтовых вод можно определить по приближенной формуле Г. Н. Каменского:

$$q = k \frac{h_1 + h_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}, \quad (10.30)$$

где H_1 и H_2 — напоры подземных вод, которые отсчитываются от какой-либо горизонтальной плоскости сравнения, но не от наклонного водоупорного основания (рис. 20), остальные обозначения известны.

Если водоупорное ложе на различных участках потока имеет различные уклоны и направления падения, то для решения

задачи необходимо рассмотреть последовательно все участки отдельно с учетом граничных условий в точках перегиба водоупорного ложа, составить уравнения единичных расходов для каждого из его участков и по системе уравнений определить все неизвестные величины.

При радиальных потоках подземных вод (рис. 21), которые часто наблюдаются в излучинах и на непрямолинейных участках речных долин, Г. Н. Каменский рекомендует пользоваться следующим уравнением:

$$Q = k \frac{B_2 - B_1}{\ln B_2 - \ln B_1} \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L_{1-2}}, \quad (10.31)$$

где B_1 и B_2 — ширина потока в двух его сечениях.

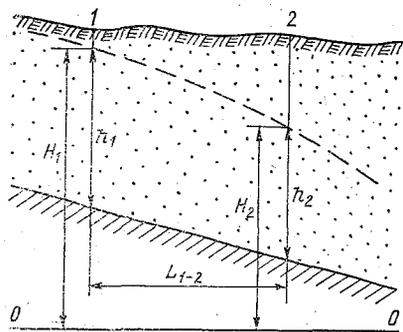


Рис. 20. Расчетная схема для определения единичного расхода грунтового потока при наклонном водоупоре.

При наклонном залегании водоупорного ложа для определения расхода радиального потока может быть применена приближенная формула Каменского (10.30), полученная для условий одномерного грунтового потока с наклонным водоупором. Для этого она должна быть переписана применительно к определению полного расхода потока с учетом переменной его ширины:

$$Q = k \frac{h_1 + h_2}{2} \frac{B_2 - B_1}{\ln B_2 - \ln B_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}. \quad (10.32)$$

Формула (10.32) применима для определения расхода радиального потока с линейным изменением ширины потока B на пути его движения. При нечетко выраженном характере изменения ширины потока иногда используется следующая формула

$$Q = k \frac{h_1 B_1 + h_2 B_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} = k \frac{F_1 + F_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}. \quad (10.33)$$

Единичный расход потока *напорных* вод при постоянной мощности водоносного пласта определяется по следующему дифференциальному уравнению:

$$q = -kmdH/dx, \quad (10.34)$$

где m — мощность пласта, dH/dx — напорный градиент.

Поскольку по условию $km = \text{const}$, то напорный градиент также является величиной постоянной, т. е. пьезометрическая кривая является прямой линией.

После интегрирования уравнения (10.34) в пределах от сечения 1 до сечения 2 (рис. 22) получим расчетную формулу

$$q = km (H_1 - H_2) / (x_2 - x_1) = km (H_1 - H_2) / L_{1-2}. \quad (10.35)$$

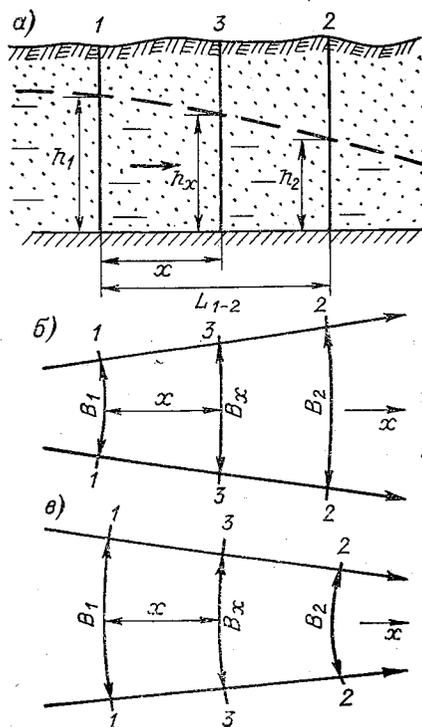


Рис. 21. Схема радиального потока грунтовых вод.

a — разрез (кривая депрессии показана условно), *b* — план (радиальный расходящийся поток), *в* — план (радиальный сходящийся поток).

В условиях пласта переменной мощности напорный поток движется неравномерно, т. е. скорость фильтрации меняется от сечения к сечению. Это находит отражение и в форме депрессионной кривой, которая приобретает криволинейный характер.

Обычно рассматриваются две схемы изменения мощности напорного потока: 1) увеличение мощности пласта по направлению движения потока и 2) уменьшение мощности водоносного пласта по пути движения потока. Увеличение мощности пласта по направлению его движения предопределяет вогнутый характер депрессионной кривой, уменьшение — выпуклый характер кривой (рис. 23).

Единичный расход напорного потока переменной мощности, по Г. Н. Каменскому, приближенно можно рассчитать по формуле

$$q = k \frac{m_1 + m_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}. \quad (10.36)$$

В. И. Давидович и Н. Н. Биндеман вывели более точную расчетную формулу единичного расхода напорных вод для случая линейного изменения мощности потока. Решение получается на

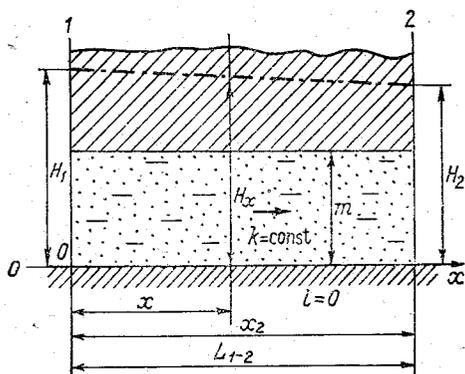


Рис. 22. Напорный поток в пласте постоянной мощности.

основе интегрирования дифференциального уравнения Дюпюи (10.34) с учетом переменного значения мощности m , подчиняющейся линейной зависимости.

Для обеих принятых схем на рис. 23 мощность в любом сечении, расположенном на расстоянии x от сечения 1, определяется по формуле

$$m = m_1 + x(m_2 - m_1)/L_{1-2}. \quad (10.37)$$

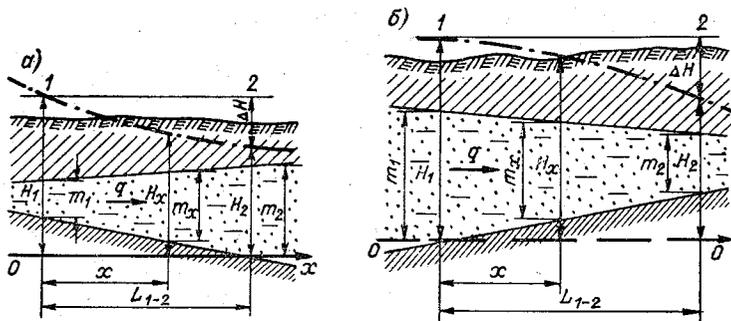


Рис. 23. Напорный поток в пласте переменной мощности.

а — постепенное увеличение мощности по направлению движения; б — постепенное уменьшение мощности по направлению движения.

С учетом этого выражения дифференциальное уравнение для единичного расхода (10.34) приобретает следующий вид:

$$q = -k[m_1 + x(m_2 - m_1)/L_{1-2}]dH/dx. \quad (10.38)$$

После интегрирования в пределах от сечения 1 к сечению 2, получаем расчетную формулу

$$q = k \frac{m_2 - m_1}{\ln m_2 - \ln m_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}. \quad (10.39)$$

Расчеты по приближенной формуле Г. Н. Каменского и по приведенной формуле (10.34) не дают существенных расхождений.

Построение кривой депрессии. Кривая депрессии потока подземных вод представляет собой положение уровня свободной поверхности грунтовых вод или пьезометрической поверхности напорных вод. Для ее построения необходимо иметь данные об уровнях воды H_1 и H_2 в двух сечениях (скважинах), находящихся на расстоянии L_{1-2} одна от другой. По этим данным можно вычислить ординату уровня воды H_x (h_x) в любом заданном сечении, расположенном на расстоянии x от первого сечения.

Ординату уровня воды в любом сечении грунтового потока при горизонтальном залегании водоупора можно определить,

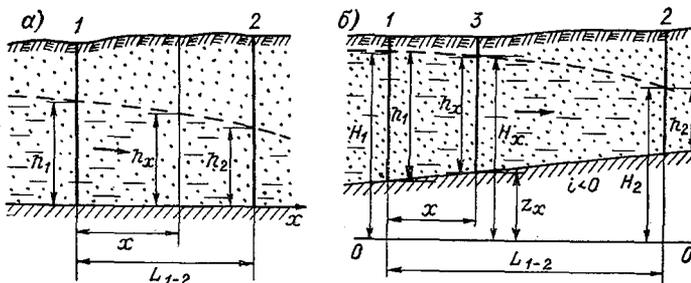


Рис. 24. Расчетные схемы к построению кривой депрессии в грунтовом потоке.

а — при горизонтальном водоупоре; б — при наклонном водоупоре.

если написать уравнения расхода для двух отдельно рассматриваемых участков потока: для участка, ограниченного сечениями 1 и 2, и для участка между сечениями 1 и x (рис. 24 а).

Согласно уравнению Дюпюи (10.28), для участка потока 1—2

$$q_{1-2} = k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}).$$

Аналогично для участка 1 — x

$$q_{1-x} = k(h_1^2 - h_x^2)/(2x).$$

Так как по условию задачи поток не имеет питания по пути своего движения, то его расход по всем сечениям является неизменным. Приравнявая на этом основании правые части уравнений, получаем расчетную формулу для определения ординаты кривой депрессии h_x в искомом сечении:

$$k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}) = k(h_1^2 - h_x^2)/(2x),$$

откуда

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - x(h_1^2 - h_2^2)/L_{1-2}}. \quad (10.40)$$

Положение уровня грунтовых вод при наклонном залегании водоупора определяется напором, отсчитываемым от плоскости

сравнения (см. рис. 24 б). В соответствии с формулой (10.36) единичные расходы для пар сечений 1—2 и 1— x равны:

$$q_{1-2} = k \frac{h_1 + h_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}};$$

$$q_{1-x} = k \frac{h_1 + h_x}{2} \frac{H_1 - H_x}{x}. \quad (10.41)$$

Учитывая, что $q_{1-2} = q_{1-x}$, приравняем правые части уравнений:

$$(h_1 + h_2)(H_1 - H_2)/L_{1-2} = (h_1 + h_x)(H_1 - H_x)/x. \quad (10.42)$$

В уравнении (10.42) два неизвестных: h_x и H_x . Одно неизвестное можно исключить, для чего мощность пласта h_x можно заменить разностью отметок уровня воды H_x и поверхности водоупорного пласта z_x , т. е. $h_x = H_x - z_x$ (см. рис. 24 б).

Подставляем значение h_x в формулу (10.42):

$$(h_1 + h_2)(H_1 - H_2)/L_{1-2} = (h_1 + H_x - z_x)(H_1 - H_x)/x. \quad (10.43)$$

Решая уравнение (10.43) относительно H_x , можно определить отметку уровня воды в любом сечении потока. Для этого помимо значений напора и мощности потока в двух известных сечениях необходимо еще знать превышение водоупора в искомом сечении над плоскостью сравнения ($z_x = ix$, где i — уклон водоупора).

При построении кривой депрессии потока для определения ординат можно пользоваться следующим уравнением:

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - ix(h_1 - 0,25ix) - 2qx/k - 0,5ix}. \quad (10.44)$$

Это уравнение получается из формулы (10.41), в которой величина H_x представлена через сумму $h_x + ix$ (i — уклон водоупора). При этом плоскость сравнения проводится через водоупор в первом сечении, где $x = 0$ (см. рис. 24 б).

В случае радиального потока подземных вод формула для определения ординаты кривой депрессии в любом сечении может быть получена также путем приравнивания выражений для расхода потоков на участках 1—2 и 1— x (см. рис. 21) и имеет следующий вид:

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{B_2 - B_1}{B_k - B_1} \frac{\ln B_x - \ln B_1}{\ln B_2 - \ln B_1} \frac{h_1^2 - h_2^2}{L_{1-2}} x}, \quad (10.45)$$

где B_x — ширина потока в сечении, отстоящем на расстоянии x от сечения 1, определяемая по формуле $B_x = B_1 x (B_2 - B_1) / L_{1-2}$.

Ординаты кривой депрессии напорных потоков рассчитываются по следующим формулам:

для потока с постоянной мощностью

$$H_x = H_1 - x(H_1 - H_2)/L_{1-2}; \quad (10.46)$$

для потока с переменной мощностью:

по Каменскому,

$$H_x = H_1 - \frac{m_1 + m_2}{m_1 + m_x} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} x; \quad (10.47)$$

по Давидовичу и Биндеману,

$$H_x = H_1 - \frac{m_2 - m_1}{m_x - m_1} \frac{\ln m_x - \ln m_1}{\ln m_2 - \ln m_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} x. \quad (10.48)$$

Напорно-безнапорное движение подземных вод. При дренировании напорных потоков прорезающими их речными долинами, особенно когда уровень воды в дрене располагается на отметках, близких к отметкам водоупорного ложа потока образуется напорно-безнапорное движение (рис. 25). На участке напорного потока его мощность равна мощности водоносного пласта и является неизменной, вследствие чего на этом участке движение равномерное. На участке безнапорного потока движение неравномерное.

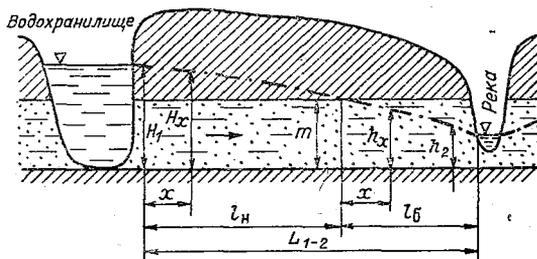


Рис. 25. Схема напорно-безнапорного потока в междуречье.

На основе совместного рассмотрения обоих участков потока В. И. Давидович вывел следующую формулу для определения единичного расхода:

$$q = km [(2H_1 - m) - h_2^2] / (2L_{1-2}). \quad (10.49)$$

Построение депрессионной кривой следует проводить с учетом размеров участков напорного и безнапорного движения по соответствующим характеру потока формулам. Напорный режим сменяется безнапорным в сечении, где пьезометрический уровень потока переходит в свободную поверхность подземных вод. Длина участка напорного движения определяется по формуле

$$l_n = 2L_{1-2}m(H_1 - m) / [m(2H_1 - m) - h_2^2]. \quad (10.50)$$

Обозначения, входящие в уравнения (10.49) и (10.50), ясны из рис. 25.

Для участка напорного движения, согласно формуле (10.46) и принятым обозначениям, найдем уравнение кривой депрессии, которая в данном случае будет иметь вид прямой линии:

$$H_x = H_1 - (H_1 - m)x/l_n, \quad (10.51)$$

где H_x — отметка напорных вод в искомом сечении, находящемся на расстоянии x от сечения потока с ординатой H_1 .

Для участка безнапорного движения на основе формулы (10.40) получим следующее уравнение кривой депрессии:

$$h_x = \sqrt{m^2 - (m^2 - h_2^2) x/l_6}, \quad (10.52)$$

где h_x — мощность грунтового потока на расстоянии x от сечения потока с ординатой m , т. е. от границы участков напорного и безнапорного движения.

Потоки с переменным расходом по пути движения. Наиболее распространенными и важными с гидрологических позиций потоками подземных вод, у которых расход меняется по пути движения, являются потоки грунтовых вод в междуречных массивах.

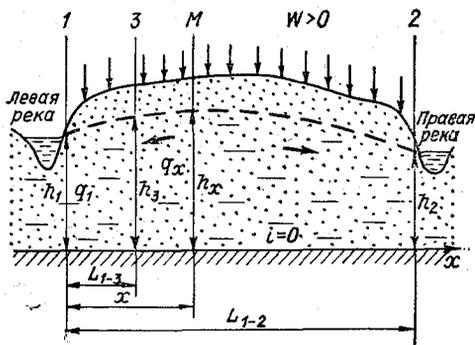


Рис. 26. Схема грунтового потока в междуречном массиве.

вах. Эти потоки получают питание не только из отдаленных областей, но и непосредственно на месте, за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Определение расхода потока. Согласно Г. Н. Каменскому единичный расход *грунтового потока в междуречном массиве при наличии равномерного инфильтрационного питания и горизонтальном залегании водоупора* равен

$$q_x = q_1 + Wx, \quad (10.53)$$

где q_x — единичный расход грунтового потока в сечении на расстоянии x от уреза воды в левой реке (рис. 26); q_1 — единичный расход грунтового потока в начальном сечении у уреза воды той же реки; W — интенсивность инфильтрации, т. е. количество воды, просачивающейся на поверхность потока подземных вод в единицу времени через единицу площади междуречного массива. Расходы q_x и q_1 считаются положительными в том случае, когда движение подземных вод происходит по направлению оси x .

В соответствии с уравнением Дюпюи (10.26)

$$q_x = -kh \, dh/dx. \quad (10.54)$$

Подставив значение q_x в предыдущее уравнение, получим следующее дифференциальное уравнение:

$$-kh \, dh/dx = q_1 + Wx. \quad (10.55)$$

Отделим переменные и проинтегрируем в пределах от начального сечения, где $x=0$, $h=h_1$, до сечения M , где $x=x_1$, $h=h_x$:

$$-\int_{h_1}^{h_x} h dh = \frac{q_1}{k} \int_0^x dx + \frac{W}{k} \int_0^x x dx; \quad (10.56)$$

$$-\frac{h_x^2 - h_1^2}{2} = \frac{q_1}{k} x + \frac{W}{k} \frac{x^2}{2}, \quad (10.57)$$

откуда

$$q_1 = k(h_1^2 - h_x^2)/(2x) - Wx/2. \quad (10.58)$$

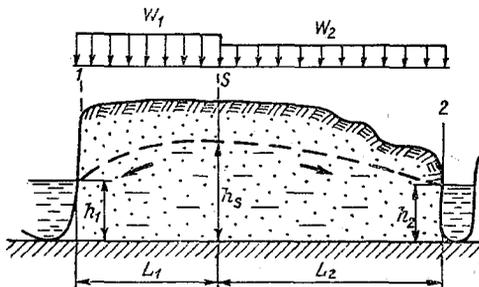


Рис. 27. Схема грунтового потока в междуречном массиве при переменной инфильтрации.

Для определения расхода q_1 , который является постоянной величиной, в уравнение (10.58) подставим конечные значения в соответствии с граничными условиями $x=L_{1-2}$, $h_x=h_2$ и получим

$$q_1 = k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}) - WL_{1-2}/2. \quad (10.59)$$

Подставив это значение q_1 в первоначальное уравнение (10.53), окончательно найдем:

$$q_x = k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}) - WL_{1-2}/2 + Wx, \quad (10.60)$$

где h_1 и h_2 — мощность водоносного пласта соответственно у уезов воды левой и правой рек; L_{1-2} — ширина междуречья.

Уравнение (10.60) является расчетным для определения единичного расхода потока грунтовых вод при учете инфильтрации сверху.

Расход потока в начальном сечении, где $x=0$, из уравнения (10.60) равен

$$q_1 = k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}) - WL_{1-2}/2. \quad (10.61)$$

Для конечного сечения (на урезе правой реки), где $x=L_{1-2}$,

$$q_2 = k(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}) + WL_{1-2}/2. \quad (10.62)$$

Практический интерес представляет учет *переменного по длине междуречья инфильтрационного питания*. Прямая задача в таких условиях решается методом фрагментов. Пусть, например, в междуречье выделяются два участка потока с различной интенсивностью инфильтрационного питания W_1 и W_2 (рис. 27).

Учитывая полученное решение для определения расходов в ограничивающих сечениях потока с постоянной интенсивностью инфильтрации (10.61) и (10.62), составим уравнение для расхода потока q_s в раздельном сечении, рассматривая его как крайнее сечение каждого из фрагментов. Для левого фрагмента длиной L_1 расход q_s запишется как расход на правой его границе при $h_2 = h_s$, $x = L_1$, а для правого фрагмента определяется как расход на левой его границе при $h_1 = h_s$, $x = 0$:

$$q_s = k(h_1^2 - h_s^2)/(2L_1) + W_1L_1/2 \quad \text{и} \quad q_s = k(h_s^2 - h_2^2)/(2L_2) - W_2L_2/2. \quad (10.63)$$

Приравнивая полученные уравнения, как уравнения для расхода через одно и то же сечение, и решая его относительно мощности потока в разделяющем сечении h_s , получим:

$$h_s = \sqrt{\frac{L_1L_2}{L} \left(\frac{h_1^2}{L_1} + \frac{h_2^2}{L_2} + \frac{W_1L_1 + W_2L_2}{k} \right)}. \quad (10.64)$$

После вычисления величины h_s могут быть найдены расходы потока в любом из сечений каждого фрагмента по формуле (10.60).

Определение расстояния до водораздела. Наличие инфильтрационного питания на междуречье приводит к возникновению на поверхности грунтовых вод подземного водораздела. При наличии этого водораздела в пределах междуречья отмечается движение подземных вод от водораздела в сторону дренирующих поток рек. Расход подземных вод через сечение на водоразделе равен нулю ($q_x = 0$). Обозначив расстояние до водораздела через a и приравняв расход q_x нулю, найдем расчетное выражение для a :

$$a = L_{1-2}/2 - (k/W)(h_1^2 - h_2^2)/(2L_{1-2}). \quad (10.65)$$

Если в ограничивающих междуречный массив реках одинаковые уровни ($h_1 = h_2$), то из формулы (10.65) $a = L_{1-2}/2$, т. е. водораздел находится посередине междуречья. Если $h_1 > h_2$, то $a < L_{1-2}/2$, т. е. водораздел смещен влево от среднего сечения междуречья. При $h_1 < h_2$, $a > L_{1-2}/2$ водораздел смещен в сторону правой реки, имеющей более высокий уровень. Значение a может стать отрицательным ($a < 0$) или большим, чем L_{1-2} . Такая ситуация отвечает условиям, при которых водораздел находится за пределами междуречного массива, будучи смещенным за урез реки с высоким уровнем воды.

Построение кривой депрессии. Для вывода уравнения ординат кривой депрессии в любом сечении междуречья в уравнение (10.57) нужно поставить значение расхода q_1 по формуле (10.59) и решить его относительно h_x ;

$$h_1^2 - h_x^2 = \frac{h_1^2 - h_2^2}{L_{1-2}} x - \frac{WL_{1-2}}{k} x + \frac{W}{k} x^2, \quad (10.66)$$

откуда

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - (h_1^2 - h_2^2)x/L_{1-2} + W(L_{1-2} - x)x/k}. \quad (10.67)$$

Уравнение (10.67) является уравнением эллипса. Следовательно, в междуречном массиве кривая депрессии грунтовых вод при наличии инфильтрационного питания описывается уравнением эллипса, а при отсутствии инфильтрационного питания — уравнением параболы. В случае переменного инфильтрационного питания кривая депрессии строится по данным определения ее ординат в пределах каждого фрагмента отдельно по формуле (10.67).

Максимальная мощность потока находится на водораздельном сечении, поэтому, приняв $x=a$, из формулы (10.67) можно получить уравнение для определения h_{\max} , что нередко требуется при изучении режима фильтрации в междуречье:

$$h_{\max} = \sqrt{h_1^2 - (h_1^2 - h_2^2) a / L_{1-2} + W (L_{1-2} - a) a / k}. \quad (10.68)$$

Непосредственное использование уравнения (10.67) для построения кривой депрессии затруднено, так как еще нет удовлетворительных методов для независимого определения инфильтрационного питания W . Трудно также получить достаточно усредненное для массива значение коэффициента фильтрации k . Однако этих трудностей можно избежать, если определить значение параметра W/k по данным об уровнях грунтовых вод в трех скважинах междуречного массива. Пусть этим третьим сечением является скв. 3 (см. рис. 26), которая расположена на расстоянии L_{1-3} от первого сечения и в которой мощность потока равна h_3 . Тогда, заменив в уравнении (10.67) h_x на h_3 , а x на L_{1-3} и решив относительно W/k , получим

$$W/k = (h_3^2 - h_1^2) / [(L_{1-2} - L_{1-3}) L_{1-3}] + (h_1^2 - h_2^2) / [(L_{1-2} - L_{1-3}) L_{1-2}]. \quad (10.69)$$

Для определения параметра W/k можно использовать любые три сечения на междуречье, по которым имеются одновременные замеры уровня грунтовых вод.

Расчет расходов и ординат депрессии междуречных потоков грунтовых вод с наклонным залеганием водоупора довольно сложный и еще недостаточно разработанный, поэтому на практике обычно водоупорное ложе считают условно горизонтальным, расположенным на отметке среднего сечения междуречья и расчеты ведут по формулам для междуречья с горизонтальным водоупором.

10.3.2. Установившееся движение подземных вод в неоднородных водоносных толщах (прямые задачи)

Под *неоднородными водоносными толщами* понимаются толщи, сложенные различными по литологическому составу породами в горизонтальном или вертикальном направлении. Неоднородные водоносные толщи в природе встречаются чаще, чем однородные. Неоднородность особенно характерна для аллювиальных отложений

речных долин, в которых нижняя часть осадков обычно представлена крупнозернистыми песками и даже гравелисто-галечниковыми отложениями; в верхней же части аллювия преобладают мелкозернистые пески, иловатые суглинки и торфянистые породы. В соответствии с таким строением нижняя часть аллювия обладает в несколько раз большей водопроницаемостью, чем верхняя. Кроме того, аллювиальные рыхлые толщ отложений налегают на пласты коренных, преимущественно дочетвертичных отложений, вызывая на контактах резкое изменение водопроницаемости.

В водоносных пластах могут быть заключены линзы и прослои различных размеров водоупорных или слабоводопроницаемых пород. Такое строение водоносных пластов, особенно при большом количестве линз, создает неоднородность фильтрационных свойств водоносных отложений и гидродинамических особенностей потоков. Наряду с изменением коэффициента фильтрации в природных условиях наблюдается также изменение мощностей водовмещающих и разделяющих их слабоводопроницаемых отложений, что еще более усложняет гидрогеологические условия. В практике гидрогеологических исследований нередко поэтому рассматривают совокупный характер поведения этих показателей, а именно — распределение водопроницаемости.

Наибольшее распространение получили три типа неоднородных водоносных толщ:

1) пласты, сложенные чередующимися слоями водоносных пород разной водопроницаемости — слоистая неоднородность;

2) двухслойные пласты, в которых верхний слой имеет меньшую водопроницаемость, чем нижний (возможно и обратное сочетание);

3) пласты с резкой или постепенной сменой водопроницаемости в горизонтальном направлении.

Возможны и другие схемы неоднородности, являющиеся производными от основных типов.

При несущественной степени неоднородности, когда фильтрационные свойства разных зон области фильтрации или разных слоев отличаются не более чем в 5—10 раз, неоднородная область фильтрации приводится к условно однородной путем осреднения коэффициентов фильтрации или водопроницаемости (см. разд. 10.2.7). Затем расчеты производятся по уравнениям движения подземных вод в однородных пластах. При существенной неоднородности водоносных отложений область фильтрации приводится к соответствующему типу неоднородности и расчеты производятся по нижеизложенным уравнениям.

Потоки подземных вод в многослойных водоносных горизонтах. Если пласт состоит из нескольких слоев с коэффициентами фильтрации k_1, k_2, k_3, \dots и мощностями m_1, m_2, m_3, \dots , а кривая депрессии расположена в верхнем слое, мощность которого изменяется от h'_n до h''_n (рис. 28 а), то решение получают путем раздельного рассмотрения нижней части потока, которая включает в себя слои с постоянной мощностью и рассматривается в усло-

виях напорного потока, и верхней, в которой происходит изменение мощности потока и которая рассматривается как безнапорная. Кривая депрессии, располагающаяся в верхнем слое, является и пьезометрической кривой для нижней напорной части потока. Расход потока определяется как сумма расходов его верхней и нижней частей. Для условий горизонтального водоупорного ложа формула для определения расхода потока в слоистой толще имеет вид

$$q = (k_1 m_1 + k_2 m_2 + k_3 m_3 + \dots) (h_1 - h_2) / L_{1-2} + k_n [(h_n')^2 - (h_n'')^2] / (2L_{1-2}). \quad (10.70)$$

При наклонном залегании водоупорного ложа

$$q = (k_1 m_1 + k_2 m_2 + k_3 m_3 + \dots) (H_1 - H_2) / L_{1-2} + k_n (h_n' + h_n'') (H_1 - H_2) / (2L_{1-2}), \quad (10.71)$$

где k_n — коэффициент фильтрации верхнего слоя пласта.

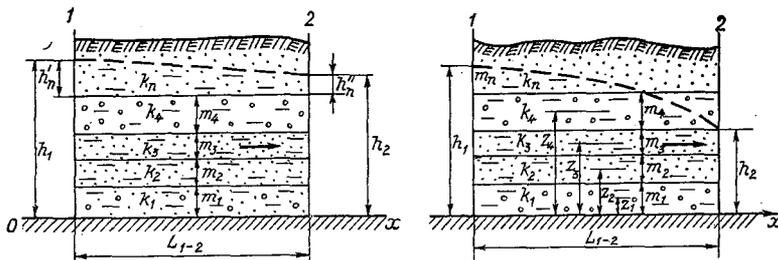


Рис. 28. Схемы грунтового потока в слоистой толще.

а — кривая депрессии в пределах верхнего слоя; б — кривая депрессии в пределах нескольких слоев.

Если кривая депрессии безнапорного потока расположена в пределах нескольких водоносных слоев различной водопроницаемости (рис. 28 б), то возникает необходимость учета изменения мощности не только одного верхнего слоя. В таких условиях задача решается для горизонтально-слоистого пласта с использованием функции Н. К. Гириного G . Определив значение функции Гириного для начального (G_1) и конечного (G_2) сечений потока, расход потока находят по формуле

$$q = (G_1 - G_2) / L_{1-2}. \quad (10.72)$$

Значение функции Гириного G для сечения с мощностью потока h определяется по следующей формуле:

$$G = k_1 m_1 (h - z_1) + k_2 m_2 (h - z_2) + \dots + k_n m_n (h - z_n) = \sum_{i=1}^n k_i m_i (h - z_i), \quad (10.73)$$

где z_1, z_2, \dots, z_n — расстояния от середины соответствующего слоя до водоупора (рис. 28). Функция Гириного имеет размерность

расхода. Например, для рассматриваемой на рис. 28 б схемы слоистого пласта значение функции Гиринского для начального и конечного сечений потока определяется следующим образом:

$$G_1 = k_1 m_1 (h_1 - 0,5m_1) + k_2 m_2 (h_1 - m_1 - 0,5m_2) + k_3 m_3 (h_1 - m_1 - m_2 - 0,5m_3) + k_4 m_4 (h_1 - m_1 - m_2 - m_3 - 0,5m_4) + \dots + k_n m_n (h_1 - m_2 - m_3 - m_4 - \dots - 0,5m_n);$$

$$G_2 = k_1 m_1 (h_2 - 0,5m_1) + k_2 m_2 (h_2 - m_1 - 0,5m_2) + k_3 m_3 (h_2 - m_1 - m_2 - 0,5m_3).$$

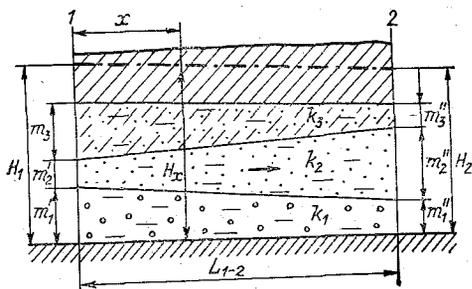


Рис. 29. Схема грунтового потока в слоистом пласте переменной мощности.

Для построения кривой депрессии можно воспользоваться значением функции Гиринского в любом сечении на расстоянии x от начального:

$$G_x = G_1 - (G_1 - G_2) x / L_{1-2}. \quad (10.74)$$

Зная значение функции G_x , можно определить и соответствующую ей мощность потока h_x . Для удобства определения h_x по G_x предварительно строится график $G = f(h)$, который используется для графического определения h_x по значению G_x .

При движении напорных вод в пласте, сложенном слоями с изменяющейся мощностью (рис. 29), расход потока определяется путем суммирования расходов по отдельным слоям, для каждого из которых принимается среднее значение мощности в пределах ограничивающих поток сечений:

$$q = k_1 (m_1' + m_1'') (H_1 - H_2) / (2L_{1-2}) + k_2 (m_2' + m_2'') (H_1 - H_2) / (2L_{1-2}) + \dots + k_n (m_n' + m_n'') (H_1 - H_2) / (2L_{1-2}) = [k_1 (m_1' + m_1'') + k_2 (m_2' + m_2'') + \dots + k_n (m_n' + m_n'')] (H_1 - H_2) / (2L_{1-2}). \quad (10.75)$$

При линейном характере изменения мощности отдельных слоев пласта среднее значение мощности определяется по формуле

$$m_{cp} = (m'' - m') / (\ln m'' - \ln m'). \quad (10.76)$$

Ордината пьезометрической кривой при горизонтальном залегании водоупорного ложа определяется по формуле

$$H_x = H_1 - 2qx / [k_1(m'_1 + m''_1) + k_2(m'_2 + m''_2) + \dots + k_n(m'_n + m''_n)], \quad (10.77)$$

где H_x — ордината пьезометрической кривой в сечении, отстоящем на расстоянии x от начального.

Потоки подземных вод в породах с резкой и постепенной сменной водопроницаемости.

Грунтовые воды. Случаи резкого изменения водопроницаемости в горизонтальном направлении характерны для скло-

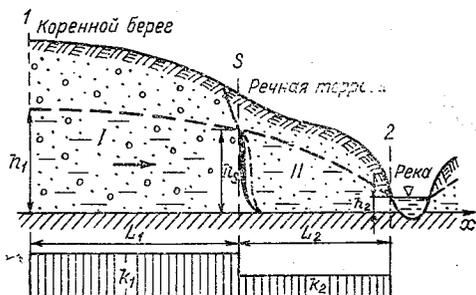


Рис. 30. Схема грунтового потока при резкой смене водопроницаемости пород по направлению движения.

нов речных долин, к которым прислонены террасовые отложения или которые прикрыты делювиальными чехлами.

Введем следующие обозначения (рис. 30): h_1 , h_S , h_2 — мощности потока соответственно в сечении 1, в месте сочленения слоя I со слоем II, в сечении 2; L_1 и L_2 — расстояния между сечениями 1 и S и S и 2. Водоупор горизонтальный.

Составим уравнения единичного расхода потока для слоя I и для слоя II между сечениями 1—S—2. В слое I единичный расход потока равен

$$q = k_1(h_1^2 - h_S^2)/(2L_1), \quad (10.78)$$

а в слое II

$$q = k_2(h_S^2 - h_2^2)/(2L_2). \quad (10.79)$$

Сложив уравнения (10.78) и (10.79), получим

$$h_1^2 - h_2^2 = 2q(L_1/k_1 + L_2/k_2), \quad (10.80)$$

а отсюда формулу Г. Н. Каменского

$$q = (h_1^2 - h_2^2) / [2(L_1/k_1 + L_2/k_2)]. \quad (10.81)$$

Из формул (10.78) и (10.79) можно определить мощность потока на контакте слоев I и II (в сечении s), для чего необходимо приравнять правые части этих уравнений.

После несложных алгебраических преобразований получим

$$h_s = \sqrt{(k_1 L_2 h_1^2 + k_2 L_1 h_2^2) / (k_1 L_2 + k_2 L_1)}. \quad (10.82)$$

Построение кривой депрессии можно выполнять на основе определения мощности потока h_x по сечениям, используя формулу (10.40), выведенную для однородного пласта. При этом ординаты кривой депрессии находятся отдельно для участков потока 1—S и S—2.

Напорные воды. Резкое изменение водопроницаемости по пути движения подземных вод нередко наблюдается и в напор-

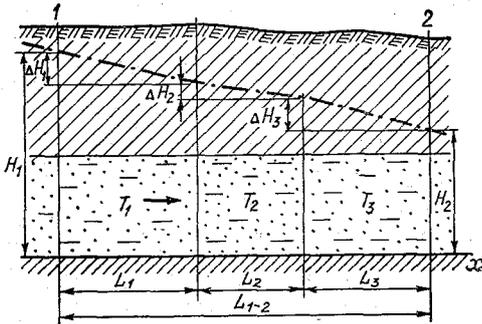


Рис. 31. Схема напорного водоносного горизонта с кусочно-переменной водопроницаемостью.

ных водоносных горизонтах. Решение для напорного потока можно получить аналогично, как это сделано для безнапорного потока. Расчетная формула единичного расхода напорного потока при резкой смене коэффициента фильтрации по пути движения имеет следующий вид:

$$q = m (H_1 - H_2) / (L_1 / k_1 + L_2 / k_2), \quad (10.83)$$

а для определения пьезометрического напора в раздельном сечении

$$H_S = (k_1 L_2 H_1 + k_2 L_1 H_2) / (k_1 L_2 + k_2 L_1). \quad (10.84)$$

Для построения кривой депрессии на каждом из участков пласта используется формула (10.46).

В водоносных горизонтах часто, наряду с изменением коэффициента фильтрации, изменяется и мощность водоносного пласта. При схематизации гидрогеологических условий такого рода неоднородность представляется в виде кусочной, а сам пласт состоящим из нескольких участков (кусков), в пределах которых водопроницаемость ($T = km$) постоянна (рис. 31). Решение для таких условий получают методом фрагментов, т. е. решения для каждого фрагмента «сшиваются» на их границах согласно условию неразрывности напоров и расходов потока. Например, для потока с кусочно-переменной водопроницаемостью, состоящего из n участков различной проводимости (см. рис. 31), можно составить выражения для удельного (единичного) расхода q , используя в пределах каждого участка формулу Дюпюи (10.39):

$$q = T_1 \Delta H_1 / L_1; \quad q = T_2 \Delta H_2 / L_2; \quad \dots; \quad q = T_n \Delta H_n / L_n, \quad (10.85)$$

где $\Delta H_1, \Delta H_2, \dots, \Delta H_n$ — потери напора в пределах соответствующих участков длиной L_1, L_2, \dots, L_n и проводимостью T_1, T_2, \dots, T_n .

Из выражений (10.85)

$$\Delta H_1 = qL_1/T_1; \Delta H_2 = qL_2/T_2; \dots; \Delta H_n = qL_n/T_n. \quad (10.86)$$

Суммарная потеря напора ΔH складывается из потерь напора на отдельных участках, т. е.

$$\Delta H = q(L_1/T_1 + L_2/T_2 + \dots + L_n/T_n). \quad (10.87)$$

Отсюда расход потока с кусочно-переменной водопроницаемостью

$$q = \Delta H / (L_1/T_1 + L_2/T_2 + \dots + L_n/T_n). \quad (10.88)$$

После определения расхода, используя формулу (10.86), можно определить потери напора на каждом участке и построить кривую депрессии, которая будет ломаной линией.

Совершенно аналогично изложенному может быть получено решение для грунтового потока с кусочно-переменной водопроницаемостью.

Если коэффициент фильтрации пласта изменяется в горизонтальном направлении постепенно, то единичный расход потока q и ординаты депрессии h_x и H_x в произвольных сечениях, расположенных на расстоянии x от первого сечения, определяются по формулам Г. Н. Каменского:

для грунтовых вод:

$$q = k_{cp} \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L_{1-2}} = \frac{k_2 - k_1}{\ln k_2 - \ln k_1} \frac{h_1^2 - h_2^2}{2L_{1-2}}; \quad (10.89)$$

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - 2q \frac{\ln k_x - \ln k_1}{k_x - k_1} x} =$$

$$= \sqrt{h_1^2 - \frac{k_2 - k_1}{\ln k_2 - \ln k_1} \frac{\ln k_x - \ln k_1}{k_x - k_1} \frac{h_1^2 - h_2^2}{L_{1-2}} x}; \quad (10.90)$$

$$k_x = k_1 + (k_2 - k_1) x / L_{1-2};$$

для напорных вод:

$$q = m \frac{k_2 - k_1}{\ln k_2 - \ln k_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}; \quad (10.91)$$

$$H_x = H_1 - \frac{k_2 - k_1}{k_x - k_1} \frac{\ln k_x - \ln k_1}{\ln k_2 - \ln k_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} x. \quad (10.92)$$

В напорных водоносных горизонтах переменным по пути фильтрации может быть как коэффициент фильтрации, так и мощность водоносного пласта. При этом возможно как однозначное их изменение (постепенное уменьшение или увеличение коэффициента фильтрации и мощности пласта по пути движения потока), так и неоднозначное (постепенное уменьшение или увеличение коэффициента фильтрации при обратном характере изме-

нения мощности пласта). В подобных условиях удобнее рассматривать характер изменения водопроницаемости пласта ($T = km$), который характеризует совокупное изменение коэффициента фильтрации и мощности пласта.

При линейном характере изменения водопроницаемости в любом произвольном сечении пласта определяется по формуле

$$T_x = T_1 + x(T_2 - T_1)/L_{1-2}. \quad (10.93)$$

Единичный расход напорного потока в пластах переменной мощности при постепенном изменении коэффициента фильтрации равен

$$q = \frac{T_2 - T_1}{\ln T_2 - \ln T_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}}. \quad (10.94)$$

Ордината пьезометрической кривой

$$\begin{aligned} H_x &= H_1 - q \frac{\ln T_x - \ln T_1}{T_x - T_1} x = \\ &= H_1 - \frac{T_2 - T_1}{T_x - T_1} \frac{\ln T_x - \ln T_1}{\ln T_2 - \ln T_1} \frac{H_1 - H_2}{L_{1-2}} x, \end{aligned} \quad (10.95)$$

где H_x — пьезометрический напор в любом сечении напорного потока с постепенно изменяющейся водопроницаемостью на расстоянии x от сечения 1.

При увеличении водопроницаемости по направлению движения подземных вод пьезометрическая кривая вогнутая (обращена выпуклостью вниз), при уменьшении водопроницаемости — выпуклая.

Потоки подземных вод в междуручном массиве неоднородного строения.

Гидрогеологические расчеты фильтрации подземных вод в междуручном массиве выполняются в соответствии с установленной схемой его неоднородности по уравнениям для потоков грунтовых и напорных вод в неоднородных пластах. Наиболее распространенными схемами при этом являются схемы движения подземных вод в горизонтально-слоистых пластах и в пластах с кусочно-переменной водопроницаемостью. Наиболее эффективным методом решения задач при горизонтально-слоистом строении междуручья является метод с использованием функции Гиринского. При кусочно-неоднородном строении, а также при учете инфильтрации переменной интенсивности решение задач производится методом фрагментов.

Для примера рассмотрим движение грунтовых вод в междуручном массиве с кусочно-переменной неоднородностью при наличии инфильтрационного питания постоянной интенсивности ($W = \text{const}$) и горизонтальном залегании водоупора. Пусть в пределах междуручья имеются два участка потока: на участке длиной L_1 коэффициент фильтрации равен k_1 , на другом, длиной L_2 , — коэффициент фильтрации k_2 (рис. 32).

Составим уравнения для единичного расхода потока в раздельном сечении S на границе двух фрагментов, используя формулы (10.61) и (10.62):

для фрагмента 1— S

$$q_S = k_1(h_1^2 - h_S^2)/(2L_1) + WL_1/2; \quad (10.96)$$

для фрагмента S —2

$$q_S = k_2(h_S^2 - h_2^2)/(2L_2) - WL_2/2. \quad (10.97)$$

В силу неразрывности потока приток подземных вод к правой границе левого фрагмента равен их оттоку от левой границы пра-

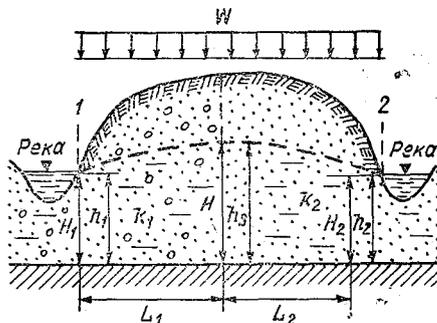


Рис. 32. Грунтовый поток в междуречье при фрагментарно изменяющейся водопроницаемости.

вого фрагмента, поэтому правые части формул (10.96) и (10.97) можно приравнять:

$$k_1(h_1^2 - h_S^2)/(2L_1) + WL_1/2 = k_2(h_S^2 - h_2^2)/(2L_2) - WL_2/2, \quad (10.98)$$

откуда

$$h_S^2 = [k_1 h_1^2 L_2 + k_2 h_2^2 L_1 + WL_1 L_2 (L_1 + L_2)] / (k_1 L_2 + k_2 L_1). \quad (10.99)$$

Вычислив мощность потока и напор ($H_S = h_S$) на границе фрагментов различной водопроницаемости, можно определить расход потока и его мощность в любом сечении каждого из фрагментов, используя формулы, выведенные ранее для междуречного массива, однородного по фильтрационным свойствам.

10.3.3. Расчет гидрогеологических параметров (обратные задачи)

Приведенные выше расчетные зависимости могут быть использованы и для определения гидрогеологических параметров.

При установившемся режиме фильтрации таким путем может быть дана оценка фильтрационной неоднородности водоносных пластов, сопротивления ложа водоемов и получены характеристики инфильтрационного питания, если имеются данные об уровнях в створах наблюдательных скважин.

Наиболее просто такого рода анализ можно провести, если створ выстроен по направлению течения потока подземных вод

(рис. 33). В этом случае при наличии линейного в плане фильтрационного потока и отсутствии инфильтрации удельный (единичный) расход фильтрационного потока между наблюдательными скважинами 1 и 2, находящимися на расстоянии L_{1-2} одна от другой, определится формулой

$$q = T_{1-2} I_{1-2}; \quad I_{1-2} = \Delta H_{1-2} / L_{1-2}, \quad (10.100)$$

где T_{1-2} и I_{1-2} — средние значения водопроницаемости и градиента потока в створе, а ΔH_{1-2} — разница уровней воды в этих скважинах. Аналогично между скважинами 2 и 3

$$q = T_{2-3} I_{2-3}; \quad I_{2-3} = \Delta H_{2-3} / L_{2-3}, \quad (10.101)$$

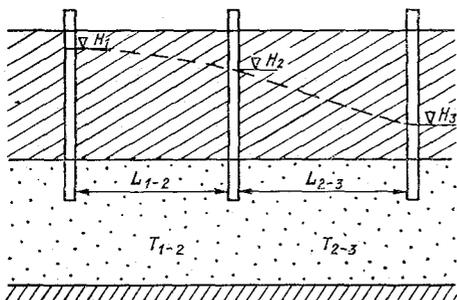


Рис. 33. Створ наблюдательных скважин для определения интенсивности инфильтрации.

где T_{2-3} , I_{2-3} и ΔH_{2-3} — значения водопроницаемости, градиента потока и разницы уровней в скважинах 2 и 3. Сопоставляя выражения (10.100) и (10.101), найдем формулу для определения соотношения значений водопроницаемости в зонах между скважинами 1—2 и 2—3

$$T_{1-2} / T_{2-3} = I_{2-3} / I_{1-2}, \quad (10.102)$$

т. е. значения проводимости водоносного пласта в данном случае оказываются обратно пропорциональными градиентам фильтрационного потока.

При наличии инфильтрационного питания расход фильтрационного потока изменяется по его длине. В сечении скв. 2 расход потока, приходящего со стороны скважин 1 и 3, определяется формулами (10.61) и (10.62) как расход на границах фрагментов:

$$q_2 = T_{1-2} I_{1-2} - W L_{1-2} / 2; \quad q_2 = T_{2-3} I_{2-3} + W L_{2-3} / 2, \quad (10.103)$$

где

$$T_{1-2} = k (h_1 + h_2) / 2; \quad I_{1-2} = (h_1 - h_2) / L_{1-2}; \\ T_{2-3} = k (h_2 + h_3) / 2; \quad I_{2-3} = (h_2 - h_3) / L_{2-3}.$$

Приравняв расходы q_2 слева и справа в сечении скв. 2, найдем формулу для определения относительной интенсивности инфильтрации (В. М. Шестаков, 1979):

$$W / T_{2-3} = (I_{1-2} T_{1-2} / T_{2-3} - I_{2-3}) / L_{cp}, \quad L_{cp} = (L_{1-2} + L_{2-3}) / 2. \quad (10.104)$$

Для расчетов по формуле (10.104) следует предварительно определить отношение значений водопроницаемости T_{1-2}/T_{2-3} , например по формуле (10.102), если имеются данные на период отсутствия инфильтрации. Зная это отношение, можно найти отношение средних коэффициентов фильтрации в рассматриваемых зонах 1—2 и 2—3, поскольку

$$k_{1-2}/k_{2-3} = T_{1-2}/T_{2-3} (m_{2-3}/m_{1-2}), \quad (10.105)$$

где $m_{1-2} = 0,5 (h_1 + h_2)$ и $m_{2-3} = 0,5 (h_2 + h_3)$ — средние мощности потока между соответствующими скважинами.

10.4. Основы расчетов плановой неустановившейся фильтрации подземных вод

10.4.1. Дифференциальные уравнения

В гидрогеологической практике многие расчеты проводятся по уравнениям установившегося движения подземных вод. Эти расчеты часто дают лишь приближенные результаты. Более точные результаты дают расчеты по уравнениям неустановившегося (т. е. переменного во времени) движения подземных вод.

Неустановившееся движение подземных вод особенно резко проявляется при изменении условий питания или дренирования водоносных горизонтов. Для количественной оценки неустановившейся фильтрации обычно рассматриваются одномерные и двухмерные потоки подземных вод. Общее дифференциальное уравнение, описывающее неустановившуюся фильтрацию двумерного плано-плоского потока подземных вод в неоднородной пористой среде, известное как уравнение Буссинеска, имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial H}{\partial y} \right) + W + W_{\text{гл}} = \mu \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (10.106)$$

где T — водопроницаемость пласта; $\partial H/\partial t$ — скорость изменения уровня воды (t — время); W — интенсивность инфильтрации; $W_{\text{гл}}$ — подток воды из нижележащего напорного водоносного горизонта (глубинный); μ — величина, представляющая собой изменение количества воды в порах и трещинах породы при колебаниях свободной поверхности, отнесенное к объему горных пород.

При опускании поверхности грунтовых вод ($\partial H/\partial t < 0$) μ соответствует коэффициенту водоотдачи $\mu_{\text{в}}$, а при повышении уровня ($\partial H/\partial t > 0$) — коэффициенту недостатка насыщения $\mu_{\text{н}}$. В практических расчетах обычно принимают $\mu_{\text{н}} = \mu_{\text{в}} = \mu$.

Для ориентировочных расчетов μ П. А. Бецинский предложил эмпирическую формулу

$$\mu = 0,117 \sqrt[7]{k}, \quad (10.107)$$

где k в м/сут. Этой формулой рекомендуется пользоваться при значении $\mu > 0,15$.

Величина μ зависит от физико-механического состава и литологического строения горных пород. Исследование такой зависимости проводилось только для песчаных пород. Н. Н. Биндеман по данным лабораторных опытов получил следующие средние значения μ для различных песков: тонкозернистые — 0,19, мелкозернистые — 0,22, разнородные — 0,24.

Значительно скуднее представлены материалы для оценки значений μ в глинистых породах. На основании отдельных данных натуральных определений можно рекомендовать ориентировочно принимать для пылеватых и глинистых песков $\mu=0,05 \dots 0,15$, а для супесчано-суглинистых пород $\mu=0,01 \dots 0,1$.

Более точное определение водоотдачи μ осуществляется по результатам опытно-фильтрационных работ и режимных наблюдений в условиях неустановившейся фильтрации подземных вод.

Дифференциальное уравнение (10.106) является нелинейным. Нелинейность заключается в том, что мощность потока h , а в общем случае и водопроницаемость $T=kh$, входящие под знак дифференциала, являются величинами переменными, зависящими от положения уровня воды H . Зависимыми от положения уровня подземных вод могут оказаться и такие характеристики, как питание грунтовых вод (W и $W_{гп}$) и их водоотдача μ . Однако для многих исследуемых участков влияние нелинейности дифференциальных уравнений на точность практических расчетов оказывается несущественным и его можно не учитывать. Для таких участков нелинейные дифференциальные уравнения приводятся к линейным (линеаризуются).

Наиболее распространенным способом линеаризации является осреднение значений водопроницаемости пласта в пространстве и во времени. Например, принимая предпосылку $T=\text{const}$ (или в частном случае $h=\text{const}$), основное дифференциальное уравнение неустановившейся одномерной фильтрации грунтовых вод можно привести к линейному виду:

$$\frac{kh}{\mu} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{kh}{\mu} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{W}{\mu} = \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (10.108)$$

где $kh/\mu = a$ — коэффициент уронепроницаемости, характеризующий скорость изменения уровня в потоке грунтовых вод при неустановившейся фильтрации. Если k в м/сут, h в м, то единица измерения коэффициента уронепроницаемости м²/сут. Этот параметр обычно изменяется в пределах 10^3 — 10^4 м²/сут.

Уравнение (10.108) принимает следующий окончательный вид: для двумерного потока

$$a \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + \frac{W}{\mu} = \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (10.109)$$

для одномерного потока

$$a \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{W}{\mu} = \frac{\partial H}{\partial t}. \quad (10.110)$$

Для этих уравнений получен ряд аналитических решений при определенных граничных и начальных условиях. Конкретные решения дифференциальных уравнений применительно к решению задач подпора, прогноза режима грунтовых вод и изучения естественных условий их фильтрации изложены ниже в последующих разделах этой главы и других глав.

Одним из широко распространенных приближенных теоретических методов решения дифференциальных уравнений неустановившейся фильтрации подземных вод является метод конечных разностей, предложенный Г. Н. Каменским. Этот метод позволяет не только определить расход грунтового потока, но и проследить изменение положения кривой депрессии во времени. Он является основой для численного решения разнообразных задач фильтрации с помощью моделирования и применения электронно-вычислительных машин (ЭВМ).

10.4.2. Конечно-разностные уравнения

Одномерный поток. Для вывода уравнения в конечных разностях неустановившегося движения грунтовых вод Г. Н. Каменский выделяет в плоском потоке три вертикальных сечения

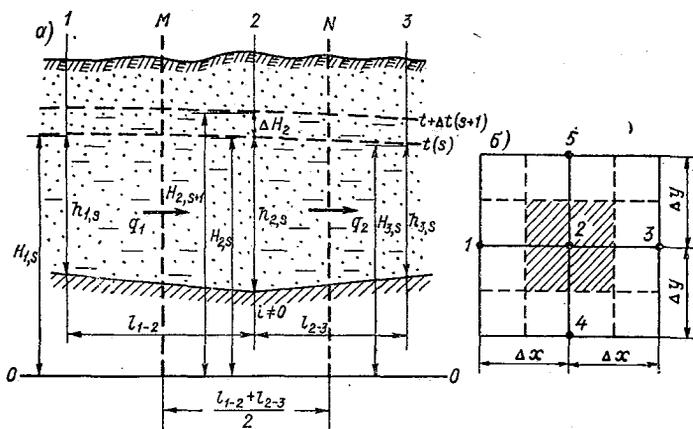


Рис. 34. Схемы к выводу уравнений неустановившейся фильтрации грунтовых вод в конечных разностях.

a — одномерный грунтовой поток (разрез), *б* — двухмерный грунтовой поток (план).

1, 2, 3 на расстояниях l_{1-2} и l_{2-3} друг от друга (рис. 34 *a*). Среднее сечение 2 проводится через точку перегиба водоупорного основания на границе слоев с различной водопроницаемостью: слева от сечения 2 находится слой породы с коэффициентом фильтрации k_{1-2} , а справа — с коэффициентом k_{2-3} . Проведя затем посередине между этими сечениями промежуточные сечения *M* и *N*, Каменский выделил элемент фильтрационного потока

длиной $(l_{1-2} + l_{2-3})/2$ и составил уравнение баланса воды в этом элементе.

Через сечение M в выделенный элемент фильтрационного потока в начальный момент времени s притекает воды с единичным расходом

$$q_1 = k_{1-2} \frac{h_{1,s} + h_{2,s}}{2} \frac{H_{1,s} - H_{2,s}}{l_{1-2}}. \quad (10.111)$$

Через сечение N из выделенного элемента фильтрационного потока в тот же момент вытекает вода с единичным расходом

$$q_2 = k_{2-3} \frac{h_{2,s} + h_{3,s}}{2} \frac{H_{2,s} - H_{3,s}}{l_{2-3}}. \quad (10.112)$$

Кроме того, вследствие инфильтрации сверху, на уровень грунтовых вод в тот же момент времени поступает вода с единичным расходом

$$q_{\text{инф}} = W (l_{1-2} + l_{2-3})/2, \quad (10.113)$$

где W — количество воды, притекающей при инфильтрации сверху на единицу площади поверхности грунтовых вод.

Таким образом, в выделенном элементе фильтрационного потока баланс воды за время Δt равен алгебраической сумме единичных расходов притекающей и утекающей воды, умноженной на Δt :

$$\Delta V = (q_1 + q_{\text{инф}} - q_2) \Delta t = \left(k_{1-2} \frac{h_{1,s} + h_{2,s}}{2} \frac{H_{1,s} - H_{2,s}}{l_{1-2}} + \right. \\ \left. + W \frac{l_{1-2} + l_{2-3}}{2} - k_{2-3} \frac{h_{2,s} + h_{3,s}}{2} \frac{H_{2,s} - H_{3,s}}{l_{2-3}} \right) \Delta t. \quad (10.114)$$

Так как вода сжимаема весьма мало, указанное изменение объема воды вызовет в среднем сечении 2 подъем уровня грунтовых вод на

$$\Delta H_2 = H_{2,s+1} - H_{2,s}, \quad (10.115)$$

где ΔH_2 — изменение уровня грунтовой воды за время Δt в среднем сечении 2; $H_{2,s+1}$, $H_{2,s}$ — уровни грунтовой воды в среднем сечении в конечный ($s+1$) и начальный (s) моменты времени. Умножив ΔH_2 на недостаток насыщения в слое над капиллярной зоной μ (при понижении уровня грунтовых вод величина μ является водоотдачей) и на длину элемента $(l_{1-2} + l_{2-3})/2$, получим другое выражение изменения объема воды за время Δt в выделенном элементе фильтрационного потока:

$$\Delta V = \mu (H_{2,s+1} - H_{2,s}) (l_{1-2} + l_{2-3})/2. \quad (10.116)$$

Приравнивая правые части уравнений (10.114) и (10.116), после несложных алгебраических преобразований, получаем

$$H_{2,s+1} - H_{2,s} = \frac{\Delta t}{\mu (l_{1-2} + l_{2-3})/2} \left(k_{1-2} \frac{h_{1,s} + h_{2,s}}{2} \frac{H_{1,s} - H_{2,s}}{l_{1-2}} - \right. \\ \left. - k_{2-3} \frac{h_{2,s} + h_{3,s}}{2} \frac{H_{2,s} - H_{3,s}}{l_{2-3}} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t. \quad (10.117)$$

Таково в общем виде уравнение в конечных разностях неустановившегося движения грунтовых вод для одномерного потока с наклонным залеганием водоупорного основания.

Если водоносный горизонт залегает горизонтально, то пьезометрические напоры могут отсчитываться от кровли водоупора. Тогда уравнение (10.117) может быть записано следующим образом:

$$h_{2, s+1} - h_{2, s} = \frac{\Delta t}{\mu (l_{1-2} + l_{2-3})} \left(k_{1-2} \frac{h_{1, s}^2 - h_{2, s}^2}{l_{1-2}} - k_{2-3} \frac{h_{2, s}^2 - h_{3, s}^2}{l_{2-3}} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t. \quad (10.118)$$

Двухмерный в плане поток. Вывод уравнения в конечных разностях для этого потока аналогичен выводу уравнения для одномерного потока с той лишь разницей, что при рассмотрении баланса необходимо учитывать поступление и расходование подземных вод через все четыре боковые грани элемента потока и через зону аэрации (см. рис. 34 б).

При $\Delta x = \Delta y = \Delta l$ конечно-разностное уравнение двухмерного потока имеет следующий вид:

$$\begin{aligned} H_{2, s+1} - H_{2, s} &= \frac{kh_{cp} \Delta t}{\mu} \left(\frac{H_{1, s} - 2H_{2, s} + H_{3, s}}{(\Delta l)^2} + \right. \\ &\quad \left. + \frac{H_{4, s} - 2H_{2, s} + H_{5, s}}{(\Delta l)^2} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t = \\ &= \frac{4kh_{cp} \Delta t}{\mu (\Delta l)^2} \left(\frac{H_{1, s} + H_{3, s} + H_{4, s} + H_{5, s}}{4} - H_{2, s} \right) + \frac{W}{\mu} \Delta t, \quad (10.119) \end{aligned}$$

где $H_{2, s}$ и $H_{2, s+1}$ — уровень грунтовых вод в центральной из пяти рассматриваемых точек (рис. 34 б) в начальный (s) и конечный ($s+1$) моменты времени Δt ; $H_{1, s}$, $H_{3, s}$, $H_{4, s}$ и $H_{5, s}$ — уровни воды в точках 1, 3, 4, 5, накрестлежащих по отношению к центральной точке 2, в начальный момент времени s .

Уравнение (10.119) позволяет определять значение уровня в любой произвольной точке потока в конечный момент ($s+1$) времени Δt по значению уровней в четырех смежных точках (1, 3, 4, 5) на начальный момент (s) времени Δt с учетом инфильтрации W .

Уравнения в конечных разностях для неустановившегося движения грунтовых вод могут быть применены для прогноза изменения уровня грунтовых вод во времени при известных параметрах фильтрационной среды и потока. И наоборот, при известных изменениях уровня подземных вод во времени можно определять инфильтрационное питание, фильтрационные свойства среды, водоотдачу горных пород и другие параметры. В связи с этим уравнения в конечных разностях находят широкое практическое применение.

10.5. Расчеты фильтрации подземных вод в районах речных водохранилищ и гидротехнических сооружений

Гидротехническими сооружениями являются плотины, здания гидроэлектростанций, судоходные шлюзы, водоприемники.

Общая особенность этих сооружений состоит в том, что они создают в реке подпор, в результате которого с верховой стороны сооружения (в верхнем бьефе), где уровень воды выше, напор оказывается больше, чем с низовой стороны (в нижнем бьефе), где уровень воды остается таким же, каким был до возведения сооружения. Непосредственно вблизи гидротехнических сооружений происходит фильтрация воды из верхнего бьефа в нижний.

Под *фильтрацией в пределах гидротехнического сооружения* понимается движение обтекающего фильтрационного потока как под сооружением — в толще основания, так и в обход — в примыканиях к берегам и дамбам, сопрягающим сооружение с берегом или другим гидротехническим сооружением (*боковая фильтрация*). Так как до возведения сооружения долина реки обычно имеет подземный поток, то подпор в реке вызывает подпор и этих вод, изменяющий их расход к реке. При количественной оценке условий движения подземных вод в районах гидротехнических сооружений рассматривают отдельно фильтрацию воды под плотиной, в обход ее плечевых примыканий и фильтрацию воды из водохранилища вне зоны влияния нижнего бьефа.

Последовательное изложение теории и способов расчета фильтрации в пределах гидротехнических сооружений можно найти в работах Н. Н. Павловского (1956), В. И. Арапина и С. Н. Нумерова (1953, 1955), М. Д. Чертоусова (1957), Н. Н. Веригина (1949, 1970, 1975), В. М. Шестакова (1965) и др. В данном разделе приводятся лишь краткие и наиболее широко применяемые сведения о расчетах фильтрации в районе гидротехнических сооружений.

10.5.1. Фильтрация воды под плотиной

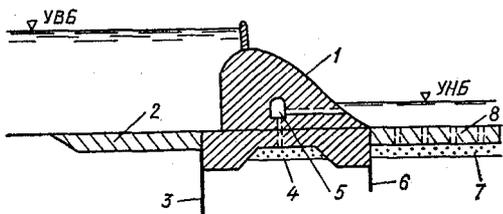
Для управления фильтрационным потоком под плотиной проектируется ее подземный контур (рис. 35), который помимо тела плотины может включать в себя верховой экран, верховую и низовую противофильтрационные завесы, горизонтальный и вертикальный дренаж под флютбетом (подземной частью гидротехнического сооружения) или в нижнем бьефе сооружения.

Верховой экран делается чаще из суглинка, притивофильтрационные завесы сооружаются в виде шпунтовой стенки, забиваемой с поверхности земли, или в виде цементационной завесы. Противофильтрационные завесы, как правило, не бывают полностью водонепроницаемыми. Проницаемость шпунтовых стенок обуславливается раскрытием их замков. Проницаемость цементационных завес, по данным ВНИИГа, оценивается коэффициентом фильтрации k_3 равным 0,01—0,1 м/сут. Противофильтрационные

завесы могут быть совершенными, если они доводятся до водоупора, и несовершенными, если они не доходят до водоупора.

Рис. 35. Подземный контур гидро-сооружения (плотины).

1 — тело плотины, 2 — экран, 3, 6 — верхняя и низовая завесы соответственно; 4 — дренаж в основании плотины, 5 — дренажная галерея, 7 — дренаж в нижнем бьефе, 8 — вододобная плита.



Фильтрация воды из верхнего бьефа водохранилища в нижний происходит под действием разности напоров $H = H_1 - H_2$, где H_1 и H_2 — соответственно напоры в верхнем и нижнем бьефах, отсчитываемые от дна водохранилища (рис. 36). Разность напоров H называют также *действующим напором*. Условия фильтрации воды под плотиной, помимо действующего напора H , предопределяются

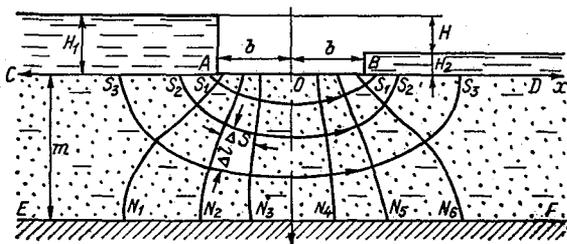


Рис. 36. Линии тока и линии равного напора при фильтрации под плотиной с плоским флютбетом.

строением и фильтрационными свойствами горных пород в основании сооружения и контурами подземной части плотины и флютбета. Водопроницаемые породы в основании сооружений могут быть однородными или неоднородными по своим фильтрационным свойствам. Из неоднородных схем строения наибольшим распространением пользуется схема двухслойного пласта, реже встречаются многослойные пласты.

Фильтрационный поток под плотиной является напорным (водоупорной кровлей является непроницаемый подземный контур плотины) и рассматривается как плоский в разрезе, т. е. расход потока под плотиной определяется на единицу ее длины. На рис. 36 приведена схема движения подземных вод под плотиной с плоским флютбетом (не имеющим развитых в глубину конструктивных элементов) при однородном строении. Линиями S показано направление движения вод (линии тока), линиями N — распределение напора в потоке (линии равного напора).

Фильтрация при однородном строении основания плотины. Фильтрационный расход под основанием

сооружения, приходящийся на единицу его длины (принимается $B=1$ м), определяется по формуле

$$q = kHq_{\text{пр}}, \quad (10.120)$$

где H — действующий напор ($H = H_1 - H_2$); $q_{\text{пр}}$ — приведенный фильтрационный расход, т. е. расход при $k=1$ и $H=1$.

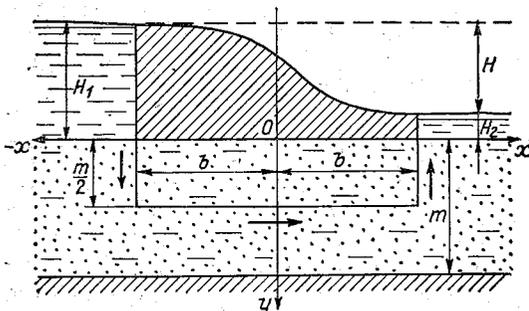
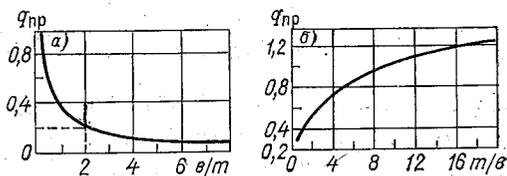


Рис. 37. Схема к расчету фильтрации под плотиной.

Приведенный фильтрационный расход определяется в зависимости от формы флютбета, ширины плотины по основанию $2b$ и мощности водопроницаемых пород под ее основанием m . Для случая *плоского флютбета* (рис. 37) $q_{\text{пр}}$ определяется по графику на рис. 38 а в зависимости от отношения b/m (b — половина ширины флютбета по основанию). При малых значениях b/m приведенный расход $q_{\text{пр}}$ следует определять по графику на рис. 38 б

Рис. 38. Вспомогательные графики.

а — график $q_{\text{пр}} = f(b/m)$; б — график $q_{\text{пр}} = f(m/b)$.



в зависимости от отношения m/b . Для упрощения расчетов иногда не учитывают незначительное заглабление в породы основания выступающих частей флютбета. С допустимой в практике точностью флютбет при расчетах можно считать плоским, если заглабление конструктивных элементов основания плотины не превышает одной десятой ширины флютбета по низу, т. е. при $s/2b \leq 0,1$.

Напор в основании флютбета определяется по специальному графику для приведенного напора $h_{\text{пр}}$ (рис. 39), откуда значения $h_{\text{пр}}$ снимаются в зависимости от отношений x/b и b/m , т. е. в зависимости от положения точки на линии флютбета (рис. 37) и соотношения между шириной плотины и мощностью пород основания. Под *приведенным напором* $h_{\text{пр}}$ понимается напор в той или иной точке потока H_x , отсчитываемый от уровня воды в нижнем

бьефе и выраженный в долях действующего напора, т. е. $h_{пр} = H_x/H$.

Для расчета действующего напора в любой точке можно пользоваться следующим соотношением:

$$H_x = h_{пр}H + H_2. \quad (10.121)$$

При определении $h_{пр}$ координата точки, которая берется на подошве флютбета, отсчитывается от начала координат (середина

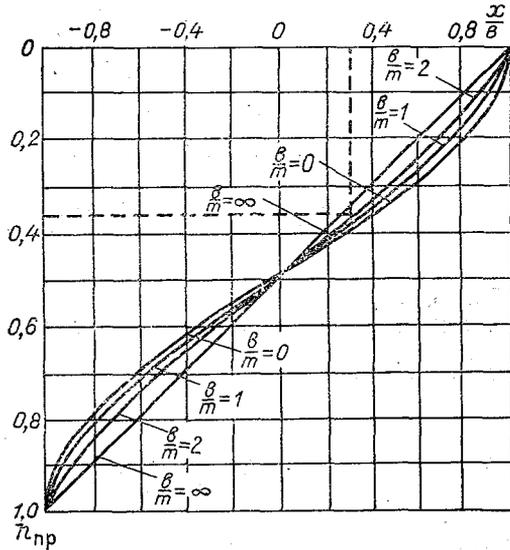


Рис. 39. Вспомогательный график $h_{пр} = f(x/b, b/m)$.

основания плотины) по оси x в сторону нижнего ($+x$) или верхнего ($-x$) бьефов.

Если мощность водонасыщенных пород под основанием плотины значительная, например при $m/(2b) > 2,5$ или $m/s > 5$, то принято считать, что плотина имеет водопроницаемое основание неограниченной мощности. В таких условиях расход потока ориентировочно можно определять по формуле (10.120), принимая значения мощности в зависимости от конкретной природной обстановки. Более точные решения разработаны акад. Н. Н. Павловским и изложены в специальной и справочной гидрогеологической литературе.

Расход фильтрационного потока под плотиной при ограниченной мощности водопроницаемых пород в ее основании можно также определить по приближенной формуле Каменского:

$$Q = kFI_{cp} = kmBH/(m + 2b). \quad (10.122)$$

Формула (10.122) дает достаточно точные результаты при $m/b \leq 2$.

Определение всех элементов потока под плотиной может быть выполнено по гидродинамической сетке, построенной либо графическим путем, либо с помощью моделирования. При построении сетки в качестве непроницаемых границ рассматриваются подзем-

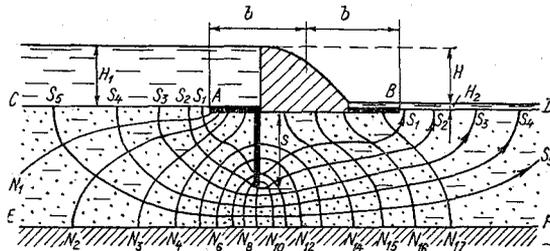


Рис. 40. Сетка фильтрации под основанием плотины со шпунтом.

N_1, N_2, \dots, N_n — линии равных напоров; S_1, S_2, \dots, S_5 — линии тока (стрелками показано направление движения).

ный контур плотины и поверхность водоупорного ложа, в качестве проницаемых — линии дна водохранилища в верхнем и нижнем

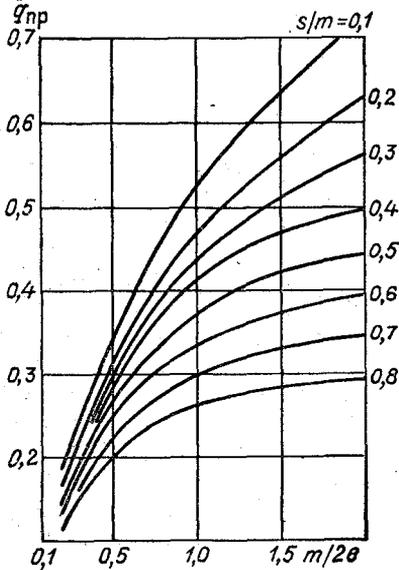


Рис. 41. Вспомогательный график $q_{пр} = f[s/m, m/(2b)]$.

бьефах (CA и BD на рис. 36). По сетке для любого участка потока можно определить напор H_x , напорный градиент I , скорость фильтрации v и расход q .

При наличии шпунта или цементационной завесы (рис. 40), расположенных в начальной части флютбета, фильтрационный расход потока под плотиной определяется по уже известной формуле (10,120). Входящий в эту формулу приведенный расход $q_{пр}$ опре-

деляется по графику на рис. 41 в зависимости от параметров s/m и $m/(2b)$. Если при этом шпунт или цементационная завеса располагаются в средней части флютбета, то определяемый по данному графику приведенный расход следует увеличивать на 5—10 %.

Определение всех расчетных элементов потока при фильтрации под плотиной, имеющей шпунты, цементационные завесы и другие устройства, может быть выполнено и по гидродинамической сетке потока. Гидродинамическая сетка, отвечающая условиям движения подземных вод под плотиной при наличии шпунта, приведена на рис. 40.

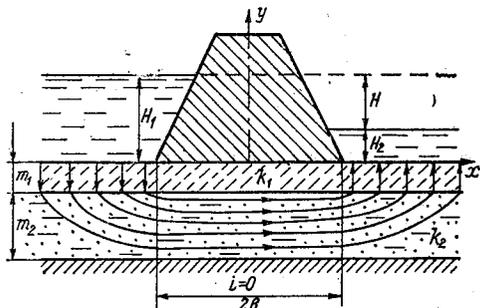


Рис. 42. Движение подземных вод под плотиной в двухслойной толще пород.

Фильтрация при неоднородном строении основания плотины. Если основание плотины сложено горизонтально залегающими чередующимися слоями различной водопроницаемости и небольшой мощности, то для такой толщи предварительно определяют значения максимального (по напластованию) и минимального (нормально к напластованию) коэффициентов фильтрации соответственно по формулам (10.18) и (10.21). Затем находят среднее значение коэффициента фильтрации по формуле

$$k_{\text{ср}} = \sqrt{k_{\text{макс}} k_{\text{мин}}} \quad (10.123)$$

В дальнейшем задача решается как для однородного основания плотины, но при этом ширина плотины $2b$ уменьшается в a раз, где $a = \sqrt{k_{\text{макс}}/k_{\text{мин}}}$ (т. е. вместо значения $2b$ берут значение $2b/a$).

При значительных мощностях отдельных слоев пласта в основании обычно используются решения, разработанные для схемы двухслойного и реже многослойного пласта.

Двухслойное строение основания плотины довольно часто встречается в природе. При этом обычно верхний слой имеет меньшую мощность и более низкую водопроницаемость, чем нижний слой. В таких условиях линии фильтрационных токов в верхнем слое близки к вертикальному направлению, а в нижнем — к горизонтальному. На границе слоев происходит резкое преломление линий тока (рис. 42).

Решение задачи для такой двухслойной схемы получено Г. Н. Каменским. Им выведена расчетная формула для определения фильтрационного расхода под плотиной

$$q = H / [2b / (k_2 m_2) + 2 \sqrt{m_1 / (k_1 k_2 m_2)}]. \quad (10.124)$$

Обозначения ясны из рис. 42.

Если в основании плотины залегает более двух достаточно мощных слоев, то в зависимости от конкретных условий слоистая толща может быть приведена к условно однородной с помощью виртуального приведения мощностей (см. разд. 10.2.7) или к схеме двухслойного строения, для которой существует достаточно точное решение. Виртуальное приведение при этом осуществляется по отношению к одному или двум основным слоям, коэффициенты фильтрации которых принимаются за расчетные.

После виртуального приведения расчеты фильтрации под плотиной осуществляются по соответствующим формулам для двухслойного или однородного основания с учетом вместо реальных мощностей, их виртуального эквивалента.

10.5.2. Фильтрация воды в обход плотины

Если плотина примыкает к берегам, сложенным водопроницаемыми породами, из водохранилища происходит фильтрация

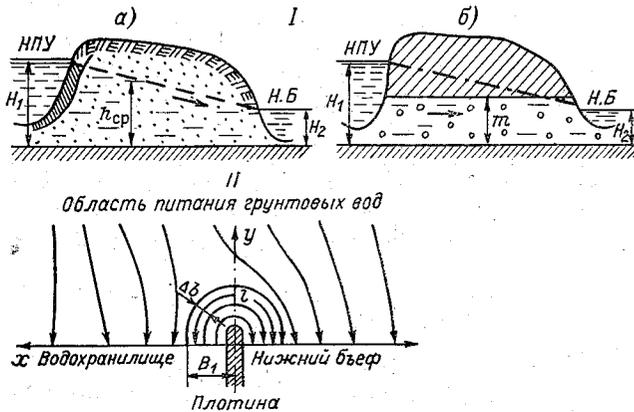


Рис. 43. Схема фильтрации в обход плотины.

I — план, II — разрез по линии тока; а — безнапорная фильтрация, б — напорная фильтрация.

воды в обход плечей плотины. При этом образуются фильтрационные токи, траектории движения которых можно приблизительно принять за полуэллипсы (рис. 43 II). Если сделать разрез по одному из фильтрационных токов, то депрессионная кривая будет иметь вид, схематически представленный на рис. 43 I.

Обходной фильтрационный поток в большинстве случаев оказывается во взаимодействии с потоком грунтовых вод прибрежной

территории. Этот поток, двигающийся примерно перпендикулярно обходному потоку, прижимает обходное течение к берегу, стремясь сузить занятую этим течением область (см. рис. 43 II). В результате образуется некоторая конечная длина зоны B_1 в верхнем бьефе плотины, в пределах которой в береговой грунт на участке примыкания плотины поступает обходной поток. Возможны также условия, при которых влияние подземного потока отсутствует.

Расчет фильтрации в обход плотины *без учета влияния подземного потока* производится по формуле

$$Q = kmHq_{\text{пр}}, \quad (10.125)$$

где $q_{\text{пр}}$ — приведенный фильтрационный расход (при $k = 1$, $m = 1$ и $H = 1$), который определяется в зависимости от формы плечевого примыкания плотины (плоское, со шпунтом), его ширины $2b$ и ширины зоны обходной фильтрации по соответствующим вспомогательным графикам и таблицам, как при расчетах расхода потока под плотинной.

Для безнапорного потока расход определяется по уравнению

$$Q = kq_{\text{пр}}(H_1^2 - H_2^2)/2. \quad (10.126)$$

Расчет обходной фильтрации *с учетом грунтового потока* выполняется по формулам Н. Н. Веригина, приведенным в работе [6].

10.5.3. Фильтрация из водохранилищ

Вне зоны влияния нижнего бьефа часто происходит фильтрация воды из водохранилища в сторону коренного берега или через междуречный массив в соседнюю речную долину. При этом не исключено, что после установления стационарной кривой подпора будет наблюдаться не фильтрация воды из водохранилища, а приток подземных вод в водохранилище. В таком случае считают, что имеет место положительное питание грунтовыми водами. Отрицательное питание отмечается на участках, где грунтовые воды питаются за счет речных.

Под расчетом фильтрации из водохранилища понимается определение фильтрационных потерь, которые не следует смешивать с фильтрационным расходом из водохранилища. *Фильтрационным расходом q из водохранилища* называется объемное количество воды, фильтрующейся из водохранилища (или в водохранилище), в единицу времени. *Под фильтрационными потерями $q_{\text{п}}$* понимается разность между расходами грунтового питания реки до (q_1) и после (q_2) устройства водохранилища:

$$q_{\text{п}} = q_1 - q_2. \quad (10.127)$$

Все входящие в формулу расходы являются единичными, т. е. отнесенными к единице длины берега водохранилища. Из формулы (10.127) видно, что фильтрационные потери равны фильтрацион-

ному расходу только для водохранилищ, созданных в долинах, не имеющих грунтового питания ($q_1 = 0$).

На рис. 44 река *A* до устройства водохранилища получала грунтовое питание q_1 . После наполнения водохранилища фильтрационный поток направляется в долину реки *B*. Фильтрационные потери по формуле (10.127) при этом будут больше фильтрационного расхода.

На рис. 44 б фильтрационный поток до и после наполнения водохранилища направлен в долину реки *B*, и поэтому уравнение (10.127) имеет вид

$$q_n = q - q_1,$$

где $q > q_1$, т. е. фильтрационные потери будут меньше фильтрационного расхода.

Для схемы *в* на рис. 44 фильтрационного расхода не будет, точнее он будет отрицательным, так как после наполнения водохранилища продолжается питание реки грунтовыми водами, но фильтрационные потери имеются вследствие перемещения водораздела

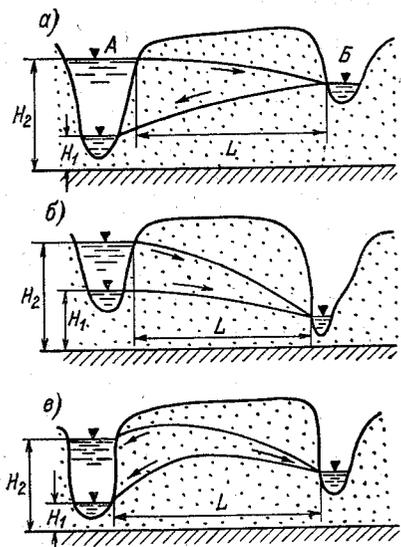


Рис. 44. Схемы к определению фильтрационных потерь из водохранилища.

грунтовых вод ближе к водохранилищу и сокращения ввиду этого области питания реки *A*. Формула (10.127) при этом приобретает вид

$$q_n = q_1 - q, \text{ где } q_1 > q.$$

Постоянные потери воды из водохранилища

Постоянные фильтрационные потери из водохранилища имеют место при установившемся движении грунтовых вод и определяются по формулам:

для безнапорных потоков

$$q_n = \frac{k(H_2 - H_1)}{2} [(H_1 + H_2)/L \pm i]; \quad (10.128)$$

для напорных потоков

$$q_n = km(H_2 - H_1)/L, \quad (10.129)$$

где q_n — фильтрационные потери на единицу длины берега водохранилища; k — коэффициент фильтрации пласта; H_1 — высота

бытового уровня воды в реке над водоупором; H_2 — высота уровня воды в водохранилище над водоупором; L — расстояние от водохранилища до соседней долины, принадлежащей к другой речной системе или к реке, впадающей в нижний бьеф; i — уклон водоупорного ложа (знак минус берется при уклоне водоупора в сторону водохранилища, знак плюс — при уклоне водоупора от водохранилища в сторону соседней долины); m — мощность водоносного пласта при напорном потоке.

Формула (10.128) применима для любой из схем на рис. 44, причем независимо от того, получают ли грунтовые воды в пределах междуречья инфильтрационное питание атмосферными осадками или нет. Для наклонного водоупора формулой (10.128)

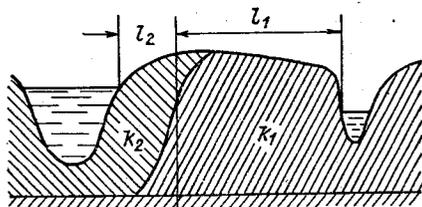


Рис. 45. Подпор при слабопроницаемых отложениях склона долины.

можно пользоваться лишь при условии $(H_1 + H_2) > z$, где z — разность отметок водоупора в двух соседних долинах.

Если коэффициент фильтрации пород неизвестен, но известно инфильтрационное питание, то при условии горизонтального залегания водоупора значение k в формуле (10.128) может быть найдено из уравнения

$$k = \frac{W(L-x)}{(h^2 - H_1^2)/x + (H_1^2 - h_1^2)/L}, \quad (10.130)$$

где h — глубина грунтового потока на расстоянии x от водохранилища; W — инфильтрация, которую чаще всего принимают равной количеству выпадающих осадков, т. е. завышают ее, допуская, что в водоносный слой просачиваются все осадки.

Если склон долины проектируемого водохранилища сложен слабопроницаемыми породами по сравнению с породами междуречного массива (рис. 45), то величина L , входящая в формулы (10.128) и (10.129), определяется по формуле

$$L = l_1 + l_2 k_1 / k_2, \quad (10.131)$$

где l_1 — ширина междуречья в пределах пород, имеющих коэффициент фильтрации k_1 ; l_2 — ширина полосы слабопроницаемых ($k_2 < k_1$) аллювиальных или делювиальных отложений.

Временные потери воды из водохранилища

Временные фильтрационные потери относятся к периоду неустановившегося движения грунтовых вод, связанного с формированием подпора грунтовых вод, т. е. с насыщением пород, слагающих водоносный пласт.

Если река питается грунтовыми водами до и после устройства водохранилища при горизонтальном водоупорном ложе (рис. 46) и однородном пласте, *время* T , в течение которого происходит фильтрация из водохранилища, определяется по формуле

$$T = \frac{3}{\pi} \frac{\mu}{k} \frac{l^2}{2H_l + H_1}, \quad (10.132)$$

где μ — недостаток насыщения пород; k — коэффициент фильтрации пород; l — расстояние от берега водохранилища до точки кривой депрессии, имеющей до подпора отметку, равную отметке подпорного уровня воды в водохранилище (см. рис. 46); H_l — мощность фильтрационного потока на расстоянии l от берега.

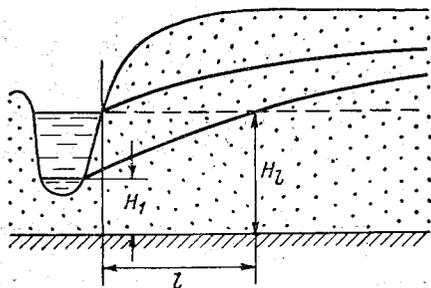


Рис. 46. Схема питания реки грунтовыми водами до и после подпора.

Общий объем воды, профильтровавшейся из водохранилища к моменту прекращения фильтрации, на единицу длины берега

$$V_T = q_{\text{ср}} T, \quad (10.133)$$

где $q_{\text{ср}}$ — средний фильтрационный расход из водохранилища за весь период T на единицу длины берега, равный расходу грунтового потока до устройства водохранилища и определяемый по формуле

$$q_{\text{ср}} = k (H_l^2 - H_1^2) / (2l). \quad (10.134)$$

Так как в период насыщения берега водохранилище лишено грунтового питания, *временные фильтрационные потери из водохранилища* в среднем за этот период будут равны

$$q_{\text{п}} = 2q_{\text{ср}}. \quad (10.135)$$

При отсутствии грунтового питания реки, когда грунтовые воды залегают ниже дна водохранилища, проходит некоторый период времени, необходимый для того, чтобы поток, фильтрующийся из водохранилища, сомкнулся с грунтовыми водами, т. е. период насыщения пород, залегающих под водохранилищем (рис. 47); затем начинается фильтрация воды из водохранилища в водоносный слой с насыщением берегов водохранилища.

Время T , необходимое для насыщения пород под дном водохранилища, определяют по формуле

$$T = \frac{\mu}{k} \{h_0 - 2,3 (H + H_k) \lg [(H + H_k + h_0)/(H + H_k)]\}, \quad (10.136)$$

где μ — недостаток насыщения пород, залегающих под дном водохранилища; h_0 — глубина залегания уровня грунтовых вод (или при отсутствии грунтовых вод — ложка водоупора) от дна водохранилища (см. рис. 47); H — глубина воды в водохранилище; H_k — капиллярное давление менисков на границе насыщения водой, ориентировочные значения которого приведены в табл. 10.2.

Таблица 10.2

Значения капиллярного давления менисков H_k для разных пород

Горная порода	H_k м
Песок:	
крупнозернистый	До 0,10
среднезернистый	0,10—0,20
мелкозернистый	0,20—0,30
Супесь	0,30—0,50
Суглинок	0,50—1,00

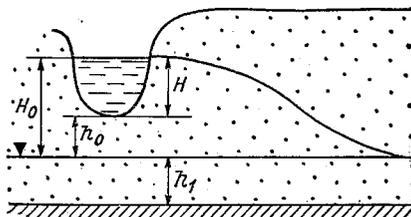


Рис. 47. Схема к определению временных фильтрационных потерь из водохранилища при отсутствии грунтового питания.

Общий объем воды, потерянный водохранилищем на насыщение пород под ним на единицу длины долины, к моменту смыкания фильтрационных вод с грунтовыми

$$V_T = \mu h_0 B, \quad (10.137)$$

где B — ширина водохранилища по урезу воды.

Временные фильтрационные потери в среднем за период насыщения пород под водохранилищем

$$q_n = \mu B h_0 / T. \quad (10.138)$$

Фильтрационный расход через один из берегов водохранилища при горизонтальном залегании поверхности грунтовых вод (см. рис. 47) в любой момент времени t , начиная от момента наполнения водохранилища,

$$q_t = \beta H_0 \sqrt{\mu k H_0 / (2t)}, \quad (10.139)$$

где H_0 — высота уровня воды в водохранилище над уровнем грунтовых вод, а при отсутствии грунтовых вод — над водоупором; β — коэффициент, зависящий от отношения h_1/H_0 , значения которого приведены в табл. 10.3; h_1 — мощность водоносного горизонта у реки до устройства водохранилища.

Таблица 10.3

Значения коэффициентов β

h_1/H_0	0	1	2	3	4	5
β	0,67	1,07	1,37	1,61	1,81	2,00

Из формулы (10.139) видно, что расход q_t со временем убывает. Фильтрационные потери в среднем за произвольный период времени t с момента наполнения водохранилища через один берег

$$q_n = 2q_t = \beta H_0 \sqrt{2\mu k H_0 t}, \quad (10.140)$$

а общий объем воды, профильтровавшейся за время t из водохранилища через один берег на единицу его длины,

$$V_t = 2q_t t = \beta H_0 \sqrt{2\mu k H_0 t}. \quad (10.141)$$

10.6. Движение подземных вод к скважинам

Сооружения, предназначенные для захвата и извлечения подземных вод, называются *водозаборными*. В конструктивном отношении водозаборные сооружения подразделяются на *вертикальные* (скважины, шахтные колодцы, шурфы), *горизонтальные* (каптажные галереи, дренажные канавы, водозаборные траншеи, кяризы, трубчатые дрены, горизонтальные скважины) и *комбинированные* (сочетание вертикальных сооружений с горизонтальными). Наибольшее распространение в практике водоснабжения и других целей имеют скважины и колодцы.

По степени вскрытия водоносных горизонтов различают *совершенные* и *несовершенные грунтовые и артезианские скважины (колодцы)*. Совершенные выработки вскрывают водоносный горизонт на всю мощность. Поступление воды в них происходит через отверстия в боковых стенках (фильтр). несовершенные выработки не вскрывают водоносный горизонт на всю мощность и обеспечивают поступление воды в пределах вскрытой части через боковые стенки или дно выработки.

Если водозаборное сооружение работает не испытывая влияния других водозаборов, то оно называется *одиночным* в отличие от взаимодействующих водозаборных сооружений.

При работе водозаборных скважин вследствие непрерывного отбора воды вокруг них формируется *депресссионная воронка*. При этом в безнапорных водах происходит осушение водоносного пласта в пределах депрессионной воронки. В напорных водах непосредственного осушения пласта не происходит, поступление воды в скважину обеспечивается за счет высвобождения упругих запасов водоносного горизонта и перехвата естественного расхода потока.

В первый период эксплуатации скважин депрессионная воронка развивается очень интенсивно как в глубину, так и в ширину.

Основные гидродинамические параметры потока в сечениях вокруг скважины непрерывно изменяются, что отвечает периоду резко выраженной неустановившейся фильтрации. Со временем интенсивность развития депрессионной воронки затухает и происходит стабилизация уровней и дебитов потока по всем его сечениям, наступает период установившейся фильтрации.

Размер депрессионной воронки определяется *радиусом влияния скважины* R , под которым понимается расстояние между осью скважины (колодца) и точками, в которых кривые депрессии практически сливаются с первоначальным (статическим) уровнем подземных вод. Пониженный при откачке воды из скважины уровень грунтовых вод (пьезометрический уровень напорных вод) называется *динамическим*. Представление о радиусе влияния скважины (колодца) является условным, так как влияние откачки постоянно распространяется до области питания водоносного горизонта, поэтому по мере увеличения продолжительности откачки радиус влияния возрастает. Однако на некотором расстоянии от скважины понижения уровней воды, вызываемые откачкой, становятся настолько малы, что практически не имеют значения. Эти расстояния и принимают за радиус влияния при откачке.

Воронка депрессии может быть *симметричной* и *асимметричной*. При решении задач о притоке воды к скважинам воронку депрессии принято считать симметричной.

10.6.1. Установившееся движение подземных вод к скважинам

Расчет дебита и ординаты кривой депрессии артезианской совершенной скважины

При расчетах водопритока к скважинам допускают, что водопроводимость водоносного пласта постоянна, а подстилающий этот пласт водоупор залегает горизонтально. В условиях установившегося движения и депрессионной воронки круглой формы при откачке воды из напорного пласта вода со всех сторон к совершенной скважине будет притекать равномерно. Линии тока при этом в плане изобразятся радиусами, а в разрезе — прямыми линиями, параллельными границам водоносного пласта (рис. 48). Поверхности равных напоров представлены концентрическими цилиндрами с осью в центре скважины.

Рассмотрим поступление воды через произвольное концентрическое сечение, расположенное на расстоянии r от центра скважины и представляющее собой боковую поверхность цилиндра радиусом r и высотой, равной мощности водоносного пласта m . Напор воды в скважине на расстоянии $r_{\text{скв}}$ от ее оси обозначим $H_{\text{скв}}$, напор потока на расстоянии R (радиус влияния) — через H_e , напор воды на расстоянии r от оси скважины — H_r .

В соответствии с линейным законом фильтрации (Дарси) расход потока определяется выражением $Q = kIF$, где в качестве площади F в данном случае рассматривается боковая поверхность цилиндра, равная $2\pi r m$. Напорный градиент $I = dH/dr$. Подстав-

ляем эти значения в формулу Дарси и получаем следующее значение расхода потока:

$$Q = 2\pi r m k dH/dr. \quad (10.142)$$

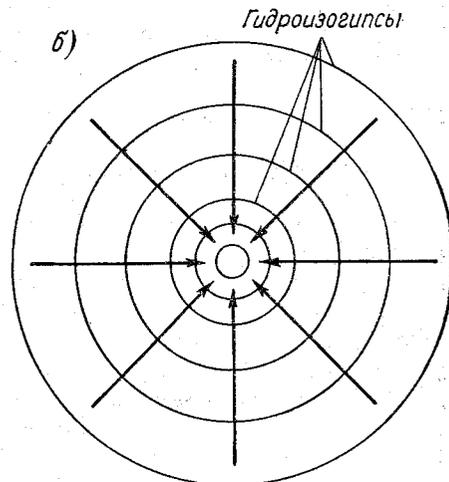
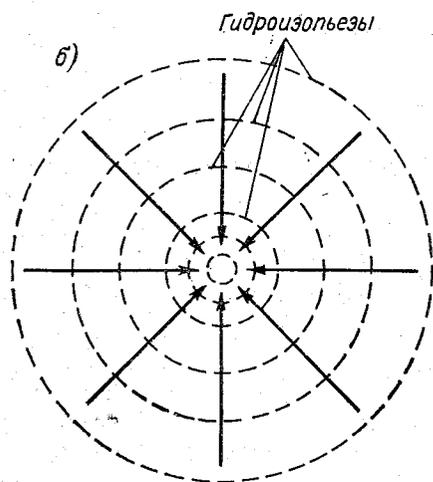
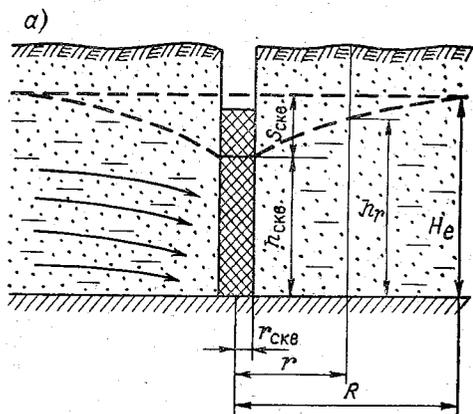
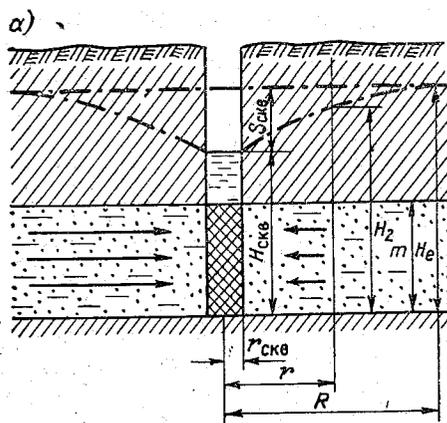


Рис. 48. Схема движения воды к артезианской скважине.

а — разрез, б — план.

Рис. 49. Схема движения воды к грунтовой совершенной скважине.

а — разрез, б — план.

Разделив переменные и проинтегрировав уравнение (10.142), получим

$$H_e - H_{скв} = \frac{Q}{2\pi k m} \ln(R/r_{скв}). \quad (10.143)$$

Решая уравнение (10.143) относительно Q , получаем основную расчетную формулу для определения дебита артезианской совершенной скважины:

$$Q = \frac{2\pi k m (H_e - H_{\text{СКВ}})}{\ln (R/r_{\text{СКВ}})} = \frac{2,73 k m (H_e - H_{\text{СКВ}})}{\lg (R/r_{\text{СКВ}})} = \frac{2,73 k m S_{\text{СКВ}}}{\lg (R/r_{\text{СКВ}})}. \quad (10.144)$$

Анализ формулы (10.144) показывает, что дебит артезианской скважины связан с понижением уровня воды линейной зависимостью, так как все параметры выражения $A = 2,73 k m / \lg (R/r_{\text{СКВ}})$ постоянны и, следовательно, $Q = AS_{\text{СКВ}}$. Таким образом, дебит артезианской скважины в условиях установившейся фильтрации возрастает прямо пропорционально увеличению понижения. Коэффициент пропорциональности A представляет собой удельный дебит скважины q , т. е. дебит, приходящийся на 1 м понижения уровня воды:

$$A = q = Q/S_{\text{СКВ}} = 2,73 k m / \lg (R/r_{\text{СКВ}}). \quad (10.145)$$

Удельный дебит артезианской скважины q используется на практике как показатель водообильности напорных горизонтов и возможной производительности скважин. В реальных природных условиях удельный дебит q не является величиной постоянной. При больших понижениях $S_{\text{СКВ}}$ (больше 25 % напора) линейная зависимость дебита от понижения не соблюдается, что приводит к уменьшению удельного дебита. Поэтому для надежной оценки водообильности горизонта целесообразно использовать фактические зависимости дебита от понижения уровня, получаемые в результате проведения опытных откачек (см. гл. 13).

Расчетную формулу (10.144) можно использовать и для построения кривой депрессии. По формуле (10.143), являющейся видоизмененной формулой (10.144), можно определить понижение уровня S_r в любом сечении на расстоянии r от центра скважины. Подставляя в эту формулу $r = r_{\text{СКВ}}$, получаем понижение $H_e - H_{\text{СКВ}}$ в самой скважине, а при $r = R$ понижение становится равным нулю. Для любого промежуточного сечения в соответствии с уравнением (10.143) найдем

$$H_e - H_r = \frac{Q}{2\pi k m} \ln (R/r), \quad (10.146)$$

откуда напор в сечении на расстоянии r от центра скважины может быть получен из уравнения

$$H_r = H_e - \frac{Q}{2\pi k m} \ln (R/r) = H_e - \frac{0,366Q}{k m} \lg (R/r). \quad (10.147)$$

При наличии в зоне действующей скважины двух наблюдательных скважин, расположенных от нее на расстоянии r_1 и r_2 , для построения кривой депрессии можно использовать положение уровня воды в этих скважинах H_1 и H_2 и вычислять ординату депрессии H_r по формуле

$$H_r = [(H_2 - H_1) / \lg (r_2/r_1)] \lg (r/r_1) + H_1. \quad (10.148)$$

При наличии только одной наблюдательной скважины используется следующее уравнение:

$$H_r = [(H_1 - H_{\text{скв}})/\lg(r_1/r_{\text{скв}})] \lg(r/r_{\text{скв}}) + H_{\text{скв}}. \quad (10.149)$$

Применение формул (10.148) и (10.149) обеспечивает более надежное построение кривой депрессии, так как исключает использование в расчетах радиуса влияния R , точное определение которого весьма затруднительно.

Расчет дебита и ординаты кривой депрессии грунтовой совершенной скважины

Вывод уравнения дебита грунтовой совершенной скважины аналогичен предыдущему. Дифференциальное уравнение для расхода грунтового потока через произвольное цилиндрическое сечение площадью $F = 2\pi hr$ (рис. 49) имеет вид

$$Q = 2\pi r k h \, dh/dr. \quad (10.150)$$

После интегрирования уравнения (10.150) в пределах $r = r_{\text{скв}}$, $h = h_{\text{скв}}$ и $r = R$, $h = H_e$ получаем расчетную формулу для расхода:

$$Q = \pi k (H_e^2 - h_{\text{скв}}^2) / \ln(R/r_{\text{скв}}) = \pi k (2H_e - S_{\text{скв}}) S_{\text{скв}} / \ln(R/r_{\text{скв}}) = 1,366 k (2H_e - S_{\text{скв}}) S_{\text{скв}} / \lg(R/r_{\text{скв}}). \quad (10.151)$$

Из формулы (10.151) видно, что для грунтовой скважины имеет место параболическая зависимость дебита от понижения уровня воды:

$$Q = A' S_{\text{скв}}^2 - B S_{\text{скв}}, \quad \text{где } A' = \frac{2\pi k H_e}{\ln(R/r_{\text{скв}})} \text{ и } B = \frac{\pi k}{\ln(R/r_{\text{скв}})},$$

в соответствии с чем удельный дебит

$$q = Q/S_{\text{скв}} = A' - B S_{\text{скв}}. \quad (10.152)$$

Для грунтовой скважины удельный дебит уменьшается с увеличением понижения. Иногда для сравнительной оценки водообильности горизонта вместо удельного дебита, определяемого по формуле (10.152), используется уравнение

$$q = Q / [(2H_e - S_{\text{скв}}) S_{\text{скв}}]. \quad (10.153)$$

В реальных условиях при откачке из скважины со значительным понижением уровня $S_{\text{скв}}$ наблюдаются отклонения от параболической зависимости. Поэтому для прогноза дебита при известном понижении уровня или понижении при заданном дебите предпочтительнее пользоваться фактической кривой зависимости $Q = f(S_{\text{скв}})$, получаемой в результате проведения откачек на несколько ступеней понижения уровня.

Кривая дебита $Q = f(S_{\text{скв}})$ как для грунтовых, так и для артезианских скважин является важнейшей характеристикой, по которой оценивается не только водообильность горизонта и возможная производительность скважин, но и техническое состояние фильтра и призабойной зоны.

Расчетная формула (10.151) может быть использована и для построения кривой депрессии в зоне влияния действующей скважины. Для этого задаются различные значения расстояния r и решают уравнение относительно величины h_r :

$$h_r^2 = H_e^2 - [Q/(\pi k)] \ln(R/r) = H_e^2 - (0,732Q/k) \lg(R/r). \quad (10.154)$$

Более надежно кривая депрессии может быть построена, если для определения ее ординат использовать данные о фактическом снижении уровня в наблюдательных скважинах:

при наличии одной наблюдательной скважины

$$h_r^2 = [(h_1^2 - h_{\text{скв}}^2)/\lg(r_1/r_{\text{скв}})] \lg(r/r_{\text{скв}}) + h_{\text{скв}}^2; \quad (10.155)$$

при наличии двух наблюдательных скважин

$$h_r^2 = [(h_2^2 - h_1^2)/\lg(r_2/r_1)] \lg(r/r_1) + h_1^2. \quad (10.156)$$

Движение подземных вод к несовершенным скважинам

Различают два вида несовершенства скважин: 1) по степени вскрытия и 2) по характеру вскрытия водоносного пласта. Первый вид несовершенства определяется неполнотой вскрытий водоносного пласта по мощности, второй — связан с особенностями водоприемной части скважины (наличие фильтра, его тип, скважность фильтра, степень уплотнения призабойной зоны). Оба вида несовершенства оказывают дополнительное сопротивление движению воды. Вблизи водоприемной части несовершенной скважины образуется зона деформированного потока, в которой линии тока имеют характер кривых, приподнимающихся снизу вверх от не-вскрытой части пласта к фильтру скважины. В этой зоне поток подземных вод имеет пространственный характер.

Имеются расчетные формулы, учитывающие несовершенство грунтовых и артезианских скважин, а также составлены специальные графики и таблицы, позволяющие получать решения на основе расчетных формул для совершенных скважин с введением поправок на их несовершенство. Расчетные формулы с поправками на несовершенство скважин приведены в справочной гидрогеологической литературе [39, 47] и в учебниках по динамике подземных вод [25, 34, 35, 45].

Определение радиуса влияния скважины

Радиус влияния R входит в основные расчетные формулы установившегося движения. От достоверности его определения зависит точность расчетов производительности скважин.

В настоящее время радиус влияния R рассматривается как некоторая условная величина, отображающая размеры области питания скважины. По В. Н. Щёлкачеву, эта величина называется *приведенным радиусом питания*, под которым понимается радиус кругового контура питания, концентричного скважине и обеспечивающего фактически существующий дебит скважины во время откачки при неправильной форме асимметричной воронки депрессии.

Приведенный радиус влияния (питания) обычно является функцией многих факторов, основные из которых следующие: условия питания водоносного горизонта, его связь с поверхностными водами и другими смежными водоносными горизонтами, интенсивность и длительность откачек (дебит, понижение уровня и время действия), фильтрационные свойства водоносных пород и их водоотдача.

Расчетных формул, учитывающих в должной мере действие всех указанных факторов на радиус влияния, не имеется. Поэтому наиболее достоверное определение радиуса влияния может быть выполнено только на основе наблюдений за развитием воронок депрессии в процессе проведения опытных откачек или еще точнее — при эксплуатации водозаборных сооружений.

Многочисленные эмпирические и полуэмпирические зависимости для определения радиуса влияния дают обычно приближенные его значения и во многих расчетах позволяют установить лишь порядок этой величины. Поэтому использование такого рода формул представляется нецелесообразным.

Как показывает практика, радиус влияния при работе одиночных скважин изменяется в довольно широких пределах: от 100 до 500 м в безнапорных водоносных горизонтах, сложенных рыхлыми зернистыми отложениями (в трещиноватых породах до 1000 м), и от 250 до 1500 м в напорных водоносных горизонтах.

Из-за невозможности достоверного определения радиуса влияния для прогноза производительности скважин чаще используются не строгие теоретические формулы (10.144) и (10.151), а кривые зависимости дебита от понижения $Q = f(S_{\text{св}})$, получаемые в процессе опытных работ.

10.6.2. Неустановившееся движение подземных вод к скважинам

Обычно при расчетах принимаются условия постоянства расхода скважин во времени, а напор считается переменной величиной, т. е. $H = f(r, t)$. Рассмотрим неустановившееся движение жидкости к несовершенной скважине (рис. 50). До начала работы скважины понижение уровня во всех точках пласта равно нулю, т. е. начальные условия $t = 0, H = H_e = \text{const}$. В процессе работы ее расход является постоянным во времени, т. е. при $r = r_{\text{св}}$ $Q = 2\pi kmrdH/dr = \text{const}$. При этом на весьма большом удалении от скважины (в бесконечности) напор $H = H_e$ считается неизменным, в то время как по всей зоне влияния скважины, размеры которой увеличиваются во времени, значение напора не изменяется и это изменение является искомым.

Для получения расчетных формул в таких условиях используются решения, применяемые в теории теплопроводности для характеристики температурного поля при мгновенном действии источника тепла постоянной интенсивности. После соответствующих преобразований (интегрирование по времени от 0 до t и учет

граничных условий) получается расчетное уравнение для определения понижения уровня $S(r, t)$:

$$S(r, t) = \frac{Q}{4\pi km} \{-E_i[-r^2/(4at)]\}. \quad (10.157)$$

В уравнении (10.157) функция $-E_i[-r^2/(4at)]$ представляет собой интегральную показательную функцию, определяемую в зависимости от значения ее аргумента $\alpha_0 = r^2/(4at)$ по специальным таблицам, имеющимся в справочной гидрогеологической литературе [39, 45, 47, 51]. Сама функция $-E_i(-\alpha_0)$ всегда положительна, изменяясь от ∞ до 0 при изменении α_0 от 0 до ∞ . Урав-

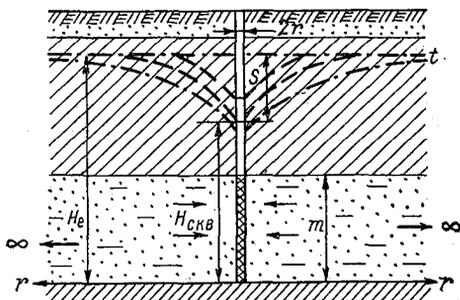


Рис. 50. Схема к расчету работы одиночной совершенной скважины.

нение (10.157) — одно из основных уравнений в теории неустановившейся радиальной фильтрации подземных вод. Оно позволяет определить понижение уровня воды в любой точке области фильтрации на расстоянии r от артезианской совершенной скважины через время t от начала ее работы с постоянным дебитом Q . Впервые это уравнение было предложено Ч. В. Тейсом. Функция $-E_i(-\alpha_0)$ в уравнении Тейса представляет собой показатель безразмерного гидравлического сопротивления, испытываемого потоком подземных вод при движении к совершенной скважине в неограниченном пласте.

Применительно к грунтовой совершенной скважине основное уравнение неустановившейся фильтрации имеет вид

$$S = H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{Q}{2\pi k} \{-E_i[-r^2/(4at)]\}}, \quad (10.158)$$

где a — коэффициент урвнeпрoвoднoсти, являющийся основным обобщенным параметром, характеризующим скорость развития неустановившегося процесса фильтрации в грунтовом потоке.

Значение коэффициента урвнeпрoвoднoсти определяется по известному выражению $a = kh_{cp}/\mu$. Поскольку мощность потока в процессе откачек изменяется, то при расчетах по формуле (10.158) средняя мощность потока в зоне влияния откачки h_{cp} принимается равной (0,7... 0,8) H .

При определении значения экспоненциальной функции $-E_i(-\alpha_0)$ расстояние r измеряется в метрах, урвнeпрoвoднoсть (или пьезо-

проводность) в квадратных метрах в сутки, время t в сутках.

При неустановившемся движении радиального потока в скважине напор, скорость и расход потока изменяются во времени, однако интенсивность этих измерений на различных этапах неодинакова.

В первый период движение носит резко выраженный неустановившийся характер, темп снижения уровня, скорость фильтрации и расход потока в каждом его сечении резко различаются. Вместе с тем зона влияния скважины имеет при этом ограниченные размеры.

С течением времени зона активного влияния скважины увеличивается, темп снижения уровня стабилизируется и наступает вторая стадия фильтрации. На этой стадии движение подземных вод является по своему характеру, как и прежде, неустановившимся, однако темп понижения уровня, характер депрессионной кривой, скорость фильтрации и расход потока в каждый момент времени являются почти такими же, как и при установившейся фильтрации. При этом депрессионная кривая, продолжая снижаться, как бы перемещается во времени, оставаясь параллельной самой себе (см. рис. 50). Эта стадия носит название *квазистационарной фильтрации*. Количественную оценку условий движения на этой стадии можно выполнять на основе приближенного решения, вытекающего из основного уравнения неустановившейся фильтрации. Это следует из того, что экспоненциальная функция $-E_i(-\alpha_0)$ математически может быть выражена в виде бесконечного знакопеременного сходящегося ряда:

$$-E_i(-\alpha_0) = \ln(1/\alpha_0) - 0,5772 + \alpha_0 - \alpha_0^2/4 + \alpha_0^3/18 - \alpha_0^4/96 + \dots \quad (10.159)$$

С течением времени аргумент $\alpha_0 = r^2/(4at)$ уменьшается и оказывается, что для определения значения функции $-E_i(-\alpha_0)$ достаточно взять два первых члена ряда (10.159), пренебрегая всеми остальными, начиная с третьего.

Таким образом, можно принимать, что

$$-E_i[-r^2/(4at)] \approx \ln(4at/r^2) - 0,5772 \approx \ln(2,25at/r^2). \quad (10.160)$$

С учетом этого допущения расчетная формула (10.157) приобретает вид

$$S = \frac{Q}{4\pi km} \ln(2,25at/r^2) = \frac{0,183Q}{km} \lg(2,25at/r^2) \quad (10.161)$$

и аналогично для грунтовой скважины

$$\begin{aligned} S &= H_e - \sqrt{H_e^2 - [Q/(2\pi k)] \ln(2,25at/r^2)} = \\ &= H_e - \sqrt{H_e^2 - (0,366Q/k) \lg(2,25at/r^2)}. \end{aligned} \quad (10.162)$$

Погрешность определения понижения уровня по приближенным формулам (10.161) и (10.162) вследствие замены экспоненциальной функции на логарифмическую составляет при $r^2/(4at) < 0,1$ не более 5,7 %, а при $r^2/(4at) < 0,01$ не превосходит 0,25 %. Для самой скважины величина $r_{\text{скв}}^2/(4at)$ достаточно мала, поэтому уже с первых минут откачки можно пользоваться логарифмической зависимостью вместо экспоненциальной.

Сопоставление полученных формул (10.161) и (10.162) неустановившейся фильтрации воды в скважине с соответствующими формулами (10.143) и (10.151) Дюпюи для установившейся фильтрации показывает аналогичность структуры их облика и позволяет ввести понятие «приведенного радиуса влияния» $R_{\text{пр}}$, который определяется выражением

$$R_{\text{пр}} = 2,25at \text{ или } R_{\text{пр}} = 1,5\sqrt{at}. \quad (10.163)$$

С учетом выражения (10.163) для приведенного радиуса влияния формулы (10.161) и (10.162) при $r = r_{\text{скв}}$ принимают вид:

$$S = \frac{Q}{4\pi km} \ln(R_{\text{пр}}^2/r_{\text{скв}}^2) = \frac{Q}{2\pi km} \ln(R_{\text{пр}}/r_{\text{скв}}) = \frac{0,366Q}{km} \lg(R_{\text{пр}}/r_{\text{скв}}) \quad (10.164)$$

и

$$\begin{aligned} S &= H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{Q}{\pi k} \ln(R_{\text{пр}}/r_{\text{скв}})} = \\ &= H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{0,732Q}{k} \lg(R_{\text{пр}}/r_{\text{скв}})}. \end{aligned} \quad (10.165)$$

Глава 11

Режим и баланс подземных вод

Под режимом подземных вод понимается процесс, характеризующийся изменением уровня, расхода, гидравлического уклона, скорости, температуры, вязкости, химического и газового состава подземных вод во времени и пространстве под влиянием естественных и искусственных факторов.

Балансом подземных вод называется соотношение между их поступлением (приходная часть) и расходом (расходная часть) в количественном выражении (в миллиметрах или кубических метрах на гектар) за определенный период (декаду, месяц, год и т. д.).

Режим и баланс подземных вод тесно взаимосвязаны. Водный баланс предопределяет направленность и характер режима подземных вод. Поэтому изучение элементов водного баланса и выявление основных ведущих его показателей создает основу для научного познания и управления режимом подземных вод. В свою очередь анализ режима подземных вод позволяет проводить количественное определение отдельных элементов водного баланса (инфильтрации, испарения, подземного стока) и дает возможность выполнять более обоснованные воднобалансовые расчеты.

Режим подземных вод в зависимости от характера определяющих его явлений и факторов может быть естественным (формируется под действием комплекса естественных факторов: климатических, гидрогеологических, геологических, биолого-почвенных, космогенных и др.), нарушенным (создается главным образом под влиянием инженерно-хозяйственной деятельности человека) и смешанным, формирующимся под влиянием комплексного воздействия природных и искусственных факторов.

На большей части территории СССР имеют место естественный и смешанный режимы подземных вод. Нарушенный режим характерен для отдельных участков, где решающим фактором в создании режима подземных вод является инженерная деятельность человека (орошение, осушение земель, гидротехническое строительство, действие водозаборных и дренажных сооружений и др.).

Задачи изучения режима и баланса подземных вод чрезвычайно многообразны. Изучение естественного режима подземных вод осуществляется в целях обеспечения решения следующих задач: 1) выявления условий формирования подземных вод (оценка питания, разгрузки и роли отдельных режимобразующих факторов и процессов, определение элементов водного баланса); 2) изучения закономерностей изменения во времени естественного питания подземных вод; 3) установления закономерностей формирования водного, солевого и теплового балансов подземных вод и использования их для прогнозов режима подземных вод; 4) регионального изучения естественного режима подземных вод как фона для анализа и прогноза нарушенного режима подземных вод на локальных участках; 5) оценки фильтрационных свойств и граничных условий водоносных горизонтов и комплексов.

Прогнозы естественного режима используются при планировании и осуществлении различных видов строительства (гражданского, промышленного, транспортного, гидроэнергетического, мелиоративного и др.), водоснабжения, сельскохозяйственного производства и решении других народнохозяйственных задач.

Изучение смешанного и нарушенного режимов подземных вод, их прогнозы и анализ проводятся при решении следующих практических задач: 1) при разведке месторождений подземных вод, оценке их запасов, составлении прогнозов их режима при эксплуатации и обосновании мероприятий по рациональному использованию и охране подземных вод от истощения и загрязнения; 2) при обосновании оросительных, обводнительных и осушительных мелио-

раций и методов управления режимом подземных вод в районах их проведения; 3) при изысканиях, проектировании, строительстве и эксплуатации различных инженерных сооружений и прогнозах возможных изменений гидрогеологических, гидрогеохимических, мерзлотных, мелиоративных, инженерно-геологических и других условий в связи с водоснабжением, орошением, осушением, гидротехническим, промышленным и гражданским строительством и другими видами инженерной деятельности человека; 4) при разведке и разработке месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа (прогнозы водопритоков, влияния водоотлива и устойчивости выработок, обоснование наиболее рациональных путей и методов эксплуатации месторождений).

11.1. Основные режимобразующие факторы

Режим подземных вод формируется под воздействием ряда факторов, которые объединяются в шесть генетических групп: климатическую, гидрологическую, геологическую, космогенную, биолого-почвенную, искусственную.

Влияние всех этих факторов на режим подземных вод чрезвычайно различно по силе и механизму воздействия, по направленности и интенсивности процессов, по продолжительности воздействия. Влияние одних факторов измеряется длительностью геологических эпох, другие оказывают воздействие в течение многолетнего периода, а ряд факторов действуют на подземные воды в течение года, сезона, суток или только эпизодически. Одни факторы действуют постоянно и непрерывно, другие — временно.

Разумеется, не все факторы воздействуют на режим подземных вод в равной степени. В определенных природных условиях либо один из факторов, либо группа их является ведущим, оказывающим решающее влияние на формирование отличительных черт режима подземных вод, в то время как другие факторы играют вспомогательную роль, иногда даже малозаметную по интенсивности воздействия.

Неодинаково воздействуют разные режимобразующие факторы и на различные типы подземных вод. Часть из них, например, оказывает существенное влияние на режим грунтовых вод и не оказывает влияния (или оказывает незначительное) на режим напорных вод. Другая часть факторов, наоборот, создает специфические черты режима напорных вод и не оказывает никакого влияния на формирование режима грунтовых вод.

Определение роли каждого режимобразующего фактора в формировании режима подземных вод является сложным процессом. Особенно этот процесс усложняется, когда на воздействие комплекса естественных факторов накладывается влияние хозяйственной и культурной деятельности человека.

Систематизация основных режимобразующих факторов приводится в табл. 11.1.

Таблица 11.1

Распределение основных режимобразующих факторов по продолжительности их воздействия
(по А. А. Коноплянцеву, В. С. Ковалевскому, С. М. Семенову)

Генетическая группа факторов	Факторы, воздействующие на подземные воды			
	медленно (в геологическом летоисчислении)	в многолетнем разрезе	в течение года (сезонно)	эпизодически
1	2	3	4	5
Климатические	Климат	Изменение метеорологических факторов (атмосферные осадки, температура воздуха, испарение и др.)		Резкое изменение атмосферного давления, температуры воздуха (оттепели и др.) Штормовой прибой, нагон и стон воды ветрами, ледовые заторы и зажоры
Гидрологические		Режим рек, озер и морей		
Биолого-почвенные	Почвообразовательные процессы, создание растительных сообществ	Почвообразовательные процессы, изменение возраста древесной растительности	Сезонная трансмиграция растительности	
Геологические	Геоструктурные (тектонические движения); изменение внутренней теплоты Земли; изменение литологического строения и водонепроницаемости (карст); эрозийные, эоловые и суффозионные и водопроницаемости пород (в связи с уплотнением, цементация	Неотектонические движения; изменения литологического строения и водонепроницаемости (карст); эрозийные, эоловые и суффозионные процессы, происходящие в зоне аэрации	Карстовые, эрозийные, эоловые и суффозионные процессы, происходящие в зоне аэрации; влияние притока воды (в связи с «земными приливами»)	Землетрясения, вулканизм, оползни

Факторы, воздействующие на подземные воды				
Генетическая группа факторов	медленно (в геологическом летоисчислении)		в течение года (сезонно)	
	2	3	4	5
I	<p>цпей, перекристаллизация и др.); геоморфологические преобразования в строении поверхности Земли, изменения гравитационного поля</p>			эпизодически
	<p>Космические</p> <p>Изменение солнечной активности (светового, радио- и электромагнитного излучения)</p>		<p>Притяжение Луны и Солнца, вращение Земли вокруг Солнца и изменение наклона земной оси, определяющие сезонность климатических изменений, вращение Земли вокруг своей оси</p>	
Искусственные		<p>Осушающие (горный водоотлив, асфальтовые покрытия городов, водозаборы и др.), обводняющие (подтопление и подпор водохранилища-ми, сброс промышленных вод, законтурирование, орошение сельскохозяйственных земель)</p>	<p>Осушение (строительный водоотлив, просадки и оползни в связи с ведением горных работ, сдвигание горных пород)</p>	

11.2. Классификация режима подземных вод

Разработано большое количество различных классификаций подземных вод по их режиму (Г. Н. Каменский, М. А. Шмидт, М. М. Крылов, М. Е. Альтовский, М. А. Вевировская, А. В. Лебедев, П. А. Киселев, Г. Я. Богданов, Е. Н. Ярцев, А. А. Коноплянцев, В. С. Ковалевский, С. М. Семенов и др.). Наиболее широкое региональное значение имеют классификации режима подземных вод, предложенные Г. Н. Каменским, М. Е. Альтовским, А. А. Коноплянцевым и В. С. Ковалевским, С. М. Семеновым.

Г. Н. Каменский в 1953 г. на основе гидродинамических особенностей грунтовых и верхних водоносных горизонтов напорных вод выделил четыре типа режима:

1) водораздельный тип, формирующийся под воздействием инфильтрации атмосферных осадков, испарения и подземного стока, т. е. под влиянием переменных во времени факторов;

2) прибрежный тип, формирующийся в основном под воздействием колебания уровня рек, озер и морей;

3) предгорный и карстовый типы, формирующиеся не только под влиянием инфильтрации, но и под влиянием поглощения речных вод и вообще поверхностного стока;

4) мерзлотный тип, характеризующийся полным или частичным промерзанием надмерзлотных вод.

В 1959 г. была опубликована классификационная схема А. А. Коноплянцева и В. С. Ковалевского, в которой были выделены типы, подтипы, классы, подклассы и виды режима подземных вод (табл. 11.2).

Таблица 11.2

Классификационная схема режима подземных вод
(по А. А. Коноплянцеву и В. С. Ковалевскому)

Тип	Подтип	Класс
Кратковременного, преимущественно летнего питания (мерзлотный)	Обильного питания (островной мерзлоты) Умеренного питания (таликовой мерзлоты) Скудного питания (сплошной мерзлоты) Гидрологический	Слабо дренированных, дренированных, сильно дренированных областей
Сезонного, преимущественно весеннего и осеннего питания	Обильного питания Умеренного питания Скудного питания Гидрологический	Слабо дренированных, дренированных, сильно дренированных областей
Круглогодичного, преимущественно зимнего питания	Обильного питания Умеренного питания Скудного питания Гидрологический	Слабо дренированных, дренированных, сильно дренированных областей

В пределах каждого класса режима грунтовых вод выделяются подклассы по признаку различия литологического состава водовмещающих пород и пород зоны аэрации, так как именно он определяет скорости фильтрации грунтовых вод, возможность инфильтрации атмосферных осадков. В трещиноватых кристаллических породах режим грунтовых вод характеризуется большими амплитудами колебаний уровня, в закарстованных породах (известняках, гипсах) — быстрыми и большими подъемами и спадами уровня, в песках — также довольно четкими, но более плавными колебаниями уровня, а в суглинках — зарегулированными колебаниями уровня.

В пределах подклассов всех типов, подтипов и классов выделяются виды режима: междуречный, склоновый, террасовый и приречный.

Наиболее удачная классификация режима напорных вод разработана В. С. Ковалевским (табл. 11.3).

Таблица 11.3

Классификационная схема режима напорных вод
(по В. С. Ковалевскому)

Тип	Класс	Вид
Кратковременного летнего питания	Сильно дренированных бассейнов или их отдельных этажей	Областей питания
Сезонного-весенне-осеннего питания	Слабо дренированных бассейнов	Областей транзита
Круглогодичного, преимущественно зимнего питания	Исключительно слабо дренированных, практически бессточных бассейнов	Областей разгрузки

Типы режима напорных вод отражают зональные черты условий их питания и в общем соответствуют подобным типам режима грунтовых вод.

По интенсивности питания, зависящей от степени дренированности, выделяют шесть схем артезианских водоносных горизонтов:

- 1) открытый проточный, с интенсивным питанием и разгрузкой;
- 2) закрытый проточный, с зарегулированными, но интенсивными питанием и разгрузкой;
- 3) открытый полупроточный (или слабо проточный), с интенсивным питанием, но затрудненной разгрузкой;

4) закрытый полупроточный, с затрудненным питанием и разгрузкой напорных вод;

5) открытый исключительно слабо проточный, с хорошими условиями восполнения, но практически отсутствующим дренажем, с активным водообменом лишь в верхней части горизонта и поэтому со сменой пресных вод в областях питания солеными водами в областях транзита;

6) закрытый бессточный, с затрудненными условиями питания и отсутствием непосредственного дренажа водоносного горизонта, содержащего, как правило, соленые воды.

Приведенная схема классификации режима напорных вод является сравнительно идеализированной. В действительности в режиме напорных вод наблюдаются значительно более сложные явления. Однако эта классификационная схема во многом систематизирует существующие представления в этих вопросах.

11.3. Основные закономерности естественного режима подземных вод

Наиболее многообразны режимы грунтовых вод, поскольку они тесно связаны со всеми режимобразующими факторами. Режим напорных вод, которые отделены от поверхности земли относительно водонепроницаемыми породами, формируется в основном под влиянием искусственных факторов. Вне воздействия этих факторов пьезометрический уровень напорных вод почти не колеблется. Исключение составляют напорные воды, находящиеся на небольшой глубине (до 50—80 м) в отложениях конусов выноса и предгорных равнин. Здесь заметно сказывается водоносность рек, питающих напорные воды.

По времени проявления изменений уровня и других элементов подземных вод различают суточный, сезонный, годовой и многолетний режимы.

Суточный режим проявляется главным образом в колебаниях поверхности неглубоко залегающих грунтовых вод, вызванных чаще всего суточными изменениями испарения и транспирации, которая прекращается ночью. Это приводит при наличии подземного притока к ночному повышению уровня и дневному спаду его. Амплитуда суточных колебаний может достигать под культурной и лесной растительностью 10—15 см.

Сезонный режим обусловлен сезонной ритмичностью метеорологических факторов (температуры, атмосферных осадков, испарения) и изменением водоносности рек. Для грунтовых вод большинства физико-географических зон характерны следующие общие черты сезонного уровня режима: весенний подъем уровня, летний спад, некоторое повышение уровня осенью и низкое его положение зимой. Повышение уровня грунтовых вод весной связано с инфильтрацией талых снежных вод. Дальнейшее постепенное снижение уровня от весны к лету объясняется повышением темпе-

ратуры воздуха, вегетационной деятельностью растений, что вызывает усиленное испарение и транспирацию воды из зоны аэрации и горизонта грунтовых вод. Осенью с увеличением осадков, уменьшением испарения и замедлением транспирационной деятельности растений уровни грунтовых вод снова повышаются. В зимнее время наряду с уменьшением и даже полным прекращением питания водоносного горизонта продолжает происходить разгрузка грунтовых вод и уровень их резко падает. Амплитуды сезонных колебаний уровня грунтовых вод изменяются от нескольких сантиметров (пустынные районы с глубоким залеганием грунтовых вод, заболоченные понижения рельефа в гумидной зоне) до 15 м (галечники горных рек, предгорные шлейфы). Чаще амплитуда изменяется от нескольких десятков сантиметров до 3 м.

Температура грунтовых вод в течение года изменяется только у вод близкого залегания к поверхности земли. В глубоких горизонтах подземных вод сезонных колебаний температуры не наблюдается. Химический состав грунтовых вод обычно изменяется незначительно, но на некоторых участках в период интенсивного питания происходят резкие изменения состава и минерализации грунтовых вод.

Годовой режим проявляется в течение нескольких лет. Известно, что влажные и многоводные годы, как и засушливые и маловодные, часто повторяются 2—3 раза подряд. Это отражается на режиме грунтовых и неглубоко залегающих напорных вод. Амплитуды годовых колебаний уровня подземных вод и изменения химического состава более значительны, чем сезонные.

Многолетний режим проявляется в периоды продолжительности более 10 лет. Он обусловлен многолетними ритмическими изменениями атмосферных осадков, испарения, водоносности рек. Амплитуды многолетних колебаний уровня подземных вод и изменения их химического состава значительно превышают сезонные и годовые.

11.4. Особенности нарушенного режима подземных вод

Существующий естественный режим подземных вод часто не соответствует насущным потребностям хозяйственной деятельности человека и возникает необходимость его изменения в ту или другую сторону. Проводимые мероприятия охватывают все климатические зоны земного шара, от крайних северных областей распространения многолетней мерзлоты до южных влажных и сухих субтропических широт. В области избыточного увлажнения эти мероприятия направлены на понижение уровня грунтовых вод, в то время как в поясе недостаточного увлажнения, где возникает необходимость в орошении сельскохозяйственных земель, усилия человека направлены на поддержание уровня грунтовых вод на оптимальной глубине от поверхности.

Под искусственными факторами, влияющими на режим подземных вод, подразумевается вся совокупность многообразной хозяйственной деятельности человека. Влияние этих факторов чрезвычайно велико и с каждым годом все более и более возрастает. В плане хозяйственной деятельности нашей страны осуществляется гигантское по своим масштабам гидротехническое, промышленное и гражданское строительство, проводится огромное количество мероприятий по мелиорации сельскохозяйственных земель, как никогда ранее увеличивается водозабор на питьевые, технические и хозяйственные нужды страны. Все эти мероприятия, подчас, коренным образом преобразуют режим поверхностных и подземных вод.

Среди искусственных факторов можно выделить три группы: осушающие, обводняющие и термические.

Осушающие факторы, изменяя режим подземных вод, уменьшают их запасы. К ним относятся: водоотбор для питьевого и промышленного водоснабжения, шахтный водоотлив, временные понизительные установки, дренажные устройства, городская застройка и асфальтовые покрытия, нарушающие естественное питание подземных вод.

Например, водозаборные сооружения крупных населенных центров, обеспечивая питьевое, промышленное и хозяйственное водоснабжение, создают районные воронки депрессии, площадки которых часто измеряются тысячами квадратных километров. В течение длительного и непрерывного водоотбора уровни эксплуатируемых водоносных горизонтов срабатываются (понижаются) на десятки метров.

Понижение уровня водоносного горизонта влечет за собой уменьшение запасов, изменение скоростей потока и его направления, создает условия для колебания общей минерализации и химического состава подземных вод. Эксплуатация одного водоносного горизонта может оказывать влияние на режимные характеристики вышележащих и нижележащих водоносных горизонтов, а может быть, и повести к полному исчезновению одного из них.

Заметные нарушения гидрогеологического режима связаны с сооружением дренажных устройств на массивах осушения сельскохозяйственных земель, с устройством временных водопонизительных установок при возведении промышленных и гражданских зданий и др.

Обводняющие факторы, изменяя режим подземных вод, могут либо увеличивать запасы подземных вод, либо перераспределять их во времени и пространстве. К обводняющим факторам относятся: подтопление территорий и подпор подземных вод при создании водохранилищ, орошение сельскохозяйственных земель, сброс промышленных вод в водоносные горизонты, перевод поверхностного стока в подземный и др.

Создание водохранилищ, особенно с большими повышениями уровня, существенно изменяет режим подземных вод в прибрежной полосе. В зависимости от геологического строения, литологического

состава пород, высоты подъема воды в водохранилище и длительности сработки уровня водохранилища подпор и подтопление могут распространяться на значительные расстояния от нового уреза воды в водохранилище. В ряде случаев подпор распространяется на десятки километров. Следовательно, на расстоянии десятков километров от берега уровень грунтовых вод повысится, зона аэрации заполнится водой и превратится в зону насыщения, общие запасы подземных вод увеличатся. Последствия таких изменений должны быть тщательно взвешены и учтены при проектировании соответствующих сооружений.

Орошение сельскохозяйственных полей ведет к подъему уровня грунтовых вод, к пополнению запасов этих вод и изменению их химического состава. Режим грунтовых вод в этих условиях определяется; с одной стороны, режимом поливов, качеством поливной воды, изменчивостью геолого-литологического строения сельскохозяйственных земель, а с другой — воздействием на водоносный горизонт системы искусственных дренажных устройств, отводящих излишек поливных вод и обеспечивающих защиту сельскохозяйственных угодий от затопления.

Термические факторы оказывают свое влияние на режим водоносных горизонтов главным образом в условиях распространения многолетней мерзлоты. Строительство здесь любых тепловыделяющих сооружений, нарушающих режим деятельного слоя и многолетней мерзлоты, ведет к изменению режима водоносных горизонтов.

По времени воздействия различают факторы, действующие: 1) длительное время (водозаборы, горный водоотлив, асфальтировка и застройка территорий и др.); 2) периодически сезонно (сельскохозяйственное орошение) и 3) эпизодически (сброс промстоков или строительный водоотлив и др.).

В результате инженерно-хозяйственной деятельности (антропогенного влияния) наблюдаются три степени нарушения естественного режима подземных вод.

1. *Слабо нарушенный режим* подземных вод. Он характеризуется сохранением ранее существовавших сроков наступления характерных положений уровня внутри года, неизменностью тенденций в многолетнем режиме и незначительным изменением годовых амплитуд колебаний уровня, температуры и химического состава подземных вод. К районам со слабо нарушенным режимом грунтовых вод относят, например, массивы, на которых ежегодно производится вспашка земель без применения оросительных мелиоративных мероприятий. В большинстве случаев слабо нарушенный режим подземных вод практически не отличим от естественного режима.

2. *Нарушенный режим* подземных вод. Он характеризуется изменением природных сроков наступления характерных положений уровня внутри года, существенным изменением годичных амплитуд колебаний уровня, температуры и химического состава подземных вод. При нарушенном режиме искусственные факторы вносят

существенные изменения, но в то же время они только накладываются на сложившиеся естественные колебания уровня грунтовых вод. При этом изменяются амплитуды уровней, несколько сдвигаются сроки наступления характерных уровней. Однако общий характер режима грунтовых вод сохраняется.

3. *Сильно нарушенный* режим подземных вод. Он характеризуется полным нарушением естественного режима подземных вод, т. е. когда уровни подземных вод в образовавшейся депрессии снижаются на десятки или сотни метров и во много раз превышают естественные колебания уровня и других элементов режима подземных вод, когда происходит перераспределение областей, источников и размеров питания водоносных горизонтов. Такой сильно нарушенный режим может образоваться в районах горного водоотлива. Однако даже и в районах сильно нарушенного режима в периоды интенсивного питания наблюдаются резкие повышения уровня и значительный рост водопритоков в горные выработки.

При анализе материалов о режиме подземных вод всегда следует иметь в виду многообразие естественных и искусственных факторов и их совместное влияние на тот или иной элемент режима подземных вод. В каждом конкретном случае необходимо найти и выделить факторы, имеющие определяющее значение (создающие режим), и факторы второстепенные, вносящие лишь некоторые особенности в режим подземных вод. Дальнейший анализ заключается в выяснении физической сущности влияния каждого фактора на режим подземных вод, установлении закономерности изменений и определении пути прогноза режимных характеристик, необходимых для управления режимом подземных вод.

11.5. Баланс подземных вод

Баланс подземных вод представляет собой алгебраическую сумму количества воды, идущей на пополнение подземного потока, и ее количества, расходуемого этим потоком за определенный промежуток времени. Это выражение обычно представляется разностью между приходными и расходными статьями баланса. Разность может изменяться в зависимости от условий и длительности взятого промежутка времени, но большей частью она должна быть равна суммарному количеству воды, накопившейся в подземном потоке.

Конкретные вопросы, которые требуют для своего решения проведения воднобалансовых исследований, следующие.

В области водоснабжения воднобалансовый метод позволяет:

1) рассчитать ресурсы подземных вод (определить объем питания, подземного стока, а также изменение расхода потока);

2) дать прогноз подземного стока для заданных условий эксплуатации подземных вод;

3) составить прогноз максимальных и минимальных уровней воды в условиях эксплуатации.

В областях орошения для засушливых зон это такие вопросы, как:

1) районирование территории по условиям инфильтрации осадков и поливных вод, испарению грунтовых вод и подземному стоку, которые в основном определяют мелиоративное состояние земель;

2) обоснование режимов орошения;

3) обоснование мелиоративных мероприятий по борьбе с вторичным засолением почв (проектирование дренажа, промывка почв);

4) прогноз изменения режима грунтовых вод в условиях реконструкции существующих и вновь проектируемых оросительных систем на освоенных и вновь осваиваемых землях.

В области осушения почв гумидных зон воднобалансовые исследования также являются необходимыми при обосновании методов дренажа, прогноза его влияния на прилежащие территории, при разработке мелиораций двойного регулирования (осушения и орошения).

При крупных гидротехнических строительствах (каналов, водохранилищ) воднобалансовые исследования позволяют решать следующие задачи: 1) прогноз возможного подтопления территории в зоне влияния строительства; 2) определение фильтрационных потерь; 3) обоснование защитных мероприятий (систематический дренаж) по управлению режимом грунтовых вод.

При проведении лесомелиоративных мероприятий, направленных на борьбу с эрозией почв, на сохранение благотворного влияния лесов на водный режим засушливых зон, воднобалансовые исследования позволяют дать оценку гидрологической роли лесов.

Баланс массы воды по пространственным признакам делится на водный баланс поверхности земли, водный баланс зоны аэрации и водный баланс подземных вод. Все эти части баланса между собой генетически связаны и в сумме составляют общий водный баланс территории, ограниченной поверхностью земли, региональным водоупором и с боков — условными поверхностями (рис. 51). Вместе с тем баланс подземных вод имеет самостоятельное значение, поскольку он отражает в целом процесс формирования подземной воды, влияющей на водный режим вышележащих зоны аэрации и поверхности земли.

В настоящее время баланс подземных (преимущественно грунтовых) вод изучается на гидрогеологических станциях Министерства геологии, гидрологических, стоковых и агроклиматических станциях Госкомгидромета, Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР, на стационарах Академии наук СССР, академий наук союзных республик и других ведомств.

Рассмотрим водный баланс почвенно-грунтовой призмы протяженностью Δx и площадью F (см. рис. 51). В ней с поверхности до первого водоупорного слоя пород можно выделить три зоны:

1) A — аэрации или неполного насыщения (между поверхностью и наивысшим за расчетное время Δt положением капиллярной зоны);

2) *B* — аккумуляции или осушения от гравитационных вод, возникающих соответственно при подъеме или понижении уровня грунтовых вод на ΔH ;

3) *C* — полного насыщения, не изменяющегося при колебании уровня.

Общий водный баланс почвенно-грунтовой призмы за расчетный промежуток времени Δt представляет собой приход, расход и изменение (аккумуляция или уменьшение) объема воды на поверхности призмы и внутри нее.

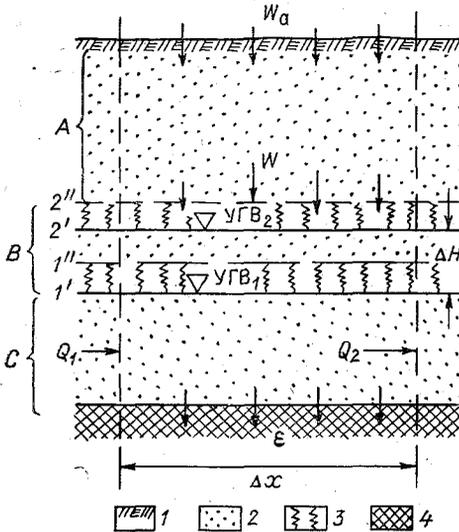


Рис. 51. Схема зональности почвенно-грунтовой призмы.

1 — почва, 2 — водопроницаемые породы, 3 — капиллярная зона, 4 — водоупор; 1', 1'' — начальные уровни грунтовых вод и поверхности капиллярной зоны; 2', 2'' — то же в конце наблюдений.

На поверхности водный баланс представляется в виде алгебраической суммы:

$$x + K_1 + y_1 - z - y_2 - W_a \Delta t = D_1, \quad (11.1)$$

где x — атмосферные осадки; K_1 — конденсация атмосферных водяных паров на поверхности и в зоне аэрации; y_1 — приток поверхностных вод на данный участок (в условиях орошения сюда включается водоподача и инфильтрация воды из каналов); z — суммарное испарение, включающее испарение с почвы, транспирацию растениями, испарение с водной поверхности и снега; y_2 — отток поверхностных вод с данного участка, включающий выклинивание грунтовых вод на поверхность в условиях естественного дренирования местности; W_a — интенсивность вертикального водообмена зоны аэрации с атмосферой на поверхности (при положительном значении — инфильтрация воды (в миллиметрах в сутки) с поверхности совместно с поступлением водяных паров в зону аэрации, при отрицательном значении — расход влаги из зоны аэрации на суммарное испарение в атмосферу и транспирацию растениями); D_1 — изменение запаса воды за время Δt на поверхности земли.

(аккумуляция ее в понижениях местности, снежном покрове, в водоемах, водотоках); Δt — расчетный промежуток времени, сут.

Все элементы водного баланса выражаются в миллиметрах слоя воды.

Уравнение водного баланса в зоне аэрации

$$W_a \Delta t - W \Delta t = D_2, \quad (11.2)$$

где W — интенсивность питания грунтовых вод сверху, мм/сут, представляющая собой скорость инфильтрации воды или расход суммарного потока влаги, поступающей из зоны аэрации к уровню самого высокого за время Δt положения капиллярной зоны (см. рис. 51), линия 2''); при отрицательном значении — скорость суммарного расходования грунтовой воды на восходящий ток в зону аэрации; часто эту величину называют суммарным испарением грунтовых вод, что является условным термином; D_2 — изменение запаса воды за время Δt в зоне аэрации.

В зоне полного насыщения, включая зону аккумуляции гравитационных вод, водный баланс представляется в виде

$$\mu \Delta H = [(Q_1 - Q_2)/F] \Delta t + W \Delta t - \varepsilon \Delta t, \quad (11.3)$$

где μ — водоотдача или недостаток насыщения почвогрунтов в зоне B (аккумуляции или осушения) при изменении уровня воды на ΔH ; ΔH — изменение уровня грунтовых вод за время Δt ; Q_1 , Q_2 — приток и отток грунтовых вод в горизонтальном направлении за единицу времени (в объемном выражении); ε — интенсивность перетекания грунтовых вод по вертикали через слабОВОДОНПРОНИЦАЕМЫЕ породы ложа потока в подстилающий напорный или безнапорный межпластовый водоносный горизонт (размерность скорости фильтрации); F — площадь балансового участка.

При весьма слабой водопроницаемости пород водоупорного ложа (например, при коэффициенте фильтрации их меньше 0,0005 м/сут и напорном градиенте вертикальной фильтрации меньше 10^{-1}) последним элементом баланса можно пренебречь.

Сложив все три уравнения водных балансов разных зон, получим выражение для общего водного баланса почвенно-грунтовой призмы, ограниченной сверху дневной поверхностью и снизу первым водоупорным ложем:

$$\mu \Delta H + D_1 + D_2 = x + K_1 - z + y_1 - y_2 + [(Q_1 - Q_2)/F] \Delta t - \varepsilon \Delta t, \quad (11.4)$$

где обозначения прежние.

Как видно из приведенных уравнений, баланс грунтовых вод является частью общего водного баланса территории. В соответствии с этими уравнениями определяются и направления в изучении баланса грунтовых вод. Направления изучения подразделяются на: 1) общее воднобалансовое; 2) лизиметрическое и 3) гидродинамическое.

Общее воднобалансовое направление заключается в постановке дифференцированных наблюдений за всеми или главнейшими

элементами водного баланса на поверхности, в зоне аэрации и частично в грунтовом потоке. Главными методами принимаются экспериментальные, выполняемые с помощью различных приборов, опытных установок или эмпирических зависимостей.

Лизиметрическое направление изучения баланса грунтовых вод заключается в том, что инфильтрация осадков и суммарного испарения грунтовых вод в зону аэрации определяются непосредственно с помощью лизиметров с постоянными уровнями воды.

Гидродинамическое направление в изучении баланса грунтовых вод базируется на анализе наблюдений режима грунтовых вод и на применении для этого различных методов расчета элементов баланса, а также методов математического моделирования.

Первые два направления подробно изучаются в учебных дисциплинах «Водобалансовые исследования» и «Мелиоративная гидрология», поэтому на них останавливаться не будем, а познакомимся только с гидродинамическим направлением в изучении баланса подземных (преимущественно грунтовых) вод.

Составление баланса грунтовых вод по результатам гидродинамического анализа их режима. Баланс грунтовых вод за промежуток времени Δt составляется для зоны, ограниченной сверху наивысшим за это время уровнем капиллярной зоны, а снизу — водоупором грунтового потока.

На водосборной площади речного бассейна организуется несколько балансовых участков площадью несколько десятков или сотен га. Выбор участков проводится на основе геоморфологического состава слагающих ее пород.

Расчет на балансовых участках осуществляется по годовым наблюдениям за изменениями уровня воды в трех скважинах (при одномерном потоке) или в пяти скважинах, расположенных в виде «конверта» (при двухмерном потоке). При наличии перетекания грунтовых вод в межпластовые горизонты около центральных скважин в элементах потока оборудуются дополнительные скважины в подстилающем межпластовом водоносном горизонте.

По данным уровней воды в грунтовом потоке и подстилающем водоносном пласте находится вертикальный градиент потока, который совместно с данными о коэффициенте фильтрации позволяет рассчитать интенсивность перетекания грунтовых вод в подстилающий межпластовый водоносный горизонт и обратно. С этой целью можно воспользоваться зависимостью, основанной на законе Дарси:

$$Q_v = k_v F \Delta H_v / m, \quad (11.5)$$

где Q_v — расход перетекающих вод; k_v — коэффициент фильтрации разделяющего слоя в вертикальном направлении; ΔH_v — падение напора или разность между уровнями грунтовых и напорных вод в вертикальном направлении, определяемая по данным двух наблюдательных скважин в середине элемента потока; m — мощность разделяющего слоя пород; F — площадь элемента потока.

Для расчета отдельных элементов баланса грунтовых вод необ-

ходимо иметь данные о гидрогеологических параметрах потока: коэффициенте фильтрации, водоотдаче, интенсивности инфильтрационного питания. Порядок выполнения расчетов рекомендуется следующий.

1. Весь ход годового колебания уровня грунтовых вод по средней скважине разбивают на отдельные отрезки времени Δt , в пределах которых происходит подъем или спад уровня примерно с постоянной интенсивностью.

2. Для каждого из выделенных периодов Δt по формулам (10.117) и (10.119) для одномерного или двухмерного потока определяют инфильтрационное питание $W\Delta t$. Инфильтрационное питание в отдельные периоды Δt может быть положительным (при накоплении воды за счет инфильтрации) или отрицательным (при убыли воды за счет испарения с зеркала грунтовых вод и транспирации).

3. По данным замеров уровней в смежных скважинах для промежутков времени Δt вычисляют средние расходы воды Q_1 и Q_2 по формулам Дюпюи или Каменского, которые при сравнительно небольших (несколько сотен метров) расстояниях между скважинами дают отклонения менее 10 % от результатов расчета по формулам неустановившегося режима движения. В случаях двухмерного в плане движения грунтовых вод и неоднородного строения водонесных пластов применяются соответствующие формулы динамики подземных вод в целях более точного расчета величин Q_1 и Q_2 . Разность между притоком (Q_1) и оттоком (Q_2) для отдельных периодов может быть как положительной ($+(\Delta Q/F)\Delta t$), так и отрицательной ($-(\Delta Q/F)\Delta t$).

Иногда разницу между притоком и оттоком определяют из воднобалансовой формулы (11.3).

4. Затем суммируют за год (или за другой интересующий период) компоненты баланса, пользуясь формулой

$$\sum_{\mu} \Delta H = \sum_1 (\Delta Q/F) \Delta t - \sum_2 (\Delta Q/F) \Delta t + \sum_1 W \Delta t - \sum_2 W \Delta t, \quad (11.6)$$

где $\sum_{\mu} \Delta H$ — годовое изменение запасов подземных вод, или их баланс; $\sum_1 (\Delta Q/F) \Delta t$ и $\sum_2 (\Delta Q/F) \Delta t$ — годовые суммы накопления и убыли воды за счет превышения бокового притока или оттока; $\sum_1 W \Delta t$ — годовая сумма инфильтрационного питания; $\sum_2 W \Delta t$ — годовая сумма испарения с зеркала подземных вод (совместно с транспирацией).

П. А. Киселев и А. В. Лебедев предложили изменение элементов баланса подземных вод во времени выражать в виде графиков, что делает анализ баланса весьма наглядным. П. А. Киселев предлагает строить кривые суммарного изменения инфильтрационного питания, подземного притока и оттока и сопоставлять их с кривой изменения запасов грунтовых вод. А. В. Лебедев строит эпюру изменения элементов баланса во времени. Принципы построения графиков обоих типов достаточно ясны из рис. 52.

Располагая данными такого баланса грунтовых вод по каждому элементу потока, можно перейти к составлению баланса грунтовых вод всего водосборного бассейна. С этой целью поступают следующим образом.

Если расчетных элементов потока достаточно много в бассейне реки (например, при сравнительно однородных литологических и ландшафтных условиях не менее 10 на площади 20—30 км²), то по данным расчета питания грунтовых вод можно найти средне-взвешенные по площади значения инфильтрации атмосферных

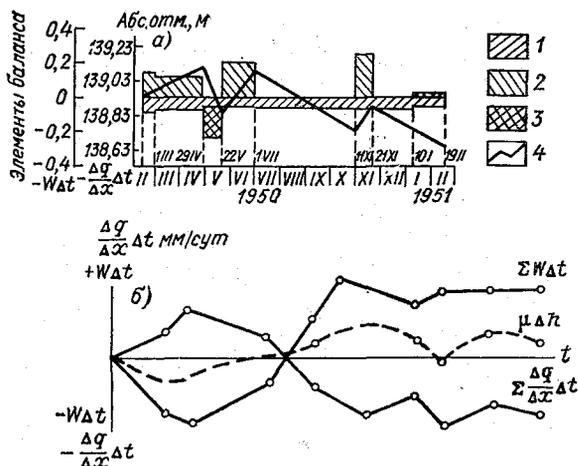


Рис. 52. Хронологические графики элементов баланса грунтовых вод.

a — график элементов баланса по А. В. Лебедеву: 1 — разница между притоком и оттоком, мм/сут; 2 — инфильтрация, мм/сут; 3 — испарение, мм/сут; 4 — колебание уровня грунтовых вод, м; *б* — график элементов баланса по П. А. Киселеву.

осадков и суммарного испарения с зеркала грунтовых вод, а также ($\mu\Delta H$)_{ср} за год.

Зная эти средневзвешенные величины, при отсутствии перетекания грунтовых вод в подстилающие водоносные пласты пород по уравнению (11.6) можно определить средневзвешенный по бассейну средний в году слой подземного стока:

$$[(Q_2/F) \Delta t]_{ср} = (W \Delta t)_{ср} - (\mu \Delta H)_{ср}. \quad (11.7)$$

Эта зависимость вытекает из уравнения (11.6) и согласуется с тем, что средневзвешенная по площади разность $[(Q_2 - Q_1) \Delta t / F]_{ср}$ отвечает среднему слою подземного стока, так как поступления грунтовых вод в бассейн со стороны соседних бассейнов не происходит, т. е. приток грунтовых вод в бассейн $Q_1 = 0$.

Результаты расчета по уравнению (11.7) позволяют найти модуль подземного стока и тем самым оценить естественные ресурсы грунтовых вод.

Если расчетных элементов потока в бассейне немного и при

этом отмечается большое различие в глубине до грунтовой воды, то вначале находится корреляционная связь сезонных значений инфильтрации и испарения грунтовых вод с глубиной до воды. Часто бывает достаточным ограничиться графическим выражением этой связи (рис. 53).

С помощью таких связей и карт глубин до грунтовых вод в бассейне легко экстраполировать расчетные значения инфильтрации и суммарного испарения с зеркала грунтовых вод по площади водосбора. В результате такой экстраполяции указанных элементов баланса составляется таблица или карта с указанием площадей различных глубин до воды и соответствующего им питания грунтовых вод по сезонам года. Эти материалы позволяют найти средневзвешенные по площади водосбора значения тех же элементов баланса, как это указывалось в первом случае.

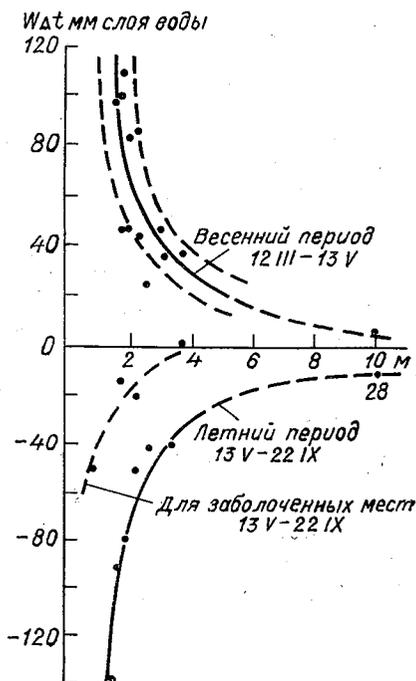


Рис. 53. Связь питания грунтовых вод с глубиной до воды (по А. В. Лебедеву).

11.6. Прогноз режима подземных вод

Под прогнозом режима подземных вод понимается предвидение развития гидрогеологических процессов и явлений во времени и пространстве, т. е. изменений уровня, температуры, химического состава, ресурсов или запасов подземных вод под воздействием различных естественных и искусственных факторов. Чрезвычайное многообразие, сложность и комплексность влияния режимобразующих факторов в различных природных условиях делают задачу прогноза режима подземных вод достаточно сложной. При прогнозах режима подземных вод пока устанавливаются и используются корреляционные связи элементов режима только с наиболее динамичными режимобразующими факторами, в основном климатическими (осадками, испарением, температурой и др.) и искусственными (водозабором, водоотливом, орошением, дренажем и др.), а сами прогнозы выполняются применительно к отдельным элементам режима (уровню, дебитам, химическому составу, температуре).

В зависимости от преобладающего действия режимобразующих факторов и целевого назначения выделяют прогнозы естественного и нарушенного режима подземных вод. Прогноз естественного режима служит фоном, на основе которого даются прогнозы нарушенного режима. Прогноз естественного режима является прогнозом общего пользования, а прогнозы нарушенного режима — специализированными. По заблаговременности осуществления прогнозы подразделяются на экстренные (за 1—15 сут), краткосрочные, долгосрочные (сезонные и многолетние) и сверхдолгосрочные (за 3 года и более). Экстренные прогнозы выдаются в целях предупреждения о возможных опасных проявлениях изменения режима подземных вод, остальные используются для планирования водохозяйственных мероприятий.

Методы прогнозов

Для прогнозов режима подземных вод применяются следующие группы методов: 1) гидродинамические; 2) балансовые; 3) вероятностно-статистические (гидрометеорологический, гелиосиноптический, автокорреляционный); 4) гидрогеологической аналогии.

Гидродинамические методы. Эти методы основаны на использовании соответствующих формул динамики подземных вод и обычно применяются, когда режим предопределяется действием одного-двух факторов. В эту группу входят методы, основанные на использовании уравнений Буссинеска—Майе, Форхгеймера, аналитические решения для прогноза подпора, условий работы водозаборных, дренажных и других сооружений, конечно-разностные решения и моделирование. Все эти методы в основном позволяют прогнозировать изменение уровня и дебита и требуют предварительного определения расчетных гидродинамических параметров водоносного горизонта и фильтрационной схемы области фильтрации. Детальное их рассмотрение дается в специальной литературе [27, 29, 32, 47].

Метод Буссинеска—Майе основан на закономерности существования независимого, или упорядоченного, спада уровня подземных вод, т. е. в результате сработки запасов подземных вод, накопленных в предшествующее время. При этом режим спада находится в зависимости от формы водонепроницаемого ложа, мощности и фильтрационных свойств водоносного горизонта, общего количества накопленных в пласте запасов подземных вод.

Метод дает возможность предсказывать уровни и дебиты на любой момент существования независимого спада.

Для случая, когда мощность водоносного горизонта велика по сравнению с изменениями уровня и может быть принята постоянной, прогнозирование осуществляется по формулам:

для дебитов

$$Q = Q_0 \exp(-at), \quad (11.8)$$

для уровней

$$H = H_0 \exp(-at), \quad (11.9)$$

где Q , H — соответственно дебит источника и мощность водоносного горизонта на момент времени t существования независимого спада; α — коэффициент истощения.

Коэффициент истощения, являясь комплексной характеристикой водоносного горизонта, определяется по формуле

$$\alpha = \pi^2 k h_{\text{ср}} / (4\mu L^2), \quad (11.10)$$

где k — коэффициент фильтрации водоносного слоя; $h_{\text{ср}}$ — средняя мощность водоносного слоя; μ — коэффициент водоотдачи; L — расстояние от выхода источника (участка дренирования) до водораздела грунтовых вод.

Метод Форхгеймера основан на том, что синусоидальные колебания уровня воды в реке передаются в таком же виде, но с некоторым запаздыванием в гидравлически связанные с рекой грунтовые воды. Основываясь на этой закономерности, Ф. Форхгеймер вывел следующее уравнение передачи синусоидальных колебаний реки в глубь берега:

$$z = H \exp[-x \sqrt{\pi\mu/(2khT)}] \cdot \sin[\pi t/T - x \sqrt{\pi\mu/(2khT)}], \quad (11.11)$$

где z — подъем или спад уровня грунтовых вод в одной из точек прибрежной зоны в момент времени t от начала подъема горизонта воды в реке; x — расстояние этой точки от реки; H — максимальный подъем или спад уровня воды в реке над ее средним уровнем; h — средняя мощность водоносного горизонта; μ — недостаток насыщения при подъеме уровня, водоотдача при спаде уровня; k — коэффициент фильтрации; T — полупериод колебаний горизонта воды в реке.

Из уравнения (11.11) следует, что максимальная высота уровня подземных вод будет в тот момент, когда

$$\sin[\pi t/T - x \sqrt{\pi\mu/(2khT)}] = 1. \quad (11.12)$$

При этом условии

$$z_{\text{макс}} = H \exp[-x \sqrt{\pi\mu/(2khT)}]. \quad (11.13)$$

Расход фильтрационного потока из реки на единицу длины берега за время от начала паводка до его максимума, т. е. за промежуток времени от $t = 0$ до $t = T/2$, равен

$$Q = H \sqrt{2\mu khT/\pi}. \quad (11.14)$$

Уравнение Форхгеймера применимо при мощности водоносного горизонта, превышающей высоту паводка.

Аналитические методы основаны на прогнозе режима грунтовых вод с помощью аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения. Они получили весьма широкое применение. Для составления прогноза этими методами необходимо знание природных гидрогеологических условий и некоторых гидродинамических характеристик потоков: водоотдачи, пористости, недостатка насыщения, водопроводимости, уводнепроводности, модуля питания.

Аналитические решения дифференциальных уравнений применительно к подпору грунтовых вод, прогнозу их режима на орошаемых территориях получены П. Я. Полубариновой-Кочиной, Н. Н. Веригиным, В. М. Шестаковым, С. Ф. Аверьяновым и др.

Например, Н. Н. Веригиным в работе [5] даны решения для прогноза подпора грунтовых вод применительно к различным природным условиям, но для мгновенного изменения уровня воды в реке, что ограничивает применение предложенного им метода.

В. М. Шестаков в работе [51], пользуясь принципом сложения течений, получил решения для ступенчатого и ломаного графиков изменения уровня, т. е. для условий более реальных.

Для ступенчатого графика (n -й ступеньки) подъем уровня грунтовых вод в наблюдательной скважине, отстоящей от берега на расстоянии x , определяется по формуле

$$\Delta H = \sum_{i=0}^{i=n} \Delta H_i^{\circ} F(x, t - t_i). \quad (11.15)$$

Для ломаного (с разной скоростью) графика подъем уровня грунтовых вод в скважине определяется по формуле

$$\Delta H = \sum_{i=0}^{i=n} (v - v_i) (t - t_i) F_v(x, t - t_i), \quad (11.16)$$

где ΔH — прогнозное изменение уровня грунтовых вод; ΔH_i° — изменение уровня в реке на i -той ступеньке; v_i — скорость изменения уровня на i -той ступеньке; $F(x, t - t_i)$, $F_v(x, t - t_i)$ — функции, значения которых для различных расчетных схем приводятся в специальных таблицах и на графиках.

Аналитические методы прогноза получены пока для условий, когда инфильтрация или отсутствует, или постоянна во времени. Точность прогнозов зависит от правильности выбора расчетных схем и достоверности определения гидрогеологических параметров.

Для сложных гидрогеологических условий, например при неоднородном строении водоносных толщ пород, при двухмерном движении вод в плане, сложном очертании границ потока, а также при частой смене во времени и пространстве интенсивности питания грунтовых вод сверху расчетный прогноз уровней грунтовых вод может быть выполнен с помощью *метода конечных разностей*. Этот метод впервые был разработан для решения гидрогеологических задач Г. Н. Каменским и применен им и его учениками А. В. Лебедевым, П. А. Киселевым, С. М. Семеновой и др. для составления прогноза режима грунтовых вод в связи с подпором под влиянием гидротехнических сооружений, при определении водопритоков в горные выработки и при орошении земель.

При одномерном потоке в плане расчет по уравнениям в конечных разностях (10.117) и (10.119) ведется последовательно по каждому трем сечениям грунтового потока. При этом вычисляется уровень в среднем сечении. Расчет начинают от низовой границы потока (например, от уреза воды в водохранилище), по которой

задан ход изменения уровня. Постепенно в расчет включаются все новые и новые сечения по профилю.

Для каждого интервала времени Δt берется соответствующее значение естественной инфильтрации, определяемое по графику на рис. 52. На орошаемых участках необходим учет дополнительной инфильтрации от орошения. В том случае, если инфильтрационное питание играет не меньшую роль в режиме грунтовых вод, при прогнозе можно использовать среднее значение инфильтрации, вычисленное по формуле междуречного массива (10.67) для установившегося движения потока. Тогда величина $W\Delta t/\mu$ в течение всего расчета будет иметь постоянное значение. При очень малых значениях инфильтрационного питания последним можно пренебречь, а величину $W\Delta t/\mu$ считать равной нулю.

Если возможно провести осреднение мощности и коэффициента фильтрации по потоку, то прогноз значительно упрощается. В этом случае во втором сомножителе первого слагаемого в правой части уравнения (10.117) следует сделать приведение подобных членов; после чего оно примет вид:

для наклонного водоупора

$$H_{2, s+1} = \frac{2kh_{cp} \Delta t}{\mu \Delta x^2} \left(\frac{H_{1, s} + H_{3, s}}{2} - H_{2, s} \right) + H_{2, s} + W \Delta t/\mu; \quad (11.17)$$

для горизонтального водоупора

$$h_{2, s+1} = \frac{2kh_{cp} \Delta t}{\mu \Delta x^2} \left(\frac{h_{1, s} + h_{3, s}}{2} - h_{2, s} \right) + h_{2, s} + W \Delta t/\mu, \quad (11.18)$$

где $H_{2, s+1}$ — искомая абсолютная отметка уровня воды в среднем расчетном сечении на конец интервала времени Δt ; $h_{2, s+1}$ — искомая мощность потока в среднем расчетном сечении на конец интервала времени Δt .

Подобрав значения Δx и Δt так, чтобы модуль перед квадратной скобкой равнялся единице, т. е.

$$2kh_{cp} \Delta t/(\mu \Delta x^2) = 1, \quad (11.19)$$

получим следующие расчетные уравнения:

для наклонного водоупора

$$H_{2, s+1} = (H_{1, s} + H_{3, s})/2 + W \Delta t/\mu; \quad (11.20)$$

для горизонтального водоупора

$$h_{2, s+1} = (h_{1, s} + h_{3, s})/2 + W \Delta t/\mu. \quad (11.21)$$

В тех случаях, когда табуляция расчета невозможна (нельзя осреднить мощность и коэффициенты фильтрации или невозможно приравнять модуль единице), расчет изменений уровня грунтовых вод ведется непосредственно по тому или иному уравнению в конечных разностях, в зависимости от гидрогеологических условий потока.

Для расчета потерь и фильтрационного расхода поступают следующим образом. Рассчитав кривую депрессии грунтовых вод на

конец расчетного интервала времени, определяют площадь насыщения (или осушения при снижении уровня водохранилища) путем планирования или суммирования геометрических площадей, заключенных между полученной кривой и кривой, соответствующей началу расчетного интервала времени Δt . Площадь между депрессионными кривыми $F_{\Delta t}$ можно представить как сумму площадей трапеций и треугольников

$$F_{\Delta t} = (\Delta h_1 + 2\Delta h_2 + 2\Delta h_3 + \dots + 2\Delta h_n) \Delta x / 2, \quad (11.22)$$

где $\Delta h_1, \Delta h_2, \dots$ — изменение уровня грунтовых вод в расчетных сечениях за время Δt или $2\Delta t$.

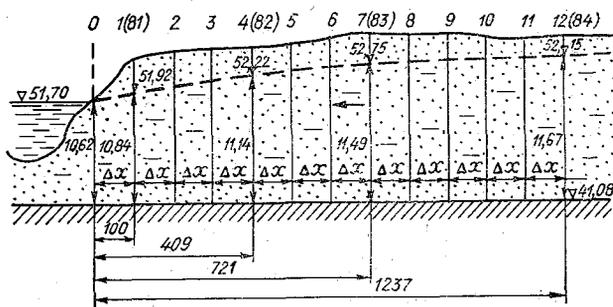


Рис. 54. Расчетная схема к прогнозу режима уровня грунтовых вод по профилю.

Умножив вычисленную площадь на величину μ , определяют количество воды ($\Delta V_{\Delta t}$), ушедшее на насыщение (или получившееся от осушения) толщ грунта в бортах чаши водохранилища за каждый расчетный промежуток времени Δt :

$$\Delta V_{\Delta t} = F_{\Delta t} \mu. \quad (11.23)$$

Разделив $\Delta V_{\Delta t}$ на промежуток времени Δt , получим среднее значение фильтрационного расхода за Δt . Когда надо получить фильтрационные потери за определенный период работы водохранилища, при расчете площадей насыщения или осушения берут кривые депрессий на начало и конец этого периода.

Для примера приведем схему выполнения прогноза режима грунтовых вод при изменении уровня воды в водохранилище. Чтобы выполнить такие расчеты, необходимо иметь замеры первоначального уровня по буровым скважинам, расположенным вдоль по потоку (рис. 54), и предполагаемый график изменения уровня воды в водохранилище.

Перед началом расчетов выполняется детальный анализ природных гидрогеологических условий и дается обоснование расчетной схемы, в соответствии с которой подбирается расчетное уравнение в конечных разностях. При одномерной задаче расчеты ведутся по профилям скважин. Каждый из профилей вычерчивается на

миллиметровой бумаге и делится вертикальными сечениями 1, 2, 3, 4, 5, ... на равные участки (см. рис. 54). Длина участков Δx подбирается так, чтобы при заданных интервалах времени параметр $2kh_{cp}\Delta t/(\mu\Delta x^2) = 1$. В этом случае для прогноза режима подземных вод при подъеме (при наполнении водохранилища) или спаде (при сработке уровня воды в водохранилище) можно пользоваться простыми формулами (11.20) и (11.21).

Расчет проводят по следующей схеме.

1. Определяют для данного профиля положение уровня воды в начальный момент времени s по уравнению кривой депрессии при установившемся движении (10.40) и вычерчивают депрессионную кривую, отвечающую первоначальному естественному положению уровня грунтовых вод.

2. По выбранной расчетной формуле определяют положение кривой депрессии на конечный момент первого интервала времени Δt_1 . Расчеты ведут последовательно по трем сечениям. Первоначально определяют искомые уровни воды $H_{2, s+1}$ для всех нечетных сечений в пределах профиля, для чего используют отметки уровня воды в соседних четных сечениях (2, 4, 6, 8, ...) на начальный момент s интервала времени Δt_1 . В нулевом сечении, проходящем через урез воды в водохранилище, принимают уровень воды в водохранилище на конечный интервал времени $s+1$, а в нечетных сечениях берут уровни воды на начальный момент s интервала времени Δt_1 . Затем для того же интервала времени Δt_1 производят расчет уровней воды в четных сечениях, приняв за основу начальные уровни воды $H_{1, s}, H_{3, s}, H_{5, s}, \dots$ в нечетных сечениях. На этом расчет для конца первого интервала времени Δt_1 заканчивают.

3. Переходят к расчетам для второго интервала времени Δt_2 , принимая за исходные величины уровни воды в крайних сечениях, полученные расчетом на конец первого интервала времени Δt_1 .

Расчет выполняют в том же порядке. Затем последовательно рассчитывают уровни для интервалов времени $\Delta t_3, \Delta t_4, \Delta t_5$, и т. д. При этом в граничном нулевом сечении положение уровня воды принимают в соответствии с его изменением во времени каждый раз, отвечая промежутку времени Δt_i , для которого ведут расчет.

4. Закончив расчеты, по профилям строят депрессионные кривые, которые дают наглядное представление о развитии кривой депрессии во времени вследствие изменения уровня воды в водохранилище. Имея расчеты для нескольких профилей, можно построить серию карт гидроизогипс на определенные интервалы времени.

При двухмерном потоке для прогноза режима грунтовых вод применяется формула (10.119). Расчеты выполняют по квадратной сетке для каждого момента времени через одну точку, т. е. в шахматном порядке. Результаты расчетов оформляют в виде прогнозных карт гидроизогипс на определенные интервалы времени.

Балансовый метод предполагает использование балансового уравнения (11.3), по которому можно дать прогноз одной из

его составляющих на какой-то промежуток времени Δt внутри года, например прогноз изменения запасов грунтовых вод $\mu\Delta H$, притока Q_1 и оттока Q_2 грунтовых вод к балансовому участку.

Все входящие в уравнение расчетные параметры определяются при гидродинамическом анализе в пределах балансовой площадки с помощью метода конечных разностей на основании наблюдений за режимом грунтовых вод.

Аналогичным путем составляются прогнозы при использовании уравнения общего водного баланса (11. 4).

Вероятностно-статистические методы основаны на выявлении и использовании при прогнозах причинно-следственных связей между элементами режима подземных вод и определяющими их факторами (одним, двумя или совокупностью многих). Установленные на основе корреляционного или гармонического анализа прогностические связи позволяют прогнозировать элементы режима подземных вод с указанием достоверности их прогноза. Применение вероятностно-статистических методов для расчета прогноза режима подземных вод дается в работах [27, 29].

В соответствии с типом и характером воздействия режимообразующих факторов вероятностно-статистическая группа методов прогноза делится на несколько самостоятельных методов: гидрометеорологический, гелиосиноптический, автокорреляционный.

Прогнозирование при помощи *гидрометеорологического метода* заключается в установлении прогностических связей уровней подземных вод и факторов гидрометеорологической группы, среди которых ведущая роль принадлежит атмосферным осадкам. Применительно к природным условиям большей части территории СССР гидрометеорологический метод оказывается наиболее эффективным для прогноза весенних максимальных уровней подземных вод. Установлено, что весенние уровни характеризуются памятью на воздействие гидрометеорологических элементов, срок которой обычно не превышает одного года. Это дает возможность при отборе наиболее значимых факторов оперировать информацией за предшествующее лето, осень, зиму и весну. Применительно к факторам с долговременной памятью (солнечная активность, атмосферная циркуляция и др.) период учитываемой предыстории может быть значительно больше.

Гелиосиноптический метод прогноза основан на использовании связей между изменениями уровня грунтовых вод, солнечной активностью и атмосферной циркуляцией.

Содержание методики прогноза по солнечной активности состоит в следующем. Наблюдениями установлено, что каждому перелому интегральной кривой солнечной активности обязательно соответствует перелом интегральной кривой уровня грунтовых вод. Степень совпадения дат переломов интегральных кривых солнечной активности и уровня грунтовых вод весьма большая, хотя эти даты и могут различаться на 1—2 года. Количество переломов интегральных кривых солнечной активности уровня грунтовых вод за один и тот же отрезок времени неодинаково. Для некоторых районов число

переломов интегральной кривой солнечной активности больше, чем на аналогичных кривых уровня грунтовых вод. Для других районов их соотношение является обратным. Однако неизменным является следующее: каждый перелом интегральной кривой солнечной активности вызывает соответствующий перелом интегральной кривой уровня грунтовых вод. Иногда такой перелом четко не проявляется, но тогда на кривой прослеживается хотя бы изменение угла наклона кривой. Имея прогноз солнечной активности, можно по дате перелома интегральной кривой солнечной активности предсказать возможность окончания периода высокого или, наоборот, низкого стояния уровня грунтовых вод на той или иной территории.

Прогноз режима уровня грунтовых вод на метеосиноптической основе предусматривает использование типов атмосферной циркуляции в качестве аргумента прогностической связи. Принципиальная возможность использования показателей атмосферной циркуляции для прогноза уровней подземных вод вытекает из особенностей конкретных форм (типов) атмосферной циркуляции. Одни формы атмосферной циркуляции вызывают антициклонический характер погоды, другие — циклонический. В соответствии с этим в отдельные годы преимущественное развитие получают особенно влажные летние периоды и многоснежные зимы, в другие годы — наоборот.

Автокорреляционный метод является одним из самых простых и надежных способов составления прогнозов режима подземных вод на период существования устойчивых за многолетие внутригодовых спадов и подъемов уровней. Метод основан на примечательной закономерности, заключающейся в том, что во всех предшествующих уровнях периода спада содержится прогностическая информация о последующих уровнях. Предшествующие уровни как бы определяют последующие. Если такие связи устойчивы за многолетие, их целесообразно использовать для составления прогнозов.

Метод гидрогеологической аналогии заключается в экстраполяции отдельных установленных особенностей и закономерностей режима подземных вод на аналогичные по гидрогеологическим условиям с изученным участки. Этот метод чаще всего применяется в тех случаях, когда надо составить прогноз режима подземных вод для вновь изучаемого района, для которого по различным причинам нельзя откладывать составление прогноза до накопления многолетних данных. В таких случаях необходимо детальной изучить геологическое строение и гидрогеологические условия, а также собрать сведения, характеризующие климат района и материалы по гидрометрии.

Для составления прогноза режима подземных вод берутся материалы по режимным наблюдениям в другом районе, имеющем аналогичное геологическое строение и гидрогеологические особенности, а также сходные метеорологические условия.

Подземный сток и методы его определения

В основе учения о подземном стоке лежит принцип единства природных вод, изложенный в трудах В. И. Вернадского, В. Г. Глушкова, Б. Л. Личкова, О. В. Попова и др. Другим элементом о стоке является теория вертикальной гидродинамической и гидрохимической зональности подземных вод, созданная благодаря работам Б. Л. Личкова, Ф. А. Макаренко, Н. К. Игнатовича, Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева и др. К теоретическим основам учения о подземном стоке относятся результаты исследований по проблеме взаимосвязи поверхностных и подземных вод, организованных по инициативе П. Ф. Саваренского. В этих исследованиях, осуществлявшихся Б. И. Куделиным и под его руководством рядом коллективов гидрогеологов и гидрологов, была вскрыта гидрогеологическая сущность процессов подземного стока.

12.1. Понятие о подземном стоке и его основные параметры

Под подземным стоком понимается процесс передвижения подземных вод от областей питания к местам их разгрузки под действием гидравлического напора. Количественной характеристикой этого процесса служит расход потока подземных вод. Одним из проявлений подземного стока является подземный сток в реки (синоним — подземное питание рек), осуществляемый из зоны водонасыщенных пород, находящихся в сфере дренирующего влияния речной сети.

При региональной оценке подземного стока преследуется цель определения средних значений подземного стока для крупных территорий (например, в пределах речного бассейна или его части, естественно-исторического региона, административного района, в пределах страны или континента).

Количественными параметрами подземного стока по аналогии с поверхностным стоком и элементами водного баланса являются следующие: объем и слой подземного стока, модуль подземного стока, коэффициенты подземного стока и подземного питания рек.

Объем подземного стока $Q_{\text{п}}$ представляет собой общее количество подземных вод, поступивших в водоем, или их часть за определенный отрезок времени. Единицами измерения этого параметра являются км³/год, м³/год, м³/сут, м³/с.

Модуль подземного стока $M_{\text{п}}$ — среднее количество подземных вод, стекающих в единицу времени с единицы площади подземного водосбора, выраженное в литрах в секунду с одного квадратного километра. Среднегодовой модуль подземного стока вычисляется по формуле

$$M_{\text{п}} = \frac{Q_{\text{п}} \cdot 10^3}{365 \cdot 86400 F_{\text{п}}}, \quad (12.1)$$

$$M_{п.п} = \frac{Q_{п.п}}{365 \cdot 86400 F_{п.п}}$$

где $Q_{п.п}$ — объем подземного стока за год, м³; $F_{п.п}$ — площадь подземного водосбора (площадь питания) на участке реки, км².

Модуль подземного стока является плоскостной характеристикой.

Для того, чтобы характеристика модуля подземного стока стала объемной, введено понятие *приведенного модуля подземного стока* $M_{п.пр}$, который определяет производительность единицы мощности водоносного пласта. Среднегодовой приведенный модуль подземного стока может быть вычислен по уравнению

$$M_{п.пр} = \frac{Q_{п.п} \cdot 10^3}{365 \cdot 86400 F_{п.п} h_{ср}} = \frac{M_{п.п}}{h_{ср}}, \quad (12.2)$$

где $h_{ср}$ — мощность водоносного горизонта (мощность зоны дренирования), м.

Кроме среднегодовых (среднегодовых) значений подземного стока, для решений разнообразных задач часто используют минимальное и максимальное значения модулей подземного стока ($M_{п.мин}$, $M_{п.макс}$).

Слой подземного стока $Y_{п.п}$ (мм/год) характеризует подземный сток в речном бассейне за какой-либо промежуток времени, отнесенный к площади. Численно $Y_{п.п}$ равен объему подземного стока, равномерно распределенному по площади речного бассейна:

$$Y_{п.п} = 0,001 Q_{п.п} / F_{п.п}. \quad (12.3)$$

Выражение подземного стока в миллиметрах слоя в основном используется для различных воднобалансовых расчетов. Среднегодовой слой (в миллиметрах в год) подземного стока связан с модулем подземного стока следующим соотношением:

$$Y_{п.п} = 31,5 M_{п.п}. \quad (12.4)$$

Коэффициент подземного стока $K_{п.с}$ (%) показывает, какая часть атмосферных осадков, выпавших в речном бассейне или его части, реализовалась в подземный сток за определенный промежуток времени:

$$K_{п.с} = (Y_{п.п} / x) \cdot 100; \quad (12.5)$$

$$Y_{п.п} / x = 0,001 Q_{п.п} / (F_{п.п} x) = 31,5 M_{п.п} / x, \quad (12.6)$$

где $Y_{п.п}$ — слой подземного стока, мм; x — слой атмосферных осадков, мм.

Для районов, где в питании подземных вод участвуют конденсационные воды и известно их количество, они суммируются с атмосферными осадками. На водосборах с широким развитием оросительных систем или интенсивных потерь поверхностного стока при расчетах коэффициентов подземного стока необходимо из его значения вычесть ту его часть, которая формируется за счет орошения и потерь поверхностных вод.

В обычных условиях $K_{п.с}$ меньше единицы (100 %), но в отдельных случаях это соотношение может превышать единицу. Это происходит вследствие интенсивного подтока подземных вод из глубоких водоносных горизонтов, перетока подземных вод из

$$M_{п.п} = \frac{Q_{п.п} \cdot 10^3}{365 \cdot 86400 F_{п.п}}$$

соседних речных бассейнов (несовпадение поверхностных и подземных водосборов особенно часто встречается в областях широкого развития карбонатных карстующихся пород), либо вследствие неточности расчетов атмосферных осадков и подземного стока.

Коэффициент подземного питания рек $K_{п.п}$ (%) показывает долю участия подземного стока в общем стоке рек и характеризует подземное питание рек и водоемов:

$$K_{п.п} = (Q_{п.п} / Q_{р}) \cdot 100, \quad (12.7)$$

где $Q_{р}$ — общий речной сток. Величина $K_{п.п}$ является одной из важнейших характеристик, указывающих на степень взаимосвязи поверхностных и подземных вод, и рассчитывается для тех районов, где подземный сток формируется за счет дренирования водоносных горизонтов реками.

При подсчете среднегодовых модулей и коэффициентов подземного стока площадь подземного водосборного бассейна определяется по картам гидроизогипс для грунтовых вод или гидроизопьез для напорных вод. В случаях отсутствия этих карт можно пользоваться обычными топографическими картами, но в каждом конкретном случае необходимо проводить анализ геологического строения речных бассейнов для того, чтобы оценить совпадение поверхностных и подземных водосборов. Как правило, для большинства речных бассейнов такое совпадение существует, но в районах развития карстующихся пород такая закономерность может нарушиться. На достаточно крупных регионах для оценки модулей глубокого подземного стока из напорных водоносных горизонтов следует также рассматривать соотношение и распространение областей питания, напора и разгрузки артезианских бассейнов и гипсометрию рельефа местности.

Для характеристики многолетней изменчивости и определения обеспеченности подземного питания рек в оценке подземного стока используются известные статистические параметры — коэффициент вариации $C_{vп}$ и коэффициент асимметрии $C_{sп}$, которые определяются при статистической обработке рядов наблюдений за подземным стоком, выполняемой по аналогии с обработкой данных о речном стоке.

12.2. Основные факторы и условия формирования подземного стока

Условия формирования подземного стока весьма сложны и разнообразны. Они определяются комплексным воздействием многих природных и искусственных факторов, которые можно разделить на несколько групп: 1) метеорологические; 2) геоморфологические; 3) геолого-гидрогеологические; 4) криогенные.

Метеорологические факторы (осадки, солнечная радиация, испарение и др.) не только определяют абсолютные значения питания подземных вод, но и придают подземному стоку черты ярко выраженной широтной зональности и вертикальной поясности:

в направлении с севера на юг возрастает интенсивность солнечной радиации, усиливается испарение, увеличивается дефицит влажности-воздуха, уменьшается количество атмосферных осадков, в общем ухудшаются условия инфильтрации. В результате, например, на равнинных пространствах европейской части СССР происходит общее уменьшение подземного стока с северо-запада на юго-восток. Изменение модуля подземного стока от 6 л/(с·км²) в районах Прибалтики до десятых литра и меньше в сухих степях юга Украины и Прикаспия отражает уменьшение в этом же направлении количества осадков от 700 до 300 мм/год в сочетании со значительным увеличением испаряемости.

Общее уменьшение модуля подземного стока в пределах Западно-Сибирской низменности от 3 л/(с·км²) в низовьях р. Оби до 0,3 л/(с·км²) в Барабинской и Кулундинской степях и еще меньше в Северном Казахстане также отражает широтную зональность климатических факторов.

В пределах Восточной Сибири широтная зональность климатических факторов отмечается в сочетании с явлениями многолетней мерзлоты. Здесь происходит общее увеличение подземного стока с севера [около 0,5 л/(с·км²)] на юг [до 4 л/(с·км²) и более].

К группе геоморфологических факторов отнесены рельеф, эрозионная расчлененность местности и плотность гидрографической сети. Эти факторы в совокупности определяют длину пути фильтрации подземных вод, степень их дренированности, положение гидравлических водоразделов подземных вод и характер их связи с поверхностными водами.

Рельеф местности усиливает черты зональности и высотной поясности. В пределах территории СССР в общем с севера на юг становится более глубокая эрозионная расчлененность рельефа, увеличиваются уклоны земной поверхности и зеркала грунтовых вод. Особенно это характерно для предгорных и горных участков, где проявляется большая интенсивность подземного стока с равнинными участками. Подземный сток, также как и общий сток увеличивается с высотой местности. Например, на возвышенностях среди равнин наблюдаются более благоприятные условия дренирования и усиление подземного стока.

Рельеф и эрозионная расчлененность местности определяют также степень дренированности водоносных горизонтов и комплексов. Глубина эрозионного вреза рек, как правило, связано с площадью их водосбора. О. В. Попов (1968) показал зависимость подземного стока в реки от площади их бассейнов при равномерном возрастании интенсивности подземного питания по длине реки и при преобладающей интенсивности питания в верховьях рек. Как правило, более глубокий эрозионный врез определяет и большие значения гидравлических градиентов дренируемых водоносных комплексов, что увеличивает подземный сток. С другой стороны, глубокая эрозионная расчлененность рельефа приводит к уменьшению мощности водоносного горизонта и рассеиванию подземного стока по небольшим междуречным массивам.

К группе геолого-гидрогеологических факторов отнесены мощность и состав зоны аэрации, водопроницаемость и гидравлический градиент водоносных горизонтов.

Мощность и состав зоны аэрации (или мощность и состав перекрывающих отложений, если рассматриваемый водоносный горизонт не является первым от поверхности) характеризуют фильтрационное сопротивление пород при инфильтрации атмосферных осадков в водоносные горизонты, поэтому они оказывают весьма важное, а во многих случаях определяющее воздействие на условия формирования подземного стока. Например, в южной части Восточной Сибири уменьшение водопроницаемости пород зоны аэрации приводит к уменьшению модуля подземного стока в 10 раз по сравнению с соседней территорией, где породы зоны аэрации обладают высокой водопроницаемостью.

Наиболее наглядно это влияние в районах развития интенсивно закарстованных пород, грубообломочных отложений конусов выноса, аллювиальных отложений современных и древних переуглубленных речных долин, хорошо проницаемых флювиогляциальных пород, где значительно увеличивается подземный сток. Например, на территории Русской плиты с карстом связано повышение модуля подземного стока на участках Онего-Северодвинского междуречья до $6 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ [при зональном модуле $2\text{—}2,5 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$], на Силурийском плато — до $6 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ [при зональном модуле в $2,5 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$]. В Горном Крыму значительный подземный сток также формируется лишь на закарстованных участках, где модуль подземного стока составляет $5\text{—}15 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$, а коэффициент подземного стока достигает 70 %.

В карстовых районах наблюдается заметное повышение не только среднегодовых модулей подземного стока, но и минимальных. Так, в период устойчивой межени среднемноголетний модуль р. Вишеры достигает $4,5 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$, а для закарстованных бассейнов рек Уфимского плато и Онего-Северодвинского плато он равен $3\text{—}3,5 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$, на Кулойском плато — $4,0 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ и выше, в то время как в незакарстованных бассейнах рек минимальные модули подземного стока для указанных районов находятся в пределах $1\text{—}2 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$.

Не менее важно влияние на подземный сток многолетнемерзлых пород (криогенный фактор). Наличие многолетнемерзлых пород приводит к расчленению верхней толщи земной коры на зону сезонного подземного стока в деятельном слое, мерзлую зону, в которой практически не происходит движение подземных вод в жидкой фазе, и зону подмерзлотных вод. При этом чем больше сплошность распространения и мощность толщи многолетнемерзлых пород, тем менее благоприятны условия формирования зоны интенсивного подземного стока. Например, модуль подземного стока в бассейне р. Лены уменьшается от 3 в верховье до $0,5 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ в низовье, что связано с переходом от зоны островного развития многолетнемерзлых пород к зоне их сплошного распространения наряду с увеличением мощности мерзлоты в том же направлении.

Низкие значения среднегодового модуля подземного стока [до $0,01 \text{ л}/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$] в Вилуйской синеклизе объясняются развитием здесь толщи многолетнемерзлых пород, достигающей 600 м.

Своеобразная особенность формирования подземного стока на территории развития многолетнемерзлых пород — зимняя аккумуляция больших объемов подземных вод в наледях. Наледообразование приводит к наледному регулированию подземного стока, к его сезонному перераспределению. Огромные массы воды зимой аккумулируются в виде наледных образований, и сток рек резко снижается. В теплый сезон года при таянии льда формируется наледный сток в реки, увеличивающий летний меженный сток. Сами наледы являются хорошим индикатором мест интенсивной разгрузки подземных вод.

Более подробные сведения о формировании подземного стока изложены в работах [10, 17, 40].

12.3. Влияние гидрогеологических структур на подземный сток

Формирование и интенсивность подземного стока существенно различны в разных типах гидрогеологических структур: артезианских бассейнах и гидрогеологических массивах (см. гл. 9).

В крупных артезианских бассейнах, расположенных в пределах территории плит платформ, в мощной осадочной толще, подземный сток формируется в трех основных вертикальных гидродинамических зонах.

В верхних частях разреза плит выделяется зона интенсивного подземного стока (интенсивного водообмена), преимущественно формирующаяся под дренирующим воздействием местной гидрографической сети и озер. По побережьям морей разгрузка подземных вод в зоне интенсивного стока может частично происходить непосредственно в море, а в аридных и полупустынных областях на формирование стока оказывает существенное влияние интенсивное испарение подземных вод в бессточных впадинах. Подземный сток этой зоны, как правило, формируется в пределах отдельных бассейнов малых и средних рек в условиях относительно свободной связи подземных вод с атмосферой и поверхностными водами и находится под воздействием кратковременных и сезонных изменений гидрометеорологических факторов. Подземный сток верхней гидродинамической зоны оказывает большое влияние на формирование водного баланса речных бассейнов.

К зоне интенсивного подземного стока могут быть отнесены грунтовые воды и верхние горизонты преимущественно пресных напорных вод. Мощность зоны определяется главным образом строением геологического разреза района. При благоприятном строении разреза (отсутствии мощных регионально выдержанных относительно водоупорных толщ) нижняя граница зоны интенсивного подземного стока располагается значительно ниже (до 300 м и более) уровня эрозионного вреза гидрографической сети.

Общий характер формирования подземного стока верхней гидродинамической зоны может быть представлен исходя из схемы А. Н. Мятлева на рис. 55. Основное питание подземных вод происходит на относительно приподнятых междуречных пространствах, где значения пьезометрических напоров уменьшаются с глубиной залегания подземных вод. Существующая разность напоров обеспечивает нисходящую фильтрацию (питание) в пределах всего разреза зоны интенсивного водообмена. Движение подземных вод

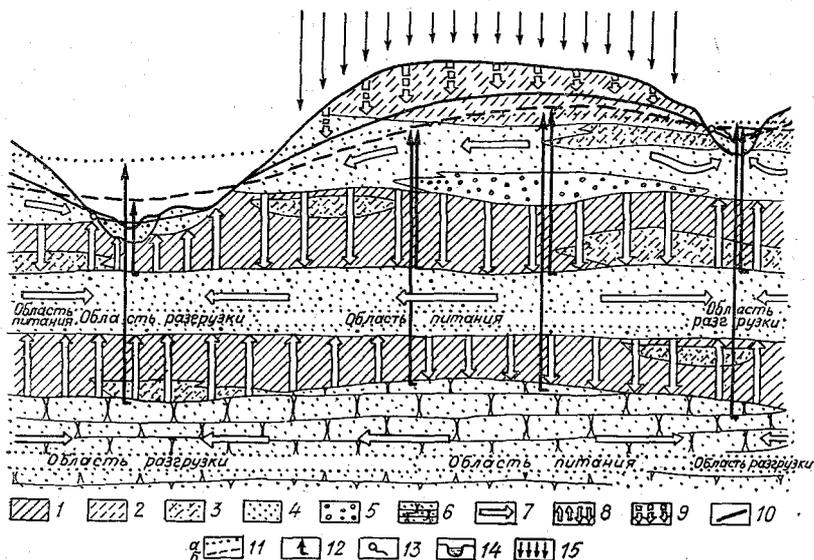


Рис. 55. Схема междуречного потока.

1 — суглинок, 2 — супесь, 3 — песок глинистый, 4 — песок, 5 — гравий и галька, 6 — песчаник, 7 — направление подземного потока, 8 — перетекание через слабопроницаемые породы, 9 — инфильтрация, 10 — уровень грунтовых вод, 11 — пьезометрические уровни второго и третьего от поверхности водоносного горизонта, 12 — высота напора подземных вод, 13 — родник, 14 — река, 15 — атмосферные осадки.

направлено к эрозионным врезам, где происходит основная разгрузка подземных вод из всех водоносных горизонтов, уровни которых расположены выше уреза поверхностных вод.

Таким образом, в общем случае формирование подземного стока верхней гидродинамической зоны осуществляется замкнуто на площади поверхностного водосбора. Несовпадения границ подземного и поверхностного водосборов характерны для сложных гидрогеологических условий (карст, интенсивно трещиноватые породы, различные уровни вреза) и для участков территории, где пьезометрическая поверхность напорных водоносных горизонтов зоны интенсивного водообмена расположена гипсометрически ниже поверхностных водотоков.

К средней части осадочной толщи плит приурочена зона замедленного стока, формирующегося под дренирующим воздействием

крупных рек, глубоких озер и морских впадин. Степень влияния на формирование подземного стока этой зоны местных гидрометеорологических факторов по сравнению с зоной интенсивного водообмена существенно уменьшается. Естественная зарегулированность подземного стока в этой зоне может быть весьма значительной.

В наиболее глубоких слоях осадочной толщи на плитах выделяется зона *весьма замедленного стока*. Сток подземных вод этой зоны определяется дренирующим воздействием глубоких разломов земной коры, диапировых структур соляных куполов, глубоких участков морских и океанических впадин. На формирование стока в этой зоне климатические факторы практически не влияют.

Подземный сток в реки в основном (98—99 %) формируется из зоны интенсивного водообмена и частично — из зоны замедленного водообмена.

В пределах щитов на платформах, где распространены гидрогеологические массивы с преимущественным развитием трещинных и трещинно-грунтовых вод в зоне выветривания и трещинно-жильных вод по зонам разломов, в основном развита только зона интенсивного подземного стока. Подземный сток формируется в пределах относительно небольших бассейнов под дренирующим воздействием русел и сильным воздействием метеорологических факторов на режим подземных вод.

В гидрогеологических горно-складчатых областях преимущественное распространение имеет зона интенсивного подземного стока. Основная особенность формирования стока в этих условиях — его большая изменчивость во времени и более резкие колебания параметров подземного стока по территории сравнительно с платформенными областями. Это обусловлено сильной расчлененностью местности, типом развитых здесь подземных вод (трещинные, трещинно-карстовые), хорошей проницаемостью пород, а также резкой изменчивостью геологических условий по площади. Подземный сток формируется в пределах относительно небольших подземных водосборов в условиях интенсивно развитой гидрографической сети с глубоким эрозионным врезом.

По условиям формирования подземного стока в гидрогеологических горно-складчатых областях резко выделяются артезианские бассейны межгорных впадин. Здесь во многих случаях отмечается наличие всех трех гидродинамических зон с различной интенсивностью стока. В питании подземных вод таких артезианских бассейнов большое значение имеет транзитный подземный сток из окружающих горных районов.

Следовательно в пределах плит отмечаются более низкие значения модулей подземного стока по сравнению с горно-складчатыми областями. Колебания средних значений модулей подземного стока для отдельных гидрогеологических районов плит не превышают 1—2 л/(с·км²), распределение их характеризуется плавным изменением по площади. Например, в границах Русской плиты, простирающейся от северных морей до Черного и Каспий-

ского, модуль подземного стока в нешироких пределах — в среднем от 2 до 0,5 л/(с·км²). Исключение составляют лишь отдельные участки с интенсивным развитием карста, где наблюдаются резкие увеличения модулей. Аналогичный характер распределения подземного стока по площади характерен для щитов.

Горно-складчатые области выделяются значительно большими значениями среднегодовых модулей подземного стока по сравнению с окружающими территориями. Наиболее четко это можно видеть на примере Кавказа, где средний модуль для всей территории достигает 6,3 л/(с·км²), Горного Крыма — 2,3 л/(с·км²), Карпат — 4,3 л/(с·км²). В пределах одной и той же горноскладчатой области отмечается резкая смена участков с различными показателями подземного стока. Например, для Кавказа колебание модуля на небольших расстояниях происходит в пределах 0,3—33 л/(с·км²).

12.4. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод

Взаимосвязь подземных и поверхностных вод проявляется в виде двух противоположных процессов: подземного питания поверхностных водотоков и водоемов и подземных потерь поверхностных вод на пополнение подземных вод. Эти процессы определяются условиями залегания и питания водоносных горизонтов, типом разгрузки подземных вод, их гипсометрическим положением по отношению к врезу речного русла, а также режимом уровней поверхностных и подземных вод. Сам процесс взаимосвязи подземных и поверхностных вод весьма сложен и может иметь разнообразные формы.

В зависимости от гидрогеологических условий и режима поверхностных и подземных вод, выделяют три основные схемы их гидравлической связи:

- 1) гидравлическая связь отсутствует;
- 2) осуществляется постоянная гидравлическая связь;
- 3) имеет место временная гидравлическая связь.

Отсутствие гидравлической связи поверхностных и подземных вод обычно обусловлено геологическим строением и характером водопроницаемости пород. Особенности геологического строения заключаются в том, что кровля водопроницаемых пород, на которых формируются безнапорные грунтовые воды, залегает выше максимальных уровней воды в водоеме или водотоке (рис. 56 а).

Водоносные горизонты грунтовых вод, не имеющие гидравлической связи с рекой, обладают режимом стока, близким к поверхностному стоку, отличающемся от него только тем, что пик подземного стока выражен менее резко и наступает несколько позже, чем пик речного половодья. Этот тип режима подземного стока называется нисходящим. Он приводит к увеличению подземного питания реки в период половодья.

Режим подземного стока в таких условиях соответствует режиму источников, разгружающихся в долину реки, на уровнях, превышающих максимальный уровень воды в реке. Увеличение расходов подземного потока характеризуется коэффициентом динамичности подземного стока, который показывает, во сколько раз увеличивается подземный сток в реку по сравнению со своим минимальным значением.

Объем подземного питания реки или водоема в этом случае равен сумме объемов воды, поступающих из источников непосредственно в водоток или водоем.

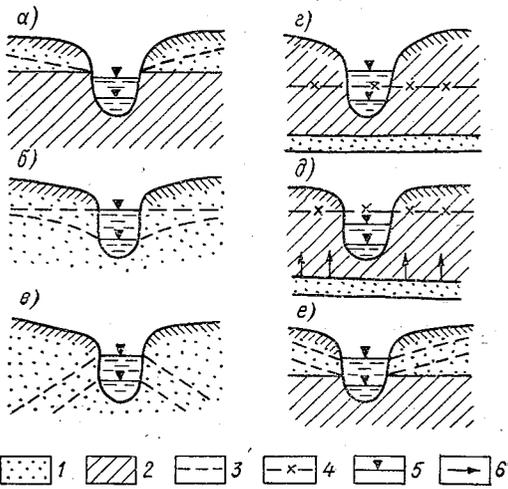


Рис. 56. Схемы гидравлической связи подземных и речных вод.

1 — водоносный слой, 2 — водонепроницаемый или слабопроницаемый пласт, 3 — положение зеркала грунтовых вод, 4 — пьезометрическая поверхность напорных вод, 5 — уровень речных вод, 6 — направление движения подземных вод.

Постоянная гидравлическая связь осуществляется в тех случаях, когда кровля водоупорных пород находится ниже минимального уровня в реке. Выделяют несколько разновидностей этой категории взаимосвязи.

1. Поверхностные водотоки и водоемы в течение почти всего года дренируют грунтовые воды, за исключением коротких периодов высоких вод, когда создаются условия подпора и поверхностные воды начинают выполнять водоносные горизонты грунтовых вод (см. рис. 56 б).

Уровни подземных вод изменяют свое положение в пространстве вследствие подпора подземных вод, непосредственной фильтрации поверхностных вод в водоносные горизонты и передачи гидростатического напора. Обычно все эти формы воздействия накладывают свое влияние одновременно.

Влияние высоких вод на равнинных реках может распространяться в глубь береговой полосы на расстояния от десятков метров до нескольких километров. Чем лучше фильтрационные свойства пород береговой полосы, чем выше подъем паводочного уровня и чем длительнее прохождение паводка, тем дальше от берега распространяется влияние высоких вод водотока на грунтовые воды. Подпор подземных вод в период половодья и паводков препят-

ствуется свободному стеканию их в реку, и на пике половодья подземный сток в реку прекращается.

Явление инфильтрации речных вод в берега во время восходящей стадии половодья и их возврат в реку при спаде половодья названо Б. И. Куделиным «береговым регулированием речного стока».

Временные потери речных вод за период половодья иногда достигают миллионов кубических метров на 1 км берега реки.

В условиях горных рек при наличии крупного аллювия и делювия непосредственно в русле реки береговое регулирование практически отсутствует и подземный сток в реку сохраняется даже при высоких подъемах уровня воды в реке.

Таким образом, режим подземного стока в реку в условиях постоянной гидравлической связи с поверхностными водами зависит как от режима водотока или водоема, так и от режима вод дренируемого водоносного горизонта. Решающее значение при этом имеют высота и продолжительность половодий и паводков, фильтрационные свойства пород берегового склона и условия питания дренируемого водоносного горизонта грунтовых вод.

Такого типа постоянная гидравлическая связь поверхностных и подземных вод присуща рекам и грунтовым водам климатического пояса избыточного и частично переменного увлажнения.

2. Поверхностные водотоки и водоемы в течение всего года питают водоносные горизонты подрусловых грунтовых вод и грунтовых вод прибрежной полосы (см. рис. 56 в). В периоды высоких вод размеры питания увеличиваются и уровни подземных вод повышаются. Этот тип гидравлической связи широко развит в аридных пустынных и полупустынных областях, в горных и особенно закарстованных районах.

3. Поверхностные водотоки и водоемы в течение всего года получают питание из неглубоких горизонтов подземных, главным образом, напорных вод (см. рис. 56 г, д).

В периоды межени пьезометрические уровни напорных вод, как правило, занимают положение выше уреза воды в водотоке или водоеме, в силу чего напорные воды разгружаются в них. Во время прохождения половодья могут быть два случая соотношения уровней поверхностных и подземных вод. В случае если уровень поверхностных вод устанавливается выше пьезометрического уровня напорных подземных вод (см. рис. 56 г), создается постоянная разность напоров, вызывающая подпор подземных вод, прекращение разгрузки напорных вод и фильтрацию поверхностных вод в напорные водоносные горизонты. В другом случае уровень поверхностных вод в половодье может занимать положение ниже пьезометрического уровня подземных вод (см. рис. 56 д), тогда разгрузка напорных вод в поверхностные водотоки и водоемы продолжается, хотя и несколько сокращается. После спада высоких вод размеры разгрузки напорных вод восстанавливаются.

Несмотря на то что напорные воды в подземном питании рек имеют в большинстве случаев подчиненное значение, оценка их

режима при изучении подземного стока в реки из напорных горизонтов необходима. В ряде случаев напорные водоносные пласты могут дренироваться непосредственно эрозионными врезами и депрессиями водоемов и разгружаться в них по системе тектонических трещин и разломов. В других случаях разгрузка напорных вод может происходить более сложными путями через «гидрогеологические окна» или перетекать через относительно водоупорную кровлю. В последнем случае подземное питание реки осуществляется не непосредственно, а через вышележащие водоносные горизонты грунтовых вод. Разделить эти ветви подземного питания и оценить подземное питание из напорных водоносных пластов для всех случаев с достаточной точностью пока еще невозможно.

Временная или периодическая гидравлическая связь поверхностных и подземных вод характеризуется смешанными условиями взаимосвязи. Так, если поверхность водоупорного слоя залегает выше меженного уровня воды в реке, но ниже уровня воды в реке в половодье, то при низких уровнях будет происходить одностороннее питание реки грунтовыми водами (см. рис. 56е). В периоды же прохождения половодья уровни воды в водотоке или водоеме, располагаясь в течение длительного времени выше кровли водоупора водоносного горизонта грунтовых вод, будут вызывать подпор подземных вод.

Смешанный тип гидравлической связи поверхностных и подземных вод формирует *подпорно-нисходящий* или *нисходяще-подпорный режим подземного стока*.

В условиях смешанной гидравлической связи поверхностных и подземных вод питание реки или водоема подземными водами в периоды половодий на первом этапе увеличивается, а затем постепенно сокращается, но не прекращается. Это объясняется тем, что в этот период водоносные горизонты обычно интенсивно пополняют свои запасы за счет инфильтрации атмосферных осадков и весеннего снеготаяния.

Характер взаимосвязи речных и подземных вод по длине реки, как правило, различен: в пределах водосбора один и тот же водоток может дренировать различные водоносные горизонты. Даже один и тот же водоносный горизонт по длине реки может иметь различную гидравлическую связь с водотоком.

12.5. Принципы и методы оценки подземного стока

Под оценкой подземного стока понимается определение средних значений параметров подземного стока для выделенных балансовых районов, которые в зависимости от целевого назначения исследований, с учетом практического использования подземных вод, могут быть различными.

В качестве балансовых районов первого порядка обычно принимаются крупные гидрогеологические структуры: артезианские бассейны, гидрогеологические массивы. Балансовыми районами

второго порядка могут быть площади распространения того или иного водоносного горизонта, включающие в себя его области питания, стока и разгрузки. При более детальных исследованиях выделяются балансовые районы третьего и более низких порядков. Например, речные бассейны или их части, участки развития подземных вод различных типов (воды карстовых массивов, аллювиальных отложений, воды флювиогляциальных равнин) и т. д. Следовательно, оценка подземного стока должна базироваться на конкретной схеме гидролого-гидрогеологического районирования изучаемой территории.

Исследования по региональной оценке подземного стока могут быть условно разбиты на несколько следующих этапов.

Первый этап включает в себя анализ общих природных условий изучаемой территории. На основании изучения геолого-структурных и гидрогеологических материалов выделяются балансовые районы различных порядков. Устанавливаются основные водоносные горизонты и комплексы, подземный сток из которых должен быть оценен.

На втором этапе проводится сбор и анализ исходных фактических материалов, необходимых для оценки подземного стока. Эти материалы включают в себя многолетние данные наблюдений за расходом рек, за режимом уровня подземных вод, результатов определения гидрогеологических параметров водоносных слоев, данные по отдельным элементам водного баланса и др. Исследуется характер связи подземных и поверхностных вод в разные сезоны года. Иногда при недостатке исходных материалов могут быть организованы полевые работы, например меженная гидрометрическая съемка или измерения меженного расхода на характерных участках реки для оценки приращения или потерь речного стока.

На третьем этапе рассчитываются минимальные и среднегодовые многолетние значения подземного стока различной обеспеченности, оценивается достоверность расчетов, определяется количественное соотношение поверхностного и подземного стока и отношение подземного стока к формирующим его атмосферным осадкам.

На четвертом этапе составляются региональные карты подземного стока, масштаб и нагрузка которых зависит от целей исследований, устанавливаются основные закономерности формирования подземного стока в зависимости от конкретных природных условий, характеризуется роль подземного стока в общем водном балансе исследуемой территории.

Для расчета подземного стока в реки, озера, моря и другие водоемы применяются различные методы и приемы. Их использование определяется прежде всего целевым назначением исследований, характером водоема или водотока, требуемой точностью и степени гидрогеологической и гидрологической изученности территории. В настоящее время ни один из известных методов расчета подземного стока не может считаться универсальным и в каждом

конкретном случае необходимы знания специфики региона, для которого производятся исследования. Как правило, наиболее точные результаты могут быть получены при одновременном использовании нескольких методов.

Основные методы и приемы количественной оценки подземного стока подразделяются на следующие группы: гидрогеологические (гидродинамические), воднобалансовые, гидрологические¹ и гидрохимические.

12.5.1. Гидродинамические методы

Эти методы основаны на изучении режима подземных вод и определении гидродинамических параметров водоносного пласта.

Методы решений могут быть весьма разнообразны. Это могут быть строгие или приближенные аналитические решения, численные методы, основанные на замене дифференциальных уравнений конечно-разностными уравнениями, методы моделирования и приближенные методы экстраполяции опытных данных.

Теоретические обоснования гидродинамических расчетов рассмотрены в гл. 10.

Применительно к установленным типам гидравлической связи поверхностных и подземных вод ниже приводятся наиболее часто применяемые способы расчета подземного питания водотоков и водоемов.

При наличии гидравлической связи подземного потока с рекой (подпорный тип подземного питания) Б. И. Куделин предложил использовать для расчета подземного стока в реку метод конечных разностей, разработанный Г. Н. Каменским. Расчет единичного расхода подземного потока q_t вычисляется из уравнения (рис. 57).

$$q_t = \bar{k}_t h_t I_t \pm 0,5 \Delta h_t \mu_t, \quad (12.8)$$

где q_t — единичный расход грунтового потока на момент времени t в сечении уреза реки; \bar{k}_t — средний коэффициент фильтрации водоносного горизонта, $\bar{k}_t = f(h_t)$; h_t — среднее арифметическое значение из высоты уровня воды в реке и в расчетной наблюдательной скважине над водоупором водоносного пласта, $h_t = (h_{1,t} + h_{2,t})/2$; I_t — гидравлический уклон, $I_t = (h_{1,t} - h_{2,t})/l_t$; l_t — расстояние от уреза реки до оси наблюдательной скважины; Δh_t — абсолютное значение положительного или отрицательного приращения уровня грунтовых вод за единицу времени; μ_t — водоотдача или недостаток насыщения водоносного горизонта в зоне колебания грунтовых вод.

Второй член в правой части уравнения (12.9) берется со знаком плюс в случае понижения уровня воды в реке (осушение водонос-

¹ Гидрологические методы здесь не рассматриваются, так как они детально освещены в учебной гидрологической литературе.

ного горизонта в расчетном элементе потока) и со знаком минус при его подъеме (насыщение водоносного горизонта в расчетном элементе).

Произведя такие расчеты для всех характерных фаз уровенного режима, можно построить гидрограф грунтового стока на единицу длины берега.

Вычисление суммарных по длине водотока или периметру водоема расходов грунтового стока производится по формуле

$$Q_t = \sum_{i=1}^{i=n} q_{ti} L_i, \quad (12.9)$$

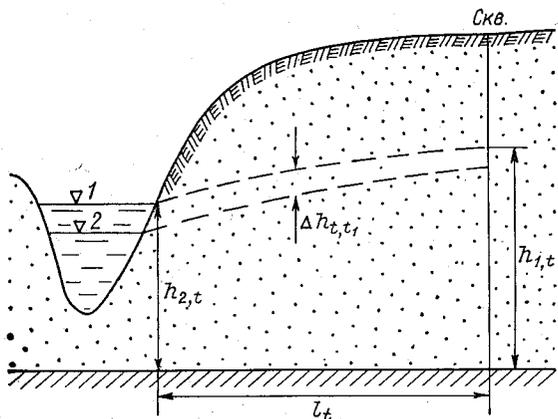


Рис. 57. Схема расчета грунтовых потоков в прибрежной зоне методом конечных разностей (по Б. И. Куделину).

1 и 2 — уровни воды в реке в моменты времени t и t_i .

где Q_t — суммарный расход грунтовых вод, дренируемых водотоком или водоемом и частями их; q_{ti} — единичные расходы грунтового потока в разных сечениях по длине водотока или водоема; L_i — длина участков прибрежной зоны.

Метод Б. И. Куделина непосредственно и наиболее точно отражает характер взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Подземный сток в реку или водоем может быть оценен для любого отрезка времени (t). Для этого необходимо иметь наблюдения за режимом уровня грунтовых вод в прибрежной зоне, сведения о колебаниях уровня воды в реке, значения коэффициента фильтрации, водоотдачи и положение водоупора.

Для расчета суммарного расхода грунтового потока, дренируемого малым водотоком при различных уклонах водоупора потока, И. Б. Вольфцун предложил следующее уравнение:

$$Q_{\Pi} = k_{cp} h_{cp} J_{cp} (2L + L_0), \quad (12.10)$$

где $2L$ — двойная длина всей русловой сети, дренирующей водоносные горизонты вдоль обоих берегов; L_6 — длина контура всех заболоченных участков, дренирующих водоносный пласт и сообщающихся с русловой сетью. Остальные обозначения те же.¹

При отсутствии гидравлической связи между подземными и поверхностными водами питание водотоков и водоемов осуществляется из безнапорных горизонтов нисходящими грунтовыми водами. В этом случае грунтовые воды разгружаются в реки (водоемы) в виде сосредоточенных или рассредоточенных (пластовых) выходов на абсолютных отметках, превышающих максимальные уровни воды в реке или водоеме. Ф. А. Макаренко, исходя из положения, что при отсутствии гидравлической связи водоносного пласта с рекой динамика подземного питания этой реки определяется режимом опорных источников, выходящих на поверхность в бассейне реки, для оценки нисходящего подземного питания рек предложил следующее уравнение:

$$Q_{\Pi} = qk_1 + qk_2 + \dots + qk_n, \quad (12.11)$$

где Q_{Π} — сток грунтовых вод в реку за заданное время с изучаемой площади (бассейна реки или его части); q — единичный расход или сток реки в межень, принимаемый в этот период за грунтовый; K_1, K_2, K_n — коэффициенты динамичности (месячные, декадные, суточные) изменения подземного стока в реку, определяемые из кривой режима суммарного дебита опорных источников. При этом K_1 принимается равным единице и отвечает периоду межени на реках.

По бассейнам рек, на которых ведутся наблюдения за родниковым стоком, можно построить гидрографы подземного питания. Полученные значения коэффициентов динамичности K в ряде случаев при сходных гидрогеологических условиях могут быть распространены на соседние бассейны и использованы для ориентировочных расчетов подземного питания этих рек. При этом необходимо по этим рекам иметь данные о единичных меженных расходах.

При наличии гидравлической связи поверхностных и напорных подземных вод (артезианский тип питания) расчет подземного питания водотоков в общем случае можно производить по уравнению Дарси:

$$q_t = k_{\text{ср}} m_{\text{ср}} I_t, \quad (12.12)$$

где $m_{\text{ср}}$ — средняя мощность артезианского пласта.

По данным расчетов единичных расходов можно построить гидрограф подземного питания реки или водоема и рассчитать суммарный артезианский сток по всей длине реки или береговой полосы водоема или части их.

При напорной фильтрации в реку через кровлю слабопроницаемых пород, в которые врезано

¹ Преобразования этого уравнения применительно к различным положениям водоупора приведены в монографии [32].

русло, оценку такого напорного питания можно приближенно определить по методу С. Ф. Аверьянова:

$$Q_{п} = \frac{\pi k \Delta H}{\ln [16T/\pi (d + \Delta h)]}, \quad (12.13)$$

где $Q_{п}$ — приток напорных подземных вод в реку-дрену на единицу ее длины; k — коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород, в которых заложено русло реки; T — мощность слабопроницаемых пород; d — ширина реки по урезу воды; ΔH — превышение пьезометрического напора водоносного пласта над уровнем воды в реке;

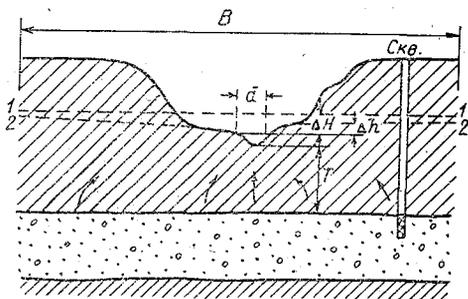


Рис. 58. Схема питания реки напорными водами.

1 — пьезометрическая поверхность напорного водоносного горизонта, 2 — поверхность грунтовых вод. Стрелки — возможное движение напорных вод.

Δh — среднее превышение уровня грунтовых вод в скважине над уровнем воды в реке.

Формула С. Ф. Аверьянова выведена при условии, что расстояние между водотоками B значительно больше глубины залегания водоносного горизонта (рис. 58).

Другим условием применения этой формулы является явное отсутствие грунтового питания.

Расчеты по методу С. Ф. Аверьянова дают более надежные результаты для средних и малых водотоков.

Количественная оценка подземного питания водотоков и водоемов может быть произведена и другими гидрогеологическими приемами на основе широкого использования как гидрогеологической, так и гидрометеорологической информации (по колебаниям уровня грунтовых вод, инфильтрации атмосферных осадков, по действительной скорости подземного потока и другим гидродинамическим параметрам).

Более подробно гидрогеологические методы расчетов освещены в специальной литературе [2, 7, 30, 39].

12.5.2. Воднобалансовые методы

Воднобалансовые методы определения подземного стока занимают самостоятельное положение, хотя по существу они тесно связаны с гидродинамическими и гидрологическими методами.

Понятие о балансе подземных вод и методах его изучения и составления изложено в разд. 11.5.

Наибольшую точность воднобалансовые методы дают при исследованиях сравнительно небольших бассейнов рек или при наличии многих балансовых участков на больших территориях.

В последнее время широко распространение получил гидрометрический метод определения подземного питания рек, основанный на составлении водного баланса русловой сети по данным стационарных и эпизодических гидрометрических наблюдений (гидрометрическая съемка) и последующем его анализе.

С помощью составления и расчетов среднего многолетнего водного баланса для речного водосбора или его части можно оценить подземный сток из глубоких артезианских водоносных горизонтов, расположенных ниже зоны дренирования речной сетью. Глубокий артезианский сток за многолетний период определяется уравнениями:

$$W = X_0 - Y_0 - Z_0 \quad \text{или} \quad W' = Y_0 + Z_0 - X_0,$$

где X_0 , Y_0 , Z_0 — средние многолетние значения осадков, речного стока и испарения; W — среднее многолетнее значение инфильтрации в глубокие горизонты в области питания; W' — артезианский сток в области разгрузки. Определение X_0 , Y_0 , Z_0 производится независимыми методами, и практически использование метода определяется тем, насколько величина W больше погрешности определения остальных членов уравнения водного баланса.

Воднобалансовые методы исследований и расчетов освещены в учебной и методической литературе [7, 30, 32, 39, 47].

12.5.3. Гидрохимические методы

Гидрохимические методы определения подземного питания рек, озер и других водотоков и водоемов основаны на изучении гидрохимического режима и баланса поверхностных и подземных вод и анализа гидродинамических условий их формирования. В основу использования гидрохимической информации для решения гидрогеологических и гидрологических задач положены принципы прямых и косвенных связей и аналитических сравнений.

Принцип прямых связей заключается в том, что гидрологические или гидрогеологические процессы и явления оцениваются непосредственно по данным химического состава и общей минерализации воды и некоторым сведениям о гидродинамических условиях подземного и поверхностного потоков.

Принцип косвенных связей применим в тех случаях, когда гидрогеологические и гидрологические характеристики определяются не непосредственно по данным химического состава и минерализации воды, а через промежуточные параметры, величины и критерии.

Принцип аналитического сравнения сводится к расчету тех или иных гидрохимических параметров и последующему сравнению наблюдаемых и вычисленных значений. Это сравнение в ряде случаев дает возможность установить характер и направленность

некоторых гидрогеологических, гидрологических и гидрохимических процессов.

Эффект применения гидрохимических методов для решения гидрологических задач во многом зависит не только от правильного выбора характерного химического компонента, но и от степени его концентрации в речных и подземных водах. В качестве маркирующих компонентов химического состава вод могут служить различные соли и ионы, но концентрации их в поверхностных и подземных водах должны существенно различаться.

Рассмотрим схематично некоторые из этих способов, получивших освещение в литературе.

Метод А. Т. Иванова дает возможность определить подземную составляющую речного стока из следующего уравнения:

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{р}} (C_{\text{р}} - C_{\text{пов}}) / (C_{\text{п}} - C_{\text{пов}}), \quad (12.14)$$

где $Q_{\text{п}}$ — подземный сток в реку; $Q_{\text{р}}$ — общий сток реки; $C_{\text{р}}$ — концентрация одного из компонентов минерализации речных вод; $C_{\text{пов}}$ — то же поверхностных вод, формирующих сток; $C_{\text{п}}$ — то же подземных вод.

Для решения уравнения (12.14) условно принимается, что концентрация индикаторного компонента в подземных водах $C_{\text{п}}$ равна максимальной концентрации этого же компонента в речных водах в период низкой межени. Концентрация этого компонента в поверхностных водах $C_{\text{пов}}$ принимается равной минимальной концентрации его в речной воде в пик весеннего половодья.

Из уравнения (12.14) следует, что если $C_{\text{р}} = C_{\text{п}}$, то $Q_{\text{р}} = Q_{\text{п}}$, т. е. водоток питается исключительно за счет подземных вод; если же $C_{\text{р}} = C_{\text{пов}}$, то $Q_{\text{п}} = 0$, т. е. питание водотока подземными водами отсутствует.

Недостатком этого метода является упрощенное представление о формировании химического состава речного стока. Процессы растворения химических компонентов и изменение концентрации их в растворах в периоды испарения и во время половодья отличаются сложностью, поэтому упрощения, положенные в основу метода, могут повлечь за собой существенные ошибки в определении подземного питания реки. Это обстоятельство ограничивает возможность практического применения метода, и использование его в лучшем случае может дать лишь приближенные значения.

Метод Л. С. Балашова может служить для расчета подземного артезианского питания рек. Принимая, что в период половодья грунтовый сток $Q_{\text{г}}$ равен нулю, а артезианский сток $Q_{\text{а}}$ постоянен, можно записать

$$Q_{\text{а}} = Q_3 - Q_2, \quad (12.15)$$

где Q_2 — поверхностный сток, формирующий речной сток; Q_3 — речной сток в половодье.

Химический сток артезианских вод $S_1 = Q_{\text{а}} C_{\text{а}}$, поверхностных вод $S_2 = Q_2 C_2$, паводочных вод $S_3 = Q_3 C_3$ и $S_3 = S_1 + S_2$. Следовательно,

$$Q_3 C_3 = Q_{\text{а}} C_{\text{а}} + Q_2 C_2,$$

где C_a — концентрация индикаторного элемента в артезианских водах, разгружающихся в реку; C_2 — концентрация этого же элемента в поверхностном стоке; C_3 — концентрация этого же элемента в паводочном стоке.

Имея значения концентраций, можно решать это уравнение относительно неизвестной величины.

Недостатки, отмеченные при рассмотрении метода А. Т. Иванова, свойственны и методу Л. С. Балашова. Расчет по нему подземного стока и питания рек может дать лишь приближенные значения. И все же следует отметить, что прием Л. С. Балашова может считаться приемлемым, так как методы оценки подземного питания реки из напорных водоносных горизонтов разработаны слабо и каждое новое предложение заслуживает внимания.

12.6. Научное и практическое значение изучения подземного стока

Изучение подземного стока способствует дальнейшему уточнению процессов круговорота воды в природе, определению продолжительности циклов круговорота, темпов водообмена в верхних частях земной коры, выяснению условий питания и разгрузки водоносных горизонтов. Исследование процессов подземного стока представляет интерес при решении гидрогеологических, гидрологических, геофизических, геохимических и геологических задач.

Например, более глубокое понимание физических и химических взаимодействий верхних частей земной коры, гидросферы и атмосферы во многом зависит от степени раскрытия закономерностей формирования подземного стока и точности его количественной оценки.

Велико теоретическое и практическое значение изучения подземного стока для количественной оценки миграции химических элементов, в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых, в переносе тепла и формировании геотермического режима земной коры.

Особенно важное значение имеет изучение подземного стока при решении гидрологических задач. Накопление знаний о подземном питании рек и его динамике способствует развитию теории гидрологических расчетов и прогнозов речного стока, более глубокому анализу условий формирования речного стока, его внутригодового распределения и динамики, формирования всех видов водных ресурсов. Изучение подземного стока и определение его количественной характеристики может обеспечить успешное решение ряда народнохозяйственных задач, связанных с комплексным использованием и охраной водных ресурсов, целенаправленным управлением поверхностным и подземным стоком, прогнозированием минимальных расходов рек для гидроэнергетического проектирования, судоходства, лесосплава, орошения, водоснабжения и других отраслей народного хозяйства.

Основные виды гидрогеологических работ и исследований

13.1. Виды и последовательность выполнения гидрогеологических работ

Виды и последовательность выполнения гидрогеологических работ при изучении подземных вод определяются в зависимости от масштабов и специфики решаемых задач, от степени изученности, сложности и конкретных особенностей природных условий, от стадии и конкретных технико-экономических показателей проектируемых исследований. Практически во всех случаях изучение подземных вод представляет собой сложное комплексное исследование, включающее в себя различные виды не только гидрогеологических, но и других работ.

К основным видам гидрогеологических работ относятся:

— сбор, обобщение и целенаправленный анализ материалов предыдущих исследований;

— рекогносцировочные гидрогеологические исследования;

— гидрогеологические съемки и картирование;

— буровые и горные работы;

— полевые опытно-фильтрационные работы;

— моделирование фильтрации подземных вод;

— лабораторные работы;

— наблюдения за режимом подземных вод.

Для обеспечения более успешного решения поставленных задач и повышения геологической и экономической эффективности основных видов гидрогеологических исследований часто в комплексе с ними широко применяются различные виды геофизических исследований как региональных (гравиразведка, магниторазведка, сейсморазведка, электроразведка), так и локальных (комплекс различных видов каротажных исследований в скважинах).

При решении гидрогеологических задач по выявлению и оценке взаимосвязи подземных и поверхностных вод, обоснованию мероприятий по защите подземных вод от загрязнения и др. возникает необходимость в балансово-гидрометрических и гидрологических работах, а также специальных методах исследований (гидрогеохимических, изотопных, индикаторных, ядерно-физических, аэроландшафтных, геоботанических, космических и др.).

Для топографического обеспечения комплекса поисково-разведочных гидрогеологических работ выполняются в необходимом объеме топогеодезические работы.

Соответствующие методические рекомендации по применению различных видов исследований, их оптимальной структуре, объе-

мам, методике и последовательности проведения излагаются в различного рода инструкциях, методических руководствах, справочниках, нормах, указаниях [2, 5, 9, 26, 47].

Гидрогеологические работы разделяются на три этапа: 1) региональная государственная гидрогеологическая съемка, 2) поиски и 3) разведка месторождений подземных вод. Этапы разбиваются на несколько стадий. От стадии к стадии с увеличением масштаба исследования растут детальность картирования, густота точек гидрогеологического опробования, количество пробных и опытных откачек, продолжительность и детальность режимных наблюдений, изменяются комбинации и последовательность применения различных методов изучения. Увеличение масштаба исследований неизбежно ведет к уменьшению размеров изучаемой территории или разведываемого объекта.

Региональная гидрогеологическая съемка проводится в целях изучения общих гидрогеологических условий. Она сопровождается необходимым комплексом геологических, геофизических и геоморфологических исследований, бурением и опробованием единичных структурных скважин. Основным результатом съемки является гидрогеологическая карта, составленная на основе этих исследований. В результате съемки должны быть последовательно рассмотрены: гидрогеологическое районирование территории, типизация основных видов скоплений подземных вод, их генезис, региональные закономерности распространения и формирование подземных вод, общая оценка их практической пригодности.

Региональная гидрогеологическая съемка может вестись в две стадии: на первой стадии — гидрогеологическая съемка крупных регионов (артезианских и других бассейнов) в масштабе 1:1 000 000—1:500 000, на второй стадии — гидрогеологическая съемка территорий, ограниченных размерами листов по установленной разграфке в масштабе 1:2 000 000—1:100 000.

Поиски месторождений подземных вод ведутся на основании результатов региональной гидрогеологической съемки. По результатам поисков оконтуриваются участки распространения подземных вод, пригодные для тех или иных целей (питьевых, технических, технологических, лечебных, энергетических и др.).

В процессе поисков в зависимости от условий распространения и залегания изучаемых подземных вод применяется различный комплекс исследований. В частности, при изучении грунтовых вод применяются гидрогеологическая съемка перспективных участков в масштабе 1:50 000, бурение и гидрогеологическое опробование отдельных скважин, вскрывших грунтовые воды, геофизические работы (обычно электропрофилирование, вертикальное электророндирование, каротаж скважин). При изучении артезианских вод наиболее важное значение имеют буровые работы и опробование скважин. Гидрогеологическая съемка в масштабе 1:50 000—1:200 000 проводится для изучения структурных условий, особенностей залегания водоносных горизонтов и условий питания подземных вод.

Поиски могут вестись как в одну, так и в две стадии. В последнем случае на первой стадии выделяются участки, которые могут быть объектом исследования на второй стадии. Итогом работы на этапе поисков месторождений подземных вод должны быть выбор участка для предварительной разведки и первая ориентировочная оценка запасов подземных вод (по категории C_2).

Разведка месторождений подземных вод ведется на основании материалов и выводов поисковых работ. На начальной ее стадии (предварительная разведка) дается первая экономически обоснованная практическая оценка месторождения. На основании ее результатов месторождение либо отбраковывается, либо рекомендуется для детальной разведки. На первой стадии разведки с минимальными затратами средств и времени должны быть получены данные, характеризующие запасы месторождения подземных вод по категориям C_1 и C_2 и позволяющие составить программу и определить методику последующих гидрогеологических работ. Основными видами работ при предварительной разведке являются гидрогеологическая съемка в масштабе 1 : 10 000—1 : 25 000, бурение скважин, пробные и опытные откачки, режимные наблюдения, геофизические работы, лабораторные исследования. Соотношение видов и объемов работ зависит от сложности и особенностей гидрогеологической обстановки. В частности, при изучении грунтовых вод наиболее детально картируются участки их разгрузки и выходов источников. На месте возможного расположения водозабора необходимо проведение опытной откачки и кратковременных режимных наблюдений.

При изучении карстовых вод особое внимание уделяется путям их движения с помощью различных типов трассеров (соли, краски и др.) и геофизических методов. При изучении артезианских вод наибольшее значение имеют тщательность вскрытия и достоверность опробования водоносного горизонта. Поэтому наиболее важными видами исследований в этих случаях являются бурение скважин, их каротаж, опытные откачки. В условиях многолетней мерзлоты особенно детально изучаются температурный режим пород и вод, фазовые состояния воды.

Вторая стадия — детальная разведка месторождения подземных вод. Она проводится на основании положительной его оценки по результатам предварительной разведки и при необходимости практического его освоения. Основной целью детальной разведки является выбор участка наиболее благоприятного расположения водозабора и подсчет запасов подземных вод на этом участке по категориям $A+B$. При этом уточняется размер запасов по категориям C_1+C_2 как выявленных ранее, так и определяемых на соседних участках и на больших глубинах. На стадии детальной разведки применяются такие же методы исследований, что и на стадии предварительной, но наиболее важное значение среди них имеют опытные работы и режимные наблюдения. Опытно-эксплуатационные откачки позволяют получить расчетные гидрогеологические параметры, необходимые для определения запасов подзем-

ных вод. Методика и продолжительность их проведения зависят от особенностей гидрогеологической обстановки, ее сложности. Наиболее достоверные данные получаются при длительных по времени (более 10 сут) кустовых откачках.

Весьма важное значение во время детальной разведки приобретает режимные наблюдения, с помощью которых нужно установить сезонные изменения в водоносных горизонтах за последние 2—3 года, оценить основные воднобалансовые характеристики питания и параметры перетекания между водоносными горизонтами (зонами). Исходным материалом для составления гидрогеологических карт масштаба 1 : 5000—1 : 10 000 служат данные разведочного бурения, проходки горных выработок, электропрофилирования и маршрутных наблюдений. Лабораторными исследованиями обеспечивается полный анализ вод, которые проектируются для использования. Перечень определяемых в водах компонентов зависит от практического назначения вод и нормируется соответствующими ГОСТами.

Передко разведка месторождения подземных вод продолжается и после ввода его в эксплуатацию. Такие работы вызваны необходимостью увеличения запасов подземных вод (когда запасы более низкой категории переводятся в более высокую), уточнения гидрогеологического строения участка, прогноза гидрогеологического режима. Эти работы могут продолжаться в одну-две, иногда больше стадий. По своему характеру они сходны с детальной разведкой (доэксплуатационной), но не тождественны ей, так как проводятся на основании многих уточненных гидрогеологических параметров месторождения. Главными видами исследований являются опытно-эксплуатационные откачки и режимные наблюдения, которые сопровождаются детальной гидрогеологической съемкой, бурением скважин, геофизическими работами и лабораторными исследованиями.

13.2. Гидрогеологическая съемка

Под гидрогеологической съемкой понимается комплексное полевое исследование, основной целью которого является изучение гидрогеологических условий и картирование составляющих их элементов. К таким элементам относятся распространение, залегание и основные параметры водоносных и неводоносных пород, их литология и водные свойства, химическая характеристика подземных вод. Гидрогеологическая съемка должна оценить особенности питания и разгрузки подземных вод, взаимосвязь водоносных горизонтов, влияние разнообразных геологических, геоморфологических, гидрологических, геокриологических, климатических, биогенных, технологических и других факторов на формирование ресурсов и состава подземных вод, а также их роль в геологических процессах, образовании и изменении пород, накоплении полезных ископаемых.

Главная задача гидрогеологической съемки — составление гидрологических карт, которые являются основой для поисков подземных вод, выявления закономерностей их распространения и формирования, определения путей рационального, комплексного использования и охраны подземных вод от загрязнения, прогноза их режима, реконструкции гидрогеологических условий прошлых эпох. Задачи гидрогеологической съемки несколько изменяются в зависимости от ее целевого назначения и масштаба. Съемка подразделяется на *мелкомасштабную* (1:1 000 000—1:500 000), *среднемасштабную* (1:200 000—1:100 000) и *крупномасштабную* (1:50 000 и крупнее).

Мелкомасштабная съемка проводится в не изученных в гидрогеологическом отношении районах. Ее целью является общая оценка водоносности пород и качества подземных вод верхней части разреза примерно до глубины 100 м, выяснение основных особенностей их питания, движения и разгрузки.

Среднемасштабная съемка также ведется в целях оценки общих гидрогеологических условий. Расширяется круг вопросов, подлежащих изучению: поиск подземных вод для различных целей, перспективность отдельных участков в этом отношении, роль разных факторов в формировании подземных вод и участие вод в геологических процессах, водоносность пород, качество и режим подземных вод. Глубина картирования обычно не превышает 100—200 м. В этом интервале наиболее детально изучаются основной в практическом отношении водоносный горизонт и перекрывающие его отложения. Водоносные горизонты, залегающие в интервале глубин 200—500 м, изучаются отдельными скважинами, а глубже — по результатам ранее проведенных геологоструктурных и геофизических работ. В горизонтах, не являющихся основными для картирования, устанавливаются общие закономерности: направленность гидрогеологических процессов, гидрохимическая и гидродинамическая зональность.

Крупномасштабная съемка применяется для решения специальных задач: выбора участка водозабора, выявления состава и запасов подземных вод, изучения обводненности месторождения или участка предстоящего строительства, установления условий мелиорации сельскохозяйственных земель и др. В процессе съемки крупного масштаба картируются те водоносные горизонты, изучение которых решает поставленные задачи. При этом наибольшее внимание уделяется тем гидрогеологическим элементам, знание которых позволяет оценить направленность гидрогеологических процессов, а при необходимости — дать их количественную характеристику для решения практических задач. Исходя из сказанного мелко- и среднемасштабная гидрогеологическая съемка называется *общей*, крупномасштабная — *специальной*. Общая съемка применяется на этапе регионального государственного гидрогеологического картирования, специальная — на этапах поисков и разведки месторождений подземных вод, на этапах проектирования мелиоративных и других инженерных меро-

приятый или сооружений, связанных с изучением, использованием или удалением подземных вод.

В последнее время различают гидрогеологическую *съемку неглубоко залегающих водоносных горизонтов* и *глубинную* гидрогеологическую съемку, которая занимается картированием водоносных горизонтов, залегающих на глубинах более 100—200 м.

При проведении гидрогеологической съемки применяют следующие методы исследований: 1) маршрутные исследования, 2) картировочное бурение и гидрогеологическое опробование скважин, 3) режимные наблюдения, 4) геофизические работы, 5) аэрофотосъемку и аэровизуальные наблюдения, 6) лабораторные работы.

По результатам гидрогеологической съемки, обработки фондовых и литературных материалов составляются гидрогеологические карты. Они подразделяются:

1) по степени обоснованности фактическим материалом на *кондиционные* и *некондиционные* (нормы и требования к кондиционным картам указываются в специальных инструкциях);

2) по масштабу — *обзорные* (1:1 000 000 и мельче), *мелкомасштабные* (1:500 000—1:1 000 000), *среднемасштабные* (1:100 000—1:200 000), *крупномасштабные* (1:25 000—1:50 000), *детальные* (1:25 000 и крупнее);

3) по целевому назначению и содержанию — *общие* — для полной характеристики общих гидрогеологических условий территории и *специальные* — для решения какой-либо задачи (водоснабжение района, орошение земельного массива и др.). На общих картах отражают все основные гидрогеологические элементы: площади распространения водоносных горизонтов, комплексов и водоупоров; минерализацию и химический состав подземных вод; температуру вод у кровли складчатого фундамента; глубину залегания грунтовых вод, подошвы пресных и соленых вод; мощность многолетней мерзлоты; модули подземного стока; опорные пункты (скважины, колодцы, источники и др.); погребенные долины, закарстованные участки, вулканы, талики, термокарст, разломы, направление движения вод и др. На специальных картах показывают отдельные элементы или стороны гидрогеологических условий. Наряду с картами, отражающими современную обстановку, могут быть составлены карты палеогидрогеологические и карты прогноза гидрогеологических условий;

4) по способу графического оформления — *совмещенные* и *расчлененные*. На совмещенных картах показываются сразу до 9—10 гидрогеологических элементов при помощи цветной закраски, крапа, изолиний разных цветов и толщины, цветной штриховки, отдельных значков разной формы, размера и цвета, цифр и буквенных индексов. На расчлененные карты наносится какой-либо один гидрогеологический элемент.

Карты имеют дополнительную характеристику, которая дается в гидрогеологических колонках, разрезах, пояснительном тексте, таблицах.

На гидрогеологических разрезах отражается геологическое строение, литологический состав водоносных горизонтов (комплексов), водоупорные толщи, уровни залегания подземных вод и напоры водоносных горизонтов (комплексов), дебиты воды по скважинам и ее минерализация.

Закономерности, отраженные на картах и разрезах, обстоятельно освещаются в пояснительной записке, в которой конкретно (без излишеств) описываются все водоносные горизонты и комплексы, состав и водообильность пород, глубина залегания и напоры, условия формирования, особенности режима, общая минерализация и химический состав подземных вод; определяются целесообразность использования подземных вод в различных отраслях народного хозяйства или наиболее эффективные меры по борьбе с подземными водами при различном строительстве.

Методика гидрогеологической съемки изложена в работах [16, 25].

13.3. Опытные работы по определению гидрогеологических параметров

Важнейшей задачей гидрогеологических исследований является определение расчетных гидрогеологических параметров водоносных горизонтов и пород зоны аэрации, без которых невозможны количественная оценка и различного рода инженерные расчеты и прогнозы при решении разнообразных народнохозяйственных задач.

Гидрогеологические параметры (главным образом характеризующие фильтрационные свойства и водообильность горных пород) определяют на основе проведения полевых опытно-фильтрационных работ (откачек из скважин, наливов и нагнетаний в скважины, наливов в шурфы, экспресс-опробований), стационарных гидрогеологических наблюдений, лабораторных работ, геофизических исследований, моделирования. При этом во всех случаях (кроме геофизических исследований) определение гидрогеологических параметров сводится к решению обратных задач, т. е. соответствующие уравнения движения подземных вод решаются относительно входящих в них гидрогеологических параметров. Значения напоров, расходов и других элементов потока, входящих в исходные уравнения, принимаются равными их фактическим значениям, устанавливаемым в процессе исследований (при опытно-фильтрационных работах в полевых и лабораторных условиях, при стационарных наблюдениях и др.).

Чаще всего в гидрогеологической практике для определения параметров проводят полевые опытно-фильтрационные работы. Надежные значения гидрогеологических параметров могут быть получены по данным режимных наблюдений и моделирования, однако в этих случаях необходимы сведения об изменении уровней и расходов потока по сети пунктов наблюдений (скважин, створов, постов).

Лабораторные методы определения фильтрационных свойств применяют для массовых ориентировочных оценок на начальных этапах исследований. Воду фильтруют через отобранные образцы горных пород при помощи специальных фильтрационных приборов. Применяют также эмпирические методы определения фильтрационных свойств, основанные на учете связи этих свойств с различными показателями горных пород (гранулометрическим составом, пористостью и др.), определяемыми в лабораторных условиях.

Геофизические методы дают результаты, пригодные для ориентировочных оценок фильтрационных свойств и гидрогеологического расчленения разреза. Их применяют также для определения направления и скорости движения подземных вод (индикаторные и другие методы).

Для повышения надежности определения гидрогеологических параметров и экономической эффективности исследований целесообразно комплексно применять различные методы с учетом их специфики, характера и требований решаемых задач, конкретных условий изучаемого объекта и других факторов. Методика проведения опытных работ изложена в [25, 26, 45, 47].

13.4. Стационарные гидрогеологические наблюдения

Стационарные гидрогеологические наблюдения и исследования за изменением уровней, расходов, температуры, химического и бактериологического состава подземных вод проводятся в целях изучения их режима и баланса. Информация о режиме, особенно результаты многолетних наблюдений за режимом грунтовых вод, непосредственно используется при проектировании различных сооружений, когда требуется знание экстремальных положений уровня, температуры и химического состава подземных вод. По результатам наблюдений определяются гидрогеологические параметры водоносных горизонтов (см. гл. 10).

При изучении естественного и нарушенного режима подземных вод необходим научно обоснованный подход к размещению сети пунктов наблюдений. Принципы размещения сети пунктов наблюдений освещены в специальных работах [17, 26, 32, 47].

Пункты наблюдений образуют опорную государственную сеть и сеть специального назначения. По опорной государственной сети производится региональное изучение естественного и слабонарушенного режима грунтовых и напорных вод во всех районах, где эти горизонты представляют интерес для народного хозяйства. Размещение этой сети проводится с таким расчетом, чтобы осветить все виды и разновидности, входящие в соответствующие классы типы режима подземных вод (см. гл. 11). Пункты наблюдений должны осветить режим грунтовых вод различных геоморфологических районов в отложениях различного возраста и литологического состава. При изучении режима напорных вод

должны быть охвачены исследованиями области питания, напор и разгрузки этих вод. При этом пункты наблюдений целесообразно размещать по створам, вытянутым в направлении основного движения подземных вод. По створам, нормальным к реке изучается режим грунтовых вод в речных долинах. В районах где грунтовые воды подпитываются напорными водами, целесообразно оборудование пьезометров, опущенных на разную глубину.

Весьма желательно дополнять региональные исследования режима изучением основных элементов баланса грунтовых вод. Для этого целесообразно использовать гидродинамический анализ режима уровня грунтовых вод с соответствующим размещением пунктов наблюдений (по створу — в случае одномерного потока «конвертом» — при радиальном потоке) или применить лизиметры-испарители, позволяющие определить инфильтрационное питание и расход их на испарение и транспирацию.

Вопрос о минимальной площади, обслуживаемой одним пунктом (или одним кустом скважин), решается в каждом отдельном случае с учетом назначения исследований, степени сложности гидрогеологических условий района, площади его и других показателеей. Для первого периода исследований (1—3 года) рекомендуется более широкая сеть пунктов наблюдений, а затем на основе тщательного анализа полученных данных по режиму эту сеть можно сократить. В пределах каждого гидрогеологического района или участка сохраняются те пункты, по которым полученные параметры режима близки к средним для данного района, установленным по широкой сети пунктов. Такими параметрами являются сроки наступления характерных уровней грунтовых вод, скорость сезонного подъема и спада уровня, амплитуда колебаний уровня и температуры, минерализация и химический состав воды, сезонные изменения их и т. д. Выбранные таким образом «опорные» точки сохраняются для длительных многолетних наблюдений, проводимых по строго установленной и обоснованной программе.

Наблюдения по опорной сети в региональном плане должны быть комплексными, т. е. должны включать изучение изменений уровня, температуры и химического состава. Частота наблюдений за уровнем подземных вод в соответствии с имеющимися инструктивными указаниями в первые 2—3 года — 10 раз в месяц, после этого в зависимости от изменчивости режима уровня сроки производства наблюдений могут быть сокращены, а затем сохраняются постоянными, чтобы получать сравнимые данные, необходимые для характеристики многолетнего режима.

Температуру подземных вод исследуют в специально оборудованных скважинах по более разреженной сети и по специально разработанной методике, основной задачей которой является детальное изучение температурного поля по разрезу водоносных горизонтов.

Химический состав подземных вод изучают в значительно меньшем числе пунктов, с отбором проб на различных глубинах по специально разработанным планам.

Гидрогеологические пункты наблюдений специального назначения создаются для получения информации на участках нарушенного режима в результате хозяйственной деятельности человека (в районе крупных водозаборов, в орошаемых засушливых районах, в районах осушения избыточного увлажнения земель, действующих обводненных горных предприятий, на территориях планировки и застройки городов, в районах загрязнения подземных вод и на других объектах).

В связи с большим значением региональных и локальных исследований режима подземных вод в нашей стране действует Государственная опорная сеть гидрогеологических пунктов наблюдений, включающая более 100 режимных станций и свыше 25 тыс. пунктов наблюдений. Это обеспечивает разветвленную информационную базу службы регулярных прогнозов режима грунтовых вод, действующую в системе Министерства геологии СССР. Большой объем работ по изучению режима и баланса подземных вод выполняется в нашей стране по Международной гидрологической программе в пределах специально выделенных типовых (репрезентативных) бассейнов.

Таким образом, изучение региональных закономерностей режима подземных вод осуществляется на базе государственной опорной сети гидрогеологических пунктов наблюдений специальными комплексными гидрогеологическими и инженерно-геологическими партиями. Кроме того, стационарные наблюдения осуществляются многими ведомствами и организациями на массивах орошения и осушения, в районах интенсивной эксплуатации месторождений минеральных вод, нефти и газа, твердых полезных ископаемых, на действующих водозаборах и др. По многим пунктам имеются ряды наблюдений 20-летней и большей продолжительности.

13.5. Моделирование фильтрации подземных вод

Под моделированием в гидрогеологии понимается искусственное воспроизведение на различных моделях процессов фильтрации подземных вод и связанных с ними явлений в целях обеспечения эффективного решения гидрогеологических задач. Моделирование фильтрации подземных вод — один из наиболее перспективных и эффективных методов изучения и количественной оценки условий движения подземных вод. Оно применяется при решении самых разнообразных гидрогеологических задач, особенно в сложных гидрогеологических условиях, когда аналитические и другие методы расчетов не могут обеспечить достоверной количественной оценки характера движения подземных вод и работы инженерных сооружений.

В практике гидрогеологических исследований применяется главным образом математическое моделирование, основанное на использовании математической аналогии процессов, различных по своей физической сущности, но описываемых одинаковыми дифференциальными уравнениями. Это дает основание вместо процесса фильтрации рассматривать на модели какой-либо другой процесс, описываемый теми же уравнениями, что и движение подземных вод. Физическое моделирование (с сохранением на модели физической природы фильтрации) практикуется гораздо реже.

Наиболее широкое применение в гидрогеологической практике получили методы математического моделирования, основанные на электродинамической и гидравлической аналогиях, т. е. на аналогиях процессов движения подземных вод в пористой среде с процессами электрического тока в проводнике (электродинамическая аналогия — сокращенно ЭГДА) или жидкости на модели (гидравлическая аналогия). Другие виды аналогии (например, тепловая, магнитная, мембранная) существенного распространения не получили.

С помощью моделирования решаются прямые, обратные и обобщенные задачи фильтрации подземных вод.

Решение прямых задач сводится к определению отдельных гидродинамических элементов потока (напоров, расходов, скоростей движения) при конкретных начальных и граничных условиях и параметрах потока, заданных на модели как в естественных условиях, так и при учете инженерных сооружений. В большинстве своем эти задачи связаны с прогнозом условий фильтрации при проектировании конкретных объектов (прогнозы подпора грунтовых вод в районах создания водохранилищ и на массивах орошения, эффективности работы дренажных систем, водопонижительных установок и водозаборов подземных вод и др.).

Решение обратных задач заключается в определении и уточнении фильтрационных характеристик или граничных условий потоков по данным о распределении их напоров и расходов. Такие задачи обычно решаются подбором до получения приемлемого совпадения распределения напоров (или расходов) с наблюдаемыми в природных условиях. На практике с помощью решения обратных задач определяют значения коэффициентов фильтрации, водоотдачи, пьезо- или урвнепроводности, оценивают инфильтрационное или глубинное питание, степень и характер гидравлической связи подземных и поверхностных вод и другие показатели.

Обобщенные задачи решаются для получения общей характеристики какого-либо фильтрационного процесса.

В настоящее время при математическом моделировании кроме аналоговых вычислительных машин (АВМ) применяются электронные цифровые вычислительные машины (ЭЦВМ). Полнота исследований, разрешающая способность и экономическая эффективность решения задач моделирования существенно повышаются при совместном (полном или частичном) использовании

АВМ и ЭЦВМ, т. е. при использовании аналого-цифровых вычислительных комплексов (АЦВК).

Детальное изложение принципов и методики решения частных гидрогеологических задач в различных природных условиях с помощью моделирования, приемы учета и оценки действующих при этом факторов, требования к качеству и количеству исходной информации и другие вопросы решения задач моделированием рассматриваются в специальной литературе [15, 26, 34, 47, 51, 52].

Глава 14

Запасы подземных вод и их охрана

14.1. Понятие о запасах и ресурсах подземных вод

Подземные воды, пригодные для использования, рассматриваются как полезное ископаемое. Однако в отличие от других полезных ископаемых (твердых, нефти и газа) подземная вода является единственным полезным ископаемым, в процессе эксплуатации которого происходит не только его расходование, но и во многих случаях дополнительное формирование. Это связано с усилением питания подземных вод при эксплуатации, которое может быть вызвано привлечением поверхностных вод, подземных вод смежных неэксплуатируемых горизонтов, уменьшением испарения с поверхности подземных вод при понижении их уровня и т. д. Дополнительное питание может происходить также в результате проведения водохозяйственных мероприятий (гидротехнического строительства, орошения), а также при осуществлении специальных мероприятий по искусственному восполнению запасов подземных вод. Кроме того, следует учитывать, что рациональный отбор подземных вод зависит не только от запасов воды в пласте и питания водоносного горизонта, но и от фильтрационных свойств водовмещающих пород, определяющих сопротивление движению подземных вод к водозаборным сооружениям.

Эти особенности подземных вод предопределили необходимость выделения нескольких понятий, характеризующих: а) количество воды, поступающей в водоносный пласт в естественных условиях или при проведении водохозяйственных мероприятий, а также в связи с эксплуатацией; б) количество воды, находящейся в водоносных горизонтах; в) количество воды, которое может быть отобрано рациональными в технико-экономическом отношении водозаборами при эксплуатации подземных вод.

Таким образом, если при оценке перспектив использования твердых полезных ископаемых, нефти и газа достаточно одного понятия — «запасы полезных ископаемых», то для подземных вод

одно это понятие не может полностью охарактеризовать возможность их рациональной эксплуатации. В связи с этим в гидрогеологии кроме понятия «запасы подземных вод», по предложению Ф. П. Саваренского, используется термин «ресурсы подземных вод», характеризующий питание водоносного горизонта.¹

В настоящее время известно большое количество классификаций запасов подземных вод, наиболее полный обзор которых приводится в работах Ф. М. Бочевера и Б. И. Куделина. Различия между этими классификациями по существу носят терминологический характер. В практике гидрогеологических исследований наибольшее употребление нашла классификация Н. Н. Биндмана, в соответствии с которой запасы и ресурсы подземных вод могут быть подразделены на: 1) естественные, 2) искусственные, 3) привлекаемые, 4) эксплуатационные.

Под *естественными* (емкостными) *запасами* понимается объем гравитационной воды, заключенный в порах и трещинах водовмещающих пород. В безнапорных водоносных горизонтах разделяют объем гравитационной воды, содержащейся в водовмещающих породах ниже зоны естественных колебаний уровня, и объем воды в зоне колебаний уровня, который называют регулируемыми запасами. В напорных пластах к естественным запасам относятся также *упругие* запасы. Под последними понимается объем воды, который может быть извлечен из водоносных пластов при снижении уровня подземных вод за счет упругих свойств воды и горных пород. Естественные запасы подземных вод выражаются в единицах объема.

*Естественные ресурсы*² — это количество подземных вод, поступающих в водоносный горизонт в естественных условиях путем инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек, перетекания из выше- и нижерасположенных водоносных горизонтов, притока со смежных территорий. Естественные ресурсы равны сумме всех приходных элементов баланса данного горизонта. Они выражаются в единицах расхода и могут быть определены также по сумме расходных элементов баланса (испарение, транспирация растительностью, родниковый сток, фильтрация в поверхностные водотоки и водоемы, перетекание в смежные горизонты и т. д.).

Искусственные запасы — это объем подземных вод в пласте, сформировавшийся в результате орошения, фильтрации из водохранилищ, искусственного восполнения подземных вод (магазинирования).

Искусственные ресурсы — это расход воды, поступающий в водоносный горизонт при фильтрации из каналов и водохрани-

¹ Такое подразделение на «запасы» и «ресурсы» не принимается всеми гидрогеологами.

² В ряде опубликованных работ термину «естественные запасы» соответствуют термины «статические», «вековые», «геологические запасы», а термину «естественные ресурсы» — термин «динамические запасы».

лиц, на орошаемых площадях, а также при проведении мероприятий по усилению питания подземных вод.

Привлекаемые ресурсы — это расход воды, поступающей в водоносный пласт при усилении питания подземных вод, вызванного эксплуатацией водозаборных сооружений (возникновение или усиление фильтрации из рек, озер, перетекание из смежных, обычно вышерасположенных водоносных горизонтов, уменьшение испарения с поверхности грунтовых вод вследствие увеличения глубины ее от поверхности Земли в тех случаях, когда площади питания и разгрузки подземных вод совпадают).

Понятия «эксплуатационные запасы» и «эксплуатационные ресурсы» подземных вод являются в сущности синонимами. Под ними понимается то количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления. Эта величина, таким образом, представляет собой производительность водозабора и выражается в единицах расхода (тыс. м³/сут). В настоящее время термин «эксплуатационные запасы» применяется при рассмотрении перспектив возможностей использования подземных вод для удовлетворения потребностей конкретных объектов. Это связано с тем, что в подобных случаях производится утверждение запасов в Государственной или территориальных комиссиях по запасам полезных ископаемых, которыми принят термин «эксплуатационные запасы подземных вод» (по аналогии с другими полезными ископаемыми). В тех случаях, когда характеризуются общие потенциальные возможности эксплуатации подземных вод в том или ином крупном регионе и подземные воды рассматриваются как часть общих водных ресурсов, более предпочтительным является термин «эксплуатационные» ресурсы.

Несомненно, что при решении народнохозяйственных проблем, связанных с использованием подземных вод для водоснабжения или орошения, первостепенное значение имеет оценка эксплуатационных запасов (ресурсов) подземных вод, так как только результаты такой оценки могут служить основанием для строительства водозаборов. В то же время оценка естественных запасов и естественных ресурсов подземных вод может иметь самостоятельное значение для решения ряда общих гидрогеологических задач (определение скорости водообмена, возраста подземных вод и т. д.) и специальных задач (оценка подземного стока в реки, моря, океаны и т. д.).

В общем случае эксплуатационные запасы подземных вод связаны с другими видами запасов и ресурсов следующим балансовым соотношением:

$$Q_3 = \alpha_1 Q_e + \alpha_2 V_e/t + \alpha_3 Q_n + \alpha_4 V_n/t + Q_{пр}, \quad (14.1)$$

где Q_3 — эксплуатационные запасы (ресурсы), м³/сут; Q_e и Q_n — соответственно естественные и искусственные ресурсы, м³/сут; V_e

и $V_{\text{и}}$ — соответственно естественные и искусственные запасы, м^3 ; $Q_{\text{пр}}$ — привлекаемые ресурсы, $\text{м}^3/\text{сут}$; t — время, на которое рассчитываются эксплуатационные запасы подземных вод; $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3, \alpha_4$ — соответственно коэффициенты использования естественных ресурсов, естественных запасов, искусственных ресурсов и искусственных запасов.

В зависимости от гидрогеологических условий того или иного региона в формировании эксплуатационных запасов подземных вод будут превалировать различные виды запасов и ресурсов. Так, при работе инфильтрационных водозаборов, расположенных вдоль рек со значительным меженным расходом, основным источником формирования эксплуатационных запасов будут привлекаемые ресурсы (фильтрация из реки), а роль естественных ресурсов и запасов будет относительно малая. С другой стороны, эксплуатационные запасы подземных вод ограниченных структур и массивов, где водоносные горизонты практически не связаны с поверхностным стоком, будут формироваться в основном за счет сработки естественных запасов и перехвата естественных ресурсов. Для глубокозалегающих артезианских водоносных горизонтов в бассейнах платформенного типа основную роль будут играть естественные (упругие) запасы, в то время как для менее глубоких горизонтов, хорошо связанных с вышележащими, наибольшее значение приобретают привлекаемые ресурсы (перетекание из вышележащих горизонтов). В районах интенсивного орошения значительную роль могут играть искусственные ресурсы (инфильтрация оросительных вод). Основным источником формирования эксплуатационных ресурсов искусственные запасы и (или) ресурсы являются и на участках искусственного пополнения подземных вод.

Как следует из уравнения (14.1), эксплуатационные запасы подземных вод могут быть обеспечены источниками формирования или на определенный период эксплуатации, или на неограниченное время.

В последнем случае источниками формирования эксплуатационных запасов являются естественные и искусственные ресурсы, а также привлекаемые ресурсы (если они в свою очередь обеспечены на неограниченный срок эксплуатации), так как при $t \rightarrow \infty$ второй и четвертый члены правой части уравнения (14.1) превращаются в нуль.

Классификация эксплуатационных запасов подземных вод разработана Государственной Комиссией по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР (ГКЗ СССР). Она устанавливает единые принципы подсчета и учета, а также принципы определения подготовленности запасов для использования в народном хозяйстве в зависимости от степени их изученности, а следовательно, и надежности их определения.

В соответствии с этой классификацией эксплуатационные запасы подземных вод подразделяются в зависимости от степени разведанности месторождений, изученности качества воды и усло-

вий эксплуатации на четыре категории — А, В, С₁ и С₂, которые характеризуются следующими условиями.

Категория А — запасы, разведанные и изученные с детальностью, обеспечивающей полное выяснение условий залегания, строения и напора водоносных горизонтов, а также фильтрационных свойств водовмещающих пород; выяснение условий питания водоносных горизонтов и возможности восполнения эксплуатационных запасов, установления связи оцениваемых подземных вод с водами других водоносных горизонтов и поверхностными водами. Качество подземных вод изучено с достоверностью, обеспечивающей возможность использования их по заданному назначению на расчетный срок водопотребления.

Категория В — запасы, разведанные и изученные с детальностью, обеспечивающей выяснение основных особенностей условий залегания, строения и питания водоносных горизонтов, а также установления связи подземных вод, запасы которых определяются с водами других водоносных горизонтов и поверхностными водами, определение приближенного количества естественных водных ресурсов как источников восполнения эксплуатационных запасов подземных вод. Качество подземных вод изучено в такой мере, которая позволяет установить возможность их использования для заданного назначения.

Категория С₁ — запасы, разведанные и изученные с детальностью, обеспечивающей выяснение в общих чертах строения, условий залегания и распространения водоносных горизонтов. Качество подземных вод изучено в такой мере, которая обеспечивает предварительное решение вопроса о возможности их использования по заданному назначению.

Категория С₂ — запасы, установленные на основании общих геолого-гидрогеологических данных, подтвержденных опробованием водоносного горизонта в отдельных точках, либо по аналогии с разведанными участками. Качество подземных вод определено по пробам, взятым в отдельных точках водоносного горизонта, либо по аналогии с изученными участками того же горизонта. Эксплуатационные запасы подземных вод определены в пределах выявленных благоприятных структур и комплексов водовмещающих пород.

14.2. Источники загрязнения подземных вод

Источники загрязнения подземных вод разделяются на химические, биологические и радиоактивные. Химическое загрязнение происходит за счет жидких стоков и твердых отходов различных промышленных предприятий (химических, нефтехимических, нефтедобывающих, горнорудных, металлургических, целлюлозно-бумажных и многих других).

В подземные воды неорганические и органические вещества, входящие в состав жидких отходов, могут поступать непосред-

венно на территории промпредприятий вследствие технологических утечек и из отстойников, хвосто- и шламохранилищ, полей фильтрации и т. п. В результате в подземных водах появляются несвойственные им элементы, в том числе и токсичные, вредные для здоровья, ухудшающие качество воды.

Наиболее доступны для загрязнения грунтовые воды, в которые через зону аэрации поступают сточные промышленные воды, а на сельскохозяйственных территориях вместе с атмосферными осадками и поливными водами — ядохимикаты. Менее доступны для загрязнения напорные водоносные горизонты в области их напора. В областях их питания и через «окна» в водоупорной кровле сточные воды также могут поступать в напорные горизонты, загрязняя их воды.

Нужно отметить, что химические загрязнения распространяются на большие расстояния, размеры и формы очагов загрязнения в зависимости от особенностей гидрогеологических условий, фильтрационной анизотропии пород, слагающих горизонты, изменяются во времени и пространстве.

Биологическое загрязнение воды вызывается в основном болезнетворными бактериями (брюшнотифозными, дизентерийными, холерными и др.). Источниками которых являются фекальные и хозяйственно-бытовые воды, проникающие в грунтовые водоносные горизонты на участках, занятых полями фильтрации, выгребными ямами, скотными дворами, неисправной канализационной сетью и т. п. В напорные водоносные горизонты биологические загрязнения попадают через заброшенные водозаборы и разведочные скважины, корродированные трубы, при сбросе сточных вод через поглощающие скважины и т. д. В инфильтрационные водозаборы биологические загрязнения поступают вместе с загрязненными речными водами. Размеры областей бактериального загрязнения подземных вод в водоносных горизонтах зависят от скорости фильтрации, степени начального загрязнения воды и длительности существования бактерий в воде. Если время движения загрязненной воды в водоносном горизонте превосходит сроки выживаемости бактерий, то последние, не достигнув водозабора, лишаются жизнеспособности и тем самым не смогут вызвать заболевания при использовании воды.

Немалое значение для уменьшения бактериального загрязнения подземных вод имеет адсорбция бактерий на частицах горных пород, слагающих зону аэрации и водоносные горизонты. Поэтому изучение выживаемости бактерий и их адсорбция на частицах горных пород зоны аэрации и водоносных горизонтов имеет важное значение для эксплуатации месторождений подземных вод. Исследованиями установлено, что выживаемость бактерий в подземных водах больше по времени, чем в поверхностных водах, это объясняется защищенностью подземных вод от солнечных лучей, более низкой их температурой и отсутствием в них антагонистических микробов, подавляющих заразные бактерии. Установлено, что для некоторых бактерий, в частности ки-

щечной палочки, в подземных водах с температурой 4—6 °С выживаемость достигает 400 сут. Поэтому срок при гидрогеологических расчетах для определения границы зоны против бактериального загрязнения принимается равным 200—400 сут.

Радиоактивное загрязнение имеет естественное или искусственное происхождение. Первое обусловлено содержанием в подземных водах урана, радия, стронция, цезия, трития и др.: второе — поступлением в них радиоактивных элементов, содержащихся в продуктах и отходах при использовании атомной энергии на АЭС, сбросе радиоактивных сточных вод в недра Земли (без строгого гидрогеологического обоснования), при подземных ядерных взрывах в мирных целях и испытании атомного оружия (особенно в атмосфере, глобальные радиоактивные осадки).

Способность радиоактивных веществ к самопроизвольному распаду влияет на их распространение в подземных водах. Показателем самопроизвольного распада является период полураспада, соответствующий времени, в течение которого начальное количество радиоактивного элемента уменьшается в 2 раза. Значения периодов полураспада приведены в таблице.

В водоносных горизонтах движение подземных вод, за исключением карстовых, крупнотрещиноватых и крупнообломочных горизонтов, характеризуется небольшими скоростями, поэтому загрязнение подземных вод возможно главным образом изотопами с полураспадом более одного-двух месяцев. Важным свойством большинства радиоактивных изотопов является значительная поглощаемость их почвами и горными породами, что оказывает влияние на их миграцию в подземных водах.

Установлено, что сорбция и десорбция радиоактивных элементов почвами и горными породами зависит от многих факторов: валентности элемента, химического состава и температуры раствора, гранулометрии и минералогического состава породы, катионно-обменной емкости породы и др. Такие элементы, как иод-131, сера-35, почти не сорбируются на породах; слабо сорбируются рутений-106, уран, цезий-137, стронций-90. Эти элементы, особенно стронций-90, наиболее опасны в отношении загрязнения подземных вод, так как они обладают повышенной миграционной способностью в этих водах и являются долгоживущими.

Значения периодов полураспада радиоактивных элементов

Элемент	Период полураспада	Элемент	Период полураспада
Иод-131	8,1 сут	Стронций-90	28,0 года
Стронций-89	54,5 "	Цезий-137	33,0 "
Цирконий-95	65,0 "	Радий-226	$1,59 \cdot 10^3$ "
Церий-144	282,0 "	Углерод-14	$5,57 \cdot 10^3$ "
Рутений-106	360,0 "	Плутоний-239	$2,24 \cdot 10^4$ "
Кобальт-60	5,3 года	Уран-238	$4,49 \cdot 10^9$ "
Тритий	12,46		

Стронций-90 может переноситься подземными водами на большие расстояния, когда он входит в комплексные соединения с сульфатами, карбонатами, гумусом и другими органическими веществами.

Радиоактивному загрязнению наиболее подвержены грунтовые воды, особенно при небольшой мощности зоны аэрации, задерживающей сорбирующие и короткоживущие элементы. Радиоактивное загрязнение глубоких водоносных горизонтов возможно в районах с интенсивным развитием тектонических трещин, связанных с очагами данного вида загрязнения.

14.3. Охрана подземных вод

Общие задачи гидрогеологических исследований по охране подземных вод от загрязнения и истощения четко определяются «Основами водного законодательства Союза ССР и союзных республик» (1970 г.). Этот закон строго регламентирует рациональное использование водных ресурсов и их охрану от загрязнений и истощения. В целях проведения постоянного и планомерного межведомственного контроля за использованием водных ресурсов в нашей стране создано 149 бассейновых инспекций Минводхоза СССР.

В соответствии с требованиями «Основ водного законодательства Союза ССР и союзных республик» весь комплекс исследований и осуществление инженерных мероприятий по предотвращению возможного загрязнения пресных подземных вод на водозаборных сооружениях возлагается на ведомства, в чьем ведении находится их эксплуатация.

Наряду с этим, согласно действующему постановлению «Об усилении охраны природы и улучшении использования природных ресурсов» (1972 г.), на организации Мингео СССР возложены функции контроля за рациональным их использованием и охраной. Это положение предоставляет геологическим организациям широкие права контроля, вплоть до запрещения эксплуатации действующих водозаборов (если водопотребляющее ведомство систематически не выполняет предписание контрольных органов по охране подземных вод от загрязнений).

Объемы и содержание мероприятий по охране подземных вод в каждом конкретном случае определяются гидрогеологической и санитарно-гигиенической сложностью района расположения действующего водозабора.

Согласно действующей в СССР «Инструкции по установлению зон санитарной охраны хозяйственно-питьевых водопроводов с подземным источником водоснабжения» (№ 219—56), на каждом водозаборном сооружении должны быть созданы два пояса санитарной охраны: I пояс — зона строгого режима и II пояс — зона ограничений.

В I пояс входит участок, на котором располагаются водоприемное сооружение, насосная станция, установка для обработки воды и резервуары. Граница I пояса проходит на расстоянии не

менее 50 м от водозаборного сооружения на месторождениях безнапорных вод и не менее 30 м на месторождениях напорных вод. Санитарное состояние территории I пояса должно отвечать требованиям СНиП П-31-74.

В границах II пояса не должно быть источников загрязнения, поэтому здесь ограничивается размещение промышленных объектов, проведение земляных, горных и строительных работ и запрещается применение сельскохозяйственных ядохимикатов. Границы II пояса устанавливаются так, чтобы химические загрязнения не могли достичь водозабора в течение всего периода его эксплуатации ($t=25 \dots 50$ лет).

При искусственном пополнении запасов подземных вод в зону санитарной охраны включаются: водозаборы на открытых источниках, используемых для пополнения запасов подземных вод; водозаборы подземных вод (бассейны, отстойники, каналы и т. п.); водоводы, насосные станции, установки для обработки воды. Граница I пояса зоны охраны водозаборов на открытых водоемах должна проходить на расстоянии не менее 50 м от водозаборных и не менее 100 м от инфильтрационных сооружений.

На месторождениях подземных вод, где безнапорные водоносные горизонты имеют непосредственную связь с атмосферой или распространены неглубоко залегающие напорные горизонты, перекрытые слабопроницаемыми горными породами, в границах II пояса, определенного при $t=25$ лет, целесообразно выделять санитарную зону против бактериального загрязнения.

Для определения границ этой зоны расчетный срок принимается равным 200—400 сут (срок выживания бактерий в подземных водах). Расчеты зон санитарной охраны выполняются с учетом конкретных гидрогеологических условий, физико-химических процессов взаимодействия поступающих в водоносный горизонт загрязненных вод с водами горизонта и др. Расчеты зон санитарной охраны являются составной частью проектов водозаборов.

Прогноз миграции загрязнений в подземных водах приближенно рассчитывается по формуле

$$L = L_{\phi} + 0,5(L_{гр} + L_{д}), \quad (14.2)$$

где L — путь движения компонента загрязнения, м; L_{ϕ} — расстояние от начальной точки движения компонента загрязнения до водозабора, м; $L_{гр}$ — длина зоны деформации границы раздела между загрязняющей и подземной водой, м. Величина $L_{гр}$ определяется по формуле

$$L_{гр} \approx 2,2 \sqrt{(kM \Delta \bar{\gamma} \cos \varphi)/n}, \quad (14.3)$$

где k — коэффициент фильтрации, м/сут; M — мощность горизонта, м; φ — угол наклона пласта к горизонту; n — активная пористость; $\Delta \bar{\gamma} = (\gamma_1 - \gamma_2)/\gamma_2$, где γ_1 и γ_2 — плотность соответственно загрязняющей и подземной воды; $L_{д}$ — длина зоны дисперсии, м ($L_{д} \approx 6,6 \sqrt{Dt/n}$, где D — коэффициент дисперсии, м²/сут; t — время движения загрязняющего раствора, сут).

При фильтрации в течение длительного времени, что имеет место при работе водозаборов, L_{ϕ} достигает наибольших размеров. Этим расстоянием ограничиваются при приближенных расчетах. Расстояние L_{ϕ} связано со скоростью фильтрации v_{ϕ} , временем продвижения загрязняющего вещества и пористостью:

$$n dL_{\phi}/v_{\phi} = -dt. \quad (14.4)$$

На основе зависимости (14.4) применительно к простым схемам фильтрации получены формулы для вычисления времени движения загрязняющего вещества t_b к водозабору.

При прогнозе миграции загрязняющего вещества дается также оценка его концентрации или общей минерализации воды в водозаборе C_b после прихода загрязненных вод. Для этого пользуются формулой

$$C_b = \left(\sum_{i=1}^k Q_i C_i \right) / Q, \quad (14.5)$$

где Q_i — составляющие дебита водозабора, обеспечиваемые притоком подземных вод отдельных источников питания; C_i — концентрация прослеживаемого компонента (или общая минерализация воды) в тех же источниках питания; Q — суммарный дебит водозабора.

Охране месторождений минеральных лечебных вод уделяется особое внимание. В соответствии с постановлением Совета Министров СССР от 5 сентября 1973 г. («Положение о курортах», раздел III, п. II) санитарная охрана курортов имеет своей целью сохранение физических и химических свойств минеральной воды, предохранение ее от загрязнения и преждевременного истощения. Для этого в районах курортов устанавливаются округа санитарной охраны. В округ входят три зоны санитарной охраны: строгого режима, ограничений и зона, охватывающая области питания, формирования и разгрузки минеральных вод месторождения.

В первой зоне запрещается: проведение земляных работ, строительство частных построек, размещение учреждений, не имеющих отношения к курорту; транзитное движение транспорта; содержание и выпас домашних животных; спуск неочищенных вод в открытые водоемы; удобрение земель навозом; свалка мусора и нечистот; устройство кладбищ скота, порубка зеленых насаждений и др. Во второй зоне запрещается: устройство свалок, хранилищ, кладбищ скота, спуск в речки и водоемы неочищенных хозяйственно-фекальных и промышленных сточных вод, сброс твердых отходов, загрязняющих грунт и воздух, бурение скважин, не связанных с развитием курорта, купание скота, стирка белья в водоемах, порубка зеленых насаждений, производство других работ, нарушающих санитарное состояние курорта и режим минеральных источников. В третьей зоне допускаются работы, не оказывающие вредного влияния на санитарное состояние курорта. Контроль за охраной месторождений минеральных лечебных вод осуществляется гидрогеологическими станциями вместе с дирекцией курортов.

Список литературы

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии.—М.: Гидрометеиздат, 1970.—444 с.
2. Биндеман Н. Н., Язвин Л. С. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод.—М.: Недра, 1970.—214 с.
3. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии.—3-е изд.—М.: Высшая школа, 1975.—320 с.
4. Вельмина Н. А. Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы (криогидрогеология).—М.: Недра, 1970.—327 с.
5. Веригин Н. Н. Движение грунтовых вод вблизи водохранилищ, каналов, подпертых бьефов и методы расчета подпора и потерь на фильтрацию.—В кн.: Труды ВНИИ ВОДГЕО. М., 1958, с. 205—253.
6. Влияние водохранилищ на гидрогеологические условия прилегающих территорий. Абрамов С. К., Биндеман Н. Н., Бочевер Ф. М., Веригин Н. Н.—М.: Госстройиздат, 1960.—320 с.
7. Вольфцун И. Б. Расчеты элементов баланса грунтовых вод.—Л.: Гидрометеиздат, 1972.—272 с.
8. Гавич И. И., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии.—М.: Высшая школа, 1964.—251 с.
9. Гавич И. К., Семенов С. М., Швеиц В. М. Методы обработки гидрогеологической информации с вариантами задач.—М.: Высшая школа, 1981.—160 с.
10. Гидрогеодинамика/Под ред. Зекцера И. С.—Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.—241 с.
11. Гидрогеология СССР: В 45-ти т.—М.: Недра, 1964—1972. Т. 1—45.
12. Гидрогеология СССР: Сводный том.—М.: Недра, 1976, вып. 1.—656 с.
13. Гидрогеология СССР: Сводный том.—М.: Недра, 1973, вып. 4.—278 с.
14. Девис С., де Уист Р. Гидрогеология.—М.: Мир, 1970, т. 2.—255 с.
15. Жернов И. Е., Шестаков В. М. Моделирование фильтрации подземных вод.—М.: Недра, 1971.—226 с.
16. Зайцев И. К., Толстихин Н. И. Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод.—М.: Недра, 1972.—280 с.
17. Зекцер И. С. Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения.—М.: Наука, 1977.—173 с.
18. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР.—М.: Госгеолтехиздат, 1959.—366 с.

19. Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений.— 2-е изд.— М.: Недра, 1972.— 280 с.
- 20. Кац Д. М. Основы геологии и гидрогеологии.— М.: Колос, 1981.— 351 с.
21. Кац Д. М., Шестаков В. М. Мелиоративная гидрогеология.— М.: изд-во МГУ, 1981.— 296 с.
22. Кириухин В. А. Региональная гидрогеология Восточно-Европейской и Восточно-Сибирской артезианских областей: Конспект лекций.— Л.: Изд. ЛГИ, 1981.— 54 с.
23. Кириухин В. А. Гидрогеология молодых платформ (Западно-Сибирская и Приаральская артезианские области).— Л.: Изд. ЛГИ, 1982.— 65 с.
- 24. Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология.— М.: Недра, 1977.— 356 с.
25. Климентов П. П., Кононов В. М. Динамика подземных вод.— М.: Высшая школа, 1973.— 440 с.
- 26. Климентов П. П., Кононов В. М. Методика гидрогеологических исследований.— М.: Высшая школа, 1978.— 408 с.
27. Ковалевский В. С. Условия формирования и прогнозы естественного режима подземных вод.— М.: Недра, 1973.— 152 с.
28. Колбасов О. С. Водное законодательство в СССР.— М.: Юридическая литература, 1972.— 216 с.
29. Коноплянцев А. А., Семенов С. М. Прогноз и картирование режима грунтовых вод.— М.: Недра, 1974.— 214 с.
30. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод.— М.: Изд-во МГУ, 1960.— 344 с.
- 31. Ланге О. К. Гидрогеология.— М.: Высшая школа, 1969.— 366 с.
32. Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод.— М.: Недра, 1976.— 223 с.
33. Ломтадзе В. Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород.— Л.: Недра, 1972.— 312 с.
34. Мироненко В. А. Динамика подземных вод.— Л.: Недра, 1983.— 380 с.
- 35. Михайлов Л. Е., Русанов Б. Д. Артезианские воды.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1980.— 45 с.
36. Михайлов Л. Е. Грунтовые воды.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1982.— 40 с.
37. Морозов П. Н. Подземный сток и методы его определения.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1975.— 60 с.
38. Общая гидрогеология/Под ред. Е. В. Пиннекера.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.— 231 с.
39. Основы гидрогеологических расчетов/Бочеввер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М.— М.: Недра, 1969.— 368 с.
40. Попов О. В. Подземное питание рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 291 с.
41. Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 334 с.
42. Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды. Лечебные, промышленные, энергетические.— Л.: Недра, 1977.— 240 с.
43. Русанов Б. Д., Гидрогеологические структуры и гидрогеологическое районирование.— Л.: Изд-во ЛГМИ, 1973.— 42 с.
44. Самарина В. С., Гидрогеохимия.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1977.— 359 с.
45. Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод.— 2-е изд.— М.: Изд-во МГУ, 1965.— 380 с.

46. Справочник гидрогеолога/Под общ. ред. М. Е. Альтовского.— М.: Гостеолтехиздат, 1962.— 616 с.
47. Справочное руководство гидрогеолога.— 3-е изд.— Л.: Недра, 1979, т. 1, 2.— 807 с.
48. Толстихин Н. И., Кирюхин В. А. Введение в региональную гидрогеологию: учебное пособие.— Л.: Изд-во ЛГИ, 1978.— 90 с.
49. Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю. Формирование и геологическая роль подземных вод.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1968.— 216 с.
50. Чаповский Е. Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов.— 4-е изд.— М.: Недра, 1975.— 304 с.
51. Шестаков В. М. Динамика подземных вод.— 2-е изд.— М.: Изд-во МГУ, 1979.— 368 с.
52. Шестаков В. М., Кравченко И. П., Пашковский И. С. Практикум по динамике подземных вод.— 2-е изд.— М.: Изд-во МГУ, 1975.— 270 с.

Предметный указатель

- Аградация мерзлоты 100
Адыр 70
- Баланс подземных вод 185
Бассейн артезианский 74, 112
— вулканогенный 116
— грунтовых вод 54
Бугор пучения 101
Булгуннях 102
- Верховодка 51
Виртуальное приведение мощности слоев 136
Вкус подземных вод 39
Влагоемкость породы 18
— — — полная 18
— — — капиллярная 18
— — — молекулярная 19
— — — гигроскопическая 19
Влажность массовая 18
— объемная 18
Вода гравитационная 16
— капиллярная 16
— конституционная 14
— кристаллизационная 14
— парообразная 17
— прочносвязанная 15
— рыхлосвязанная 15
— твердая 17
— цеолитная 14
Вода подземная возрожденная (дегидратационная) 37
— — — инфильтрационная 35
— — — конденсационная 35
— — — пластовая 27
— — — поровая 26
— — — седиментационная 36
— — — трещинная 27
— — — трещинно-жильная 27
— — — ювенильная 37
Водоотдача 19
Водораздел грунтовых вод 148
Водородный показатель воды 41
Водоупорное ложе грунтовых вод 53
- Воды артезианские 72
— — — грунтовые 52
— — — выщелачивания 58
— — — континентального засоления 59
— — — локально-трещинные 89
— — — подземные аazonальные 57
— — — зональные 57
— — — надмерзлотные 96
— — — межмерзлотные 98
— — — подмерзлотные 100
— — — экзогенные 35
— — — эндогенные 37
— — — минеральные лечебные 45
— — — — промышленные 45
— — — термальные 45
— — — почвенные 49
— — — регионально-трещинные 88
— — — трещинно-карстовые 91
Воронка депрессионная 176
Впадины межадырные 70
Вязкость подземных вод
- Гейзер 106
Гидратация минералов 48
Гидрогеологический разрез 238
— — — этаж 25
Гидрогеологическое окно 63
— — — районирование 118
Гидрогеология 4
— — — горная 6
— — — инженерная 6
— — — мелиоративная 6
— — — поисковая 6
— — — прикладная 6
— — — региональная 5
— — — теоретическая 5
Гидрогеотермия 5
Гидрогеохимия 5
Гидроизогипсы 55
Гидролакколит 102
Гидросфера 20
Гипертермы 85
Горизонт водоносный 25
Горная порода рыхлая 8

— скальная 8
Границы потоков подземных вод 134
Гранулометрический состав рыхлых горных пород 9

Движение подземных вод квазиустановившееся 184

— напорно-безнапорное 145
— неравномерное 138
— неустановившееся 159
— равномерное 137
— установившееся 137

Дебит скважины удельный 179

Дегидратация минералов 37

Деградация мерзлоты 100

Дефицит насыщения породы 18

Деятельный слой 94

Диаметр частиц породы действующий 9

— контролирующий 9

Динамика подземных вод 123

Жесткость воды 42

Задачи прямые 138

— обратные 138

Закон А. Дарси 128

Запасы и ресурсы подземных вод естественные 244

— искусственные 244

— привлекаемые 245

— эксплуатационные 245

— категории А, В, С₁, С₂ 247

Запах подземных вод 39

Зияние трещин 87

Зона аэрации 23

— весьма затрудненного водообмена 79

— водоносная 26

— гидрохимическая 82

— затрудненного водообмена 79

— капиллярная 53

— насыщения 24

— свободного водообмена 78

Зональность артезианских бассейнов гидродинамическая 78

— гидрохимическая 81

— температурная 84

— грунтовых вод 57

Инфильтрация 35, 124

Инфлюация 35

Испарение 124

Испаряемость 125

Источник 103

— восходящий 104

— карстовых вод перемежающийся 105

— постоянный 105

— сублимарный (эжекторный) 105

— нисходящий 104

— поровых грунтовых вод выклинивания 104

— контактовый 104

— переливающийся (экранированный) 104

— эрозивный 104

— постоянно действующий 105

— ритмически действующий 106

— сезонно действующий 105

Источники загрязнения подземных вод химические 247

— биологические 248

— радиоактивные 249

Капиллярность 19

Карты гидрогеологические кондиционные 237

— некондиционные 237

— общие 237

— расчлененные 237

— совмещенные 237

— специальные 237

Катионный обмен между водами и породами 47

Классификация подземных вод 26

— по минерализации и химическому составу 44

— режима подземных вод 190

Комплекс водоносный 25

Конденсация молекулярная 126

— термическая 126

Конус выноса 69

Коэффициент водоотдачи 159

— водопроводимости 130

— насыщения породы 18

— недостатка насыщения породы 159

— неоднородности 9

— подземного питания рек 214

— стока 213

— пористости 12

— приведенный 12

— транспирационный 126

— трещинной пустотности 88

— фильтрации 130

— среднезвешенный по мощностям 136

— уровнепроводности 160

Кривая депрессии 132

Криолитозона 24

Криопэги 85

Лед подземный 102

Линеаризация дифференциальных уравнений фильтрации 160

Линзы пресных вод бассейнов сухих логов 68

— подпесчаные 68

— подтакырные 67

Линии равных напоров 133
— тока 133

Массив гидрогеологический 110
Методы оценки подземного стока
воднобалансовые 228
----- гидродинамические 225
----- гидрохимические 229
— прогноза режима подземных вод
балансовые 209
----- вероятностно-статисти-
ческие 210
----- гидродинамические 204
----- по гидрогеологической
аналогии 211
Микрофлора подземных вод 42
Минерализация подземных вод 40
Моделирование фильтрации подзем-
ных вод 241
Мощность грунтового водоносного
горизонта 53

Наледь 101
— наземная 101
— подземная 102
Напор геодинамического происхожде-
ния 73
— геостатического происхождения 72
— гидростатического происхождения
73
— пьезометрический 131
Напорно-безнапорное движение под-
земных вод 145
Напорный градиент 133

Область артезианская 117
— гидрогеологическая складчатая
117
— гидрогеологических массивов 117
— питания артезианских водоносных
горизонтов внешняя 74
----- внутренняя 75
Окислительно-восстановительные
процессы в подземных водах 48
Окислительно-восстановительный по-
тенциал воды 42
Опытно-фильтрационные работы ла-
бораторные 238
----- полевые 239
Ордината кривой депрессии 143
Ориентировка трещин 87
Охрана подземных вод 250
Оценка подземного стока 223
Очаги разгрузки подземных вод ис-
кусственные 76
----- открытые 75
----- барьерные 75
----- структурно-тектониче-
ские 75
----- эрозионные 75
----- скрытые 75

----- внешние 75
----- внутренние 76

Пьезометрическая высота 132
Плотность воды 39
— породы 10
Поверхность грунтовых вод 55
Подземный контур плотины 165
Поиски и разведка подземных вод 6
Пористость горных пород 11
----- динамическая 13
----- капиллярная 11
----- некапиллярная 11
----- открытая 13
Порода водоносная 24
— водоупорная 24
— многолетнемерзлая 94
— талая 94
— по фильтрационным свойствам
анизотропная 135
----- изотропная 135
Поток грунтовый 133
— подземный двухмерный (плоский)
133
----- неограниченный 134
----- ограниченный 134
----- одномерный (линейный) 133
----- полуограниченный 134
----- радиальный 134
----- трехмерный (пространствен-
ный) 134
Пояс гидрохимический 84
— санитарной охраны подземных вод
250
Прогноз режима подземных вод 203
Прозрачность воды 38
Проницаемость 20

Радиус влияния скважины 177
----- приведенный 181
Расход потока единичный 179
Регулирование речного стока берего-
вое 222
Режим гидродинамический инфильт-
рационный 73, 79
----- термоупругий 77
----- элизионный 73
— движения ламинарный 127
----- турбулентный 128
----- подземных вод 185
----- естественный 186
----- нарушенный 186
----- смешанный 186

Сетка гидродинамическая 133
Скважина несовершенная 176
— совершенная 176
Скопления подземных вод пластово-
трещинные 109
----- пластовые 109

— — — покрово-порово-трещинные 109
 — — — трещинно-жильные 109
 Сооружения водозаборные 176
 — — — вертикальные 176
 — — — взаимодействующие 176
 — — — горизонтальные 176
 — — — комбинированные 176
 — — — одиночные 176
 — гидротехнические 164
 Состав подземных вод газовый 40
 — — — ионно-солевой 39
 — — — макрокомпонентный 40
 — — — микрокомпонентный 40
 — рыхлых горных пород гранулометрический 9
 Стационарные гидрогеологические наблюдения 239
 Сток подземный 212
 модуль 212
 объем 213
 слой 213
 Структура гидрогеологическая 108
 Сухой остаток воды 40
 Съемка гидрогеологическая 233
 — — — мелкомасштабная 233
 — — — среднемасштабная 233
 — — — крупномасштабная 233

 Такыр 67
 Талики подозерные 97
 — подрусловые 97
 — сквозные 98
 — — выводящие 98
 — — поглощающие 99
 — склоновые 98
 Температура подземных вод 38
 Термокарст 102
 Термы 85
 Транспирация 125
 Трещины выветривания 87
 — литогенетические 87
 — тектонические 87

 Уравнение водного баланса в зоне аэрации 199
 — — — насыщения 199
 — — — на поверхности земли 198
 — — — общего 199
 — Ч. В. Тейса 183
 Уравнения фильтрации дифференциальные 159
 — — — конечно-разностные 161

Уровень грунтовых вод 53

Факторы формирования подземного стока геолого-гидрогеологические 216
 — — — геоморфологические 215
 — — — криогенные 216
 — — — метеорологические 214
 — — химического состава подземных вод внешние 46
 — — — — внутренние 46
 Факторы режимобразующие 187
 — — — биолого-почвенные 188
 — — — естественные 187
 — — — геологические 188
 — — — гидрологические 188
 — — — искусственные 189
 — — — климатические 188
 — — — космогенные 189
 — — — обводняющие 189
 — — — осушающие 189
 Фильтрационная среда неоднородная 135
 — — — неупорядоченная (хаотическая) 135
 — — — упорядоченная 135
 — — — однородная 135
 Фильтрационные потери воды из водохранилища 171
 — — — — временные 173
 — — — — постоянные 172
 Фильтрационный расход из водохранилища 171
 — — — приведенный 166
 — — (осмотический) эффект 48
 Фильтрация 127
 скорость 127
 Флотбет гидротехнического сооружения 164
 Фундамент артезианского бассейна 113
 Функция Н. К. Гиринского 151

 Химический анализ воды полевой 43
 — — — — полный 43
 — — — — сокращенный 43
 — — — — специальный 43

 Цвет воды 38

 Чехол артезианского бассейна 114

 Эвапотранспирация 126
 Этапы гидрогеологических работ 233

Оглавление

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД. ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ	8
1.1. Гранулометрический состав	9
1.2. Плотность	10
1.3. Пористость и трещиноватость	11
1.4. Виды воды в горных породах	13
1.5. Влажность и водные свойства горных пород	17
Глава 2. СТРОЕНИЕ ПОДЗЕМНОЙ ГИДРОСФЕРЫ. КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	20
2.1. Объем гидросферы	—
2.2. Общие закономерности распределения воды в земной коре	21
2.3. Гидрофизическая зональность подземной гидросферы	23
2.4. Понятие о водоносных и водоупорных породах и основные элементы гидрогеологической стратификации	24
2.5. Классификация подземных вод	26
Глава 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ФОРМИРОВАНИЕ ИХ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА	33
3.1. Происхождение и формирование подземной гидросферы	—
3.1.1. Первоисточники воды	—
3.1.2. Происхождение подземных вод в их современном залегании	34
3.2. Свойства, химический состав подземных вод и процессы его формирования	38
3.2.1. Физические свойства природных вод	—
3.2.2. Ионно-солевой состав и основные химические свойства подземных вод	39
3.2.3. Микрофлора в подземных водах	42
3.2.4. Типы химического анализа подземных вод и формы выражения его результатов	43
3.2.5. Классификация подземных вод по минерализации и химическому составу	44
3.2.6. Понятие о минеральных лечебных, промышленных и энергетических водах	45
3.2.7. Процессы формирования химического состава подземных вод	46

Глава 4. ПОЧВЕННЫЕ ВОДЫ, ВЕРХОВОДКА И ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ	49
4.1. Почвенные воды	—
4.2. Верховодка	51
4.3. Грунтовые воды	52
4.3.1. Основные особенности и условия залегания грунтовых вод	—
4.3.2. Форма поверхности и глубина залегания грунтовых вод	55
4.3.3. Условия питания и разгрузки грунтовых вод	56
4.3.4. Зональность грунтовых вод	57
4.3.5. Связь грунтовых вод с поверхностными и напорными водами	62
4.4. Основные типы поровых грунтовых вод и их характеристика	63
4.4.1. Грунтовые воды речных долин	—
4.4.2. Грунтовые воды ледниковых отложений	65
4.4.3. Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь	66
4.4.4. Грунтовые воды горных областей, межгорных впадин и предгорных наклонных равнин	68
4.4.5. Грунтовые воды морских побережий и дюн	71
Глава 5. АРТЕЗИАНСКИЕ ВОДЫ	72
5.1. Основные особенности и условия залегания артезианских вод	—
5.2. Условия питания и разгрузки артезианских водоносных горизонтов	74
5.3. Происхождение и закономерности стока артезианских вод	76
5.4. Гидрогеологическая зональность артезианских бассейнов	78
5.4.1. Гидродинамическая зональность	—
5.4.2. Гидрохимическая зональность	81
5.4.3. Температурная зональность	84
Глава 6. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОДАХ	86
6.1. Гидрогеологическая оценка трещиноватости горных пород	—
6.2. Водоносность трещиноватых пород	88
6.2.1. Регионально-трещинные (трещинно-грунтовые) воды	—
6.2.2. Локально-трещинные воды	89
6.2.3. Трещинно-карстовые воды	91
Глава 7. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ТЕРРИТОРИИ РАЗВИТИЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД	94
7.1. Основные типы подземных вод территории развития многолетнемерзлых пород и их характеристика	95
7.1.1. Надмерзлотные воды	96
7.1.2. Межмерзлотные воды	98
7.1.3. Подмерзлотные воды	100
7.2. Мерзлотно-гидрогеологические явления	101
Глава 8. ВЫХОДЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ (ИСТОЧНИКИ)	103
8.1. Основные определения и классификация источников	—
8.2. Режим источников	107
Глава 9. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ	108
9.1. Понятие о гидрогеологических структурах	—
9.1.1. Гидрогеологические массивы	110
9.1.2. Артезианские бассейны	112
9.1.3. Вулканогенные бассейны	116
9.1.4. Основные системы гидрогеологических структур	117
9.2. Сведения о гидрогеологическом районировании	118
9.3. Схема гидрогеологического районирования и краткая гидрогеологическая характеристика территории СССР	120

Глава 10. ОСНОВЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ	123
10.1. Основные гидродинамические процессы в зоне аэрации . . .	124
10.2. Виды и законы движения подземных вод в зоне насыщения	126
10.2.1. Понятие о фильтрации	—
10.2.2. Основные законы фильтрации	128
10.2.3. Понятие о коэффициентах фильтрации и водопроницаемости	130
10.2.4. Гидродинамические элементы фильтрационного потока	131
10.2.5. Структура фильтрационного потока	133
10.2.6. Границы потоков подземных вод	134
10.2.7. Фильтрационные свойства пород в области движения подземных вод	135
10.3. Основы расчетов плановой установившейся фильтрации подземных вод	137
10.3.1. Установившееся движение подземных вод в однородных водоносных толщах (прямые задачи)	138
10.3.2. Установившееся движение подземных вод в неоднородных водоносных толщах (прямые задачи)	149
10.3.3. Расчет гидрогеологических параметров (обратные задачи)	157
10.4. Основы расчетов плановой неустановившейся фильтрации подземных вод	159
10.4.1. Дифференциальные уравнения	—
10.4.2. Конечно-разностные уравнения	161
10.5. Расчеты фильтрации подземных вод в районах речных водохранилищ и гидротехнических сооружений	164
10.5.1. Фильтрация воды под плотиной	—
10.5.2. Фильтрация воды в обход плотины	170
10.5.3. Фильтрация из водохранилищ	171
10.6. Движение подземных вод к скважинам	176
10.6.1. Установившееся движение подземных вод к скважинам	177
10.6.2. Неустановившееся движение подземных вод к скважинам	182
Глава 11. РЕЖИМ И БАЛАНС ПОДЗЕМНЫХ ВОД	185
11.1. Основные режимобразующие факторы	187
11.2. Классификация режима подземных вод	190
11.3. Основные закономерности естественного режима подземных вод	192
11.4. Особенности нарушенного режима подземных вод	193
11.5. Баланс подземных вод	196
11.6. Прогноз режима подземных вод	203
Глава 12. ПОДЗЕМНЫЙ СТОК И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ	212
12.1. Понятие о подземном стоке и его основные параметры	—
12.2. Основные факторы и условия формирования подземного стока	214
12.3. Влияние гидрогеологических структур на подземный сток	217
12.4. Взаимосвязь поверхностных и подземных вод	220
12.5. Принципы и методы оценки подземного стока	223
12.5.1. Гидродинамические методы	225
12.5.2. Воднобалансовые методы	228
12.5.3. Гидрохимические методы	229
12.6. Научное и практическое значение изучения подземного стока	231

Глава 13. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ И ИССЛЕДОВАНИЙ	232
13.1. Виды и последовательность выполнения гидрогеологических работ	—
13.2. Гидрогеологическая съемка	235
13.3. Опытные работы по определению гидрогеологических параметров	238
13.4. Стационарные гидрогеологические наблюдения	239
13.5. Моделирование фильтрации подземных вод	241
Глава 14. ЗАПАСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ИХ ОХРАНА	243
14.1. Понятие о запасах и ресурсах подземных вод	—
14.2. Источники загрязнения подземных вод	247
14.3. Охрана подземных вод	250
Список литературы	253
Предметный указатель	256

Леонид Ефимович Михайлов

Гидрогеология

Редактор Е. Э. Булаховская. Художник В. В. Быков. Технический редактор Г. В. Ивкова. Корректор Л. Б. Лаврова. ИБ № 1584. Сдано в набор 8.02.85. Подписано в печать 10.06.85. М-22419. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 16,5. Уч.-изд. л. 18,64. Кр.-отт. 16,5. Тираж 5500 экз. Индекс ГЛ-28. Заказ № 93. Цена 1 р. 10 к. Гидрометеоздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный переулок, 6.