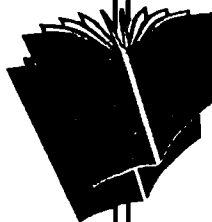


*Памяти
профессора
Сергея Васильевича
Троянского
посвящается*



РЕДАКЦИОННЫЙ СОВЕТ

Председатель

Л.А. ПУЧКОВ

Зам. председателя

Л.Х. ГИТИС

Члены редсовета

А.П. ДМИТРИЕВ

Б.А. КАРТОЗИЯ

А.В. КОРЧАК

М.В. КУРЛЕНЯ

В.И. ОСИПОВ

В.Л. ПЕТРОВ

Э.М. СОКОЛОВ

К.Н. ТРУБЕЦКОЙ

В.А. ЧАНТУРИЯ

*президент МГГУ,
чл.-корр. РАН*

*директор
Издательства МГГУ*

академик РАЕН

академик РАЕН

академик МАН ВШ

академик РАН

академик РАН

академик МАН ВШ

академик МАН ВШ

академик РАН

академик РАН

ГОРНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ

А.М. Гальперин
В.С. Зайцев
Г.Н. Харитоненко
Ю.А. Норватов

ГЕОЛОГИЯ

Часть III ГИДРОГЕОЛОГИЯ

*Допущено Учебно-методическим
объединением вузов Российской Федерации
по образованию в области горного дела
в качестве учебника для студентов вузов,
обучающихся по направлению подготовки
«Горное дело»*

МОСКВА
♦
«МИР ГОРНОЙ КНИГИ»
♦
ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА
♦
ИЗДАТЕЛЬСТВО «ГОРНАЯ КНИГА»



2 0 0 9

УДК 556/3(075)
ББК 26.35
Г 17

Издано при финансовой поддержке Федерального агентства по печати и массовым коммуникациям в рамках Федеральной целевой программы «Культура России»

Книга соответствует «Гигиеническим требованиям к изданиям книжным для взрослых» СанПиН 1.2.1253—03, утвержденным Главным государственным санитарным врачом России 30 марта 2003 г. (ОСТ 29.124—94). Санитарно-эпидемиологическое заключение Федеральной службы по надзору в сфере защиты прав потребителей и благополучия человека № 77.99.60.953.Д.012634.11.08

Экспертиза проведена Учебно-методическим объединением вузов Российской Федерации по образованию в области горного дела (письмо № 51-74/6 от 30.10.2007 г.)

Рецензенты:

- кафедра геологии и гидрогеологии Московского государственного открытого университета (зав. кафедрой проф., д-р геол.-минер. наук С.С. Бондаренко);
- проф., д-р техн. наук В.И. Стрельцов (ФГУП «ВНОГЕМ»)

Гальперин А.М., Зайцев В.С., Харитonenko Г.Н., Норватов Ю.А.

Г 17

Геология: Часть III — Гидрогеология: Учебник для вузов. — М.: «Мир горной книги», Издательство Московского государственного горного университета, издательство «Горная книга», 2009. — 400 с.: ил. (ГЕОЛОГИЯ)

ISBN 978-5-91003-043-9 (в пер.)

ISBN 978-5-7418-0591-6

ISBN 978-5-98672-146-0

Изложены основные вопросы дисциплины геологического курса — гидрогеологии — применительно к практике горного дела. Приведены сведения по общей гидрогеологии, динамике подземных вод, горно-промышленной гидрогеологии. Подробно охарактеризованы гидрогеологические задачи, решаемые при освоении обводненных месторождений твердых полезных ископаемых и подземном строительстве. Дана методика составления прогнозных оценок гидрогеологических условий освоения геологической среды. Описаны мероприятия по управлению техногенным режимом подземных вод, а также методика изучения гидрогеологической обстановки территорий освоения геологической среды.

А.М. Гальперин — д-р техн. наук, проф., В.С. Зайцев — канд. техн. наук, проф., Г.Н. Харитonenko — канд. техн. наук, проф. (МГТУ), Ю.А. Норватов — д-р геол.-минер. наук (ВНИМИ).

Для студентов вузов, обучающихся по направлению подготовки «Горное дело».

УДК 556/3(075)

ББК 26.35

ISBN 978-5-91003-043-9

ISBN 978-5-7418-0591-6

ISBN 978-5-98672-146-0

© А.М. Гальперин, В.С. Зайцев, Г.Н. Харитonenko, Ю.А. Норватов, 2009

© «Мир горной книги», Издательство МГТУ, издательство «Горная книга», 2009

© Дизайн книги. Издательство МГТУ, 2009



Согласно сложившейся методике преподавания геологических дисциплин на технологических факультетах Московского государственного горного университета после изучения курсов «Основы геологии» (учебник «Геология», часть I, издательство МГГУ), «Геология и разведка» (учебник «Геология», часть II, издательство МГГУ) следуют курсы «Гидрогеология» и «Инженерная геология». В соответствии с утвержденной специальной программой этих курсов кафедрой геологии подготовлены для издания следующие два учебника: «Гидрогеология» (учебник «Геология», часть III) и «Инженерная геология» (учебник «Геология», часть IV).

В предлагаемом учебнике «Гидрогеология» выделены три раздела: «Общая гидрогеология», «Динамика подземных вод» и «Горно-промышленная гидрогеология», которые дают представление о современном уровне развития этой отрасли геологических знаний.

Проблемы гидрогеологии месторождений полезных ископаемых и строительства подземных сооружений рассматриваются с учетом конкретных горно-технологических задач, что способствует выработке эффективных мероприятий по управлению состоянием массива горных пород в ходе освоения геологической среды и восстановления экологического равновесия. Принцип совместного рассмотрения гидрогеологических и инженерно-геологических процессов с гидрогеомеханических или природоохранных позиций служит надежной базой принятия адекватных горно-технических решений в условиях современного производства.

В 1989 г. в издательстве «Недра» вышел учебник «Гидрогеология и инженерная геология» (авт.: А.М. Гальперин, В.С. Зайцев, Ю.А. Норватов) для студентов горно-технологических специальностей вузов. В 1993 г. издательством «Балкема» (Нидерланды) была опубликована на английском языке новая редакция этого учебника.

За прошедшие почти двадцать лет накопилась научно-техническая и производственная информация, дополняющая, а иногда меняющая наши представления в рассматриваемых областях знаний. Кроме того, в этот период неоднократно пересматривались программы курсов данных дисциплин для студентов различных специальностей. Значительная переработка и дополнения увеличили объем, что потребовало отдельного изложения данных курсов. Вместе с тем изложение ряда вопросов в книге осталось аналогичным, принятому в учебнике 1989 г.

Издание учебника «Гидрогеология» подготовлено преподавателями кафедры геологии МГГУ — профессорами А.М. Гальпериным, В.С. Зайцевым и Г.Н. Харитоненко, а также проф. Ю.А. Норватовым (ВНИМИ, Санкт-Петербург).

Соавторы и коллеги хранят добрую память о безвременно ушедшем из жизни Геннадии Николаевиче Харитоненко — товарище и ученом.

Авторы искренне признательны рецензентам — проф., д-ру геол.-минер. наук С.С. Бондаренко и проф., д-ру техн. наук В.И. Стрельцову, советы и замечания которых явились ценными для завершения работы над учебником «Гидрогеология».

Авторы будут благодарны всем, кто укажет на имеющиеся в работе недочеты. Замечания просьба направлять по адресу: Москва, Ленинский просп., д. 6, МГГУ, кафедра геологии.

*Картина видимой природы
определяется водой.*

В.И. Вернадский

Термин *гидрогеология* впервые был использован в 1802 г. французским естествоиспытателем Жаном Батистом Ламарком для обозначения явлений разрушения и отложения пород с помощью воды на поверхности Земли. С 80-х г. XIX в. этот термин стал означать учение о подземных водах.

По мнению основоположника отечественной гидрогеологии и инженерной геологии академика Федора Петровича Саваренского (1881—1946), «развитие учения о подземных водах шло по двум путям: во-первых, поскольку подземные воды приурочены к горным породам, имеющим определенные формы и условия залегания, гидрогеология тесно связана с геологией, на основе которой она развивалась и без знания которой изучение ее невозможно; с другой стороны, поскольку подземные воды находятся в движении и для различных практических целей их извлечения или использования приходится прибегать к данным гидравлики и гидрологии, развитие учения о подземных водах шло также по пути технического — разработки основных положений гидравлики подземных вод и выработки практических приемов количественной оценки их для задач водоснабжения, осушения и т.д.».

В современном представлении, гидрогеология — это прикладная научная дисциплина, которая изучает: 1) происхождение, условия залегания, закономерности распространения и движения подземных вод в земной коре; 2) процессы взаимодействия подземных вод, рассматриваемых как сложные природные растворы, с горными породами, представляющими собой многокомпонентные динамические системы; 3) роль подземных вод в геологических процессах и формировании место-

рождений полезных ископаемых; 4) изменения гидрогеологической обстановки в процессе инженерной деятельности.

Гидрогеология тесно связана со смежными отраслями знаний — климатологией, метеорологией, гидрологией и мелиорацией, физикой, химией, математикой, горным и строительным делом.

Расширение знаний о подземной гидросфере, необходимость решения сложных и многообразных проблем освоения геологической среды обосновали целесообразность выделения следующих основных научных направлений в гидрогеологии.

1. *Общая гидрогеология* — рассматривает происхождение, размещение, движение подземных вод и процессы их взаимодействия с горными породами, изучает особенности физических свойств подземных вод, находящихся во взаимодействии с поверхностными водами Земли. Становление и развитие этого направления гидрогеологии связано с трудами В.И. Вернадского, Ф.П. Саваренского, А.Ф. Лебедева, О.К. Ланге, Н.И. Толстихина, Г.Н. Каменского, А.М. Овчинникова, Г. В. Богомолова.

2. *Гидрогеохимия* — занимается изучением формирования химического состава подземных вод различного происхождения. Как научное направление она возникла на стыке геохимии и гидрогеологии; основная роль в формировании ее научных основ принадлежит В.И. Вернадскому, А.Е. Ферсману, А.И. Семихатову, Г.Н. Каменскому, В.А. Приклонскому, А.М. Овчинникову, Е.В. Пиинскеру, В.М. Швецу, С.С. Бондаренко. Развитие гидрогеохимии в нашей стране способствовало разработке гидро-геохимического метода поиска полезных ископаемых, основанного на регистрации в подземных и поверхностных водах следов химических элементов.

3. *Динамика подземных вод* — исследует закономерности движения подземных вод в горных породах с целью количественной оценки этого процесса и управления им в нужном направлении. Основы динамики подземных вод заложены А. Дарси, Ж. Дюпюи, Н.Е. Жуковским, Н.Н. Павловским, Ф. Форхгеймером. Велик вклад в развитие динамики подземных вод Ф.М. Бочевера, Н.К. Гириного, В.М. Шестакова, В.А. Мироненко, И.К. Гавич, Б.В. Боревского, Я. Бэра, Де Уиста, Ж. Фрида и других современных исследователей.

4. *Криогидрогеология* — изучает происхождение, условия залегания, распространения и формирования подземных вод в районах распространения многолетнемерзлых пород. Значительная распространенность толщ многолетнемерзлых пород в пределах нашей страны потребовала постановки специальных исследований и разработки теоретических основ криогидрогеологии, отраженных в трудах М.В. Львова, Н.И. Толстихина, М.И. Сумгина, П.Ф. Швецова, В.А. Кудрявцева.

5. *Региональная гидрогеология* — исследует закономерности условий залегания, распространения и формирования подземных вод отдельных регионов, разрабатывает принципы гидрогеологического картирования и районирования геологических сред с учетом их многообразия. Становление этого направления связано с работами С.Н. Никитина, Н.Ф. Погребова, Ф.П. Саваренского, А.Н. Семихатова, И.К. Игнатовича, Н.И. Толстихина, Е.В. Пиннекера, В.А. Кирюхина, И.С. Зекцера.

6. *Горно-промышленная гидрогеология* — изучает подземные воды месторождений твердых полезных ископаемых и территории инженерного воздействия для обоснования инженерных мероприятий по предупреждению вредного влияния подземных вод на объекты горного производства, разрабатывает мероприятия по охране подземных вод от истощения и загрязнения.

К основным задачам гидрогеологического обеспечения горных работ относятся:

- ♦ установление общих закономерностей техногенного режима подземных вод при строительстве и эксплуатации горнодобывающих предприятий;

- ♦ изучение фильтрационных процессов, определение фильтрационных параметров и оценка условий питания водонесных горизонтов, дренируемых в ходе горных работ или подлежащих охране;

- ♦ прогноз водопритоков в горные выработки, обоснование направления дренажных мероприятий и определение параметров дренажных систем, контроль эффективности дренажных мероприятий;

♦ изучение и прогноз механических процессов, развивающихся в обводненных массивах горных пород при ведении горных работ;

♦ проведение специальных гидрогеологических исследований по прогнозу и контролю загрязнения и истощения подземных вод и обоснование мероприятий по охране водных ресурсов геологической среды.

Перечисленные задачи решаются с использованием натуральных наблюдений и экспериментов, аналитических расчетных методов, методов геологической и гидрогеологической аналогии, математического и физического моделирования фильтрационных процессов.

Научно-методические основы горно-промышленной гидрогеологии разработаны Д.И. Щеголевым, С.В. Троянским, С.П. Прохоровым, М.В. Сыроватко, М.С. Газизовым, В.А. Мироненко, Ю.А. Норватовым, В.Г. Румыниным, Г.Н. Харитоненко.

Применительно к условиям горного производства и различных видов строительства проблемы гидрогеологии тесно связаны с проблемами инженерной геологии. Их успешное решение возможно в рамках нового научного направления — гидрогеомеханики, созданного В.А. Мироненко и В.М. Шестаковым. Гидрогеомеханика с единых методологических позиций рассматривает механико-математические основы гидрогеологических и инженерно-геологических процессов в обводненных массивах горных пород. При этом первостепенное значение приобретает гидрогеомеханическая схематизация массива, обеспечивающая связь геологической основы с ее механико-математическим описанием.

В данном учебнике авторами предпринята попытка комплексного рассмотрения с гидрогеомеханических позиций некоторых горно-геологических явлений: фильтрационных деформаций горных пород вокруг выработок; фильтрационной консолидации естественных оснований и отвальных массивов; депрессионного уплотнения осушаемых массивов.

Проблемы горно-промышленной гидрогеологии и инженерной геологии носят комплексный характер, обусловленный не-

обходимостью всестороннего изучения условий инженерного освоения и преобразования геологической среды. Как считал А.Е. Ферсман, новая геотехнологическая тенденция в эволюции инженерно-геологических знаний приобрела особую роль в связи с тем, что хозяйственная и промышленная деятельность по своему масштабу и значению стала сравнима с процессами, происходящими в самой природе, а ее последствия, по мнению А.В. Сидоренко, приобретают первостепенное значение для этой деятельности.

Так, в результате мероприятий по защите горных выработок от затопления иссушаются подземные источники водоснабжения целых районов, выходят из сферы сельскохозяйственного использования ценные земельные угодья, активизируются ветровая эрозия и захоронение почвенно-растительного покрова на огромных площадях продуктами дефляции породных масс отвалов и терриконов и т. д. Е.М. Сергеев ввел новое определение инженерной геологии — науки о геологической среде. Предвидение характера и масштабов изменений природно-геологических условий с целью определения их народнохозяйственных последствий необходимо для обоснования рационального проекта разработки месторождения, объемов работ по охране государственного земельного и водного фондов, рекультивации (восстановления) площадей, использованных под карьеры и шахтные поля, отвалы и терриконы.

Приобретение навыков использования гидрогеологической и инженерно-геологической информации позволяет оценивать свойства горных пород и условия производства горных работ, прогнозировать поведение массива при строительстве и эксплуатации горных объектов, разрабатывать специальные и технологические мероприятия по обеспечению безопасности и экономической эффективности горных разработок с учетом требований охраны геологической среды. Поэтому так важно и необходимо студентам горно-технологических специальностей знание основ научных дисциплин «Гидрогеология» и «Инженерная геология».

РАЗДЕЛ 1

*Вода — лучшее,
что есть на свете.*

Пиндар

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ГЛАВА 1. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ И КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

Вода пропитывает всю Землю — изнутри, снаружи, сверху; ее жилы расходятся во всех направлениях как связующие звенья.

Плиний Старший

§ 1. Запасы воды на Земле

Вода на нашей планете представлена атмосферными, поверхностными и подземными водами, образующими неразрывную единую оболочку — гидросферу. Характерные физические свойства воды — способность изменять фазовое состояние при изменении параметров внешней среды и ее высокая подвижность — определяют сложность установления четких границ гидросферы в пределах взаимодействующих с ней оболочек. Это, в свою очередь, объясняет значительное расхождение результатов расчетов объема гидросферы, выполненных различными исследователями.

Так, по расчетам М.С. Львовича, объем гидросферы составляет 1458 млн км³, из них 60 млн км³ — подземные воды верхнего слоя земной коры (до глубины 5 км), находящиеся в свободном и физически связанном виде (табл. 1.1). По данным изучения материалов по сверхглубоким скважинам*, пробуренных для исследования строения и состава земной коры и верхней мантии, а также разведки на нефть и газ, установлено, что на глубинах более 5 км встречается вода в свободном состоянии. В соответствии с расчетами В.Ф. Дерпгольца, общий объем гидросферы, ограниченной тропопаузой (переходным слоем между тропо- и атмосферой)

* Скважина на Кольском п-ове (глубина 12 250 м, Россия, 1970 г.); скважина Берта-Роджерс (глубина 9583 м, США, 1974 г.); скважина близ о. Аралсор (Прикаспийская низменность, Россия 1979 г.); скважина близ г. Оберпфальц (глубина 9101 м, Германия, 1994 г.).

и толщиной земной коры мощностью 35 км на континентах и 4,7 км под океанами, составляет 2,46 млрд км³. Поверхностные воды занимают объем 1,41 млрд км³, подземные — 1,05 млрд км³, среди них выделены воды осадочной толщи (190 млн км³) и кристаллических пород (860 млн км³), находящиеся как в свободном, так и в связанном состоянии.

Принятая в расчетах нижняя граница распространения гидросферы отвечает условию критического состояния воды, наступающего при температуре 374 °С для химически чистой воды и 450 °С для водных растворов. В молекулярном виде вода, очевидно, распространена на всю толщу земной коры. В качестве нижней границы гидросферы можно рассматривать слой Мохоровичича*, где в результате действия температуры и давления протекают процессы разложения и синтеза воды.

Таблица 1.1

Состав и объем атмосферы (по М.С. Львовичу)

Вид гидросферы	Объем, млн км ³	Доля от общего объема гидросферы, %
Мировой океан	1370	93,96
Подземные воды	60	4,11
в том числе зоны активного водообмена	4	0,27
Ледники	24	1,65
Озера	0,280*	0,019
Почвенная влага	0,085**	0,005
Пары атмосферы	0,014	0,0009
Речные воды	0,0012	0,00008
<i>Вся гидросфера</i>	1458,3802	100
* В том числе около 5 тыс. км ³ в водохранилищах.		
** В том числе около 2 тыс. км ³ оросительных вод.		

* Нижняя граница земной коры выделена А. Мохоровичичем (1909) на глубине около 54 км по скачкообразному увеличению скорости прохождения сейсмических волн.

Как природное вещество, вода представляет собой ценное полезное ископаемое. Это — единственный вид минерального сырья, запасы которого в процессе непрерывного круговорота возобновляются. В сфере хозяйствования традиционно сложились две формы отношения к воде — водопользование и водопотребление.

Водопользование связано с производством (например, водным транспортом, рыбным хозяйством), для которого вода служит средой деятельности, а также источником получения электрической энергии. В общем энергетическом балансе России доля энергии, вырабатываемой на ГЭС, составляет около 20 %.

Водопотребление предусматривает использование воды в технологических целях и для жизнеобеспечения. Для водопотребления необходима в основном пресная вода с содержанием растворимых солей не более 1 г/л (отвечает гигиеническим нормам), запасы которой на Земле оцениваются в 35 млн км³, или более 8 млн м³ на каждого жителя. Большая часть (около 70 %) пресной воды находится в твердом состоянии, затрудняющем пока ее применение, и для водоснабжения часто используют речные и озерные воды, запасы которых не превышают 95 тыс. км³, т.е. на их долю приходится 0,26 % суммарных запасов пресных вод Земли. В России сосредоточено более 20 % мировых запасов пресных поверхностных и подземных вод, здесь находится свыше 2,5 млн больших и малых рек, более 2 млн озер, сотни тысяч болот.

Неравномерность территориального распределения, большая внутригодовая и многолетняя изменчивость речного стока затрудняют обеспечение населения и экономики страны необходимым количеством воды. Эта проблема решается за счет регулирования стока рек водохранилищами и межбассейнового перераспределения стока рек. В настоящее время в стране имеется несколько десятков тысяч таких объектов общей вместимостью примерно 800 км³. К крупным и особо крупным объектам относятся 325 водохранилищ с единичной вместимостью более 10 млн м³.

Значительные объемы пресных вод сосредоточены в озерах. По характеру взаимодействия с реками встречаются озера проточные и бессточные: первые имеют преимущественное распространение в гумидной (лат. *humidus* — влажный) зоне, вторые — в аридной (лат. *aridus* — сухой), где испарение с водной поверхности намного превышает количество выпадающих атмосферных осадков.

Основная часть ресурсов в нашей стране сосредоточена в крупных озерах: Байкал (23 тыс. км³, или 20 % мировых и более 90 % национальных запасов пресных вод); Ладожское (908 км³); Онежское (285 км³); Чудско-Псковское (35,2 км³).

Болота занимают площадь порядка 1,4 млн км² и содержат огромные массы воды. Основные болотные массивы сосредоточены на северо-западе и севере Европейской части России, а также на севере Западной Сибири. Площади болот колеблются от нескольких гектаров до десятков квадратных километров. В болотах сосредоточено около 3000 км³ статических запасов природных вод. Среднегодовалые эксплуатационные ресурсы болот, по имеющимся оценкам, составляют около 300 км³/год. Болота играют важную роль в формировании гидрологического режима рек: они регулируют половодья и паводки, растягивая их во времени и по высоте; в пределах своих массивов способствуют естественному самоочищению речных вод от многих атмосферных и антропогенных загрязнителей.

Ледники, наледи и снежники являются существенными аккумуляторами пресной воды. На территории России основная масса ледников сосредоточена на арктических островах и в горных районах. Наибольшие площади горного оледенения характерны для Кавказа (свыше 1400 ледников), Камчатки, Алтая, севера и северо-востока Сибири. На островах Арктики распространены ледниковые щиты и покровы. В арктических ледниках Урала, Сибири, Алтая и Камчатки общий объем статических запасов составляет около 5 тыс. км³.

На долю **пресных подземных вод**, имеющих обычно высокие качественные показатели, приходится около 10,5 млн км³, т.е. примерно 1/3 общего запаса пресных вод, однако их экс-

платация ограничена неравномерным распределением в земной коре. В общем балансе используемых пресных вод подземные воды, по данным О.А. Спенглера, составляют до 33 % во Франции, 22 % в США, 20 % в России. Естественные ресурсы подземных вод (сумма всех приходных элементов водного баланса водоносных горизонтов) оцениваются примерно в $790 \text{ км}^3/\text{год}$, а потенциальные эксплуатационные ресурсы — в объеме свыше $316 \text{ км}^3/\text{год}$.

На территории России для хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения, а также орошения земель к концу 90-х г. XX в. было разведано более 3800 месторождений (участков) подземных вод. В эксплуатации находились 1777 месторождений. К этому времени разведанные эксплуатационные запасы пресных подземных вод составляли более $30 \text{ км}^3/\text{год}$, в том числе было подготовлено для *промышленного освоения* почти $20 \text{ км}^3/\text{год}$.

В начале XX в. мировое потребление воды для различных целей было около 400 км^3 , а к концу века ежегодная потребность в ней составила более 4000 км^3 (табл. 1.2). В России в количественном отношении потребление воды превышает суммарное использование всех иных природных ресурсов, что во многом определяется сложившейся структурой производства в различных отраслях промышленности. Так, для переработки 1 т нефти затрачивается около 60 т воды, при изготовлении 1 т ткани — 1100 т, 1 т синтетического волокна — до 5000 т воды; для производства 1 т пшеницы необходимо около 2 т воды, а 1 т риса — свыше 25 т.

Снижению объемов водопотребления способствует использование ресурсосберегающих технологий и мероприятий по экономии воды. Например, в конце 60-х гг. XX в. предполагалось, что к 2000 г. общее мировое потребление увеличится до 11 тыс. км^3 в год, однако фактическое потребление оказалось более чем в 2 раза меньшим. Несмотря на это, запасы пресных поверхностных вод следует оценивать как ограниченные, что предопределяет необходимость разработки комплексных программ рационального использования природных вод и охраны водно-земельных ресурсов в национальном, региональном и глобальном масштабах.

**Объемы водопотребления в мире в XX в., км³/год
(по данным И.А. Шикломанова и О.Л. Марковой, 1987)**

Потребители воды	Годы			
	1900	1950	1980	2000
Сельское хозяйство	<u>525*</u>	<u>1130</u>	<u>2280(68,9 %)**</u>	<u>3250(62,6 %)</u>
	409	859	1730(88,7 %)	2500(86,2 %)
Промышленность	<u>37,2</u>	<u>178</u>	<u>710(21,4 %)</u>	<u>1280(24,7 %)</u>
	3,5	14,5	61,9(3,1 %)	117(4,0 %)
Коммунальное хозяйство городов и поселков	<u>16,1</u>	<u>52,0</u>	<u>200(6,1 %)</u>	<u>441(8,5 %)</u>
	4,0	14	41,1(2,1 %)	64,5(2,2 %)
Водоохранилища	<u>0,3</u>	<u>6,5</u>	<u>120(3,6 %)</u>	<u>220(4,2 %)</u>
	0,3	6,5	120(6,1 %)	220(7,6 %)
Общее водопотребление	<u>580</u>	<u>1360</u>	<u>3310</u>	<u>5190</u>
	417	894	1950	2900

* В числителе — общее водопотребление, в знаменателе — безвозвратное.
** В скобках — в процентах от суммы по всем потребителям.

Подобный подход позволяет рассматривать природные воды как неотъемлемую часть природного ландшафта, разрушение которого с позиции экологического равновесия недопустимо. Актуальность решения водной проблемы для современного мира отмечена ООН, провозгласившей в 2002 г. Международное десятилетие питьевого водоснабжения и санитарии (2002—2012).

Подземные минеральные (лечебные) воды отличаются большим разнообразием химического и газового состава, микрокомпонентов, температур, наличием радиоактивных элементов, кислотности и щелочности. По имеющимся данным, в России к настоящему времени разведано более 600 месторождений минеральных вод. Государственная экспертиза запасов к концу 90-х гг. XX в. проведена на 500 месторождениях с суммарным дебитом около 500 тыс. м³/сут. Наиболее освоены запасы Кавказских минеральных вод и района Сочи. Практически не используются углекислые, радоновые, кремнистые термальные

воды азиатской части России (Республика Бурятия, Читинская, Камчатская и Сахалинская области), слабо — сероводородные воды Поволжья, Краснодарского края, Иркутской области. Как источник минерального сырья природные (морские, озерные) воды используются для получения в промышленных масштабах Mg, Na, K, Cl, Pb, Zn, Cu, Br, B, Li, NaHCO₃ и других полезных компонентов.

К промышленным подземным водам (или гидроминеральному сырью) относят подземные воды, количество и качество которых позволяют в конкретных гидрогеологических условиях производить экономически целесообразную добычу этих вод и извлечение из них полезных компонентов существующими техническими средствами с применением современных технологических процессов. Интерес к использованию промышленных вод связан не только с истощением запасов традиционных рудных месторождений, редких металлов, но также с рядом преимуществ, присущих этому виду полезных ископаемых.

Промышленные подземные воды характеризуются широким региональным распространением и большими геологическими и эксплуатационными запасами. Добыча этих вод не требует проведения капиталоемких горных работ и переработки большой массы горных пород. Она осуществляется скважинными водозаборами, позволяющими получать гидроминеральное сырье с больших глубин. Промышленные воды — комплексное сырье, обеспечивающее при малоотходной технологии получение, помимо редких элементов, солей Na, K, Mg, Ca.

В России промышленные подземные воды, в основном, служат источником получения йода и брома. Разведанные запасы йодных вод и йода в них составляли к концу 90-х гг. XX в. соответственно около 327 тыс. м³/сут и 3903 т/год, а запасы бромных вод и брома — соответственно почти 52 тыс. м³/сут и 14 тыс. т/год. Разведано три месторождения: Краснокамское (Пермская обл.) йодо-бромных вод, а также Славяно-Троицкое (Краснодарский край) и Черкашинско-Тобольское (Тюменская обл.) йодных вод. На Краснокамском и Славяно-Троицком месторождениях налажено промышленное производство брома и йода.

Разработка месторождений промышленных вод, широко распространенных в различных геологических структурах, сдерживается в ряде случаев из-за отсутствия высокоэффективных технологических схем извлечения полезного компонента и утилизации отработанных вод. Искусственные промышленные воды получают путем растворения (выщелачивания) тел полезных ископаемых в месте их залегания. Таким бесшахтным (геотехнологическим) способом разрабатывают каменную соль и серную руду; применение кислотного выщелачивания позволяет вести добычу меди, урана, цинка, золота.

Термальные воды и пароводяная смесь (теплоэнергетические подземные воды) в ряде стран (Исландия, Норвегия, Канада) широко используются для теплоснабжения и получения электроэнергии. В России значительные потенциальные ресурсы этих вод имеются на Северном Кавказе, в Западной Сибири, на Дальнем Востоке и ряде других мест, но разведанные запасы и использование ресурсов ничтожны. К концу 90-х гг. XX в. на территории страны разведано свыше 60 месторождений и природных теплоносителей, в том числе пять месторождений с балансовыми запасами термальной воды более 315 тыс. м³/сут и пароводяной смеси около 80 тыс. т/сут.

В Государственном балансе учтено 61 месторождение термальных вод с запасами 160 тыс. м³/сут и шесть месторождений пароводяной смеси с запасами 40 тыс. т/сут. В разработке находятся 28 месторождений, в том числе одно месторождение — парогидротермальное. Годовой объем добычи составляет 34 млн³ термальной воды и 6,8 млн т пароводяной смеси. Фактически лишь термальные воды используются в отдельных районах и местностях Кавказа и Предкавказья, Западной Сибири, Байкальского и Курило-Камчатского регионов. Общая мощность геотермальных станций и установок составляет немногим более 500 МВт. Самое крупное месторождение парагидротерм — Мутновское на Камчатке — передано в пользование для геологического доизучения и строительства 1-й очереди ГеоТЭС мощностью 500 МВт.

Термальные подземные воды рассматриваются сейчас как перспективный, практически неисчерпаемый энергоноситель, способный успешно заменить непрерывно истощаемые традиционные виды топливно-энергетического сырья.

Разработка месторождений полезных ископаемых и подземное строительство сопряжены обычно с попутным извлечением подземных вод, осложняющих ведение горных работ и эксплуатацию горного предприятия. Обобщение данных по угольной промышленности нашей страны показывает, что на каждую тонну добытого полезного ископаемого из недр Земли откачивается в среднем от 1 до 10 м³ подземных вод.

Отрицательное влияние подземных вод сказывается в ухудшении объемно-качественных показателей полезного ископаемого, снижении производительности горно-транспортного оборудования, активизации различных современных геологических процессов и явлений. Кроме того, подземные воды ухудшают физические свойства горных пород, способствуя возникновению и развитию таких неблагоприятных явлений, как внезапные прорывы подземных вод в горные выработки, которые сопровождаются, как правило, выходом их из строя на длительный срок. Иногда это приводит к затоплению всего горного предприятия. Так, в 1986 г. на Верхнекамском месторождении калийных солей в результате разрыва водозащитной толщи был затоплен крупнейший в мире рудник с производительностью 8 млн т руды в год. Анализ показывает, что 10—15 % общего числа внезапных прорывов связано с поверхностными водами и водами затопленных горных выработок, остальная часть прорывов обусловлена воздействием подземных вод.

В практике открытых горных работ также известны характерные неблагоприятные горно-геологические явления. Это — оползни и обрушения, возникающие в бортах карьеров и отвалов под влиянием поверхностных и подземных вод. Имеющиеся данные свидетельствуют, что с атмосферными осадками связано более 25 % деформаций откосов на карьерах стран Европы и Азии.

Возведение горно-технических сооружений — шахт, рудников, карьеров, отвалов — приводит к изменению ландшафта, нарушению естественного соотношения (баланса) видов природных вод, изменению их химического и газового состава, а в ряде случаев — к истощению и загрязнению. Поэтому, наряду с необходимостью снижения отрицательного влияния природных вод на горное производство и обеспечения безопасных условий ведения горных работ, крайне важна проблема охраны геологической среды, включающая в себя разработку действенных мероприятий по защите водно-земельных ресурсов планеты.

§ 2. Элементы гидрологического круговорота воды

Воды всех сфер Земли — атмо-, гидро-, био-, лито- и криосферы взаимосвязаны между собой. Процесс циклического перемещения воды, сопровождаемый изменением ее фазового состояния, называют *круговоротом*. Различают гидрологическую и геологическую ветви общего круговорота (рис. 1.1).

В *гидрологическом круговороте* взаимодействуют атмосферные влаги, поверхностные воды и часть подземных вод, формирование которых определяется наличием гидрографической сети, внутренних водоемов, морей и океанов на уровне шельфа и континентального склона. Составные элементы гидрологического круговорота* воды — испарение, осадки и сток.

Испарение. Представляет собой обратимый процесс перехода воды из жидкого или твердого состояния в газообразное, на что ежегодно затрачивается $3 \cdot 10^{20}$ ккал (около 23 %) поступающей на Землю солнечной энергии.

* Начало исследований по гидрологии положили работы Пьера Перро (1608—1680), Эдма Мариотта (1670—1689) и Эдмунда Галлея (1656—1742).

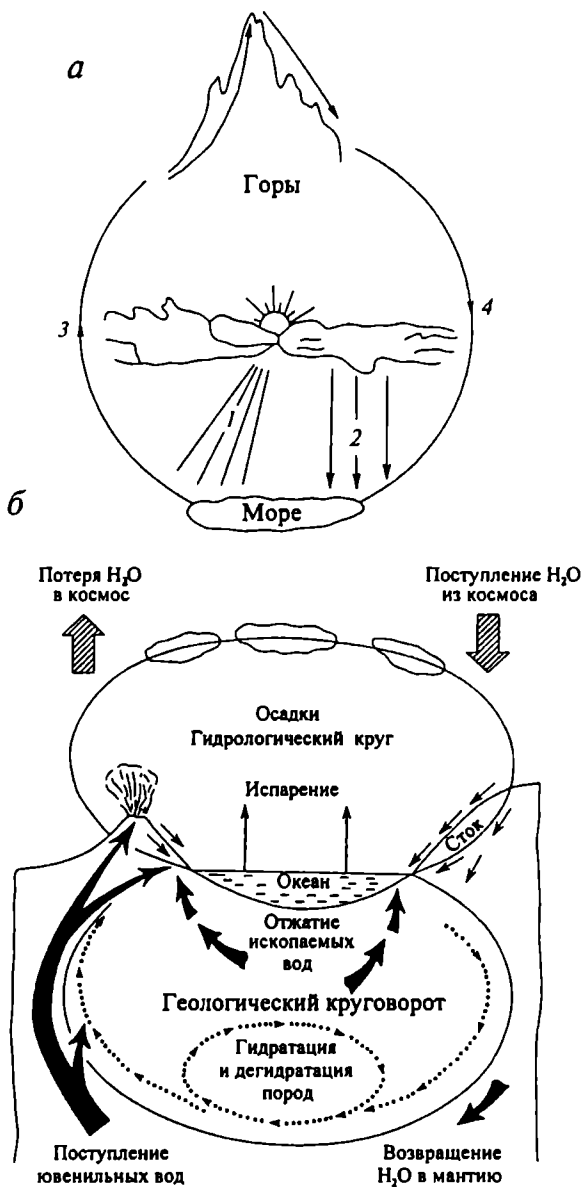


Рис. 1.1. Схемы круговорота воды в природе:
a — по Леонардо да Винчи; *б* — современное представление; 1 — испарение; 2 — осадки; 3 — морская вода, поднимающаяся по «земным жилам» на вершины гор; 4 — речной сток в море

Подсчитано, что в среднем за 1 мин площадь поверхности Земли в 1 см^2 получает 0,5 кал тепла (так называемая солнечная постоянная). Основной объем водяного пара атмосферы образуется при испарении поверхностных вод. С поверхности океана ежегодно испаряются около 505 тыс. км^3 воды, из них 458 тыс. км^3 возвращаются в виде осадков в акваторию океана, а остальные 47 тыс. км^3 переносятся на сушу и выпадают в виде пресных (минерализация составляет 20—80 мг/л) осадков. Это имеет важное практическое значение для формирования подземных вод.

Другими видами поступлений в атмосферу служат испарение с поверхности суши подземных вод в месте их выхода на поверхность, а также биологическая ветвь испарения — транспирация*, представляющая собой результат жизнедеятельности растительного и животного мира. Растения испаряют огромное количество воды. Например с 1 га посева пшеницы за вегетационный период испаряется около 2 тыс. м^3 воды, капусты — 8 тыс. м^3 , взрослые лиственные деревья (ива, ольха, клен) испаряют 12—15 тыс. м^3 . В среднем на транспирацию расходуется до 30 тыс. м^3 воды в год, что составляет более 40 % испарения со всей суши. Всего с поверхности земного шара за год испаряется в среднем 577 тыс. км^3 воды. Годовой водный баланс России составляет 4780 км^3 испарений.

Водяной пар распределен в атмосфере неравномерно, что связано с физико-географическими условиями и температурным режимом атмосферы. Почти 90 % пара находится в слое атмосферы до высоты 7 км. В зависимости от климатических** условий территории доля водяного пара или его конденсата (капель воды и ледяных кристаллов) составляет в жарких поясах около 4 %, умеренных — 1,2 % и холодных — до 0,01 % объема атмосферы.

* Транспирация (лат. trans — сквозь; shiro — дышу) — испарение воды растениями.

** Климат (греч. — наклон) — определяет физическое состояние атмосферы, устойчиво наблюдаемое за период времени в несколько десятилетий.

Наличие водяного пара уменьшает тепловое излучение поверхности Земли, определяя тепловой режим почвенного слоя. Испарение зависит от метеорологических* элементов — температуры, влажности, скорости ветра, солнечной энергии. Тепловой режим атмосферы определяется теплообменом с поверхности Земли и космическим пространством.

Изменения суточной температуры зависят от географической широты места, времени года, характера поверхности, рельефа местности, высоты над уровнем моря, облачности. В умеренных широтах наибольшие амплитуды (8—9 °С) бывают зимой, наименьшие — летом. В Заполярье максимум (5—6 °С) отмечается весной и осенью, в тропиках наибольшие амплитуды (20—22 °С) мало зависят от времени года.

Влажность воздуха оценивают показателями абсолютной и относительной влажности и недостатком (дефицитом) влажности. *Абсолютная влажность* — это масса водяного пара в единице объема воздуха при данной температуре и давлении, измеряемая в граммах на кубический метр или в миллиметрах ртутного столба, что отвечает понятию упругости водяного пара. Абсолютная влажность характеризует сезонные и суточные колебания: в умеренных широтах она изменяется от 2—3 г/м³ зимой до 10—12 г/м³ летом. Существенна зависимость этого показателя от температуры воздуха: при +30 °С абсолютная влажность достигает 30 г/м³, при +10 °С составляет 8 г/м³, а при -30 °С не превышает 0,3 г/м³.

Под *удельной влажностью* (или *пределом насыщения*) понимают максимальное количество водяного пара в воздухе при данной температуре, после достижения которого водяной пар начинает конденсироваться; температуру, отвечающую этому состоянию, называют *точкой росы*. В табл. 1.3 приведены величины удельной влажности воздуха при различных температурах. Так, влажность воздуха у поверхности Земли достигает предела насы-

* Метеора — греч. — *metéōra* — атмосферные явления; метеорология изучает явления погоды — дождь, ветер, пыль, радугу, молнии и т.д., определяющие погодные условия.

Зависимость предела насыщения воздуха от его температуры

Температура воздуха, °С	Удельная влажность	
	г/м ³	мбар
-30	0,5	0,53
-20	1,1	1,3
-10	2,4	2,9
0	4,8	6,1
+10	9,4	12,1
+20	17,3	23,1
+30	30,4	42,0

щения в утренние часы, когда выпадает роса или иней. Туман также свидетельствует, что влажность воздуха равна его предельной величине. Воздух до максимума может быть насыщен влагой во время продолжительных весенних или осенних дождей. В большинстве же случаев влажность воздуха меньше предела насыщения.

Относительная влажность — это отношение абсолютной влажности к пределу насыщения, выраженное в процентах. Она характеризует степень насыщения воздуха водяным паром при данной температуре и находится в обратной зависимости от нее: при повышении температуры относительная влажность уменьшается. Если, например, относительная влажность равна 80 %, то это значит, что в воздухе содержится 80 % количества паров, необходимого для полного насыщения при данной температуре. Суточные и сезонные колебания относительной влажности связаны с климатическими условиями: для умеренных широт она изменяется от 80—90 % зимой и до 60—70 % летом.

Разность между значениями удельной и абсолютной влажности, выражаемая в граммах на кубический метр, называется **недостатком насыщения**.

Испарение зависит от геологических условий района — характера, структуры и влажности почвы, структурно-текстурных особенностей горных пород, глубины залегания подземных вод.

Для количественной оценки процесса испарения введены понятия испарение и испаряемость. Под *испарением* подразумевают среднюю величину фактически испарившейся воды с данной поверхности суши, под *испаряемостью* — количество испарившейся воды с водной поверхности или увлажненной поверхности породы при данных условиях. Действительная величина испарения с поверхности водоемов на суше, а также с поверхности морей и океанов равна испаряемости, так как они обладают практически неисчерпаемыми запасами воды. Фактическое испарение отдельных областей суши всегда значительно меньше испаряемости, так как водоемы занимают незначительные площади, а другие источники (поверхность почвы, растения) находятся в полной зависимости от общих водных ресурсов, прежде всего от количества выпадающих осадков.

Для определения величины испарения с водной поверхности применяют плавучие испарители-чаши; с поверхности Земли — почвенные испарители. Измеряют испарение и испаряемость слоем воды в миллиметрах.

Понятие испаряемость — величина условная и введена для приближенной оценки фактического испарения, измерить которое непосредственно, в отличие от испаряемости, довольно трудно. Поэтому обычно устанавливают зависимость между этими величинами для региона и приближенно определяют величину испарения. Представление о соотношении между испарением и испаряемостью дает табл. 1.4.

Таблица 1.4

Годовые значения испарения и испаряемости для различных ландшафтных зон (по А.А. Борисову)

Ландшафтная зона	Испарение, мм/год	Испаряемость, мм/год
Тундра	70—120	200—300
Тайга	200—300	300—600
Смешанный лес	250—430	400—850
Степь	240—550	600—1100
Полупустыня	180—200	700—900
Пустыня	50—100	800—1000
Субтропики	300—750	800—1300

Суммарное испарение с поверхности суши и речных бассейнов определяют за год и по месяцам. При оценке водного баланса территории в процессе гидрогеологических исследований испарение за год рассчитывают по карте годового испарения. Погрешность определения, по данным И.К. Гавич, для горных районов составляет 20—40 %, равнинных — 12 %.

Следует иметь в виду, что расчетная величина испарения обычно не соответствует реальной, так как последняя зависит от вида и объема инженерных работ по подготовке территории к вскрытию месторождения или строительству подземного сооружения. К таким работам относятся: осушение, планировка поверхности, выторфовка и засыпка болот, регулирование рек и водоемов, возведение водозадерживающих сооружений, подрезка склонов, снятие растительного покрова, проведение дорог с твердым покрытием, оборудование промышленных площадок. Последующее возведение значительных по площади горно-технических объектов — карьеров, отвалов пород и отходов обогащения полезных ископаемых (хвосто- и шламохранилищ) — приводит к дальнейшему изменению величины испарения и в ряде случаев способствует подъему уровня подземных вод.

Осадки. Возникновение процессов перехода водяного пара атмосферы в жидкое состояние (*конденсация*) или непосредственно в твердое (*сублимация*)* обусловлено рядом причин: наличием ядер конденсации, представляемых различными аэрозолями** (твердыми и жидкими частицами естественного и техногенного происхождения); понижением температуры воздуха до определенного предела; соприкосновением теплого воздуха с холодной поверхностью, например, Земли; смешением масс воздуха разной температуры. По данным С.И. Кан, образование капель в чистом воздухе происходит при 6—8-кратном пересыщении паром. Сгущение пара при наличии ядер конденсации возможно до достижения точки росы, т.е. при относительной влажности менее 100 %.

* Сублимация (лат. *sublimo* — возношу) — переход вещества из твердого в газообразное состояние, минуя стадию жидкости.

** Содержание аэрозолей в 1 см³ воздуха непостоянно и может колебаться от нескольких сотен до 100 тыс. и более.

Различают *твердые, жидкие (гидрометеоры) и смешанные осадки*. К твердым относят: изморозь (кристаллы льда размером до 0,1 мм); иней (кристаллы льда размером до 0,5 мм); снег (кристаллы льда в виде снежинок или хлопьев); снежную крупу (размер частиц до 2 мм); ледяную крупу (прозрачные крупинки с непрозрачным ядром диаметром до 3 мм); ледяной дождь (прозрачные шарики диаметром 1—3 мм); град (кусочки льда размером более 3 мм); гололед (слой льда, образующийся при температуре 0—5 °С на поверхности Земли из дождя или мороси).

К жидким осадкам относят росу (диаметр капель 0,05—0,5 мм), дождь (диаметр капель 0,5—7 мм) и морось (взвешенные в воздухе капли диаметром 0,05—0,5 мм). Среди смешанных выделяют тающий снег, смесь дождя и снега, а также туман — взвешенное в воздухе непосредственно у поверхности Земли скопление капель или кристаллов.

В зависимости от места образования осадки разделяют на высокие (дождь, снег) и низкие (роса, гололед). В высоких слоях атмосферы образуются облака, чему способствуют достижение воздухом точки росы, присутствие в нем ядер конденсации, наличие восходящих теплых потоков, неоднородность тропосферы в горизонтальном направлении, которая характеризуется переходными зонами (фронтом) с резко изменяющимися метеорологическими элементами (температурой, давлением).

Атмосферные осадки участвуют в пополнении (питании) подземных вод, поэтому необходимо делать количественную оценку этих вод, т.е. знать величину, продолжительность, интенсивность, вид и время выпадения. Количество выпадающих осадков измеряют толщиной слоя воды (в миллиметрах), который установился бы при отсутствии испарения и стока. Результаты ежедневных наблюдений представляют в виде слоя осадков, рассчитанного для каждого дня наблюдений, а по результатам многолетних наблюдений составляют карты среднегодового распределения осадков на территории. Приближенную оценку количества осадков за год для какого-либо района освоения выполняют с использованием таких карт методом интерполяции.

Количество атмосферных осадков меняется с переменной места, а для одного пункта различно по сезонам и годам. Интенсивность осадков расценивают по их количеству, выпадающему в 1 мин; при интенсивности более 0,5 мм/мин осадки называют ливнями. По продолжительности осадки делят на морозящие, обложные и ливневые. Обложные осадки в связи с наибольшим временем выпадения максимально влияют на гидрогеологические условия геологической среды, способствуя формированию подземных вод. Условия увлажнения почвы или горных пород оценивают по *коэффициенту увлажнения* — отношению количества осадков к испаряемости; преобладание осадков в этом отношении свидетельствует об условиях достаточного или избыточного увлажнения пород.

Значительное количество осадков выпадает в зоне экватора — их годовая сумма составляет 1000—2000 мм, а в ряде районов — до 6000 мм. Максимальное количество осадков зафиксировано в местечке Черенунджи (южный склон Гималаев) — более 15 000 мм/год. Минимальные осадки выпадают в субтропической зоне — не более 250 мм в год. В умеренных широтах годовое выпадение осадков неравномерное: в прибрежных районах — до 700—1000 мм, в глубине материка — 300—500 мм.

В центральных областях Европейской части России осадки составляют 500—600 мм, в наиболее «сухих» местах — юго-восточной части Европейской территории — до 80 мм. В России минимум осадков зимой (1—2 мм/мес) выпадает вблизи центра Сибирского антициклона, в пунктах Монды в Западной Бурятии и Кыра в Читинской области. Летний минимум осадков отмечен на Новосибирских островах в Арктике — здесь выпадает 15—20 мм/мес. Суммарное годовое количество осадков на материках — 11,9 тыс. км³, на территории России — около 9 тыс. км³.

Инструментальные измерения, выполненные Д. Пито в Британской Колумбии (Канада), позволили установить зависимость среднегодовых подвижек откоса в магматических (твердых) горных породах от среднемесячного количества атмосферных осадков и температуры: между смещениями и дождевыми осадками выявлена прямая зависимость, сдвинутая во времени по

отношению к выпадению снега и замерзанию. Среднемесячный максимум обвалов приходится на январь, а минимальная температура, когда начинаются замерзание и выпадение снега, характерна для декабря. Снежный покров препятствует инфильтрации (просачиванию) воды в массив, а низкие температуры снижают вероятность нахождения свободной воды на склоне. Л. Бьеррум и Ф. Йештад с помощью корреляций, составленных по данным о нескольких сотнях оползней в Норвегии, показали роль периодов интенсивных дождевых осадков и таяния снега. Было отмечено, что оползни преобладают при высоком уровне подземных вод весной из-за таяния снега и после выпадения значительных дождевых осадков. Некоторые оползни связаны с образованием льда на поверхности откоса, вызывающего рост давления воды в трещинах.

На рис. 1.2 изображена полученная Ф. Пековым зависимость частоты обвалов от количества дождевых осадков X и температуры T в каньоне Фразер (Британская Колумбия, Канада). Большинство обвалов происходит весной, в дождливый сезон, когда средняя температура колеблется около 0°C и часты циклы замерзания — оттаивания. При температурах выше точки замерзания частота обвалов является функцией количества дождевых осадков. Отсутствие снега, почвы и растительности на бортах каньона также повышает частоту обвалов. Для предотвращения оползневых процессов на карьерах выполняют защитные мероприятия — перехват атмосферных вод, планировку отвалов, заоткос уступов.

Практика подземной разработки рудных месторождений позволила установить тенденцию увеличения водообильности рудников в районах с повышенным выпадением осадков и уменьшения — в регионах недостаточного увлажнения и засушливых. По имеющимся данным, в неглубоко расположенных горных выработках, под дном балок или оврагов, в дождливые периоды и во время весеннего снеготаяния приток воды увеличивается на 20—40 %, а иногда на — 200—300 % и более по сравнению со среднегодовым. По данным А.И. Кравцова, на ряде шахт Донбасса приток воды в горные выработки в течение

года изменяется: наибольшей величины он достигает в конце апреля и начале мая. Так, на одной из шахт приток воды в весенний период достигал 220 м³/ч при нормальном притоке 85—90 м³/ч, на другой составил 120 м³/ч при среднем притоке в 60 м³/ч.

Отмеченная особенность обводнения подземных горных выработок за счет атмосферных осадков и снеготаяния характерна для небольших глубин. В Подмосковном угольном бассейне ливневые дожди и интенсивное снеготаяние повышают обводненность выработок неглубокого (80—200 м) заложения уже через несколько дней, а то и часов. С увеличением глубины до 300 м сроки обводнения отодвигаются на несколько месяцев, а на глубинах свыше 500 м закономерного влияния осадков по ряду бассейнов не отмечается. Ливневые дожди способствуют возникновению термических оползней на горящих породных отвалах угольных шахт.

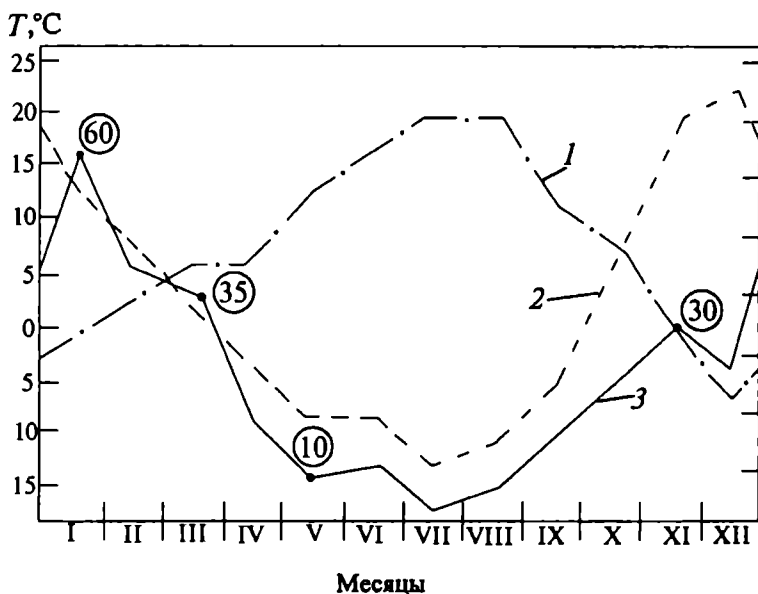


Рис. 1.2. Зависимость числа обвалов от климатических факторов: 1 — среднемесячная температура; 2 — среднемесячные осадки; 3 — число обвалов за месяц (в кружках даны средние значения параметров)

Безаварийная работа горно-технических сооружений в горных районах связана с правильной оценкой лавиноопасности*. Поэтому при проектировании горных выработок выполняют количественную оценку основных *факторов лавиноопасности*, к которым относят среднегодовое количество твердых осадков и величину суммарного за зиму метелевого переноса. Именно эти параметры определяют суммарные снегонакопления на склонах, а следовательно, объем и, в известной мере, частоту схода снежных лавин.

Тесная связь атмосферных и подземных вод требует изучения их химического состава. Исследования показывают, что наиболее «чистые» осадки представляют собой слабые растворы с минерализацией от 3—4 до 30—80 мг/л. Имеющиеся данные свидетельствуют, что за год осадки могут принести в поверхностный слой от 50 до 150 кг/га минеральных веществ.

Сток. Выпавшие на Землю атмосферные осадки частично испаряются, а оставшаяся часть образует сток, который делят на поверхностный и подземный. Последний возникает в процессе инфильтрации вод в горные породы через поры и трещины.

Поверхность сбора атмосферных осадков и геологическую среду, в которой происходит их движение, называют *водосборным бассейном*. Различают водосборные *бассейны поверхностного и подземного стоков*. Изображенные на рис. 1.3 схемы соотношения между поверхностными и подземными водосборными бассейнами отражают возможные варианты геологических условий; в общем случае границы этих бассейнов не совпадают.

Интенсивность *поверхностного стока* связывают, в основном, с проявлением естественных факторов — климатом района, рельефом территории, характеристиками почвы, наличием растительности. Важнейшие климатические факторы — количество и вид осадков, температура и относительная влажность воздуха.

* Лавина (лат. *lavina* — оползень) — снежный обвал, масса снега,двигающаяся с крутых склонов гор со средней скоростью 20—30 м/с.

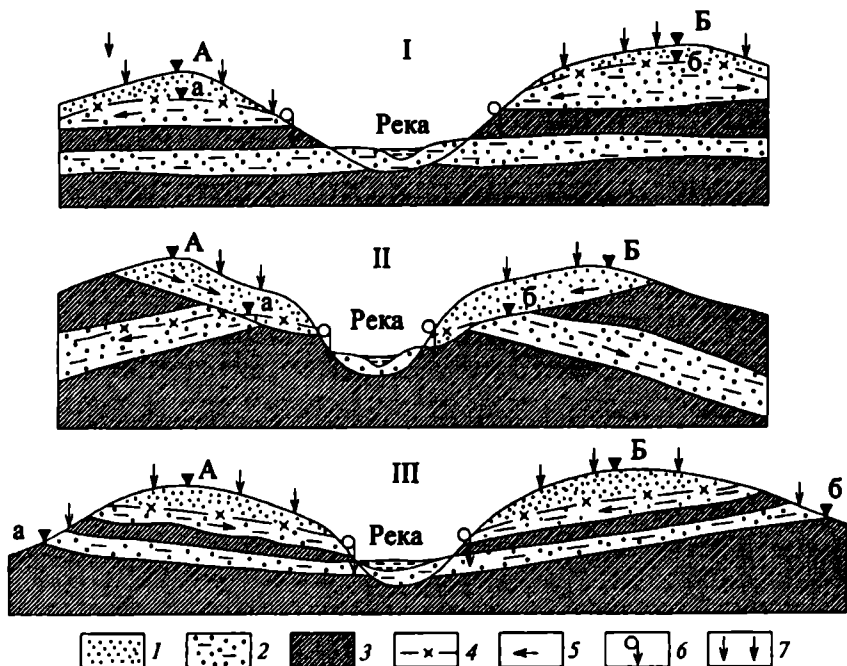


Рис. 1.3. Схемы соотношения площадей бассейнов поверхностного и подземного стоков.

I — бассейны совпадают; II и III — бассейны не совпадают; АБ — поверхностный сток; аб — подземный сток; 1 — песок; 2 — водонасыщенный песок; 3 — глина; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — направленное движение грунтового потока; 6 — источник нисходящий; 7 — инфильтрация атмосферных осадков

Обобщенная классификация форм рельефа представлена в табл. 1.5

Наиболее крутые склоны имеют угол наклона больше 35° ; склоны средней крутизны — $15\text{--}35^\circ$; отлогие — $8\text{--}15^\circ$; пологие — $4\text{--}8^\circ$; очень пологие — менее 4° ; субгоризонтальные поверхности имеют углы падения от 1 до 15° . По протяженности выделяют: длинные склоны — протяженность свыше 500 м; склоны средней длины — от 50 до 500 м; короткие — меньше 50 м. Форма профиля склона может быть прямой, вогнутой, выпуклой и ступенчатой. Поверхности склонов нередко осложнены повышениями и понижениями неправильных очертаний.

Формы рельефа разного ранга

Ранг форм	Название	Размеры (площадь)	Примеры
1	Планетарные	Сотни тысяч и миллионы квадратных километров	Материки, срединно-океанические хребты, ложе океана
2	Мегаформы	Сотни и десятки тысяч квадратных километров	Крупнейшие равнины, горные страны
3	Макроформы	Десятки тысяч, тысячи и сотни квадратных километров	Горные хребты, впадины больших озер, крупные речные долины
4	Мезоформы	Сотни, десятки квадратных километров, квадратные километры, сотни и десятки квадратных метров	Овраги, балки, долины рек, цепи песков
5	Микроформы	Десятки квадратных метров, квадратные метры	Бугры, воронки, мелкие овраги
6	Наноформы	Квадратные метры, доли квадратных метров	Промойны, луговые кочки, следы скота, сурчины
7	Мельчайшие	Доли квадратных метров	Песчаная рябь, неровности пашни

Рельеф территории оценивают по степени его расчленения овражно-балочной или речной сетью, крутизне и протяженности склонов. Характеристиками почвы служат ее вид (глинистая, пылеватая или песчаная почва), мощность слоя, зерновой (гранулярный) состав и связность слагающих ее зерен и агрегатов. Растительный покров поверхности оценивают по виду (трава, кустарник, деревья) и степени ее покрытия (сплошное, частичное).

Интенсивность подземного стока также связывают с действием перечисленных факторов, однако наибольшее влияние оказывают геологические условия территории освоения, которые определяются геологическим строением участка, мощностью, формой, условиями залегания горных пород и их свойствами, характеризующими отношение к воде.

Воды поверхностного и подземного стоков участвуют в питании речной сети, формируя *речной сток*, основная особенность которого — неравномерное распределение во времени, отражающее периоды выпадения осадков или снеготаяния. Закономерные колебания расхода и уровня воды, обусловленные климатическими условиями района, называют *режимом реки*. *Расход воды* — это ее количество, протекающее в единицу времени через поперечное сечение русла реки. Режим реки характеризуют следующие понятия: *межень* — период нормального уровня реки, питание которой осуществляется преимущественно водами подземного стока; *половодье* — период значительного подъема уровня воды в реке, обусловленный действием основного источника питания (снеготаяние на равнинных участках, таяние снега и ледников на высокогорье, выпадение дождей в тропической зоне); *паводок* — период кратковременного нерегулярного подъема и спада уровня в каком-либо створе реки, вызванный выпадением дождей или снеготаянием.

Режим питания реки, распределение стока по сезонам, величину поверхностного или подземного стока можно оценить по гидрографу — графику изменения во времени расхода воды за какой-либо период (год, сезон, половодье, паводок). Приведенные на рис. 1.4 гидрографы характеризуют условия питания и формирования стока рек в различных климатических условиях.

Объем местных водных ресурсов речного стока на территории России составляет $4043 \text{ км}^3/\text{год}$ (второе место в мире после Бразилии), что составляет 237 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$ на 1 км^2 территории и 27—28 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$ на одного жителя. Сток из сопредельных территорий равен $227 \text{ км}^3/\text{год}$. Характерно, что на территории Российской Федерации формируется около 10 % мирового речного стока. Около 90 % годового речного стока страны приходится на бассейны Северного Ледовитого и Тихого океанов и менее 8 % — на бассейны Каспийского и Азовского морей. По территории нашей страны речная сеть распределена неравномерно: наибольшая ее густота характерна для северных и горных районов, наименьшая — для южных. Половодье на всех реках формируется за счет таяния снегов, а паводочный режим обусловлен дождевыми осадками. К особенностям речного стока относятся его временная и пространст-

венная изменчивости. Многолетние колебания стока имеют циклический характер: группы много- и маловодных лет чередуются. Продолжительность таких циклов неодинакова — от 2 до 8 лет. В целом годовой сток имеет относительно синхронные колебания, которые могут охватывать огромные территории с повышенной или пониженной водностью рек. Например, в 1920 г. маловодье охватило 98 % всей территории России, в 1939 г. — 99 %. Практически все реки подвержены антропогенному воздействию. Возможности экстенсивного водозабора для хозяйственных нужд по многим из них уже исчерпаны, а тысячи малых рек прекратили по вине человека свое существование. Вода многих российских рек загрязнена и непригодна для питьевых целей.

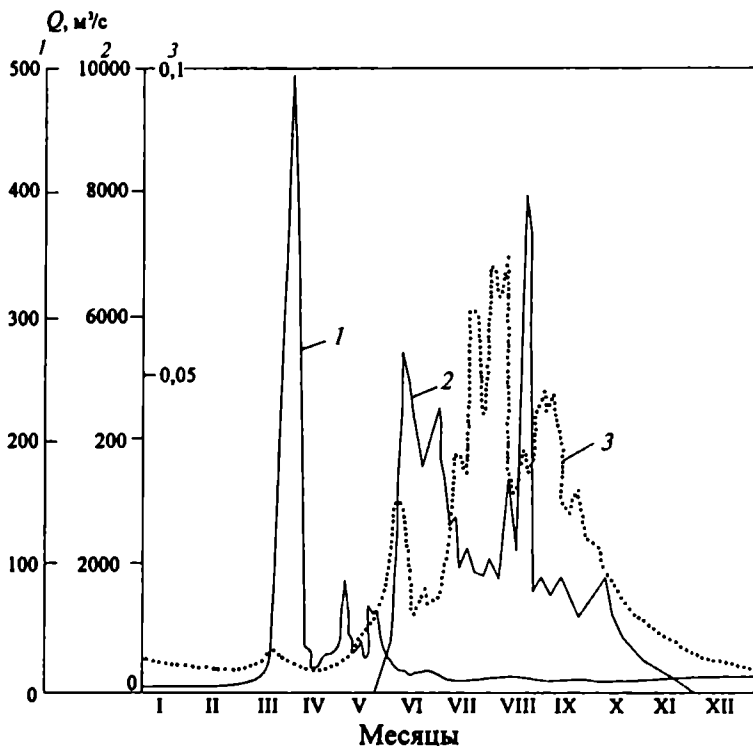


Рис. 1.4. Гидрографы речного стока для средних по водности лет: 1 — р. Ока; 2 — р. Колыма; 3 — р. Исфара

Для количественной оценки поверхностного стока используют ряд показателей.

◆ Среднегодовой расход $Q_{\text{ср}}$:

$$Q_{\text{ср}} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}, \quad (1.1)$$

где Q_i — среднесуточный расход, определяемый из соотношения $Q_i = v_{\text{ср}} S$ ($v_{\text{ср}}$ — средняя скорость потока; S — площадь поперечного сечения потока); n — число суток в году.

◆ Модуль стока M — количество воды, стекающее с 1 км^2 площади водосбора F за 1 с, л:

$$M = Q \cdot 10^3 / F, \quad (1.2)$$

где Q — средний годовой расход.

◆ Средний многолетний объем стока W :

$$W = Qt \text{ или } W = MF \cdot 31,54 \cdot 10^3, \quad (1.3)$$

где $t = 31,54 \cdot 10^6$ (число секунд в году).

◆ Средний многолетний слой (высота) стока Y (мм или мм/год):

$$Y = \frac{W}{F \cdot 10^3} \text{ или } Y = 31,54 M. \quad (1.4)$$

◆ Средний многолетний коэффициент стока K :

$$K = Y / X, \quad (1.5)$$

где Y — величина стока за какой-либо период (год, весна и т. д.); X — количество осадков за тот же период.

Эти величины выражаются высотой слоя воды в миллиметрах; размерность коэффициента — доля ед., %. Значение коэффициента стока обычно меньше единицы, так как сток составляет лишь часть атмосферных осадков. Только в районах развития карста и при синклинальном залегании водопроницаемых пластов (см. рис. 1.3, III), когда площадь подземного водосборного бассейна больше поверхностного, эта величина может превы-

шать единицу. Коэффициент стока в горных районах колеблется от 0,5 до 0,9.

При отсутствии данных гидрометеорологических наблюдений выполняют ориентировочный расчет характеристик поверхностного стока с использованием карт годового стока и карты коэффициента изменчивости годового стока рек России.

Модуль подземного стока обычно не превышает нескольких процентов общего стока, увеличиваясь в районах распространения карстующихся пород. По данным П.П. Климентова, на ряде месторождений полезных ископаемых, модуль подземного стока при наличии карста колебался от 2 до 6 л/с на 1 км², что составляло около 50 % поверхностного стока.

Для определения величины подземного стока применяют гидрометрический способ, заключающийся в измерении расхода речного потока на двух створах, располагаемых обычно на некотором расстоянии друг от друга на прямолинейных участках раздела. Для количественной оценки подземного стока используют следующие показатели.

◆ Модуль стока M_n , л/ (с·км²):

$$M_n = \frac{(Q_n - Q_v) \cdot 10^3}{F_n - F_v} \quad \text{или} \quad M = \frac{Q_n - Q_v}{L}, \quad (1.6)$$

где Q_v и Q_n — расход воды, измеряемый соответственно в верхнем и нижнем створах гидрометрического поста на реке; F_v и F_n — площадь водосбора соответственно для верхнего и нижнего створа; L — длина участка между створами.

Формулу (1.6) можно использовать при отсутствии осадков в период измерений.

◆ Расход потока Q_n :

$$Q_n = 0,001 M_n F. \quad (1.7)$$

◆ Общий сток W_n (м³/год) в регионе бассейна:

$$W_n = M_n F \cdot 31,54 \cdot 10^6. \quad (1.8)$$

◆ Высоту слоя подземного стока:

$$Y_n = 31,54 M_n. \quad (1.9)$$

♦ Коэффициент подземного стока:

$$K_n = \frac{Y_n}{X} \cdot 100 \% \quad (1.10)$$

Данные натуральных наблюдений позволяют также оценить естественные запасы подземных вод:

$$W_e = 0,0274 X_0 K_n F, \quad (1.11)$$

где X_0 — среднее многолетнее количество осадков.

Ориентировочный расчет показателей подземного стока при отсутствии данных наблюдений выполняют с привлечением картографического материала — карт распределения подземного стока и коэффициентов вариации подземного стока в реки.

§ 3. Геологический круговорот

Возникающие в ходе эволюции Земли процессы перемещения и преобразования горных пород определяют *геологический круговорот*. Длительность круговорота связана с формой его проявления. Она может быть как кратковременной, например, при фазовом переходе воды из парообразного в жидкое состояние в ходе движения магматических расплавов — растворов, так и оцениваемой масштабами геологического времени, что демонстрируют процессы седиментогенеза, литификации, метаморфизма или расплавления горных пород в мантии.

Согласно современным представлениям, выделяют несколько относительно самостоятельных *видов круговорота*. Первый вид связан с процессами *осадконакопления*. Имеющиеся расчеты показывают, что масса воды, захораниваемой во вновь образуемых осадках на дне океанов и морей при средней влажности 70 % их собственной массы, составляет сотую долю процента объема воды, испаряющейся ежегодно с поверхности Мирового океана. Значительное количество этой воды возвращается в водоем в первые годы после образования осадка, однако большая часть вовлекается в гидрогеологический круговорот в ходе диагенеза, а также при смене тектонического режима, обусловившего поднятие зоны осадконакопления и превращение ее в сушу.

Второй вид геологического круговорота связан с процессом в зоне катагенеза, где повышение температуры до 200 °С интенсифицирует движение молекул воды на контактах преимущественно минеральных частиц, способствуя переводу воды из связанного в свободное состояние.

Отжатие воды продолжается до нижней границы зоны, т.е. глубины порядка 1—2 км, и прекращается в результате уплотнения (консолидации) глинистых пород и преобразования глины в аргиллиты. Длительность этого процесса — от нескольких до 20—30 млн лет. Образовавшиеся в ходе осадконакопления или литификации подземные воды называют *седиментогенными*.

Третий вид геологического круговорота связан с прохождением осадочными и вулканогенно-осадочными породами стадии регионального метаморфизма в условиях геосинклинального режима. Под воздействием высоких температур и давления, а также в результате химических реакций происходят разрушение и перестройка кристаллических решеток минералов и высвобождение значительного объема химически связанной воды. Расчеты показывают, что количество свободной воды, поступающей в гидросферу в процессе метаморфических реакций, составляет примерно 10^{15} г/год, или около 1 км^3 . Длительность формирования этих вод, называемых *метаморфогенными*, составляет от нескольких десятков до сотен миллионов лет.

Четвертый вид геологического круговорота воды, часто называемый большим, связан с ее перемещением и многократным преобразованием в ходе общей эволюции земной коры. Подземные воды, образовавшиеся в ходе дегидратации мантии, называют *магматогенными* или, по предложению Э. Зюсса, *ювенильными**. Расчеты показывают, что общее количество воды поступающей из мантии, составляет около 1 км^3 в год. Приведенные количественные показатели свидетельствуют о незначительности доли геологической ветви круговорота воды в общем водном балансе Земли на современном этапе геологического развития.

* Ювенильные — от лат. juvenile — юношеский, новый.

§ 4. Уравнение водного баланса

Природные условия возникновения влагооборота, видимо, определялись процессами направленного наращивания массы гидросферы за счет анаэробного, т.е. в отсутствии атмосферного кислорода, разложения органических веществ, химических процессов в мантии и земной коре, фотодиссоциации* воды в верхней атмосфере при относительно малом водообмене с космосом.

Рассматриваемые с этой позиции процессы формирования гидрологического круговорота могут быть разделены на четыре этапа, соотнесенных с этапами геологического развития Земли: архейский, протерозойско-рифейский, палеозойский и мезокайнозойский.

Предполагают, что в архейском этапе отсутствовала четкая климатическая зональность, а влагообмен осуществлялся между океаном и атмосферой, а также между Землей и космосом. Это, вероятно, было связано с наличием маломощного слоя атмосферы. Для протерозойско-рифейского этапа характерно уменьшение притока тепла Земли, вызванное образованием платформ. Это обусловило формирование аридного и ледникового типов климата на фоне горообразовательных процессов. В результате возник круговорот воды в системе океан — атмосфера — суша и появились речной сток и сток твердых наносов в Мировой океан. При внешнем сходстве с современными процессами влагообмена они отличаются от них энергетическим потенциалом Земли, химическим и газовым составом взаимодействующих оболочек.

Палеозойский этап имеет неустойчивый характер физико-географических условий, выразившийся в изменении соотношения океан — материк (наступление моря на сушу в кембрийском периоде, отступление — в пермском), и связанные с этим климатические изменения от теплого и влажного к умеренно сухому, относительно прохладному климату. Характер круговорота приближается к современному, прекращается рассеяние водяного пара в космос, возрастают содержание углекислого газа и кислорода в атмосфере.

* Фотодиссоциация — распад частицы на несколько более простых частиц под воздействием светового потока.

Мезокайнозойскому этапу также свойственны трансгрессивно-регрессивные процессы: формирование горных систем и оледенение определяют условия влагооборота — отбор воды из атмосферы и соответствующий рост засушливости. Современные процессы гидрологического влагопереноса отличают следующие особенности. Испарившийся с поверхности океана водяной пар поступает в атмосферу, откуда он в виде осадков частично выпадает здесь же, а частично переносится на материк. Под действием метеорологических факторов часть атмосферной влаги над материком переходит в осадки, а оставшаяся часть перемещаясь над материком, пополняется испарениями с суши и водоемов и снова, переходя в осадки, образует речной сток.

В соответствии с изложенной схемой водообмена различают большой, малый и местный (внутри-материковый) круговороты. В результате *гидрологического круговорота* происходит непрерывное расходование и восстановление воды, причем продолжительность периода ее полного возобновления зависит от вида водного объекта. Так, продолжительность водообмена полярных льдов, постоянного снежного покрова и подземного льда составляет около 10 000 лет, Мирового океана — 2500 лет, горных ледников — 1600 лет, подземных вод — 1400 лет, озер — около 17 лет, болот — 5 лет, почвенной влаги — 1 год, речной воды — 16 дней, атмосферной влаги — 8 дней, биологической влаги — несколько часов. Отметим, что активное участие подземных вод в наземной ветви круговорота ограничивается неглубоко залегающими от поверхности водами. Длительные сроки этого водообмена объясняются влиянием глубинной ветви подземного стока, образуемой при инфильтрации 5—10 % общего количества осадков.

Количественной характеристикой круговорота воды служат *уравнения водного баланса*, имеющие следующий вид:

♦ для всей поверхности Земли и суши без стока — $X = Z$, где X — осадки, Z — испарение;

♦ для акватории океанов и морей, испарение над которыми превышает осадки, — $X = Z - Y$, где Y — речной сток;

♦ для суши со стоками, осадки над которой превышают испарения, — $X = Z + Y$;

♦ для отдельных речных бассейнов — $X = Z + Y_{\text{пов}} + Y_{\text{п}}$, где $Y_{\text{пов}}$, $Y_{\text{п}}$ — соответственно поверхностный и подземный сток.

Расчленение общего стока на поверхностный и подземный производится с помощью геологических и гидрогеологических карт и разрезов. Элементы водного баланса и их соотношения используются при решении задач, связанных с прогнозом водопритоков в открытые и подземные выработки. Этот метод определения водопритоков называется *методом водного баланса*.

При оценке запасов подземных и дренажных (карьерах, рудниках, шахтах) вод с помощью элементов водного баланса оценивается их обеспеченность: откачиваемое из недр количество воды по своей величине должно быть меньше количества, идущего на их восполнение за счет осадков, поверхностного или подземного стоков.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Каковы особенности распределения природных вод на земном шаре? Перечислите направления использования природных вод.

2. Как оценивают влажность атмосферы?

3. В чем заключается отличие понятий испарение и испаряемость?

4. Как влияют горные работы на интенсивность испарения?

5. Назовите виды осадков и применяемые показатели для их количественной оценки. В какой форме проявляется влияние осадков на горно-технические сооружения?

6. Какие показатели характеризуют поверхностный сток?

7. Назовите показатели подземного стока.

8. Охарактеризуйте процессы формирования гидрологического круговорота воды. Перечислите элементы водного баланса территории.

9. Что такое геологический круговорот воды, его отличительные черты?

10. Назовите продолжительности водообмена для различных природных видов воды.

11. Как записываются уравнения водного баланса для различных участков земной коры.

ГЛАВА 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТОЯНИИ И СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД

*Не довольствуйся поверхностным взглядом.
От тебя не должны ускользнуть ни своеобразие
каждой вещи, ни ее достоинство.*

Марк Аврелий

§ 1. Понятие о факториальных и результативных характеристиках горных пород

Известно, что по условиям образования горные породы разделяют на магматические, осадочные и метаморфические.

Магматическими называют породы, образовавшиеся в результате кристаллизации магмы силикатного раствора-расплава при остывании ее в недрах земной коры или на поверхности земли. **Осадочными** называют породы, сформировавшиеся на поверхности Земли за счет накопления и преобразования продуктов разрушения ранее существовавших пород, а также при химическом осаждении минеральных растворов в водных бассейнах с участием или без участия организмов. **Метаморфическими** называют породы, возникшие в результате преобразования (метаморфизма) магматических и осадочных пород под действием высоких температур и давлений, а также под влиянием внедрения магмы.

Горные породы всех генетических групп отличаются друг от друга по составу (минеральному, химическому, гранулярному, т.е. зерновому), строению (структуре), сложению (текстуре) и свойствам — водно-физическим (плотности, влажности, пустотности), водным (водопроницаемости, влагоемкости, водоотдаче, водопоглощению и др.) и механическим (прочностным, деформационным). Геолого-петрографические особенности рассматриваются как результат геологических процессов, способствовавших фор-

мированию горных пород в современном виде. Применительно к различным видам инженерной деятельности наибольшее значение имеют численные показатели свойств горных пород, устанавливаемые по результатам инженерно-геологических исследований и используемые при проектировании горно-строительных и горно-эксплуатационных работ.

Обычно только расчетных показателей бывает недостаточно, поэтому исследования образцов всегда дополняют изучением характеристик пород в массиве (на действующих объектах-аналогах или на опытных участках проектируемого объекта), а также специальными экспериментами, позволяющими оценить влияние трещиноватости, слоистости и обводненности массива на поведение пород в окрестностях горных выработок. Такой порядок исследований позволяет экстраполировать результаты испытаний по геолого-петрографическим признакам, что существенно сокращает объем трудоемких определений механических свойств пород.

Свойства горных пород определяют их геолого-петрографические характеристики: вещественный состав; структура минерального скелета и порового пространства; фазовый состав; структурные (межминеральные) связи. Перечисленные характеристики названы П.Н. Панюковым *факториальными**, а показатели водно-физических и механических свойств — *результативными характеристиками*. С учетом факториальных характеристик составлена инженерно-геологическая классификация**, в которой выделены три группы горных пород — твердые, связные и раздельнозернистые. Сведения об основных разработанных классификациях горных пород приведены в курсе «Инженерная геология».

* Фактор (лат. factor — делающий, производящий) — причина процесса, определяющая его характер или отдельные черты.

** Классификация (лат. classis — разряд и лат. xasio — делаю) — совокупность предметов, явлений, обладающих общим признаком, и распределение данного множества предметов на классы по одному для каждого класса признаку.

Твердые (скальные и полускальные) **горные породы** характеризуются наличием жесткой (кристаллизационной) связи между минеральными частицами. К этой группе относятся магматические (гранит, сиенит, габбро, базальт, трахит и др.), метаморфические (гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, мрамор и др.) и сцементированные осадочные породы (известняки, доломиты, песчаники, сланцы и др.).

Связные (глинистые) **породы** обладают непрочными связями между минеральными частицами, которые имеют, в основном, водно-коллоидную природу или характер слабой цементации. Степень жесткости между минеральными частицами в значительной степени зависит от влажности. Именно поэтому одна и та же порода, например, глина, может находиться в твердом, пластичном и даже в текучем состоянии. К связным породам относятся глины, суглинки, лёссы, илы и др.

Раздельнозернистые породы характеризуются наличием сил трения по поверхности соприкосновения между слагающими их зернами (минералами, обломками пород). Группу раздельнозернистых составляют несцементированные обломочные горные породы — галька, гравий, песок и др.

Связные и раздельнозернистые горные породы часто называют рыхлыми.

В гидрогеологии, кроме того, все горные породы делят на водопроницаемые и водоупорные. **Водопроницаемые** — это породы, способные пропускать (фильтровать) через себя воду. Водопроницаемость пород обусловлена наличием в них различного рода пустот, по которым может свободно циркулировать вода. К водопроницаемым относятся все раздельнозернистые породы, а также твердые породы при наличии в них пустот. Связные и твердые породы при отсутствии трещин являются **водоупорными** породами.

Горная порода в общем случае рассматривается как четырехфазная система, состоящая из твердого минерального вещества, жидкости, газов и органического вещества, причем соотношения между этими фазами могут меняться и порода может переходить в другое фазовое состояние. Водонасыщенная горная порода —

двухфазная система, состоящая из минерального скелета и воды, заполняющей различные системы пустотностей горных пород.

К основным показателям водно-физических свойств горных пород относятся: плотность, пустотность и влажность (характерны для всех выделенных групп пород), а также зерновой состав (для рыхлых пород). По этим показателям можно косвенно судить о прочностных и деформационных свойствах горных пород, об устойчивости горно-технических сооружений, а также об их изменении под влиянием современных геологических и горно-геологических процессов.

§ 2. Показатели плотности

Плотность горной породы γ — масса единицы объема горной породы естественного сложения и влажности; численно равна отношению массы породы q_0 к ее объему v_0 :

$$\gamma = q_0/v_0 \text{ [т/м}^3\text{; г/см}^3\text{]}. \quad (2.1)$$

Плотность минеральных частиц Δ — масса минерального скелета породы в единице его объема; численно равна отношению массы минеральных частиц (скелета) q_c к их объему v_c :

$$\Delta = q_c/v_c \text{ [т/м}^3\text{; г/см}^3\text{]}. \quad (2.2)$$

Плотность сухой породы γ_c — масса единицы объема твердой части породы естественного сложения; численно равна отношению массы скелета q_c к ее объему v_0 :

$$\gamma_c = q_c/v_0 \text{ [т/м}^3\text{; г/см}^3\text{]}. \quad (2.3)$$

В общем случае величина плотности горной породы определяется плотностью минеральных частиц, т.е. минеральным составом, а также наличием пустот в породе и влажностью. Увеличение плотности минеральных частиц, слагающих породу, повышает плотность пород, а увеличение пористости — уменьшает ее. Увеличение влажности при неизменной пористости приводит к повышению плотности породы. Плотность породы характеризует физическое состояние породы, степень ее уплот-

ненности (табл. 2.1). Так, для связанных горных пород уменьшение разницы между значениями плотности пород и плотности минеральных частиц свидетельствует об уплотнении породы.

Плотность минеральных частиц не отражает непосредственно физическое состояние породы и не используется в инженерных расчетах, но эта величина необходима для вычисления других показателей, например, пористости. Плотность сухой породы, как и плотность породы, отражает степень ее уплотненности и обычно используется в качестве контрольного показателя уплотненности земляных горно-технических сооружений — отвалов, насыпей, дамб.

Таблица 2.1

Плотность породообразующих минералов

Минералы	Минералогическая плотность	Минералы	Минералогическая плотность
Кварц	2,65–2,66	Гидрослюды	2,00–2,75
Халцедон	2,55–2,65	Каолинит	2,58–2,60
Опал	1,90–2,50	Монтмориллонит	2,04–2,52
Кальцит	2,71–2,72	Пироксены	3,20–3,60
Доломит	2,80–2,99	Волластонит	2,79–2,91
Магнезит	2,90–3,10	Авгит	3,20–3,60
Сидерит	3,00–3,90	Диопсид	3,20–3,38
Ангидрит	2,50–2,70	Амфиболы	2,99–3,47
Гипс	2,30–2,40	Роговая обманка	3,00–3,47
Апатит	3,15–3,27	Тремолит	2,9–3,1
Ортоклаз	2,50–2,62	Оливин	3,18–4,35
Микроклин	2,50–2,57	Гранаты	3,50–4,33
Плагиоклазы	2,60–2,78	Циркон	3,80–4,86
Альбит	2,60–2,69	Сфен	3,29–3,56
Лабрадор	2,67–2,72	Эпидот	3,07–3,5
Анортит	2,70–2,78	Кордиерит	2,57–2,78
Нефелин	2,55–2,65	Дистен	3,59–3,68
Мусковит	2,50–3,10	Андалузит	3,1–3,2
Биотит	2,69–3,40	Силлиманит	3,23–3,25
Серпентин	2,50–2,65	Рутил	4,18–4,30
Хлорит	2,60–2,90	Шпинель	3,5–3,7

§ 3. Показатели скважности

Наличие в горных породах различного вида пустот принято называть *скважностью*. Эти нарушения сплошности способствуют накоплению и перемещению в породах подземных вод. Скважность определяет не только водные свойства горных пород — водопроницаемость, влагоемкость, водоотдачу и др., но и их отношение к различным физическим полям (нагрузкам). По происхождению скважность делится на первичную, образовавшуюся одновременно с породой, и вторичную, возникшую после образования породы.

Первичная скважность в раздельнозернистых и связных породах обусловлена общими процессами образования осадка и процессами диагенеза. В твердых породах осадочного происхождения могут быть незаполненные цементирующим веществом пустоты между зернами, трещины между плоскостями наслоения и различного рода пустоты, связанные с остатками органического материала животных и растений. В твердых породах магматического происхождения первичная скважность связана с микротрещинами и трещинами отдельности при кристаллизации и остывании магмы и лавы.

Вторичная скважность в основном наблюдается в твердых породах осадочного, магматического и метаморфического происхождения. Примерами вторичной скважности служат: тектоническая трещиноватость и раздробленность пород; трещиноватость пород в зоне выветривания; ноздреватость, кавернозность и закарстованность известняков, доломитов и гипсов в процессе их растворения подземными водами.

Величина скважности выражается отношением объема всех пустот к объему породы (коэффициент скважности). Наличие в породе пустот (пор), имеющих размеры меньше 0,5 мм, принято называть *пористостью*. Величина пористости n равна отношению объема пор v_n ко всему объему v_0 горной породы:

$$n = v_n/v_o, \%. \quad (2.4)$$

Объем пор в песчано-глинистых породах может значительно изменяться в зависимости от степени влажности и испытываемого ими давления, поэтому для характеристики пористости таких пород используют *коэффициент пористости* ϵ , равный отношению объема пор v_n в породе к объему ее твердой части v_c (минерального скелета):

$$\epsilon = v_n/v_c, \%, \quad (2.5)$$

или

$$\epsilon = n/m,$$

где n и m — соответственно объемы пор и твердых частиц в единице объема породы; очевидно, что $n + m = 1$.

Пористость и коэффициент пористости связаны между собой следующими соотношениями:

$$n = \frac{\epsilon}{1 + \epsilon}, \quad \epsilon = \frac{n}{1 - n} \text{ (доли ед. \%)} \quad (2.6)$$

Доля (объем) минеральных частиц в объеме породы равна отношению объема минерального скелета v_c ко всему объему v_o породы:

$$\diamond m = v_c/v_o \text{ (доли ед. или \%)} \quad (2.7)$$

или

$$\diamond m = \frac{v_c}{v_o} \cdot \frac{q_c}{q_c} = \gamma_c / \Delta \text{ (доли ед. или \%)},$$

или, с учетом (2.6),

$$\diamond m = 1 - n = \frac{1}{1 + \epsilon} \text{ (доли ед. или \%)} \quad (2.8)$$

Величину пористости можно выразить через параметры плотности породы:

$$n = 1 - m = \frac{\Delta - \gamma_c}{\Delta} \text{ (доли ед. или \%)} \quad (2.9)$$

Расчет коэффициента пористости также выполняют по значениям параметров плотности породы, используя для этого выражение

$$\varepsilon = n / m = \frac{\Delta - \gamma_c}{\gamma_c} \text{ (доли ед.)} \quad (2.10)$$

По размерам поры делят на *некапиллярные* (больше 0,5 мм), *капиллярные* (0,5—0,0002 мм) и *субкапиллярные* (меньше 0,0002 мм). В некапиллярных порах подземная вода движется под воздействием сил гравитации или гидростатического напора; в капиллярных в основном под влиянием капиллярных сил; в субкапиллярных вода находится в связанном состоянии. Поры могут быть открытыми (сообщающимися) или закрытыми (несообщающимися). Течение жидкости происходит по сообщающимся порам, которые образуют активное поровое пространство. Сообщающиеся и несообщающиеся поры образуют общее поровое пространство. Выделяют также эффективное поровое пространство (эффективную пористость), под которым понимают общий объем сообщающихся пор за вычетом пространства, занятого связанной водой.

В раздельнозернистых горных породах преобладают сверхкапиллярные и капиллярные поры и эффективное поровое пространство незначительно отличается от общего.

Для связных глинистых горных пород толщина слоя связанной воды соизмерима с размером пор; здесь эффективное поровое пространство значительно меньше общего. Наличие активной пористости (порового пространства) определяют движение жидкости в породах и способность их к деформациям (уплотнению).

Пористость определяет плотность, прочность, деформируемость и водопроницаемость горных пород. Она влияет на сопротивляемость выветриванию, морозоустойчивость и сейсмостойкость. Абсолютные значения пористости пород изменяются от долей процента до 60 % и более. Наибольшей пористостью характеризуются связные (глинистые) породы, находящиеся на начальных стадиях литификации. Высокая пористость (до 60 %) отличает также некоторые эффузивные магматические породы (трахиты, пемза, вулканические туфы). Пористость интрузивных магматических и большинства метаморфических пород в невыветрелом состоянии измеряется долями процентов, реже несколькими процентами. Пористость твердых осадочных пород в зависимости от их литифицированности колеблется от нескольких процентов до 25—30 %, а иногда более. Так, пористость песчаников и известняков изменяется от 2—3 до 35—40 %, мела — от 5—7 до 45 %.

Физические свойства горных пород зависят не только от абсолютной величины пористости, но и от структурных особенностей порового пространства — размеров и формы пор, распределения их в объеме породы, учет которых позволяет выделить системы их пустотности (рис. 2.1).

Различают следующие основные морфогенетические *типы пустотности горных пород*:

- ◆ межгранулярная — свойственна в основном раздельнозернистым породам (галечники, пески);
- ◆ межагрегатная — существует между агрегатами минеральных зерен (оолиты, бобовины);
- ◆ межкристаллическая (межзерновая) — присуща твердым (магматическим и метаморфическим) породам;
- ◆ трещинная — свойственна всем твердым, отчасти и связным (глинистым) породам;
- ◆ пустотность выщелачивания (ноздреватость, кавернозность, закарстованность) — типична для осадочных твердых горных пород;
- ◆ пузырчатая — характерна для эффузивных пород;

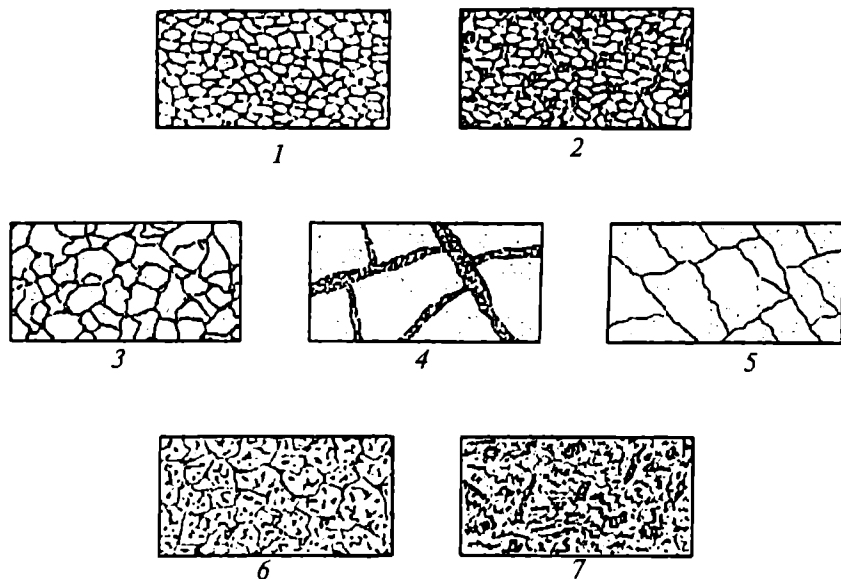


Рис. 2.1. Основные типы (системы) пустотности горных пород:

1 — межгранулярная; 2 — межагрегатная; 3 — межкристаллическая; 4 — выщелачивания; 5 — трещинная; 6 — внутризерновая и внутриобломочная; 7 — макропористость

◆ кристопористость (скрытая) — отмечена в тонкодисперсных глинистых породах;

◆ макропористость — присуща лёссовым глинистым породам.

Обычно в горных породах наблюдается несколько систем пустотности, что связано с процессами их образования, развития, а также освоения геологической среды (техногенная трещиноватость). Для определения пористости используют метод насыщения, ртутной порометрии и морфологический анализ структуры породы.

Сущность *метода насыщения*, применяемого для оценки пористости раздельнозернистых пород, заключается в насыщении водой (до предела) известного объема породы. Величину пористости характеризует отношение объема поданной воды к объему породы, выраженное в процентах.

Метод ртутной порометрии эффективен при изучении пористости тонкодисперсных пород. Он основан на измерении объема несмачивающейся жидкости (ртути), поданной под давлением в образец породы. Размер пор устанавливают по соотношению, связывающему между собой этот показатель и величину давления.

Метод морфологического анализа структуры породы предусматривает изучение шлифа или аншлифа породы или их фотографий при помощи электронных устройств, позволяющих отличать поры от твердой части породы и анализировать их форму. При изучении структуры твердых пород используют оптические микроскопы. Морфологические особенности тонкодисперсных пород (глинистых и лёссовых) изучают при помощи сканирующих электронных микроскопов.

§ 4. Показатели трещиноватости

Трещинами называют разрывы сплошности породы без видимого смещения, размеры которых по простиранию и падению на несколько порядков больше мощности их раскрытия. *По происхождению* различают четыре основных типа трещин: *петрогенетические, тектонические, экзогенные и техногенные* (искусственные).

Параметрами единичной трещины являются ее элементы залегания: азимут простирания $\alpha_{\text{пр}}$; азимут падения $\alpha_{\text{п}}$; угол падения β . Значения $\alpha_{\text{п}}$ и β измеряются на обнажении при горизонтальном положении линии замеров; значение $\alpha_{\text{пр}}$ вычисляется по величине $\alpha_{\text{п}}$. *По размерам* трещины делят на *некапиллярные* (более 0,25 мм), *капиллярные* (0,25—0,0001 мм) и *субкапиллярные* (менее 0,0001 мм).

По положению в пространстве азимута простирания выделяют *меридианальные, широтные и диагональные* трещины, а *угла падения* — *горизонтальные* (0—15°), *пологие* (15—30°), *крутые* (30—75°) и *вертикальные* (75—90°).

Трещины делятся на *системные и внесистемные*. Системные трещины имеют близкую пространственную ориентировку

(различие в значениях $\alpha_{пр} — \pm 10^\circ$, $\beta — \leq 7,5^\circ$) и вследствие этого примерно параллельны друг другу. Группы близких по значениям $\alpha_{пр}$ и β трещин составляют системы. К внесистемным относят трещины, развитые в массиве, зафиксированные при взятии замеров, но не вошедшие по параметрам ориентирования в системы. Кроме того, группы трещин в осадочных породах называют *трещинами напластований*, а в магматических и метаморфических — «*постельными*».

Совокупность развитых в массиве системных, внесистемных трещин и напластований («постельных») называют *трещиноватостью*. В общем случае трещиноватость описывается эквивалентной сетью трещин со следующими средними, в статическом смысле, параметрами: азимутом простирания $\bar{\alpha}$, углом падения системных трещин $\bar{\beta}$ и модулем трещиноватости W^{-1} (среднее линейное расстояние между всеми трещинами, зафиксированное на обнажении).

Блоки (глыбы) горных пород, разделяемые трещинами, называют *отдельностями*. В осадочных породах встречаются прямоугольная, кубическая, призматическая, плитчатая, шаровая отдельности; в метаморфических — плитчатая, пластинчатая остроугольная; в магматических — столбчатая, шаровая, матрацевидная и др.

Наиболее трещиноваты горные породы, распространенные в геосинклинальных областях, так как они неоднократно подвергались интенсивным складчатым разрывным тектоническим деформациям. Характерны трещины и для горных пород платформенных областей. В частности, они отмечаются в пластах осадочных пород полого, а иногда горизонтального залегания, например, в известняках, песчаниках, глинах.

Изучение трещиноватости предусматривает анализ геологической и горно-технической документации месторождения (горно-геологического объекта), полевые измерения параметров трещиноватости горных пород, камеральную обработку результатов измерений.

§ 5. Показатели влажности

В условиях естественного залегания в порах и трещинах горных пород обычно находится вода, количество которой определяет ее *естественную влажность* и сказывается на состоянии и свойствах породы. Степень этого влияния зависит от типа пород.

Для твердых (магматических, метаморфических) горных пород, отличающихся незначительной пористостью, характерны малые значения (доли процента — несколько процентов) естественной влажности, величиной которых при инженерно-геологических расчетах обычно пренебрегают. Естественная влажность раздельнозернистых пород, при прочих равных геологических условиях, изменяется в зависимости от зернового состава, наличия примесей глинистых частиц, органики и плотности сложения. Естественная влажность глинистых пород изменяется в зависимости от степени их дисперсности, минерального состава тонкодисперсной части, емкости поглощения, состава обменных катионов, примесей органики и степени литификации.

При инженерно-геологической оценке горных пород используют следующие численные показатели влажности:

♦ *весовая влажность* W — отношение массы воды q_b , заполняющей поры породы, к массе сухой породы q_c :

$$W = \frac{q_b}{q_c} = \frac{q_o - q_c}{q_c} \quad \text{или} \quad W = \frac{\gamma - \gamma_c}{\gamma_c}, \quad \text{доли ед.}; \quad (2.11)$$

♦ *объемная влажность* W_o — отношение объема воды V_b в порах к объему этой породы:

$$W_o = \frac{V_b}{V_o} \quad \text{или, с учетом} \quad \Delta_b = \frac{q_b}{V_b}, \quad W_o = \frac{q_b}{\Delta_b V_o}. \quad (2.12)$$

Подставив выражение q_b из формулы (2.11) в формулу (2.12), имеем:

$$W_0 = \frac{W\gamma_{\varepsilon}}{\Delta_{\varepsilon}}, \text{ доли ед. или \%}; \quad (2.13)$$

♦ *коэффициент водонасыщения* G — отношение объема воды $V_{\text{в}}$ в горной породе к объему пор $V_{\text{п}}$ в ней:

$$G = \frac{V_{\text{в}}}{V_{\text{п}}} \text{ или, с учетом формул (2.11) и (2.15),} \quad (2.14)$$

$$G = \frac{W\Delta}{\Delta_{\varepsilon}\varepsilon}.$$

Величина этого показателя изменяется от 0 до 1. Она характеризует состояние породы от абсолютно сухого до полностью водонасыщенного. По влажности выделяют следующие породы: *маловлажные* (0—0,5), *влажные* (0,5—0,8) и *водонасыщенные* (более 0,8).

§ 6. Зерновой состав

Водные свойства нецементированных пород, например, водопроницаемость, в определенной степени зависят от крупности и однородности минеральных частиц (зерен), т.е. зернового состава, характеризуемого процентным содержанием частиц различной крупности. Зерновой (гранулометрический) анализ состоит в разделении пробы породы на группы частиц с близкими размерами (фракциями), содержание которых (по массе) определяется по отношению к общей массе абсолютно сухой породы. Лабораторное определение состава ведется в соответствии с ГОСТ 12536—79 Грунты. Методы лабораторного определения зернового (гранулометрического) состава.

Крупные фракции, содержащие частицы с поперечным размером от 10 до 0,1 мм, выделяют методом ситового анализа с помощью набора сит с отверстиями различного диаметра. Мелкие фракции разделяют седиментационными методами, основанными на зависимости скорости осаждения взвешенных в жидкости минеральных частиц от их размера (закон Стокса).

Результаты такого анализа горных пород представляют в виде графиков зернового состава, на которых по оси абсцисс откладывают диаметр частиц, а по оси ординат — их процентное содержание. По этим графикам определяют коэффициент неоднородности породы

$$K_n = d_{60}/d_{10},$$

где d_{60} , d_{10} — значения диаметра частиц (мм), которым соответствует тот размер частиц, меньше которого в породе содержится 60 и 10 % общей массы всех частиц.

Величина d_{10} характеризует действующий (эффективный $d_{эф}$) диаметр частиц, который используется для определения водопроницаемости песчаных пород по эмпирическим формулам (при $K_n \leq 5$). По зерновому составу выделяют следующие типы нецементированных пород: глины, суглинки, супеси и др.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Приведите общие сведения о генетических типах горных пород.
2. Что такое факториальные характеристики породы?
3. Дайте пример результативной характеристики породы.
4. Какими показателями пользуются для оценки плотности свойств пород.
5. Поясните понятия «скважность» и «пористость» породы.
6. Какие показатели характеризуют пористость горных пород?
7. Перечислите методы оценки пористости пород.
8. Какие показатели характеризуют влажность горной породы?
9. Укажите пределы изменения степени водонасыщения породы.
10. Что такое зерновой состав породы?
11. Назовите методы зернового анализа пород.
12. Как можно оценить степень однородности породы?

ГЛАВА 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Наши представления о физической реальности никогда не могут быть окончательными, и мы всегда должны быть готовы менять эти представления.

А. Эйнштейн

§ 1. Воды подземной гидросферы

В «Истории природных вод» (1933) В.И.Вернадский отмечает их единство, определяемое двумя основными свойствами:

♦ легким переходом воды из одного физического состояния в другое; при этом переходы резко влияют на химический состав воды;

♦ природные воды представляют собой газовые растворы, причем количество и состав газов являются определенными для каждой воды; существует равновесие вода \rightleftharpoons газы: газы растворяются в воде, а вода испаряется в газовую земную оболочку.

В систему равновесия природных вод входят также горные породы и живое вещество биосферы, т.е. круговорот воды приобретает вид природные воды — газы — горные породы — живое вещество. В.И. Вернадский писал: «В земной коре в толще на протяжении 25 километров мощностью идут передвижки водяных масс интенсивно и непрерывно в бесчисленных круговоротах».

Подземную воду следует рассматривать как физически самостоятельное тело в парообразном, твердом и капельножидком состоянии. На основании результатов экспериментальных исследований процессов образования и перемещения воды в почве и горных породах А.Ф. Лебедевым в 1930 г. была разработана классификация подземных вод, учитывающая их агре-

гатное состояние, динамичность и характер взаимодействия с горными породами. С учетом современных представлений эта классификация выделяет в подземной гидросфере пять видов воды: парообразную, твердую, физически свободную, физически и химически связанную (рис. 3.1). К особому виду отнесена вода в надкритическом состоянии. Наличие общего круговорота определяет тесную взаимосвязь вод подземной гидросферы и предусматривает возможность обратимых переходов при изменении параметров физического состояния среды.

Дадим характеристику видов воды в горных породах.

Парообразная вода. Находится практически во всем разрезе Земли. Сравнительно небольшая мощность слоя водяного пара, обычно несколько метров, приурочена к зоне, заключенной между дневной поверхностью и постоянным уровнем подземных вод — зоне аэрации. Здесь преобладает холодный пар, поступающий сюда из атмосферы или образующийся в порах и трещинах почвы и горных пород при испарении капельно-жидкой воды. Парообразная вода находится в динамическом равновесии с другими видами, например, гигроскопической* и с водяным паром атмосферы.

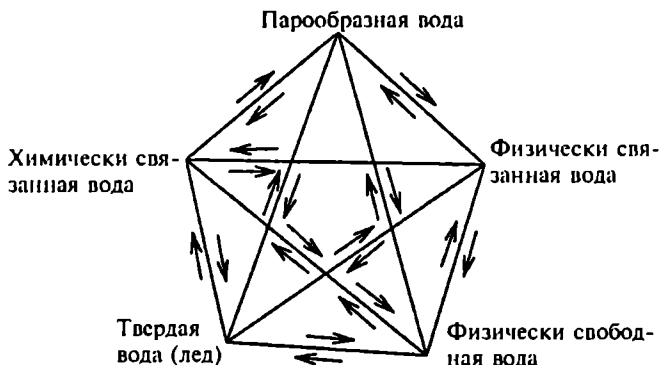


Рис. 3.1. Схема взаимосвязи видов воды в горных породах

* Гигроскопичность (греч. *higros* — влажный и *skoreo* — побеждаю) — способность веществ поглощать влагу из внешней среды.

Возможность преобразования в другие виды воды связана со способностью и интенсивностью ее адсорбции* минеральными частицами. Интенсивность адсорбции зависит, в частности, от относительной упругости водяного пара. Около 50 % конденсационной воды адсорбируется поверхностью минеральных частиц, а другая часть конденсируется в порах горной породы. Количество водяного пара в породах не превышает тысячных долей процента общей массы породы. Водяной пар имеет высокую подвижностью и перемещается за счет разности упругости паров или от участков более влажных пород к менее влажным.

При относительной влажности подземной атмосферы, близкой к 100 %, упругость паров представляет собой функцию температуры, что объясняет возникновение направленных потоков паров под воздействием температурных градиентов. Вертикальные потоки связаны с сезонным прогреванием горных пород. Поэтому выше слоя пород с постоянной годовой температурой пары воды летом движутся в основном вниз, а зимой — вверх. Горизонтальное перемещение паров воды связано с техногенными изменениями поверхности Земли (затенением, экранированием), вызывающими неравномерное прогревание.

Подвижность парообразной влаги влияет на свойства горных пород, особенно глинистых и лёссовых, изменяя их естественную влажность.

В общем объеме парообразной воды значительная доля приходится на горячий пар, образующийся на больших глубинах, что связано с процессами закономерного повышения температуры с глубиной или выходом перегретых вод на поверхность Земли. Локальное парообразование может быть результатом хемогенных или биогенных процессов. Например, месторождение горячего пара Янган-Тау на Урале связано с процессом горения органических веществ. Парообразная вода может

* Адсорбция (лат. ad — на, при и sorbeo — поглощаю) — поглощение вещества из газовой или жидкой среды поверхностным слоем твердого тела или жидкости.

быть заключена в порах минералов. Наконец, часть пара растворяется в жидкой воде, образуя газовую компоненту, непрерывно увеличивающуюся с глубиной. На больших глубинах с температурой 600—700 °С капельно-жидкая вода замещается парообразной, при этом мощность слоя пара обычно весьма велика. Обособленные скопления пара встречаются на месторождениях нефти и газа.

Физически связанная вода. Подразделяется на прочносвязанную (гигроскопическую или адсорбционную) и рыхлосвязанную (пленочную).

Прочносвязанная вода свойственна тонкодисперсным породам и образуется на поверхности минеральных частиц за счет адсорбции молекул воды из водяного пара воздуха или жидкой воды (рис. 3.2). Минеральные частицы имеют отрицательный заряд, молекулы воды представляют собой диполи с положительным (атом кислорода) и отрицательным (два атома водорода) зарядами. Возникновение электромолекулярных сил взаимодействия между твердой и жидкой фазой обуславливает притяжение диполей к частицам с огромной силой. Повышение дисперсности породы связано с увеличением ее удельной поверхности, т. е. площади контактирующих частиц в единице объема, и, соответственно, с увеличением количества взаимодействующих молекул воды. Электромолекулярные силы взаимодействия у поверхности минеральной частицы составляют для первого ряда связанных молекул воды величину порядка нескольких тысяч мегапаскалей и резко убывают по мере удаления от нее: на расстоянии 0,5 мкм эти силы близки к нулю.

Расположенные на контакте с минеральной частицей слои в 1—3 ряда молекул воды образуют пленки прочносвязанной или адсорбированной воды. Соответствующую этому состоянию влажность W_r называют **максимальной гигроскопичностью**. Физические свойства прочносвязанной воды характеризуются следующими данными: плотность — 1,02 т/м³; температура замерзания — 78 °С; диэлектрическая проницаемость — 3—40 (свободной воды — 81). Такой воде присущи значительная вязкость, упругость и прочность на сдвиг. Прочносвязанная вода образуется при относительной влажности подземной атмосферы менее 100 %. Содержание ее в породе зависит от минерального и зернового состава: в песках количество этой влаги не превышает 1, лёссах — 8, глинах — 18 %.

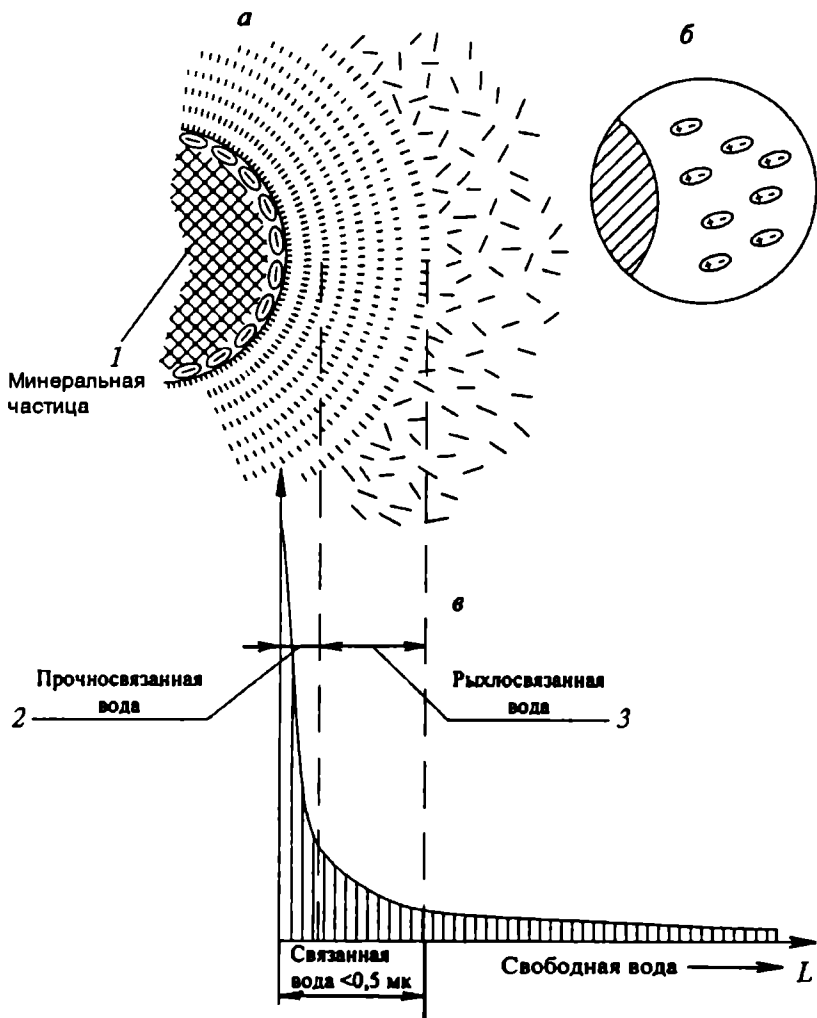


Рис. 3.2. Схема молекулярного взаимодействия сил P в системе твердая частица — вода (по Н.А. Цытовичу):

a — схема строения лиосорбной плёнки воды; *b* — расположение диполей воды вокруг электрически заряженной частицы; *v* — эпюра изменений величины молекулярных сил в зависимости от расстояния до поверхности минеральной частицы; 1 — минеральная частица; 2 — прочносвязанная вода; 3 — рыхлосвязанная вода

Далее выделяют переходный, осмотический* (или сольватный**) слой, непосредственно прилегающий к прочносвязанному. Толщина этого слоя 10—20 молекул, ориентировка менее выдержанна, слой характеризуется ослабленной связью с поверхностью частиц, некоторой подвижностью; удалить воду этого слоя можно при нагревании до 100—120 °С. Сольватный слой воды обычно соответствует величине влажности породы, равной максимальной гигроскопичности. Осмотическая влага влияет на пластические свойства горных пород, в частности, глинистых отложений.

Рыхлосвязанная (пленочная) вода образует слой молекул воды, взаимодействующий с поверхностью частиц породы и слоем прочносвязанной воды с помощью молекулярных сил. Она существует при влажности породы, большей максимальной гигроскопичности. По свойствам этот вид воды существенно отличается от прочносвязанной, например, имеет плотность, близкую к плотности свободной воды. При соприкосновении частиц породы рыхлосвязанная вода способна перемещаться от частиц с более толстыми к частицам с более тонкими пленками. Передвижение осуществляется также при наличии разности концентрации ионов (осмотического давления) в пленках воды. Совокупность прочно- и рыхлосвязанной воды называется *молекулярной водой*. Максимальное количество в породе молекулярной воды называют *максимальной молекулярной влагемкостью* $W_{\text{мм}}$. Она характеризует инженерно-геологические свойства породы. Максимальное содержание молекулярной воды составляет: для песков 1—7, супесей 9—13, суглинков 15—23 и глин 25—40 %.

* Осмос (греч. *osmos* — толчок, давление) — односторонняя диффузия растворителя через полупроницаемую перегородку, отделяющую раствор от растворителя.

** Сольватация (лат. *solvo* — растворяю) — взаимодействие молекул растворителя с молекулами (ионами) растворенного вещества.

Экспериментальные данные свидетельствуют, что при давлении 300—500 МПа почти вся рыхло- и прочносвязанная вода глин способна переходить в свободное состояние, образуя при движении по порам так называемые поровые растворы. Доля поровых растворов в общем объеме гидросферы значительна: объем поровых растворов, заключенных в современных морских отложениях, составляет около 145 млн км³, т.е. около 10 % океанических запасов вод Земли.

Следует полагать, что между количеством капельно-жидкой воды, толщиной пленок и количеством физически связанной воды, с одной стороны, и температурой и давлением, с другой стороны, существует динамическое равновесие: повышение параметров физического состояния геологической среды (температуры, давления) отвечает уменьшению физически связанной воды за счет перехода ее в свободное состояние. Имеются данные, что в интервале глубин 1,5—4 км, отвечающем температуре 100—150 °С, практически все физически связанные воды переходят в свободные. Суммарное содержание физически связанной воды в литосфере составляет около 0,35 млрд км³, т.е. около 42 % общего ее количества в земной коре.

Свободная вода. Представлена водой включений в минералах и горных породах, капиллярной и гравитационной водой. Особенность вод включений — длительная изолированность ее от общего круговорота. Воды включений вступают в движение лишь с момента раскрытия замкнутого объема пор минерала или горной породы, что возможно при тектонических процессах или расплавлении вещества в случае высоких температур.

Капиллярная вода заполняет капиллярные поры (диаметр менее 1 мм) и трещины (ширина раскрытия менее 0,25 мм) пород. Она удерживается и передвигается в породе под действием сил поверхностного натяжения (капиллярных или менисковых), возникающих на границе раздела фаз вода — воздух — твердая поверхность. Капиллярные силы не меняют структуру воды, поэтому вода в капиллярах по основным физическим свойствам практически не отличается от свободной. Поверхностное натяжение оценивают по величине удельной силы поверхностного

натяжения σ_k , равной 8 Па·см для пресной воды при $t = 20$ °С. Поверхностное натяжение определяет высоту капиллярного подъема h_k природных растворов по порам и трещинам горных пород. Численно эту величину можно рассчитать по формуле Лапласа:

$$h_k = \frac{2\sigma_k}{\gamma_p g r}, \quad (3.1)$$

где γ_p — плотность природного раствора; g — ускорение свободного падения; r — радиус капилляра.

Поднимаясь выше уровня подземных вод, капиллярная вода образует зоны капиллярного насыщения. Высота капиллярного поднятия зависит от диаметра пор, гранулярного и минерального состава пород, химического состава воды. Выделяют также капиллярно-стыковую воду, образующуюся в углах пор песчаных пород вблизи контакта минеральных частиц. Она представлена отдельными, разобщенными друг от друга каплями, которые ограничены упругой, прочно связанной со стенками поры поверхностью мениска. Максимальное количество воды, удерживаемое в капиллярах породы, определяет ее капиллярную влажность W_k . Капиллярная вода способна передвигаться за счет разности температур, растворять и переносить соли; при испарении воды соли кристаллизуются и этим разрушают структуру горных пород.

Гравитационная вода образуется при влажности пород более максимальной молекулярной или при полном насыщении пор и трещин породы водой (полная влагоемкость). Особенность этого вида воды — перемещение под действием сил гравитации. Количество гравитационной воды зависит от зернового состава, размера пор и трещин, степени изолированности их друг от друга. В глинистых породах, отличающихся значительной связностью минеральных частиц и изолированностью (закрытостью) порового пространства, гравитационная вода практически отсутствует. Этот вид подземных вод преимущественно распространен в раздельнозернистых породах (пески, галечники), частицы которых связаны друг с другом лишь силами

трения, а также в твердых породах (гранит, мрамор, песчаник), разбитых трещинами.

Для земной коры характерны прогрессирующее уплотнение пород с глубиной, уменьшение пористости и трещиноватости. В то же время высокотемпературные растворы участвуют в выщелачивании пород; высокое давление воды и действующие напряжения препятствуют смыканию трещин. Данные глубокого бурения показывают, что во многих районах России на глубинах до 6—7 км встречаются породы с высокой пористостью: в Прикаспийской впадине на отметке 6600 м встречены породы с пористостью 5 %, в Восточно-Кубанской впадине на отметке более 5 км — с пористостью около 13 %.

Различают инфильтрационные (просачивающиеся через слой породы сверху вниз) и фильтрационные (перемещающиеся в водоносном пласте) воды. Инфильтрационные воды распространяются преимущественно в зоне аэрации, их появление и количество связаны с деятельностью атмосферных вод. Инфильтрационные воды разделяют на собственные инфильтрационные (атмосферные осадки, просачивающиеся до зоны насыщения пород водой, образующей водоносный горизонт) и инфлюационные (втекающие, свободно перемещающиеся по трещинам и пустотам в толще пород).

Фильтрационные воды перемещаются в пласте породы от высоких гипсометрических отметок к низким. На больших глубинах движение вод связано в основном с проявлением давления, создающего фильтрационный поток воды из уплотняющихся осадочных пород, развитием тектонических напряжений и магматических процессов, обуславливающих возникновение восходящих потоков глубинных вод.

Вода в твердом состоянии. Содержится в виде обособленных тел (линз, прослоек) в толще горных пород или цементирующего вещества мерзлых горных пород. Ледяные тела формируются на поверхности и непосредственно в пустотах горных пород. Лед мерзлых горных пород образуется в процессе осадконакопления и одновременного промерзания или промерзания массивно-кристаллических трещиноватых пород.

Мерзлая горная порода представляет собой многокомпонентную систему — минеральный скелет + вода + лед + воздух, структурные связи которой определяют прочностные свойства породы. Для мерзлых пород справедлив принцип равновесного состояния воды, т. е. при повышении или понижении температуры происходит соответственно частичное плавление льда или кристаллизация незамерзшей воды. При низких температурах мерзлые связные и раздельнозернистые породы характеризуются высокой прочностью, приближающейся к прочности твердых горных пород. Глубина промерзания зависит от теплофизических свойств пород — теплоемкости и теплопроводности, оцениваемых по соответствующим коэффициентам, и климатических условий региона. Наименьшую глубину промерзания имеют породы с большим содержанием гумусовых веществ, наибольшую — сухие песчаные и гравелистые породы.

Химически связанные воды. Разделяют на *кристаллизационные и конституционные*. Наиболее распространены кристаллизационные воды, присутствующие в кристаллической решетке минералов в виде единичных молекул или их групп. Кристаллизационная вода может быть выделена из минерала при температуре до 300 °С. К числу минералов, содержащих этот вид воды, относятся сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (64 % H_2O) и мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (55 % H_2O). При нагревании до 170 °С гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ теряет часть воды, а при 170 °С — всю воду, превращаясь в ангидрид CaSO_4 . Минерал вермикулит при нагревании до 100 °С теряет почти половину воды, а при 750 °С молекулярная вода удаляется полностью.

Ионы OH^- и H^+ представляют собой конституционные воды, превращающиеся в капиллярно-жидкую воду после выделения из минералов. Образование их связывают с высокими температурами и давлением. Они содержатся в гидроксидах типа $\text{Al}(\text{OH})_3$ и $\text{Ca}(\text{OH})_2$, диаспоре HAlO_2 и могут быть выделены путем нагревания минерала до температуры свыше 400 °С. Такие глинистые минералы, как каолинит $\text{Al}(\text{OH})_4 \cdot [\text{Si}_2\text{O}_5]$ и монтмориллонит $(\text{Al}, \text{Mg})_2 \cdot (\text{OH})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot \text{H}_2\text{O}$, выделяют значи-

тельное количество воды в интервале температур 460—550 °С. Разновидностью химически связанных являются воды, присутствующие в кристаллической решетке цеолитов*. Эта вода легко удаляется без разрушения минерала в широком диапазоне температур, что объясняется особенностями строения алюмосиликатов (SiO_4 , AlO_4), например, натролита $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{SiO}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Особый вид воды образуется при надкритических значениях температуры и давления. Подобное состояние, часто называемое «водяная плазма», характеризуется неустойчивыми структурными связями, приближением скоростей движения молекул воды к скоростям газа, высокой подвижностью флюида, значительной (в десятки раз большей по сравнению с обычной) растворяющей способностью. При таких параметрах исчезают различия между физическими свойствами жидкости и пара. Переход из надкритического состояния в пар или жидкость сопровождается увеличением объема в 1,5—2 раза, а понижение температуры — выпадением из раствора рудных компонентов. Отметим, что в надкритическом состоянии вода находится в мантии.

§ 2. Теории происхождения подземных вод

Вещество, из которого состоит наша планета, последовательно прошло стадии ядерного синтеза, газовой туманности, конденсации газовой туманности с образованием твердых частиц, аккумуляции, собственного развития с химической дифференциацией на отдельные оболочки, что в свою очередь привело к формированию центрального ядра и обволакивающей его первичной силикатной мантии. Адиабатическое сжатие, радиогенный нагрев вызвали избирательную плавку материала планеты и дальнейшее обособление оболочек Земли.

Анализ вещественного состава планеты позволяет считать основным носителем воды гидратизированные силикаты. Последующие процессы плавления и дегазации мантии привели к поступлению на поверхность легкоплавких и летучих веществ —

* Цеолит — греч. *ceolihos* — кипящий камень.

базальтовой магмы с растворенными газами и водой. В формировавшуюся атмосферу поступали различные газы — CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , HCl , HF , Ar , He , а также водяные пары. Первичные воды, образовавшие Мировой океан, возникли из паров мантийного материала и характеризовались кислым составом. Собственно пресные воды появились в результате испарения с поверхности первичных океанов и различных акваторий в пределах суши.

Первые данные о подземных водах пришли из Месопотамии, где еще в XXIII в. до н.э. шумеры знали, где и как искать подземные воды. В Средней Азии, Индии и Китае уже несколько тысячелетий назад пресные подземные воды применяли для водоснабжения и орошения, а минеральные воды — при лечении различных болезней. Колодцы глубиной от нескольких десятков до 100 м, относящиеся к II—III тыс. до н.э., обнаружены в Средней Азии, Азербайджане, Египте, Китае.

Первые гипотезы о происхождении подземных вод принадлежат античным мыслителям. Подземная вода образуется из морской — учили древнегреческие философы Фалес (ок. 625 — ок. 547 до н.э.) и Платон (428 — 348 до н.э.). Подземная влага образуется из охлаждающегося в пещерах воздуха, а состав подземных вод отражает состав горных пород — считал древнегреческий философ и ученый Аристотель (384 — 322 до н.э.). Его тезис «каковы породы таковы и воды», развитый римским писателем и ученым Плинием Старшим (23 — 79), долгое время считался основополагающим. Идеи, близкие современным, излагал римский архитектор и инженер Витрувий (I в. до н.э.).

Высказанные гипотезы получили развитие в средние века в трудах натурфилософов Ближнего Востока и Средней Азии. Среднеазиатский ученый-энциклопедист Абу Рейхан Бируни (973 — ок. 1050) в трактате «О природе фонтанирующих источников» на примере источников Устюрта, Сарыкамыша (Узбекистан) обратил внимание на наличие в природе грунтовых (безнапорных), напорных (поднимающихся снизу вверх) и самоизливающихся вод.

В труде персидского ученого Каради (ум. в 1016 г.) «Поиски скрытых под землей вод» изложены понятия о круговороте воды

и напорности, названы растения-индикаторы неглубоко залегающей воды, приводятся оценки качества подземных вод и даются рекомендации по их поискам.

Объяснению происхождения подземных вод посвящены следующие теории: инфильтрационная; конденсационная; седиментационная; ювенильная.

Инфильтрационная теория. Возникла одной из первых, связывает происхождение подземных вод с процессами просачивания атмосферных и поверхностных вод суши (в основном паводковых) в глубь Земли. Судя по дошедшим до нашего времени письменным памятникам античности, первым дал дождевое (плювиальное) объяснение гидрологического цикла Марк Витрувий Поллио. В работе «Десять книг об архитектуре», относящейся к I в. до н.э., он писал: «Снега, растаяв, просачиваются глубоко сквозь жилы Земли и достигают самого подножия гор, откуда, изливаясь, выбиваются струи родников».

В XVI в. инфильтрационную гипотезу происхождения подземных вод высказал французский естествоиспытатель Бернар Палисси (1510—1590) в книге «Достославные рассуждения» (1580): «Дождевая вода, падающая на землю зимой, летом вновь поднимается вверх, чтобы зимой снова упасть; ...и эти воды, падающие на горы, все время стекают вниз по поверхности земли и трещинам и не останавливаются, пока не достигнут места, прегражденного тесно сомкнувшимися камнями или скалами. Здесь воды скапливаются на дне и, найдя какое-нибудь русло или отверстие, вытекают в виде родников, ручьев или рек, в зависимости от размеров отверстия и водоема».

В XVII—XVIII вв. эта гипотеза была поддержана и научно обоснована Пьером Перро, Эдмом Мариоттом, Эдмундом Галлеем. М.В. Ломоносов в работе «О слоях земных» (1763) писал: «...что и в рудники и жилы воды из гор самих с минералами вытекают...; что ж она я вода верховая от дождей, то извели сами рудокопы, кои уверяют, что в сухие и бездождевые годы минеральные воды в рудниках не так одолевают, как в дождливые, ... глубоко в Землю проникая выводит с ключевою водою глубоко потаенные минералы».

Воды инфильтрационного типа распространены в верхних горизонтах земной коры, где происходит интенсивный водообмен. На большой глубине, в условиях слабого водообмена, могут сохраняться древние инфильтрационные воды. В настоящее время инфильтрационная теория признана наиболее достоверной в отношении происхождения и формирования большинства пресных и некоторых типов минеральных вод.

Конденсационная теория. Предполагает, что накопление подземных вод происходит в основном за счет конденсации водяных паров в порах и трещинах горных пород. Родоначальником конденсационной теории можно считать древнегреческого философа Аристотеля (384—322 гг. до н.э.), отразившего свои представления в трактате «О метеорологических вопросах». Он писал: «Точно так же, как над землей образуются мелкие капли, которые соединяются с другими, пока наконец вода массой дождя не падает вниз, так, очевидно, и внутри земли вода малопомалу стекается, а затем источники, образующие реки, вытекают из земли и соединяются. Это доказывается фактами».

В XIX в. конденсационную гипотезу развивал немецкий инженер О. Фольгер, который утверждал, что в холодных пористых породах верхних слоев Земли происходит сгущение (конденсация) водяных паров воздуха, обуславливающее накопление подземных вод. Между воздухом атмосферы и воздухом подземных пустот существует постоянный круговорот, и влажный воздух атмосферы, попадая в более холодные части земной коры, оставляет влагу и возвращается в атмосферу осушенным.

Гипотеза получила ряд критических замечаний. Так, известно, что при конденсации выделяется тепло, которое уже через сравнительно короткое время должно повысить температуру пород зоны аэрации настолько, что дальнейшая конденсация становится невозможной. Расчеты австрийского метеоролога Ю. Ганна, выполненные для территории Центральной Европы в предположении, что конденсация наиболее интенсивна в теплое время года, т.е. в период 180 сут, показали следующее. Для образования столба воды высотой 2 мм (т.е. 2 л/м^2) необходимо, чтобы каждые 12 ч через 1 м^2 поверхности Земли проходило

1000 м³ воздуха и соответственно линейная скорость движения воздуха должна быть 83,3 м/ч. Такой активный воздухообмен между атмосферой и горными породами зоны аэрации нигде не наблюдается.

На конденсационную теорию обратили внимание в конце XIX — начале XX вв. русские агрономы, гидрологи и геологи, которые не могли при помощи инфильтрационной теории объяснить происхождение грунтовых вод в Причерноморском крае. В результате выполненных в 1907—1919 гг. экспериментальных исследований русский почвовед А.Ф. Лебедев выяснил механизм перемещения воды в почве, установил роль конденсации водяных паров в питании почвенных и грунтовых вод. Он доказал, что процесс конденсации возникает при разности упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха или водяных паров, находящихся в верхних пластах горных пород. Эта разность вызывает перемещение водяного пара из области с большей в область с меньшей упругостью. При относительной влажности воздуха, равной 100 %, происходит конденсация перемещаемой влаги на поверхности минеральных частиц горных пород.

Аналогичные выводы сделал Ф.П. Саваренский, проводивший опытные работы в Муганской степи. По данным В.Н. Чубарова, для некоторых районов пустыни Каракум, в котловинах, заросших песком, величина конденсации составляет 17,8 мм в год. Исследования К.Д. Ткаченко на гидрогеологической станции «Феофания» (Украина) показали, что величина конденсации за период с мая по октябрь составляет 13,56 мм и процесс происходит только в верхнем слое почвы мощностью 10 см, не оказывая существенного влияния на увлажнение почвы. По имеющимся данным, под Москвой, в районе пос. Купавна, величина конденсации составляет 36 мм в год.

В последние годы большинство исследователей рассматривают конденсационную теорию совместно с инфильтрационной, поскольку влага при этих видах питания имеет атмосферный генезис. Небезынтересно отметить, что подобного взгляда придерживался Георг Агрикола (Георг Бауэр, 1494—1555), немецкий ученый, впервые обобщивший опыт горно-металлургического производства в трактате «О горном деле» (1556).

Многочисленными исследованиями установлено, что интенсивность конденсации связана с метеорологическими особенностями района и его геологическими условиями, а также с водно-физическими (плотность, пористость, зерновой состав) свойствами горных пород.

В общем водном балансе доля конденсационных вод обычно мала, однако при благоприятных климатической и геологической обстановках объемы этого вида вод могут играть существенную роль. Например, по данным В.В. Климочкина, в условиях горных массивов Забайкалья и аллювиальных равнин Якутии доля конденсационных вод составляет не менее трети величины подземного стока. Очевидна роль конденсации водяных паров в повышении влажности пород под затененными и закрытыми поверхностями Земли в результате процессов тепло-влажнопереноса. Подобные процессы приводят к накоплению влаги и подтоплению застраиваемых территорий.

Седиментационная теория. Как и другие теории, зародилась в глубокой древности, когда пытались установить прямую связь между водами океанов, морей и подземными водами. Одной из первых была гипотеза, согласно которой высокоминерализованные воды в породах являются остаточными водами (реликтами) древних морей, образовавшихся одновременно с отложением осадков и сохранивших свой состав в неизменном виде до настоящего времени.

На современном этапе существует несколько направлений седиментационной теории. Большинство гидрогеологов объясняют происхождение части подземных вод последовательными процессами осадконакопления и диагенеза, в ходе которых остаточные растворы и отжатые воды на длительный период, измеряемый геологическим масштабом времени, исключались из гидрологического круговорота, участвуя в его геологической ветви.

Полагают, что седиментационные воды могут быть одно-возрастными с вмещающими породами (сингенетические воды) или разновозрастными (эпигенетические воды), образовавшись путем миграции в окружающую среду отжатых при лито-

генезе поровых вод. Вступление седиментационных вод в гидрологический круговорот возможно после седиментации или в результате геологических процессов (сжатия складки, разрушения вышележащих толщ, образования трещин).

Заслуживает внимания гипотеза формирования соленых вод и рассолов в толще земной коры в результате процессов трансляционного движения молекул воды и ионов, а также молекулярно-диффузионного массопереноса.

Ювенильная теория. Связана с именем австрийского геолога Э. Зюсса (1831—1914); объясняет происхождение вод из продуктов магмы при ее извержении и застывании. Ювенильные воды на ранних этапах формирования Земли служили первоосновой, вступившей в дальнейшем в различные реакции и превращения.

По имеющимся данным, в подкоровом магматическом расплаве содержится 1—2 % воды по массе; на больших глубинах, с повышением давления, количество воды может достигать 4—5 %. Способность магматических расплавов ассимилировать воду свидетельствует о возможности образования неоднородных вод, в состав которых могут входить инфильтрационные, седиментационные или химически связанные (возрожденные) воды. Магматогенные воды делят на вулканические, выделяющиеся при движении магмы, и сквозьмагматические, образующие сплошной восходящий поток. Объем поступающих в круговорот ювенильных вод не превышает 1 км^3 в год.

Генетическая *классификация основных видов подземных вод*, предложенная Е.В. Пиннекером, дана на рис. 3.3.

В гидрологическом круговороте также выделяют вадозные (блуждающие) воды, образующиеся при сочетании инфильтрационных и седиментационных вод, выделяемых в процессе осадконакопления в морских бассейнах. В общем круговороте воды на Земле наиболее активно участвуют воды инфильтрационного и конденсационного происхождения (инфильтрогенные), к которым следует отнести техногенные воды, образуемые под влиянием производственной деятельности человека.

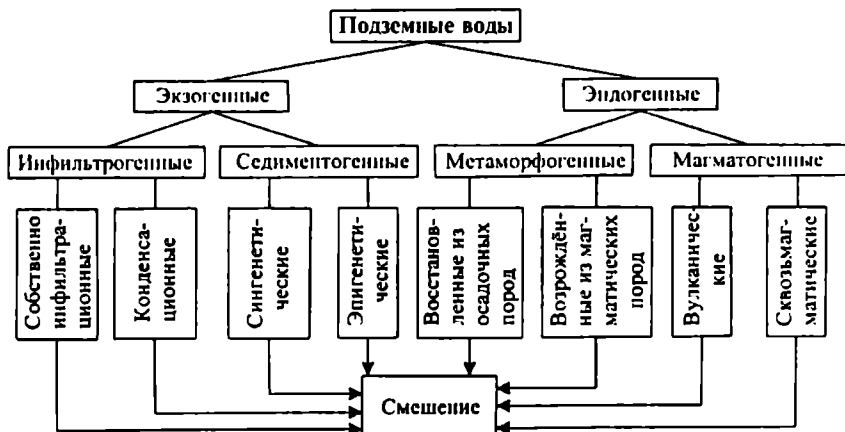


Рис. 3.3. Генетическая классификация видов подземных вод (по Е.В. Пиннекеру)

§ 3. Строение подземной гидросферы

Горные породы характеризуются различными водоемкими свойствами, которые проявляются в способности принимать, содержать и отдавать воду в зависимости от степени их нарушенности. Для количественной оценки сплошности пород, как уже отмечалось, определяют скважность — сумму объемов пор, трещин и каналов, способных задерживать, фильтровать и инфильтровать подземные вод. Фильтрационные свойства пород обусловлены ее *проницаемостью* — способностью пород пропускать жидкость или газ под влиянием перепада давлений. Следовательно, по отношению к воде горные породы можно разделить на водопроницаемые (водоносные) и относительно водоупорные. К первой группе относятся галечники, гравелиты, слабосцементированные конгломераты и песчаники, пески, алевролиты, известняки, трещиноватые магматические и метаморфические породы; ко второй группе — породы, слабо пропускающие (фильтрующие) или не способные пропускать через свою толщу воду, например, глины, тяжелые суглинки, плотные торфа, глинистые сланцы, аргиллиты, каменная соль, гипс, мергели, плотные и нетрещиноватые магматические и метаморфические породы.

Различные сочетания водоносных и водоупорных пород, представляющих собой структурные единицы массива (толщи) горных пород, образуют гидрогеологические структуры. В дальнейшем, под *гидрогеологической структурой* будем понимать геологическую структуру, в пределах которой преобладает один или несколько типов скоплений подземных вод.

При расчленении раздельнозернистых и слабосцементированных осадочных и метаморфических пород используют следующие гидрогеологические подразделения: водоносные пласт, водоносный горизонт, водоносный комплекс, гидрогеологический этаж.

Водоносный пласт — это выдержанный по мощности и по распространению разновозрастный пласт горной породы, имеющий относительно однородные водно-емкостные и фильтрационные свойства. Нарушения сплошности пласта заполнены водой и под действием гидравлического градиента* в нем происходит перемещение (фильтрация) воды.

Водоносный горизонт** — один или несколько водоносных пластов горных пород, насыщенных гравитационной водой и представляющих собой единое целое в гидродинамическом отношении (рис. 3.4). Водоносные горизонты образуются и функционируют при следующих условиях:

- ◆ горная порода должна быть пористой или трещиноватой и служить коллекторской*** средой для гравитационной воды;
- ◆ снизу, а в некоторых случаях и сверху эта порода должна иметь водонепроницаемые экраны, сложенные другими или теми же, но плотными, массивными горными породами (например, кристаллическими известняками, монолитными песчаниками либо глинами и т.п.);

* Градиент (лат. *gradiens* — шагающий) — вектор, показывающий направление наискорейшего изменения данного скалярного поля.

** Горизонт (греч. *horizōn* — ограничивающий) — местное стратиграфическое подразделение, примерно соответствующее стратиграфической зоне.

*** Коллектор — лат. *collector* — собирающий; коллекторами называют горные породы, пропускающие и отдающие воду в процессе гравитационного стекания или под действием упругих сил пласта и воды.

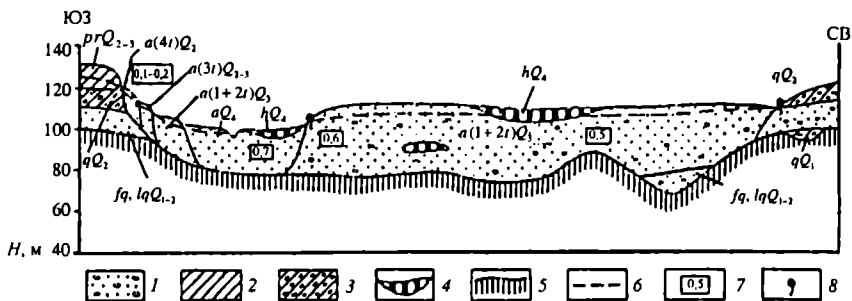


Рис. 3.4. Грунтовые воды поймы и надпойменных террас р. Оки в пределах Мещерской низины:

1 — пески разномерные с гравием и галькой; 2 — суглинки лёссовидные; 3 — суглинки валунные; 4 — торф; 5 — дочетвертичные отложения; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — вероятный дебит, л/с; 8 — естественный дренаж грунтовых вод

◆ должен быть источник гравитационной воды, насыщающий коллекторскую среду и восполняющий ее естественные потери в водоносном горизонте за счет испарения воды, ее инфильтрации или перетекания в области с меньшими напорами.

Водоносный комплекс — толща горных пород, сложенная несколькими водоносными горизонтами с разделяющими их относительно водоупорными слоями или пластами и рассматриваемая как единая гидродинамическая система (рис. 3.5). Общие признаки комплекса: гидравлическая взаимосвязь, при которой воды из одного водоносного горизонта перетекают в другой; генетическая общность водовмещающих пород и т.п.

Гидрогеологический этаж (водоносная формация) — совокупность водоносных и относительно водоупорных комплексов, составляющих единую гидрогеологическую систему в пределах крупных тектонических циклов.

Гидрогеологический бассейн — совокупность водоносных и относительно водоупорных горизонтов и комплексов, выделяемых по общим условиям формирования состава и свойств заключенных в них вод.

В массивах горных пород, представленных прочно сцементированными осадочными, метаморфическими и магматическими

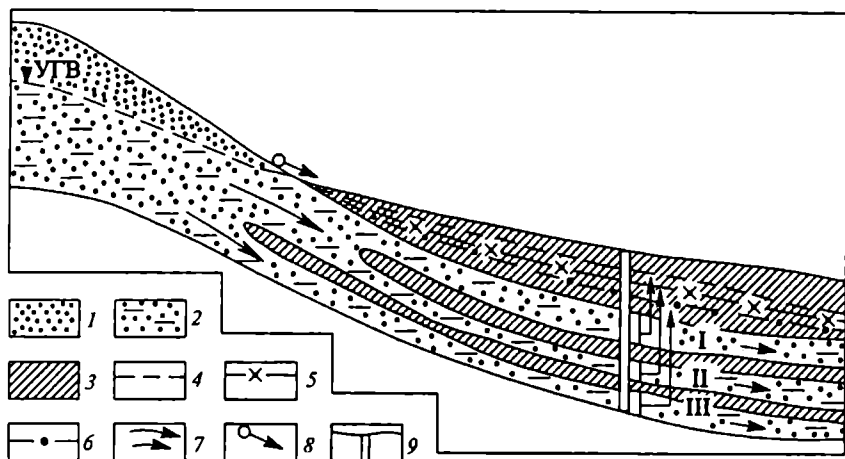


Рис. 3.5. Схема строения водоносного комплекса:

1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — водоупорная порода; 4—6 — пьезометрические уровни водоносных горизонтов (4—I, 5—II, 6—III); 7 — направление движения подземных вод; 8 — источник; 9 — скважина; УГВ — уровень грунтовых вод

образованиями, целесообразно выделять *водоносные зоны*, приуроченные к участкам этих пород с повышенной трещиноватостью. Характерная особенность таких зон — затрудненная гидравлическая связь между отдельными водоносными зонами в пределах одной и той же тектонической структуры. Водоносные зоны имеют те же характеристики, что и водоносные горизонты и комплексы. Водоносным горизонтам, комплексам и зонам обычно присваивают геолого-стратиграфическое наименование соответствующих водовмещающих пород.

На формирование гидросферы влияют физико-географические и геологические условия, что отражается в зональном характере ее строения как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Широтная географическая зональность проявляется, прежде всего, в формировании двух обширных зон: сезонного промерзания пород с характерными фазовыми переходами при температурных изменениях и зоны многолетнемерзлых горных пород (криолитозоны), в которой подземные воды существуют

преимущественно в твердом виде, а талые горные породы (талики) имеют островное распространение. Климатические воздействия на условия формирования подземных вод определяются степенью увлажнения территории. Различают зоны избыточно-го, достаточного и недостаточного увлажнений и засушливую зону. *Вертикальную зональность* определяют геологические условия формирования подземной гидросферы, связанные с особенностями состава, строения и свойств горных пород.

Различие горных пород в разрезе и изменение параметров физических полей с глубиной приводят к изменениям во взаимодействующей системе горная порода — подземные воды, что отражается на химическом и газовом составе, а также степени минерализации вод. Поэтому в вертикальном разрезе верхней части земной коры выделяют следующие *гидрогеодинамические зоны*: 1) интенсивного водообмена, мощностью от десятков до нескольких сотен метров; 2) замедленного водообмена до глубины 3—4 км; 3) весьма замедленного водообмена.

Первая зона расположена в выступающих массивах докембрийских пород и в краевых частях отрицательных тектонических структур. Она образует верхние водоносные горизонты. Воды этой зоны современные, атмосферного происхождения, по составу преимущественно гидрокарбонатные кальциевые слабоминерализованные, широко используются для питьевого, хозяйственного и технического снабжения. Темп водообмена — годы, столетия.

Воды второй зоны приурочены к более глубоким частям полураскрытых структур, преимущественно седиментационного цикла, лечебные, промышленные и термальные; по составу гидрокарбонатные натриевые, сульфатные натриевые или сульфатные натриево-кальциевые. Темп водообмена — десятки и сотни тысяч лет.

Воды третьей зоны, приуроченные к глубоким частям впадин, — древние, погребенные и метаморфогенные, высокоминерализованные. По составу хлоридные кальциево-натриевые и хлоридно-магниево-натриевые; промышленное значение имеют воды с минерализацией 300—650 г/л (крепкие рассолы). В районах развития магматических очагов воды насыщаются углекислотой и образуются разнообразные по составу углекислые минеральные воды. Темп водообмена зоны — миллионы лет.

Состояние воды, ее структура и свойства определяются термодинамическими параметрами гидросферы — температурой и давлением, по которым выделяют *гидрофизические зоны*: 1) твердой воды (криолитозона); 2) жидкой воды; 3) уплотненного надкритического флюида; 4) мономерных молекул воды; 5) диссоциированных молекул воды. Дадим характеристику этих зон:

♦ первая зона приурочена к верхней части земной коры и ограничена гидроизотермой фазового перехода лед — вода; мощность зоны — от сотен метров до 1 км и более;

♦ вторая зона в пределах щитов и платформ распространяется на всю земную кору, в складчатых областях и молодых прогибах занимает ее верхнюю часть; ограничена изотермами фазовых переходов лед — вода и вода — пар; зона охватывает 80 % земной коры. Максимальная температура 450 °С, давление $25 \cdot 10^5$ Па. Мощность изменяется от 8 (островные дуги) до 80 км (области докембрийской складчатости);

♦ третья зона размещается между изотермами 450—700 °С. Вода в этой зоне находится в газообразном состоянии; на больших глубинах при давлении $50 \cdot 10^5$ Па возможны нестойкие группировки молекул. Мощность 3—80 км;

♦ четвертая зона находится между изотермами 700—1000 °С; здесь отсутствуют структурные связи, вода находится в газообразном состоянии, обладает высокой летучестью и активно участвует в геохимической миграции элементов;

♦ пятая зона локализуется ниже изотермы 1000 °С; вода здесь присутствует в диссоциированном виде (H^+ и OH^-). При температуре свыше 1500 °С гидроксид диссоциирует на ионы водорода и кислорода.

Наиболее полно изучены воды второй зоны, с которой связана, в основном, практика разработки месторождений полезных ископаемых; в меньшем объеме — воды первой зоны, что объясняется сложностью ведения здесь горно-строительных работ; наименее изучены глубинные воды, что объясняется отсутствием эффективных средств и методов натурального опробования и разведки.

Исследования состава минерализации подземных вод позволили установить закономерности их пространственного размещения в вертикальном разрезе земной коры и выделить три *гидрогеохимические зоны*: 1) верхнюю — пресных вод (минерализация менее 1 г/л) мощностью 0,3—0,6 км с преобладанием гидрокарбонат-ионов; 2) промежуточную — соленых вод (минерализация 1—35 г/л) с частым преобладанием в составе сульфат-ионов; 3) нижнюю — рассолов (более 35 г/л) преимущественно хлоридного состава.

Изменение геологических условий и свойств горных пород определяет аномалии в вертикальной зональности, с которыми часто связаны месторождения гидроминерального сырья.

§ 4. Классификации подземных вод

Единой классификации подземных вод не существует. Это связано с тем, что они представляют собой сложное вещество, динамичное по своей природе, изменяющееся качественно и количественно во времени и в пространстве. В качестве *квалификационных признаков*, например, принимаются: происхождение подземных вод, условия их залегания, или точнее характер размещения в земной коре, гидродинамические показатели, температура, качественный состав, литологические особенности вмещающих пород, геологический возраст водоносных пластов.

В России первая попытка составить сводную квалификацию была предпринята Геологическим комитетом в 1928 г. (А.М. Жирмунский, А.А. Козырев). Подземные воды разделялись по происхождению, гидрогеологическим (свободные, напорные) и стратиграфическим признакам, особенностям различных типов вод, санитарно-техническим требованиям к ним. В это же время В.И. Вернадский предложил общую гидрохимическую классификацию подземных вод, рассматривая их как совокупность минералов, обладающих, в отличие от других минералов, большей подвижностью.

В 1939 г. Ф.П. Саваренский предложил общую классификацию, в которой было выделено пять типов подземных вод (почвенные, болотные и верховодка; грунтовые; карстовые; артезианские; жильные — трещинные) и даны сведения по условиям распространения, напору, виду движения в горных породах, происхождению, геологическим условиям размещения, климатической зональности, температуре, приуроченности к геохимическим зонам и химическому составу.

В 1950 г. О.К. Ланге предложил классификацию, в которой по гидравлическим признакам были выделены подвешенные, нисходящие и восходящие воды, а по условиям залегания (размещения) — почвенные, грунтовые и межпластовые. Тогда же А.М. Овчинников предложил свою схему подразделения подземных вод по условиям залегания (размещения), в которой выделены три основных типа подземной гидросферы: верховодка, грунтовые воды и артезианские воды. В зависимости от характера водовмещающих пород воды всех типов подразделяются на поровые и трещинные. Отмечены также специфические особенности подземных вод зон многолетнемерзлых пород и районов молодого вулканизма. Каждый тип вод характеризуется определенными взаимоотношениями с поверхностными водами и атмосферной влагой.

Применительно к практике горного дела наиболее удобна *общая классификация*, разработанная А.М. Овчинниковым и П.П. Климентовым (табл. 3.1). Классификация построена исходя из условий размещения, гидродинамического состояния, особенностей режима* и происхождения подземных вод, а также возможности использования их в народном хозяйстве. Согласно этой классификации, выделяют три основных типа подземных вод: зоны аэрации, грунтовые и артезианские. Рассмотрим их.

* Режим подземных вод — изменение во времени уровня (напора), расхода, физических свойств, химического, газового состава и температуры под влиянием естественных и техногенных факторов.

Общая классификация подземных вод (по А.М. Овчинникову и П.П. Климентову)

Тип подземных вод	Наличие напора	Виды подземных вод	Соотношение областей питания и распространения	Особенности режима вод	Происхождение	Использование
Зоны аэрации	Ненапорные	Болотные, почвенные, верховодка Солончаков и солонцов Деятельного слоя в районах многолетней мерзлоты	Области питания и распространения совпадают	Обычно временного характера	В основном инфильтрационное, местами возможно конденсационное	В сельском хозяйстве, для сезонного водоснабжения мелких предприятий
Грунтовые	Чаще ненапорные	Современных и древнеаллювиальных отложений речных долин Ледниковых отложений Степей, пустынь и полупустынь Делювиальных, пролювиальных и других покровных отложений Горных областей Песчаных морских побережий		Уровень колеблется в зависимости от инфильтрации влаги с поверхности, от подземного испарения и местами от передачи напора		Водоснабжение, реже для орошения
Артезианские	Напорные	Межпластовые напорные (в том числе нефтяные, подмерзлотные, минеральные, промышленные, термальные)	Области питания и распространения не совпадают	Уровень колеблется в результате передачи напора	Инфильтрационное, морское и ювенильное	Пресные воды — для водоснабжения, сильноминерализованные — для добычи соли, минеральные — для лечебных целей

Зона аэрации. Распространяется от дневной поверхности до уровня грунтовых вод — первого в разрезе постоянного водоносного горизонта. Через эту зону осуществляется связь подземных вод с атмосферой; поры горных пород лишь частично заполнены водой, остальная часть их занята воздухом. Мощность ее зависит от глубины залегания водонепроницаемых толщ, рельефа местности, степени расчлененности поверхности Земли, климатических условий и изменяется от долей метра в заболоченных низинах до 100 м и более в горных районах с сильно расчлененным рельефом. К водам этой зоны относятся почвенные, капиллярные воды и верховодка (рис. 3.6).

Почва представляет собой природное образование, состоящее из генетически связанных горизонтов, формирующихся в результате преобразования поверхностных слоев горных пород (грунтов) под воздействием воды, воздуха и живых организмов. Состоит из твердой, жидкой, газообразной и живой (почвенная фауна и флора) частей. Почвенная влага передвигается под действием молекулярных, капиллярных и реже сил тяжести. Небольшие постоянные скопления воды образуются лишь в почвах болотного типа.

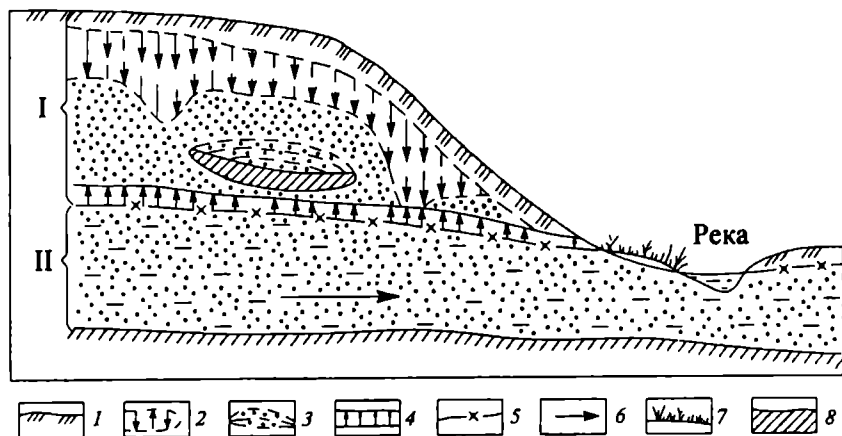


Рис. 3.6. Схема зоны аэрации (I) и насыщения (II):

1 — почвенно-растительный слой; 2 — капиллярно-подвешенные воды; 3 — верховодка; 4 — капиллярно-поднятые воды; 5 — уровень грунтовых вод; 6 — направление движения грунтового потока; 7 — заболоченность; 8 — водоупорные породы

В почвоведении выделяют следующие виды увлажнения: атмосферное, грунтово-атмосферное, грунтово-атмосферное с дополнительным поверхностным и грунтово-атмосферное с дополнительным паводковым питанием.

Почвенные воды содержат органические вещества, различные соли, микроорганизмы и участвуют в питании растительности. Геологическая деятельность почвенных вод незначительна; с почвами и почвенными водами обычно встречаются в жилищном и дорожном строительстве.

Капиллярно-подвешенные воды располагаются ниже почвенных, возникновение их связано с процессами инфильтрации атмосферных осадков. Влажность пород в области распространения этих вод превышает максимальную молекулярную влагоемкость. Нередко воды этого типа образуются в мелкозернистых породах, подстилаемых крупнозернистыми разностями. При этом вода удерживается на определенном уровне за счет разности давлений под менисками разной кривизны. В результате действия сил гравитации капиллярно-подвешенные воды питают нижележащие водоносные горизонты и увлажняют верхние почвенные слои.

Верховодка представляет собой водоносный горизонт ограниченного распространения, образуемый в толще водопроницаемых пород при наличии в них линзообразных пластов водонепроницаемых пород (суглинки, супеси, глины). Верховодку характеризует незначительная мощность (0,1—1 м, местами 4—5 м), непостоянство распространения и существования во времени, объясняемое зависимостью от инфильтрующихся атмосферных осадков. На формирование верховодки влияет рельеф: наилучшие условия создаются на плоских водоразделах и степных пространствах с местными понижениями. Иногда верховодка образуется и в отсутствие водоупорных пропластков, например, при обильном обводнении суглинков с низкой водопроницаемостью. В ряде случаев воды верховодки могут использоваться для водоснабжения мелких предприятий и в сельском хозяйстве.

При проведении горных выработок, например, открытых, наличие верховодки может привести к возникновению дефор-

маций в виде оплывин и оползней. Инфильтрация техногенных вод из гидроотвалов, хвосто- и шламохранилищ вызывает повышение влажности пород, а при наличии в зоне аэрации линз слабопроницаемых пород — формирование новых водоносных горизонтов типа верховодки. В последнее время отмечено появление техногенных верховодок на территориях промышленных объектов и новых жилых районов, что связано со значительными утечками (нормативные потери составляют 4 %) воды из водоводов. Наличие таких верховодок приводит к подтоплению фундаментов и снижению устойчивости грунтов оснований. При инженерно-геологических изысканиях, проводимых в сухое время года, верховодка не всегда обнаруживается и ее последующее появление бывает неожиданным для строителей.

Капиллярно-поднятые воды размещаются в месте контакта зоны аэрации с уровнем грунтовых вод и образуют капиллярную кайму. Мощность такой каймы зависит от гранулярного и минерального составов горных пород и изменяется от нуля (гравий, галька) до 5—10 см в крупнозернистых песках, 1—2 м в супесях и 6—12 м в глинистых породах. В пределах каймы гидростатическое давление меньше атмосферного, что отличает этот тип воды от гравитационной. Верхняя граница зоны капиллярного насыщения устанавливается по резкому изменению коэффициента водонасыщения. Наличие гидравлической связи между грунтовыми и капиллярными водами обуславливает колебания уровня капиллярных вод в соответствии с высотными изменениями уровня гравитационных вод.

В условиях сухого жаркого климата капиллярная кайма достигает поверхности Земли, что может вызвать засоление почв, особенно при повышенной минерализации воды. Это следует иметь в виду при регулировании водотоков, создании водохранилищ и прудов, способствующих подъему зеркала воды первого от поверхности водоносного горизонта и соответственно капиллярной каймы. В случае достижения капиллярной каймой поверхности Земли начинается интенсивное испарение, приводящее к закупориванию пор почвы растворенными в воде солями. Этот процесс, называемый рассолением почв, носит длительный ха-

ракти, и для восстановления плодородных качеств почвы требуется их интенсивная промывка пресными водами.

Капиллярные воды в зоне аэрации образуются также на границе раздела пород ненарушенной и нарушенной структуры, например, при создании насыпей, отвалов и других техногенных образований. Поэтому при оценке устойчивости образуемых откосных сооружений необходимо учитывать величину капиллярного поднятия.

Грунтовые воды. Это — безнапорные или с местным напором гравитационные воды зоны насыщения, образующиеся в коре выветривания или в рыхлых поверхностных отложениях под воздействием физико-географических факторов (рис. 3.7).

Грунтовые воды заполняют поры и трещины раздельнозернистых и твердых горных пород. Они имеют преимущественно свободную поверхность (уровень, зеркало, скатерть воды) и непосредственную связь с атмосферой, при этом давление на поверхности грунтовых вод равно атмосферному. Величина наибольшего местного напора при наличии локального водоупорного перекрытия определяется положением уровня грунтовых вод на примыкающих участках, не имеющих водоупора (рис. 3.8). В аллювиальных и пролювиальных отложениях водоупорами являются пропластки глин и суглинков, в ледниковых образованиях — прерывистые пласты морены.

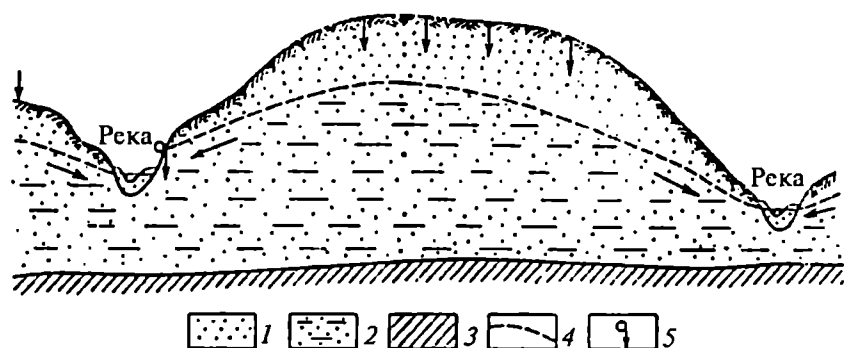


Рис. 3.7. Депрессионная кривая грунтовых вод на междуречье:

1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина; 4 — кривая депрессии; 5 — источник нисходящий

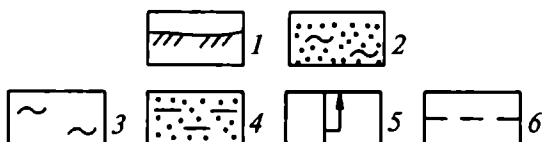
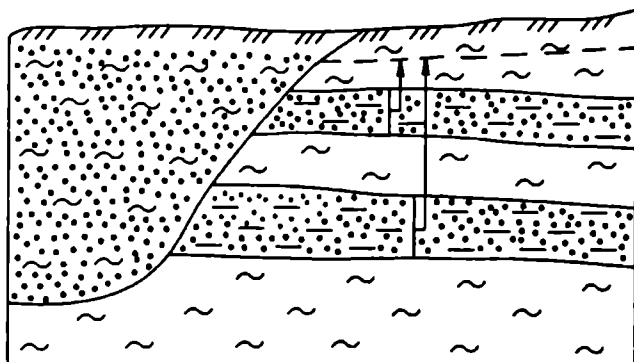


Рис. 3.8. Схема залегания межпластовых вод:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — глинистый песок; 3 — глина; 4 — водоносные пески; 5 — напор; 6 — пьезометрический уровень

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

Создание открытых выработок способствует накоплению дополнительных объемов поверхностных вод и переводу части их в подземные, вызывая при этом повышение уровня грунтовых вод. Куполовидные поднятия грунтовых вод наблюдались в основании шламохранилищ и гидроотвалов в результате утечек через днище и стенки. По данным З.П. Гавшиной и Е.С. Дзекцер, утечки из хвостохранилища одного из ГОКов составили около $3500 \text{ м}^3/\text{ч}$ при объеме поступления $11\,350 \text{ м}^3/\text{ч}$; для территории другого ГОКа повышение уровня грунтовых вод за 18 лет составило около 10 м.

Питание водоносных горизонтов происходит за счет инфильтрации из поверхностных источников, конденсации водных паров, внутригрунтового испарения и подтока (подпитывания из более глубоких водоносных горизонтов).

Грунтовые воды имеют широкое, почти повсеместное распространение. Они 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. Эти воды легко доступны для практического использования, но, залегая на незначительной глубине, часто подвергаются загрязнению.

К особому типу подземных вод относятся *межпластовые ненапорные* воды, которые заключены между двумя водонепроницаемыми пластами (рис. 3.9). На отдельных, ограниченных по размерам участках они могут полностью заполнить водой проницаемый пласт и иметь местный напор. Межпластовые ненапорные воды обычно гидравлически связаны с грунтовыми или с напорными водами.

Артезианские (напорные) воды. Это — подземные воды водоносных горизонтов, размещенные между водоупорными породами и обладающие напором, который обуславливает подъем уровня воды над их кровлей при вскрытии водоносного горизонта выработкой. Свое название они получили от французской провинции Артуа (лат. название — Артезия), где в 1126 г. впервые в Европе



Рис. 3.9. Схема залегания потока межпластовых ненапорных вод:
1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина; 4 — уровень межпластовых вод

был пройден колодец, вскрывший самоизливающие воды. Важнейшей характеристикой таких вод является напор, основными причинами появления которого считают: инфильтрацию атмосферных, поверхностных или грунтовых вод; отжатие воды из уплотняющихся осадков и горных пород.

Рассмотрим *механизм возникновения напора в системе порода — вода*. При инфильтрационном режиме питания напор создается за счет просачивания атмосферных, поверхностных или грунтовых вод, а движение обеспечивается силами гравитации (рис. 3.10). Зоны питания и создания напора для глубоких горизонтов обычно совпадают. Подземная вода приобретает напор по мере погружения пласта после перекрытия водоупорной толщей. Возможно также питание водоносного горизонта за счет перетока вод из другого горизонта. Зона разгрузки располагается в местах выхода пласта на поверхность на более низких отметках, чем в зоне создания напора. В зоне напора вода в пробуренной скважине поднимается выше кровли пласта и устанавливается на высоте, соответствующей пьезометрическому* уровню.

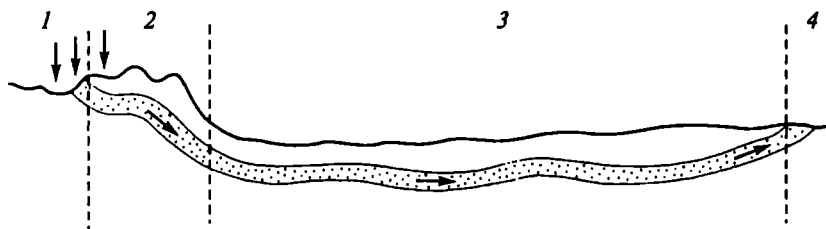


Рис. 3.10. Типичная схема водонапорной системы с инфильтрационным режимом:

1 — внешняя зона питания; 2 — зона создания напора; 3 — зона стока; 4 — зона разгрузки

* Пьезо — греч. *piezo* — давлению; пьезометрический уровень — высота поднятия воды под влиянием напора.

Вторая причина создания напора — *отжатие воды из уплотняющихся осадков и пород*. Например, влажность илов достигает 80—90 %; пористость глин на глубине 400—500 м составляет около 35 %, на глубине 2000 м — менее 20 %, а на отметке 3000 м — менее 10 %. Отжимающаяся вода из глин поступает в пористые, преимущественно песчаные пласты, залегающие среди глин (рис. 3.11). Водоносные пласты, в которых напор создается за счет отжатия воды из уплотняющихся пород образуют водонапорные системы отжимного типа, т.е. характеризуются отжимным режимом (в литературе получил распространение термин «элизионный* режим»). Наиболее характерен отжимной режим для районов, испытывающих современное погружение и сложенных молодыми породами, например, четвертичного возраста. Современный этап отмечается существенными изменениями водонапорных систем, вызываемыми интенсивной техногенной нагрузкой на геологическую среду.

Содержащие артезианские воды пласты горных пород приурочены к отрицательным геологическим структурам, например, синклиориям, синклиналям, брахисинклиналям и моноклиналям (рис. 3.12).

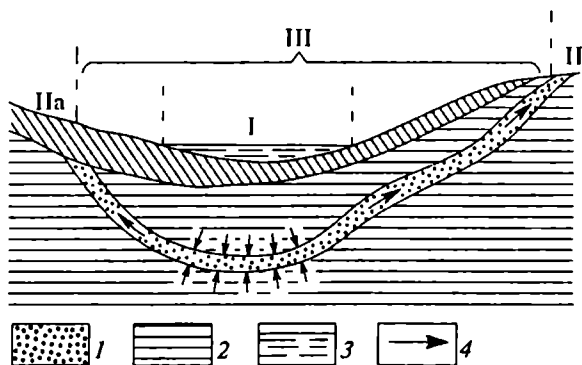


Рис. 3.11. Схема водонапорной системы с отжимным режимом: I — зона создания напора; II и IIa — зоны соответственно открытой и скрытой разгрузки; III — зона стока; 1 — порода-коллектор; 2 — уплотняющиеся глины; 3 — поверхностный водоем; 4 — направление движения подземных вод

*Элизионный — лат. *elisis* — выжимание.

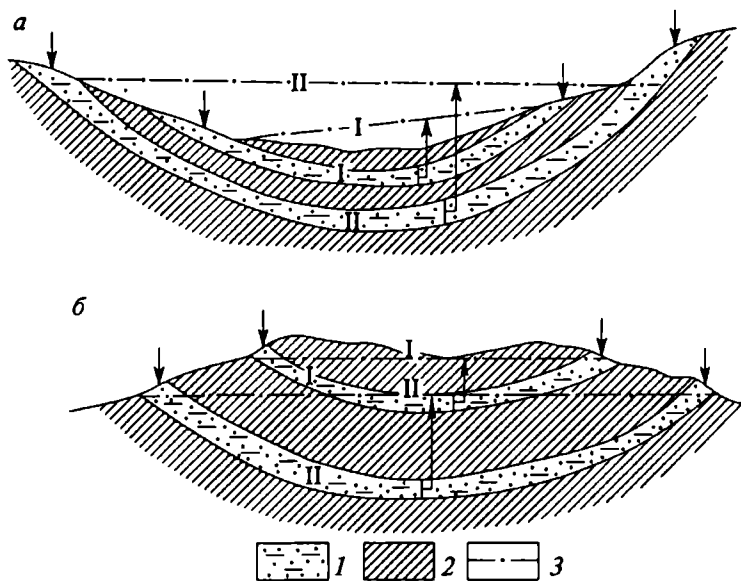


Рис. 3.12. Схема артезианских бассейнов:

a — прямой рельеф; *b* — обращенный рельеф; I — верхний артезианский водоносный горизонт; II — то же, нижний; 1 — водоносные породы; 2 — водонепроницаемые породы; 3 — пьезометрический уровень

В зависимости от преобладающего типа подземных вод в массиве горных пород выделяют два типа гидрогеологических структур: артезианские структуры и гидрогеологические массивы.

В артезианских структурах различают чехол, в котором преобладают пластовые скопления подземных вод, и складчатый фундамент, содержащий трещинно-жильные скопления подземных вод. Чехол и фундамент могут быть разделены на гидрогеологические ярусы, соответствующие структурно-тектоническим ярусам, с которыми связаны скопления подземных вод.

Гидрогеологические массивы рассматривают как выступы на поверхности складчатого фундамента, в которых содержатся преимущественно трещинно-жильные воды. Гидрогеологические массивы приурочены к щитам платформ, лишенным или почти лишенным чехла, или к складчатым сооружениям горно-складчатых областей.

Классификация подземных вод в зависимости от вмещающей среды, обладающей нарушениями сплошности горных пород, предусматривает выделение двух типов: **пластовые** и **трещинно-жильные**.

Первый тип образуется в осадочных породах, второй — в магматических и метаморфических. Согласно этому подразделению, предложенному И.К. Зайцевым и Н.И. Толстихиным, **пластовые воды** делят на порово-пластовые, заполняющие поры породы в пределах водоносного пласта, трещинно-пластовые, находящиеся в пластах твердых горных пород с относительно равномерной и частой трещиноватостью, и карсто-пластовые, заполняющие пустоты в пластах карстующихся пород. Среди **трещинно-жильных вод** различают: грунтово-трещинные, приуроченные к трещинам выветривания, образуемым в толще оползневых массивов; жильные, заполняющие крупные трещины обычно тектонического происхождения; трещинно-карстовые, заполняющие связанную систему трещин различного происхождения и карстовых полостей.

Классификация подземных вод в зависимости от содержания в них минеральных солей представлена в табл. 3.2.

Классификация подземных вод в зависимости от температуры, разработанная В.И. Вернадским, предусматривает разделение их на семь видов: исключительно холодные — 0 °С; весьма холодные — 0—4; холодные — 4—20; теплые — 20—37; горячие — 37—42; весьма горячие — 42—100 и исключительно горячие — свыше 100 °С.

Подземные воды принято также разделять по степени влияния на них климатических условий: зональные (сказывается влияние климата); аazonальные (влияние климата менее ощутимо); интразональные (воды, встречающиеся внутри любой географической зоны). К аazonальным следует относить техногенные грунтовые воды, формирующиеся в различных климатических зонах под влиянием преимущественно искусственных факторов, хотя интенсивность образования таких вод и подтопление территорий связаны с природными факторами.

Классификация подземных вод в зависимости от степени их минерализации (по В.А. Приклонскому)

Вид вод	Содержание сухого остатка, г/л	Содержание ионов, мг на 100 г	Плотность, г/см ³	Преобладающий тип воды
Пресные	1	до 3	1—1,0005	Гидрокарбонатно-кальциевый
Слабоминерализованные (слабосоленоватые)	1—3	3—9	1,0005—1,0015	Сульфатный, реже хлоридный
Среднеминерализованные (соленоватые и сильносоленоватые)	3—10	9—30	1,0015—1,0050	Сульфатный и хлоридный
Минерализованные (соленые)	10—50	30—150	1,0055—1,0283	Сульфатный и хлоридный
Рассолы	>50	>150	1,0283	Хлоридно-натриевые

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. С какими видами воды сталкиваются в ходе ведения горных работ?
2. Перечислите основные теории происхождения подземных вод. Назовите их отличительные черты.
3. Что такое гидрогеологическая структура, из каких элементов она состоит?
4. В чем проявляются особенности гидрогеодинамических зон?
5. По какому признаку выделяют гидрофизические и гидрохимические зоны?
6. Как образуется верховодка в естественных условиях, какие факторы приводят к формированию техногенных водоносных горизонтов?
7. Как образуются грунтовые воды, в чем их отличие от межпластовых вод?
8. По какому признаку классифицируют артезианские структуры, гидрогеологические массивы?
9. Перечислите основные факторы, по которым составляют классификации подземных вод.

ГЛАВА 4. СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Вода определяет и создает всю биосферу, она создает основные черты земной коры, вплоть до магматической оболочки.

В.И. Вернадский

§ 1. Структура и физические свойства подземных вод

Вода представляет собой химическое соединение водорода (11,11 %) и кислорода (88,89 %). Молекула воды образует диполь в форме неправильного тетраэдра: центр его занимает ядро атома кислорода, а в углах граней находятся два ядра и два электрона водорода. (рис. 4.1, а) Вокруг атома кислорода движется пара электронов, четыре другие пары образуют эллиптические орбиты. С протонами водорода, находящимися внутри двух орбит, связаны два полюса положительного электрического заряда, электроны двух других орбит создают отрицательные заряды молекулы воды. Каждая молекула воды имеет четыре водородные связи, взаимодействующие с соседними молекулами, в результате чего формируется упорядоченная тетраэдрическая структура воды.

Подобная единичная структура — *гидроль* — отвечает простейшей формуле воды H_2O , которую имеет молекула водяного пара. Гидроли могут образовывать следующие сочетания: дигидроль — объединение двух структурных единиц, представляющее собой молекулу воды в жидком состоянии; тригидроль — объединение трех структурных единиц — молекула воды в твердом состоянии. Вода в жидком состоянии — это сочетание перечисленных структурных единиц, меняющееся при изменении температуры. Молекулы воды могут диссоциировать: $H_2O = H^+ + OH^-$. Структурные особенности воды определяют ее физическое состояние, свойства и отклонения (аномалии), характерные для этого уникального природного вещества.

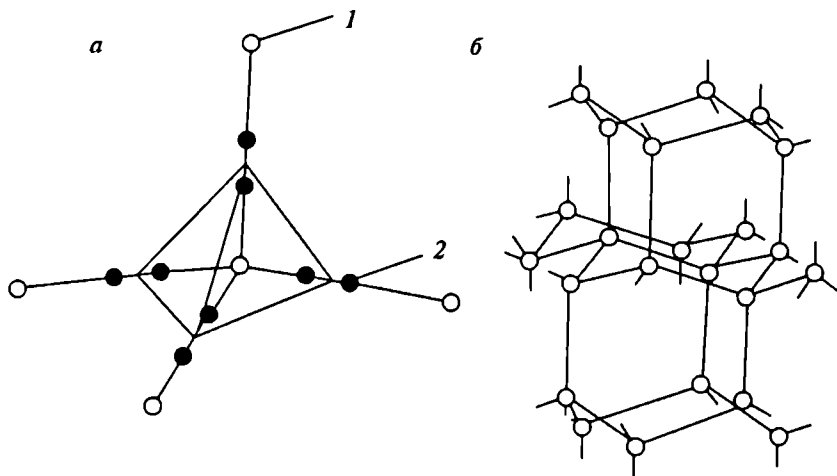


Рис. 4.1. Элементы структуры воды:

a — элементарный водный тетраэдр; (*1* — атомы кислорода, *2* — возможные положения протонов на водной связи); *б* — расположение кислородных центров в структуре обычного льда

Так, для льда наиболее устойчивой структурой являются тетраэдры, объединенные в гексагональную решетку (см. рис. 4.1, б). С повышением температуры, особенно при превращении льда в воду, часть структурных связей нарушается, большая часть гидролей попадает внутрь решетки льда, вследствие чего возрастает плотность воды, а «расколотая» структура льда приобретает большую подвижность и сообщает воде облик жидкости. Наибольшую плотность вода приобретает при температуре +4 °С; дальнейшее повышение температуры разрушает льдоподобную структуру воды, что обуславливает уменьшение ее плотности. Водяной пар при высоких температурах почти не содержит структурных тетраэдров, основу его строения составляют одиночные гидроли.

Изменение структуры и свойств воды наблюдается на границе раздела вода — минерал, где некомпенсированные заряды молекулы воды в виде тетраэдров вступают во взаимодействие с кристаллической решеткой минерала, образуя слой прочносвязанной воды; такой вид взаимодействия наиболее интенсивно протекает в глинистых породах.

С асимметричностью строения молекулы воды связывают аномально высокое значение диэлектрической проницаемости ($\epsilon = 81$) и высокую растворяющую способность воды. К особенностям проявления структуры воды следует отнести и изменения скоростей процессов кристаллизации, растворения и адсорбции, вызываемые магнитной обработкой водной среды. Эти явления, не имеющие пока достаточного научного объяснения, используются на практике. Например, магнитная обработка воды резко снижает образование накипи на стенках котлов ТЭЦ; обработка гидросмеси при формировании намывных сооружений способствует более плотной укладке складываемых породных масс.

Основное свойство воды — *текучесть*. Она объясняется незначительным сцеплением и отсутствием сил трения между частицами в состоянии покоя. С возникновением касательных сил, препятствующих перемещению частиц относительно друг друга, связано понятие *вязкости*, характеризующее текучесть воды. В состоянии покоя вода подчиняется закону Паскаля, согласно которому прикладываемое к ее поверхности давление передается всему объему без изменения.

Наличие некомпенсированных зарядов в поверхностном слое воды, на границе раздела вода — воздух, приводит к образованию межмолекулярной силы — силы поверхностного натяжения, направленной внутрь объема жидкости и стягивающей ее поверхность.

Показателями физического состояния и свойств подземных вод служат температура, прозрачность, цвет, запах, вкус, плотность, сжимаемость, вязкость, электропроводность, радиоактивность. Физические свойства воды, определяемые при помощи органов чувств, называют *органолептическим*. Свойства эти могут резко ухудшаться при попадании в воду естественным или искусственным путем различных примесей и минеральных частиц органических веществ, некоторых химических элементов.

Температура подземных вод изменяется в широких пределах и зависит от физико-географических условий, геологического

*Органолептический — греч. organon — орудие, leptos — легкий.

строения, режима их питания. Температура неглубоко залегающих подземных вод изменяется от 5 до 12 °С. Отрицательную температуру (–5 °С и ниже) могут иметь высокоминерализованные воды. В районах молодой и современной вулканической деятельности температура воды превышает 100 °С. Температура воды влияет на скорость физико-химических процессов и химический состав подземных вод: повышение температуры на 10 °С увеличивает скорость диффузии на 20 %; изменение температуры на 1 °С вызывает изменение скорости химической реакции на 10—20 %. С повышением температуры растворимость газов в воде обычно уменьшается.

Прозрачность подземных вод зависит от содержания растворенных в них минеральных веществ, механических примесей, коллоидов и органических веществ. Выделяют четыре категории прозрачности вод: прозрачные; слегка мутные; мутные; очень мутные. Определение прозрачности производят при помощи цилиндра из бесцветного стекла, под дном которого расположен стандартный шрифт. Прозрачность считается удовлетворительной, если при высоте слоя воды в 30 см шрифт четко просматривается.

Цвет подземных вод зависит от химического состава и наличия примесей. Желтоватый цвет характерен для вод, содержащих органические гуминовые вещества. Сероводородные воды вследствие окисления H_2S и образования коллоидальной* мути, состоящей из частиц серы, имеют изумрудный оттенок. Закисные соли железа придают воде голубоватую окраску, взвешенные минеральные частицы — сероватую. Цветность воды определяют путем просмотра ее в стеклянных сосудах или сопоставления с цветностью эталонного платино-кобальтового раствора (СанПиН 2.1.4.559—96).

Запах подземные воды имеют не всегда. Чаще всего он связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества. Сероводород и органические соединения придают воде запах тухлых яиц, гнили или плесени. Характер запаха выражают описательно: сероводородный, гнилостный и т.д. Интенсивность запаха в соответствии с СанПиН 2.1.4.559—96 оценивают по следующей шкале: 0 — запаха нет; 1 — очень слабый запах;

*Коллоиды — греч. kollaeidos — клеющее вещество.

2 — слабый; 3 — заметный; 4 — отчетливый; 5 — очень сильный. Запах при 20 °С и нагревании воды до 60 °С должен различаться не более чем на два балла.

Вкус вода приобретает при растворении в ней минеральных солей, газов, различных примесей. Вкус определяют по воде, подогретой до 20—30 °С. Так, соленый вкус связан с наличием хлористого натрия, горький — с содержанием сульфатов магния и натрия, сладковатый — с большим количеством в воде органических веществ. Ионы железа придают воде «ржавый вкус», освежающий вкус у воды, содержащей свободную углекислоту. Остальные вкусовые ощущения относят к привкусам: хлорному, металлическому и т.д.

Плотность воды количественно представляет собой отношение массы воды к объему, регистрируемое при определенной температуре. Единицей плотности служит плотность дистиллированной воды при температуре 4 °С. Плотность воды определяют при помощи пикнометра*. Она зависит от степени минерализации, газового состава и температуры. Так, плотность пресной воды $\gamma_v = 1 \text{ г/см}^3$, солоноватой и соленой морской — $1,02+1,03 \text{ г/см}^3$, высокоминерализованных подземных вод — $1,2+1,3 \text{ г/см}^3$. В табл. 4.1. приведены значения плотности воды и некоторых жидкостей при атмосферном давлении.

Таблица 4.1.

Плотность жидкостей при атмосферном давлении

Жидкость	Температура, °С	Плотность γ , г/см ³
Вода	0	0,9999
	4	1,0000
	20	0,9982
	50	0,9881
Ртуть	20	13,546
Ацетон	15	0,79
Скипидар	18	0,87
Масло веретенное	20	0,889
Нефть	20	0,7—0,9

* Пикно — греч. pycnos — плотный.

Сжимаемость характеризует способность воды уменьшать объем под действием давления. Благодаря особенности молекулярного строения вода имеет слабую сжимаемость, однако это свойство проявляется при наличии значительных ее объемов. При постоянной температуре, согласно закону Гука, изменение давления на величину Δp вызывает упругообратимое изменение первоначального объема V воды на величину

$$\frac{\Delta V}{V} = -\frac{1}{E_v} \Delta p = -\beta_c \Delta p, \quad (4.1)$$

где E_v — объемный модуль Юнга (для пресной воды он равен $E = 2 \cdot 10^3$ МПа; для газированных вод эта величина может уменьшаться на порядок); β_c — коэффициент объемного сжатия или расширения воды, равный $0,5 \cdot 10^{-3}$ МПа $^{-1}$.

Величина сжимаемости связана с величиной минерализации, количеством газа и температурой.

Вязкость характеризует внутреннее сопротивление частиц воды движению и зависит в основном от температуры и минерализации: с увеличением температуры вязкость уменьшается, с увеличением минерализации — повышается. Вязкость оценивают коэффициентом вязкости μ , который для дистиллированной воды при атмосферном давлении и комнатной температуре равен $1 \cdot 10^{-3}$ Па·с (сотая доля пуаза). Вязкость пресной и слабоминерализованной воды составляет при 0 °С — $1,78 \cdot 10^{-3}$, при 10 °С — $1,31 \cdot 10^{-3}$, при 20 °С — 10^{-3} , при 90 °С — $0,3 \cdot 10^{-3}$ Па·с. Увеличение минерализации воды до 80 г/л вызывает пропорциональный рост μ , при дальнейшем росте минерализации темп увеличения вязкости существенно повышается. Соли CaCl_2 и MgCl_2 обуславливают большее увеличение μ , чем NaCl . Влияние давления на вязкость воды незначительно. Используется также кинематическая вязкость, которая связана с коэффициентом μ зависимостью вида

$$\nu = \mu / \gamma_v, \quad (4.2)$$

где ν — кинематическая вязкость; μ — коэффициент вязкости; γ_v — плотность воды.

Единица кинематической вязкости называется *стоксом* (10^{-4} м²/с). Величину, обратную коэффициенту вязкости, называют текучестью.

Вязкость жидкостей определяют при помощи вискозиметров (лат. *viscosus* — вязкий), принцип действия которых основан на сравнении времени истечения определенного объема испытуемой жидкости и того же объема стандартной жидкости с известной вязкостью.

Электропроводность подземных вод зависит от ионно-солевого состава и оценивается величиной удельного электрического сопротивления (сопротивление цилиндрического прямолинейного проводника электрического тока длиной 1 м и сечением 1 м²; единица измерения — Ом·м). Диапазон изменения удельных сопротивлений подземных вод 0,02—1,00 Ом·м.

Радиоактивность подземных вод вызывают известные в природе радиоактивные элементы. Практическое значение приобрели подземные воды с повышенной концентрацией химических элементов уранового ряда — урана, радия, радона и продукта их распада — гелия. За основную единицу измерения количества радона принято кюри (Ки) — количество радона, находящегося в радиоактивном равновесии с 1 г радия. Обычно используют более мелкие единицы, например, милликюри ($1 \cdot 10^{-3}$ кюри), микрокюри ($1 \cdot 10^{-6}$ кюри), махе* ($3,64 \cdot 10^{-10}$ кюри на 1л), эман** Е ($1 \cdot 10^{-10}$ кюри на 1л).

Содержание урана и радия в водах измеряют в граммах, радона — в кюри. В радиогидрогеологии единица измерения концентрации радона — эман, в бальнеотерапии*** — махе. Для лечения используют радиоактивные воды с концентрацией радона выше 14 махе (50 эман). В табл. 4.2 приведена классификация подземных вод по степени радиоактивности, выраженной в эманах Е.

* Махе — внесистемная единица концентрации радиоактивных веществ, названа по имени австрийского физика Г. Махе.

** Эман (лат. *emano* — вытекаю) — внесистемная единица концентрации радиоактивных веществ в минеральных водах.

*** Бальнеотерапия (лат. *balneum* — ванна, купание) — лечение минеральными водами.

**Классификация подземных вод по степени радиоактивности
(по Е.С. Буркеру)**

Степень радиоактивности	Интенсивность, Е
Очень сильная	Свыше 10000
Сильная	1000 — 10000
Радиоактивные	100 — 1000
Слабая	10 — 100
Весьма слабая	< 10

По предложению А.Н. Токарева и Е.Н. Куцель, к радиоактивным относят подземные воды, в которых содержится: радона — 36 эман, радия — $5 \cdot 10^{-12}$ г/л, урана — $3 \cdot 10^{-5}$ г/л.

§ 2. Факторы формирования состава подземных вод

Состав подземных вод отражает историю геологического развития Земли, условия взаимодействия их с горными породами, органическим веществом, микроорганизмами и газами, характер и интенсивность антропогенных воздействий на геологическую среду. Факторы, определяющие формирование состава подземных вод, подразделяют: по генезису (естественные и искусственные); степени воздействия (главные, второстепенные); характеру проявления (прямые, косвенные). Установление степени воздействия того или иного фактора выполняют при помощи метода оценки действующих факторов, согласно которому сопоставляют количественные или качественные характеристики. Естественные факторы — физико-географические, геологические, биологические и физические. Искусственные (антропогенные) факторы связаны с деятельностью человека в природной и геологической среде.

Физико-географические факторы позволяют оценивать влияние природной обстановки по характеристикам географической зональности, климата, рельефа и гидрологических условий. Географическое положение района выпадения атмосфер-

ных осадков определяет начальный состав подземных вод. Так, по данным Т.К. Федоровой, над морем и в морских водах образуется следующий ряд: $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ и $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$. В центральных районах Европейской части России средняя минерализация дождевых вод составляет 16 мг/л. При относительном увеличении содержания Ca^{2+} , K^+ и HCO_3^- компоненты формируют ряд $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ и $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$, свидетельствующий о привносе компонентов суши.

Химический состав снега изменяется в зависимости от продолжительности его лежания: у снега, отобранного в марте, минерализация составляет 30,1 мг/л; при этом содержание гидрокарбоната, кальция и магния увеличено по сравнению с их содержанием в дождевой воде соответственно в 5, 3,5 и 2 раза; pH увеличился с 5,45 до 6,5. Содержание компонентов в талой воде в порядке убывания концентрации следующее: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ и $\text{HCO}_3^- > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$.

Дальнейшие изменения химического состава связаны с инфильтрацией вод в почве и горных породах. Исследования П.П. Воронкова свидетельствуют о зависимости химического состава вод поверхностного стока от засоленности почв и наличия в них солей различной растворимости. Условия инфильтрации атмосферных и талых вод и интенсивность процессов выветривания связаны с климатом. Изменение температурного режима воздуха влечет за собой изменение химического состава подземных вод. Увеличение объема инфильтруемых вод весной снижает минерализацию, ограничение или отсутствие питания водоносных горизонтов в зимнее время способствует повышению минерализации и изменению состава подземных вод.

При взаимодействии воды с горными породами происходят разложение (химический распад) первичных минералов и синтез новых минералов — продуктов химического выветривания, а также растворение отдельных минеральных компонентов породы и продуктов их химического распада. Интенсивность процессов выветривания зависит от климатических условий — типа водного режима, величины среднегодового количества осадков

и температуры воздуха. Состав и концентрация компонентов в воде, химические изменения пород связаны с интенсивностью водообмена, который, в свою очередь, зависит от особенностей гидрографической сети.

Значительно влияет на водообмен и формирование поверхностного стока рельеф. Закономерная связь между рельефом местности и соотношением пьезометрических уровней подземных вод и их составом установлена А.И. Силиным-Бекчуриным. В пределах возвышенностей и водоразделов снижение напоров в водоносных горизонтах происходит в нисходящем направлении; здесь развиты пресные, гидрокарбонатно-кальциевого состава подземные воды.

При отрицательных формах рельефа гидродинамическое давление в пластах возрастает от верхних горизонтов к нижним. В артезианских бассейнах платформенного типа на повышенных участках рельефа происходит пополнение ресурсов подземных вод, а пониженные участки представляют собой зоны дренирования (вытекания). В пределах долин напорные воды имеют повышенную минерализацию, сульфатно-гидрокарбонатный и магниевый-кальциевый состав. В крупных очагах разгрузки напорных вод часто формируются гидрохимические аномалии, т.е. под долинами рек образуются «купола» соленых вод и рассолов хлоридного натриевого состава.

Из *геологических факторов*, влияющих на формирование химического состава подземных вод, отметим условия залегания горных пород, их вещественный и газовый состав, геологоструктурные особенности массива горных пород, тектонические процессы, магматизм.

К биологическим факторам преобразования химического состава подземных вод относятся процессы взаимодействия вод с микроорганизмами, растительностью, органическими веществами. Микроорганизмы представлены различными видами одно- и многоклеточных бактерий, существование которых в подземных водах отмечено на различных глубинах и ограничено, по всей видимости, изотермами 100 °С, т.е. глубиной 4—5 км от поверхности Земли. Согласно идее В.И. Вернадского, миграция химических элементов в подземных водах связана с «живым веществом»

(совокупности живых организмов, выраженной в единицах массы и энергии), непосредственно участвующим в данном процессе и обусловившим формирование этой среды как в прошлые геологические эпохи, так и в настоящее время. Жизнедеятельность бактерий проявляется в переработке органических и неорганических соединений и поддержании круговорота химических элементов, например, С, S, N, P, Fe.

С биологическим круговоротом атомов в природных системах связано образование окислительных или восстановительных сред с присущими им видами бактерий. Так, в окислительной среде протекают микробиологические процессы, связанные с жизнедеятельностью аэробных бактерий (серо- и железобактерий), производящих окисление сероводорода, серы и железа. В восстановительной среде обитают анаэробные бактерии, участвующие в процессах десульфатизации и денитрификации подземных вод. Из органических веществ в подземных водах могут находиться углерод, азот, гуминовые кислоты, фенолы, нафтены, образование которых происходит в атмосфере, на поверхности Земли или непосредственно в горных породах. По данным В.М. Швеца, среднее содержание органического вещества $C_{орг}$ составляет: в грунтовых водах 27,4 мг/л, артезианских — 48,5 мг/л, приконтурных водах нефтяных и газоконденсатных месторождений соответственно 370 и 326 мг/л.

К *физическим факторам*, воздействующим на условия формирования химического состава подземных вод, относятся давление, температура и время. Растворимость минералов горных пород подземными водами зависит от температуры, повышение которой с глубиной приводит к росту физико-химической активности вод, являющихся природными растворителями. С глубиной растет также петростатическое давление, повышающее растворимость минеральных составляющих горных пород. Сфера влияния этого фактора, по-видимому, ограничена верхними зонами земной коры, в пределах которых возможны значительные местные концентрации напряжений, приводящие к интенсивному растворению минеральных составляющих и образованию своеобразных полостей в толщах пород, практически нерастворимых в обычных условиях. Таковы, видимо, условия образования полостей, выполненных жилами альпийского типа.

В процессе геологического развития состав подземных вод претерпевал значительные изменения в результате взаимодействия с горными породами, газами, органическими остатками и живыми организмами при различных температурах и давлениях.

Вместе с тем следует привести пример существования седиментационных вод, сохранивших в большинстве случаев реликтовый ионно-солевой комплекс до настоящего времени. Этому способствовали и изолированность гидрогеологических структур, и наличие застойного режима водооборота, характерного для глубинных зон земной коры.

Искусственные факторы. Отражают многообразие технической деятельности человека и служат причиной процессов формирования (или изменения) химического состава подземных вод. По интенсивности воздействия эти факторы в ряде случаев значительно превосходят естественные факторы. В группу искусственных факторов следует включить: изменения гидрографической сети и рельефа; орошение и осушение территорий; застройку территорий различными объектами; создание горно-технических сооружений — шахт, карьеров, отвалов пород и отходов горного производства.

Основной источник интенсивного изменения состава поверхностных и подземных вод — неочищенные или недоочищенные промышленные и хозяйственно-бытовые сточные воды. Прямое воздействие на подземные воды оказывают эксплуатация водоносных горизонтов и водопонижительные работы при добыче полезных ископаемых и подземном строительстве. Формы косвенного воздействия также многообразны. Из них наиболее существенные изменения в условия формирования подземных вод вносит застройка территории, нарушающая природный водно-тепловой баланс поверхности и инфильтрацию вод, в ряде случаев приводящая к дополнительному питанию. В результате изменяется химический состав подземных вод.

§ 3. Геохимические условия формирования химического состава подземных вод

Природную геохимическую обстановку, в которой проявляются факторы формирования химического состава подземных вод, определяют геологические условия. В зависимости от ха-

рактера, направленности и интенсивности геологических процессов Г.Н. Каменским выделены следующие генетические циклы подземных вод: инфильтрационный (континентальный), морской (осадочный), метаморфический и магматический. Именно они определяют обстановку формирования состава подземных вод.

Химический состав инфильтрационных вод связан с процессами выщелачивания, растворения или осаждения минеральных веществ, коллоидно-химическими и микробиологическими процессами, процессами вымораживания, смешения вод атмосферного и морского генезиса. *Химический состав подземных вод морского генезиса* связан в основном с процессами переноса и поглощения растворенного вещества, изменяющими первоначальный состав (соленость) погребенных вод морей и океанов при осадконакоплении, диагенезе и метаморфизме.

Химический состав подземных вод метаморфического цикла формируется под влиянием высокотемпературных процессов изменения горных пород. Известно, что метаморфизм возможен только в присутствии воды, которая является активным растворителем химических соединений. Однако дегидрационные (возрожденные) в ходе метаморфизма воды лишены растворенных веществ и обогащаются различными компонентами в ходе последующего взаимодействия с породами и водами других генетических циклов. Как результат метаморфического цикла рассматривают воды химических реакций, протекающих при обычных температурах — например, реакции вида $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 = \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$. В результате их смешения с водами других генетических типов образуются хемогенные воды.

Химический состав подземных вод магматического цикла формируется в результате взаимодействия ювенильных вод, содержащих многочисленные газовые компоненты (CO , CO_2 , CH_4 , NH_3 , S , H_2S , H_3BO_3 , HCl , HF), с водами других генетических типов. Количество ювенильной воды, выделяющейся из магмы, зависит от ее состава (0,1—4 % из основной и 4—10 % из кислотной магмы) и, по данным ряда исследователей, не превышает 5—10 % всей массы фумарол, гейзеров и других термальных источников.

Для оценки химического состава подземных вод определяют рН — *концентрацию водородных ионов*. Известно, что вода диссоциирует на водородный и гидроксильный ионы, величина произведения которых при данной температуре постоянна. При нейтральной реакции концентрация ионов одинакова и равна 10^{-7} . В воде с кислой реакцией больше водородных ионов, с щелочной — гидроксильных. При температуре +22 °С произведение концентрации водородных и гидроксильных ионов постоянно — 10^{-14} . По концентрации водородных ионов судят о степени реакции воды, ее кислотности или щелочности. Величина этой реакции — логарифм концентрации ионов (количество молей водородных ионов в 1 л воды), взятый с обратным знаком: $\text{pH} = -\lg[\text{H}^+] = -\lg[10^{-7}] = 7$.

Для нейтральных вод рН = 7, кислых — рН < 7, щелочных — рН > 7. По величине рН воды разделяют на: весьма кислые — рН < 5; кислые — рН = 5+6; нейтральные — рН = 7; щелочные — рН = 7+9; высокощелочные — рН > 9. Концентрацию водородных ионов определяют колориметрическим способом, основанным на свойстве индикаторов менять окраску в зависимости от концентрации ионов.

Кислые воды характерны для сульфидных и угольных месторождений. Кислые воды встречаются в основном в Кизеловском угольном бассейне и на некоторых шахтах Донецкого (1,8 % общего притока воды в горные выработки), Карагандинского (7,8 %) и Печорского (4,8 %) бассейнов. Кислотность повышается весной за счет атмосферных и поверхностных вод, обогащаемых в ходе инфильтрации продуктами окисления сульфидов. Щелочные воды распространены на нефтяных месторождениях. Воды рек и озер имеют рН = 6,8+8,5, для вод океана рН = 7,8+8,3. Согласно СанПиН 2.1.4.559—96, питьевая вода должна иметь рН = 6,5+8,5.

С величиной рН связана способность подземных вод к окислительно-восстановительным реакциям, механизм которых обусловлен изменением валентности реагирующих веществ в электрически нейтральном природном растворе. Известно, что окислительные реакции сопровождаются отдачей свободных

электронов, а восстановительные — их присоединением. Количественной характеристикой направленности и интенсивности результирующей реакции в подземных водах служит величина E_h , определяемая как разность потенциалов между электродами, измеряющими потенциал ионизации свободного водорода.

В природных условиях А.М. Овчинников выделяет *три геохимические обстановки* — окислительную, восстановительную и метаморфическую, различие между которыми сказывается на составе растворенных в подземных водах газов и минеральных компонентов. Окислительную обстановку формируют газы атмосферного происхождения — O_2 , CO_2 , а также инертные газы. Наибольшей окисляющей способностью обладает кислород; его содержание в подземных водах может изменяться от 0,1 до 15 мг/л.

Для подземных вод верхней зоны земной коры, где преимущественно развиваются окислительные процессы, между величиной E_h и содержанием кислорода установлена прямо пропорциональная зависимость, нарушаемая с изменением активности водородных ионов и содержанием органических веществ. Окислительная обстановка создает условия для интенсивного выщелачивания горных пород. Границы окислительной среды, по рекомендации А.В. Щербакова, могут быть установлены по следующим показателям: верхняя граница — $E_h = +1000$ мВ при $pH = 3$ и содержании свободного кислорода в воде не менее 5 мг/л; нижняя граница — $E_h = +250$ мВ при $pH = 5,5 \div 8,5$ и среднем содержании свободного кислорода в воде около 3,5 мг/л. Глубина зоны окислительной обстановки может достигать 1000 м.

Восстановительную обстановку формируют газы биохимического происхождения — CH_4 , CO_2 , а также тяжелые углеводороды, N_2 и H_2S . В зависимости от содержания сероводорода различают: слабовосстановительную обстановку (содержание H_2S изменяется от 7 до 10 мг/л, величина E_h близка к нулю; умеренно восстановительную (содержание $H_2S + HS$ — до 50 мг/л, $pH = 5,5 \div 8,5$, $E_h = -150$ мВ); резко восстановительную, с большими по величине показателями содержания H_2S и E_h .

Метаморфическую обстановку отличает появление газов (CO_2 , H_2S , H_2 , CH_4 , CO , HCl , HF , O_2), образующихся при метаморфизме горных пород в областях молодой или современной вулканической и интрузивной деятельности. Как формы проявления геологической истории района, перечисленные виды природной обстановки могут представлять собой различные сочетания друг с другом в пределах массива горных пород. Смена геохимической обстановки связана с изменением параметров геологической среды и приурочена к определенной зоне, названной А.И. Перельманом *геохимическим барьером*. В общем случае, возникновение геохимического барьера происходит при изменении температуры, давления, литологической характеристики горных пород, смешении подземных вод и т.д. С геохимическими барьерами связаны процессы рудообразования.

§ 4. Процессы формирования состава подземных вод

К числу основных процессов формирования химического состава подземных вод относятся: конвективный перенос (миграция), диффузия, гидролиз, растворение и выщелачивание, кристаллизация (выпадение осадка), сорбция, ионный обмен, окислительно-восстановительные реакции, радиоактивный распад, гидратация и дегидратация. Рассмотрим важнейшие из них.

Конвективный перенос протекает в виде механического переноса химических компонентов движущимся потоком и связан с процессом фильтрации воды в порах пород водоносных пластов. Поэтому количественную оценку конвективного переноса составляют с учетом показателя пористости породы — эффективной пористости.

Для подземных вод глубоких водоносных горизонтов с застойным режимом водообмена перенос вещества может осуществляться путем *диффузии*, направленной на установление равновесного распределения растворенных компонентов во всем объеме. Скорость диффузионного процесса v_m определяется следующим выражением:

$$v_m = -D_m \frac{dC}{dx}, \quad (4.2)$$

где D_m — коэффициент молекулярной диффузии в породе, имеющий порядок 10^{-4} — 10^{-5} м²/сут для песчано-глинистых пород; dC/dx — градиент диффузионного потока; C — концентрация вещества.

Скорость диффузии возрастает с температурой и падает по мере повышения вязкости и размеров частиц. В тонкопористых средах (например, в глинах), отличающихся огромной удельной поверхностью каналов фильтрации, диффузионный процесс осложняется осмотическими явлениями. Отличительная черта осмотического процесса — наличие поверхностных сил взаимодействия граничных (ионно-диффузных) слоев с твердыми стенками каналов фильтрации, осуществляющих миграцию растворенного вещества.

Различают термо- и капиллярно-осмотический процессы. Термоосмотический процесс протекает под влиянием аномального теплосодержания в пристенных граничных слоях жидкой фазы. Температурные градиенты, возникающие в данных условиях, порождают поток жидкости с растворенными в ней веществами.

Капиллярно-осмотический процесс возникает при аномальной концентрации растворенных компонентов вблизи стенок твердой фазы по сравнению с концентрацией в объеме жидкой фазы. В зависимости от того, в какую сторону изменяется концентрация растворенных веществ по сравнению с объемом жидкости — в сторону повышения или понижения, капиллярно-осмотический процесс может быть направлен в сторону возрастающих (подобно нормальному осмосу) или в сторону убывающих концентраций. Скорость осмотического потока $v_{осм}$ подчиняется закономерности

$$v_{осм} = aK_{осм} \frac{dC}{dx}, \quad (4.3)$$

где a — коэффициент пропорциональности; $K_{осм}$ — осмотическая проводимость породы; dC/dx — градиент осмотического потока; C — концентрация вещества.

Скорость осмотического процесса возрастает с уменьшением диаметров каналов фильтрации.

В трещиноватых породах процесс миграции протекает в виде рассеивания вещества вдоль и поперек потока и вызывает дополнительное перемешивание воды. Такой процесс называется *гидравлической дисперсией*.

Сочетание механического и диффузионного перемещения вещества объединяется понятием диффузионно-конвективный массоперенос. Механизм этого процесса обуславливает смешение подземных вод различного состава и концентрации минеральных веществ, создает условия для перехода химических элементов в раствор или осаждения их в поровом пространстве.

Интенсивность миграции химических элементов в диффузионных процессах оценивают по величине коэффициента водной миграции, представляющего собой отношение содержания элемента в минеральном остатке воды к его содержанию в водонасыщенных породах (А.И. Перельман). Численно эта величина определяется соотношением

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{an_x}, \quad (4.4.)$$

где m_x — содержание элемента в воде, г/л; a — минеральный остаток воды, г/л; n_x — содержание элемента в горной породе, %.

Выполненный С.Л. Шварцевым расчет среднего содержания элементов в подземных водах верхней части земной коры свидетельствует о миграционной активности аниогенных (т.е. образующих анионы) химических элементов: наибольшая интенсивность характеризует хлор, бром и йод, для которых величина K_x соответственно равна 644, 203 и 99.

Под *гидролизом* понимают реакции обменного разложения между различными веществами и водой. Гидролиз зависит от солевого состава минералов, контактирующих с водой. Взаимодействие освобождающихся при гидролизе катионов K^+ , Na^+ и Ca^{2+} с углекислотой способствует образованию в подземных водах карбонатов и бикарбонатов. Значительное содержание алюмосиликатов и силикатов в земной коре определяет ведущее место гидролиза в процессах химического выветривания и формирования химического состава подземных вод.

Растворение представляет собой процесс перехода в раствор всех элементов, входящих в состав минералов, с разрушением их кристаллических решеток. В результате электростатического и теплового воздействия молекул воды происходят разрушение кристаллической решетки и диффундирование молекул растворяемого вещества в растворитель. Наибольшее растворение у осадочных пород, содержащих каменную и калийную соль, у сульфатных (гипс) и карбонатных (известняки) образований. По данным Г.В. Короткевича, растворимость NaCl, CaSO₄ и CaCO₃ в дистиллированной воде при 10 °С равна соответственно 357,2, 2,05 и 0,013 г/л. Если принять растворимость CaCO₃ за единицу, то соотношение этих величин составит 24 447:158:1.

В природных водах, содержащих свободную углекислоту, растворимость кальцита выше; при содержании CO₂ в количестве, равновесном пропорциональному давлению его в воздухе, растворимость CaCO₃ составляет 0,055 г/л. CO₂ практически не влияет на растворимость NaCl и гипса, поэтому соотношение растворимостей будет следующим: 7970:43:1. В подземных водах растворимость CaCO₃ выше, чем в поверхностных, что связано с большей концентрацией CO₂ в почвенном воздухе по сравнению с атмосферой, однако указанное соотношение существенно не меняется.

Концентрация вещества в растворе зависит от скорости фильтрации и уменьшается с ее возрастанием. Проявлением процессов растворения и последующего выноса продуктов химического выветривания служат осадки дневной поверхности. По расчетам В.А. Зверева, за 2000 лет величина снижения поверхности составила 1 см. Минимальные значения осадки поверхности за счет выноса вещества приурочены к областям кристаллических щитов и составляют 0,06—0,2 см за 1000 лет, максимальные — 1 см и более отмечены в областях альпийской складчатости.

В подземных водах растворены газы, причем с увеличением глубины залегания вод и соответственно с повышением давления растворимость газов увеличивается. На глубинах 1—4 км,

по данным А.И. Перельмана, в подземных водах газов содержится до $500 \text{ см}^3/\text{л}$. Растворению подвержены практически все горные породы, однако интенсивность этого процесса сильно зависит от минерального состава, поэтому для процессов, характеризующих частичное растворение минеральных компонентов породы, применяют термин *выщелачивание*.

Процесс растворения подземными водами минеральных компонентов горных пород достигает равновесия в случае достижения химическим потенциалом растворенного вещества величины потенциала вещества твердой фазы (закон фазового равновесия Гиббса). Из образующегося в таком случае насыщенного раствора (насыщенные подземные воды) при изменении геохимической обстановки выделяются вещества путем выпадения их в осадок. Это — *процесс кристаллизации*. Типичный пример подобного процесса — гидрогенное минералообразование, сопровождающееся резким изменением состава подземных вод.

При взаимодействии подземных вод с породами может существенно измениться катионный состав вод. В условиях ненарушенных структурных связей реакции обменного взаимодействия происходят в основном между межслоевыми или поглощенными катионами слоистых глинистых минералов и катионами растворов, которые содержатся в повышенных концентрациях. Вода в реакциях обмена представляет собой среду и транспортирующий агент. Обмен катионов между твердой и жидкой фазами может быть представлен с позиции классической термодинамики, рассматривающей ионный обмен как гетерогенную химическую реакцию обмена между компонентами системы. Теория растворов электролитов трактует ионный обмен как процесс перераспределения ионов между породой и раствором. Обменные процессы протекают во всей толще земной коры, однако наиболее интенсивно, как уже отмечалось, они развиваются в верхней ее части. Так, доломитизация известняков и альбитизация плагиоклазов, приуроченные к глубоким участкам массива горных пород, сопровождаются выделением в подземные воды кальция.

При взаимодействии ненасыщенных подземных вод с высокопористыми горными породами (например, глинами) или при-

родными тонкодисперсными системами (например, коллоидами) происходит поглощение части растворенного в воде вещества, т.е. *сорбция*.

Гидратация представляет собой процесс взаимодействия подземных вод с горными породами путем адсорбции, т.е. поглощения молекул воды поверхностным слоем породы. Связывание воды подобным образом приводит к повышению концентрации минеральных веществ в подземных водах. Гидратация может сопровождаться разрушением кристаллической структуры и переходом твердых веществ в растворенное состояние. Этому способствует превышение энергии гидратации над энергетическим потенциалом кристаллической решетки. Типичными примерами гидратации служат процессы воздействия подземных вод на ангидрит (с переходом его в гипс) или оливин (с последующим преобразованием в серпентин).

В отличие от процессов гидратации, приуроченных к верхним участкам земной коры, процессы *дегидратации*, обезвоживания, развиваются на больших глубинах и связаны с метаморфизмом горных пород. Дегидратация производит опресняющее действие на подземные воды.

§ 5. Химический состав подземных вод и способы его определения

Химический состав подземных вод зоны активного водообмена отражает геохимические процессы, протекающие с момента перевода вод поверхностного происхождения (атмосферные осадки, поверхностные и техногенные воды) в подземный сток до выхода подземных вод на поверхность Земли в результате естественного дренирования или водоотбора.

Под *техногенными* понимают воды, используемые в жизнедеятельности людей. В зависимости от функциональной роли, их подразделяют на питьевые, хозяйственно-бытовые и технические. Вода, выполнившая свои технологические функции, называется *сточной*. К *технической* воде относят поверхностную или подземную воду, попавшую в горные выработки.

С учетом названия выработок такую воду называют *карьерной, шахтной, рудничной*. Воду, полученную в результате дренажа (осушения) горных выработок или массива горных пород, называют *дренажной*. Таким образом, при оценке состава и свойств подземных вод учитывают природные и техногенные факторы.

В природных водах в той или иной степени рассеяния присутствует более 60 из известных 89 устойчивых элементов Периодической системы Д.И. Менделеева. В состав подземных вод входят: ионы, недиссоциированные молекулы, коллоиды, органические вещества и микроорганизмы, нерастворенные взвешенные частицы, газы. Среди ионов различают: *макрокомпоненты*, содержащие элементы и комплексные соединения, составляющие основу подземных вод; *микрокомпоненты*, включающие в себя элементы или соединения в количестве менее 10 мг/л, редко 100 мг/л; *ультрамикрокомпоненты* (Нb, Au, Hg), содержание которых в водах редко превышает 0,1 мг/л.

Макрокомпоненты составляют основную часть минерального состава природных вод. В пресных водах содержится свыше 90—95 % макрокомпонентов, в высокоминерализованных — более 99 %.

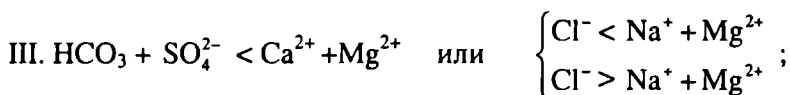
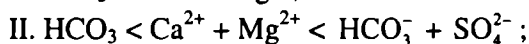
Условия миграции химических элементов зависят от небольшого числа преобладающих ионов, образующих элементы с высокими кларками. Это — O, Ca, Mg, Na, K, Cl, S и др. В подземных водах верхней части земной коры наибольшее распространение имеют шесть ионов: катионы Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и анионы HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , определяющие тип химического состава воды и ее свойства. Несмотря на низкое содержание (около 10^{-3} г/л), велика роль ионов H^+ и OH^- ; в ряде случаев ведущее значение приобретают карбонат-ион CO_3^{2-} , гидросульфит-ион HS^- и сульфит-ион S^{2-} . К макрокомпонентам относятся также соединения азота и следующие элементы: K, Si, Fe, C, P.

Микрокомпоненты не определяют химический тип воды, однако значительно влияют на специфические особенности ее состава. В подземных водах обнаружено свыше 40 микрокомпонентов. К наиболее известным относятся: Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn,

Co, Ni, Cu, Zn, Ba. Такие микрокомпоненты, как J, F, Zn, Cu, Co, Ba, оказывают влияние на жизнедеятельность человека, животных и растений. Заболевания, связанные с недостатком или избытком микрокомпонентов в воде, называют *геохимическими эпидемиями**. Например, высокая концентрация фтора в воде приводит к заболеванию эндемическим флюорозом, выражающимся в поражении зубной эмали; при недостатке в воде фтора возникает кариес зубной ткани.

Химическую типизацию и классификацию подземных вод проводят, в основном, *по макрокомпонентам*. В классификации, предложенной О.А. Алекиным, подземные воды разделены на классы, группы и типы в зависимости от преобладающих ионов и соответствий между главными ионами (рис. 4.2). Преобладающим считается ион, содержание которого превышает 10 % экв.

По преобладающему аниону выделены классы гидрокарбонатных (HCO_3^-), сульфатных (SO_4^{2-}) и хлоридных (Cl^-) вод. По преобладающему катиону — кальциевую, магниевую и натриево-калиевую (натрий и калий рассматриваются совместно) группы. В зависимости от соотношения ионов установлено четыре типа вод:



Воды первого типа — маломинерализованные; они характерны для северной и частично центральной части России, имеют неглубокое залегание. Второй тип — воды мало- и среднеминерализованные (подземные воды, воды рек и озер); к нему относятся подземные воды центра Европейской части

*Эндемия (греч. endemos — местный) — постоянное существование заразной болезни в какой-либо местности.

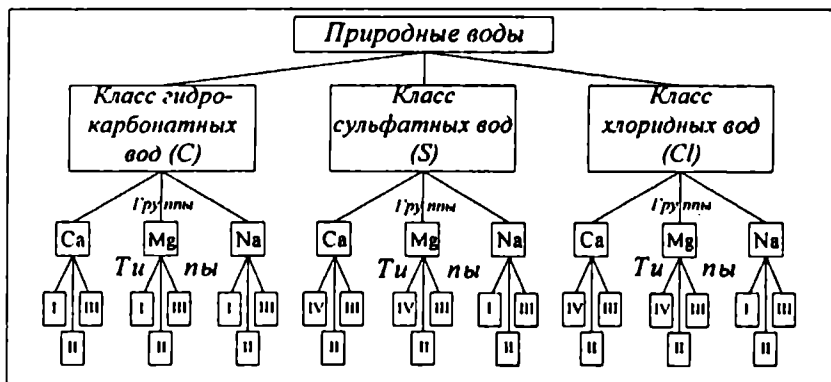


Рис. 4.2. Классификация природных вод (по О.А. Алекину)

страны. Третий тип — сильноминерализованные (воды океанов, морей, реликтовые воды). Четвертый тип — кислые, агрессивные воды; они характерны для водоносных горизонтов, залегающих на глубинах более сотен метров. По классификации О.А. Алекина, класс воды обозначается химическим символом по главному аниону (С, S, Cl), группа — химическим символом по преобладающему катиону (Ca, Mg, Na), тип обозначается римской цифрой. Например, C_{II}^{Ca} означает: класс гидрокарбонатных вод, группа кальция, тип второй; Cl_{III}^{Na} — класс хлоридных вод, группа натрия, тип третий.

Для выявления химического состава и свойств подземных вод выполняют *химические анализы*. Они бывают полевые, сокращенные, полные и специальные. Выбор типа анализа зависит от целевого назначения и требуемой точности определения искоемых компонентов.

Полевой анализ позволяет дать общую оценку качества воды. Он предусматривает: определение физических свойств, pH, содержания Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , CO_2 , H_2S , O_2 . Вычисляются также $\Sigma Na^+ + K^+$, карбонатная жесткость, сумма минеральных веществ. Применяется этот вид анализа в натуральных условиях при массовых определениях для получения предварительных характеристик подземных вод изучаемого района.

Сокращенный анализ включает в себя определение физических свойств, pH, содержания Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , CO_2 , NH_4^+ , NO_2^- , H_2S , H_2SiO_3 , окисляемости, сухого остатка. Вычисляются $\Sigma\text{Na}^+ + \text{K}^+$, жесткость — общая, карбонатная, углекислотная агрессия. Сокращенный анализ ведется в лабораторных условиях при массовых определениях для оценки вод района.

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

Специальный анализ выполняют с целью изучения отдельных микрокомпонентов, редких и рассеянных элементов, органических веществ. Определяют: $\text{H}_2\text{S} + \text{CO}_2$, O_2 , CH_4 , $\text{Ar} + \text{Kr} + \text{Xe}$, $\text{He} + \text{Ne}$ и тяжелые углеводороды.

Сумма минеральных веществ, выделенных из воды при помощи химических анализов, определяет ее минерализацию. Величину минерализации оценивают по сухому остатку, получаемому путем выпаривания и высушивания пробы воды, или по сумме ионов, определенных химическими анализами. Общая минерализация подземных вод изменяется от нескольких десятков миллиграммов на литр до 650 г/л. Согласно СанПиН 2.1.4.559—96, сухой остаток в питьевой воде не должен превышать 1000 мг/л.

Содержание компонентов выражается в миллиграммах на литр и процентах, содержание обменного комплекса и жесткость воды — в миллиграмм-эквивалентах на литр. Принимая эквивалентное содержание суммы катионов и анионов за 100 %, можно найти процентное содержание каждого иона.

При сопоставлении целого ряда анализов и выяснении генезиса вод удобно изображать анализы в виде предложенного Н.И. Толстихиным графика-квадрата, комбинированного с треугольниками Ферре, позволяющего отдельно выделять воды хлоридные и сульфатные, кальциевые и магниевые (рис. 4.3).

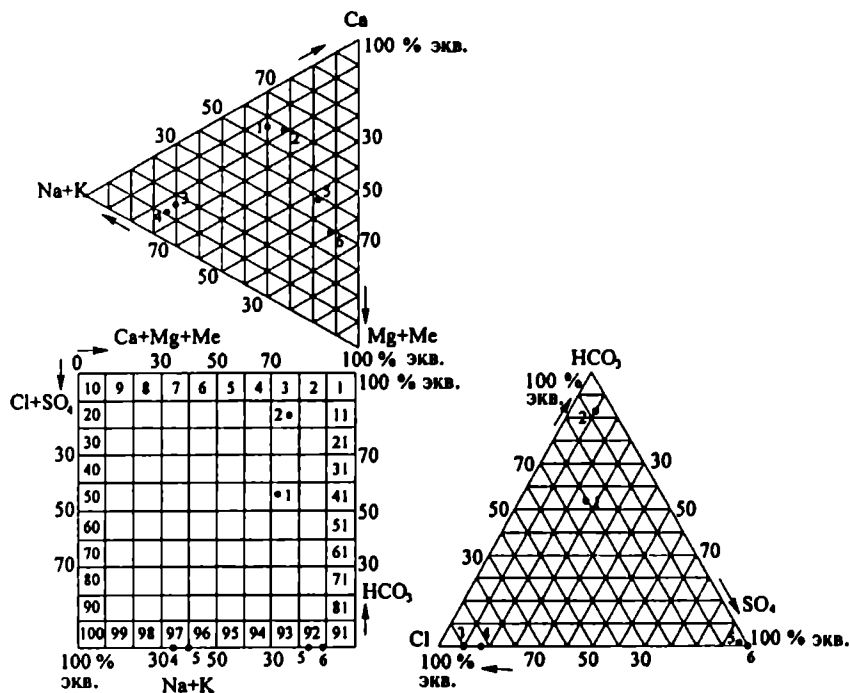


Рис. 4.3. Графическая систематизация химических анализов подземных вод по квадрату Н. И. Толстихина и треугольникам Ферре (на графиках приведено содержание компонентов в %):
 • 1 — 6 — номера анализов (1, 2 — HCO₃ — Ca; 3, 4 — Cl — Na; 5, 6, — SO₄ — Mg — Ca)

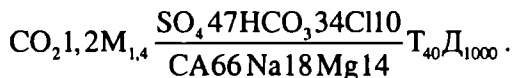
В практике производственных лабораторий для обозначения единичных химических анализов широко используются формулы М.Г. Курлова и И.Ю. Соколова. Формула М.Г. Курлова записывается в виде псевдодробы:

$$AM \frac{\text{анионы}}{\text{катионы}} \text{ рН; Т; Д,} \quad (4.5)$$

где А — специфический элемент, содержащийся в воде, мг/л; М — общая минерализация, г/л; Т — температура воды, °С; Д — расход источника (дебит скважины), м³/сут.

Содержания анионов и катионов выражают в процентах в убывающем порядке их содержания; ионы с содержанием менее 10 в формуле не учитывают. Слева от дроби проставляются: количество газов в граммах на литр, минерализация воды М в граммах на литр до первого десятичного знака. Справа от дроби проставляются температура воды Т и дебит Д в литрах в сутки.

Пример такого выражения:



Расшифровывается формула следующим образом: вода содержит 1,2 г/л углекислого газа, минерализация ее 1,4 г/л, вода сульфатно-гидрокарбонатно-хлорно-кальциево-магниева.

Можно ее назвать проще — сульфатно-кальциевая — по преобладающим анионам и катионам. Температура воды 40 °С, дебит 1000 л/сут. В некоторых случаях опускают содержание газа, температуру и дебит. Такую форму выражения состава воды называют *формулой солевого состава*.

§ 6. Химические свойства подземных вод

Химические свойства воды определяются составом воды и средой, в которой она находится, т.е. зависят, например, от проницаемости пород, климатических условий, наличия электрических полей, температуры и т.д. В горной практике наиболее часто оценивают такие химические свойства воды, как жесткость, агрессивность, токсичность, способность вызывать засоление почв.

Жесткость воды определяется содержанием в воде ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Различают общую, устранимую и постоянную жесткость. Общая жесткость обусловлена содержанием в воде всех солей кальция и магния. Устраняемая жесткость (временная) вызывается наличием в воде гидрокарбонатных солей кальция и магния. При кипячении воды, благодаря удалению свободной углекислоты и выпаданию в осадок карбонатов кальция и магния, эта жесткость устраняется. Постоянная же-

сткость кипячением не удаляется, так как она вызвана ионами кальция и магния, связанными с ионами SO_4^{2-} и Cl^- .

Жесткая вода энергоемка. При ее нагревании на стенках вмещающих емкостей образуется накипь. При осаждении солей на стенках трубопроводов уменьшается их сечение, а иногда происходит практически полное их закупоривание. Жесткая вода требует повышенного расхода мыла, вызывает отложение солей в организме людей, поэтому для водопользования обязательно заключение о допустимости (или невозможности) использования жесткой воды.

Жесткость воды выражают в мг-экв/л по содержанию суммы ионов кальция и магния (1 мг-экв/л соответствует содержанию 20,04 мг/л Ca или 12,16 мг/л Mg). Жесткость природных вод изменяется от нескольких до десятков сотен мг-экв/л.

По степени жесткости (мг-экв/л) природные виды подразделяют на пять групп (классификация О.А. Алекина):

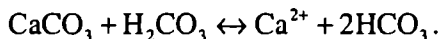
- ◆ очень мягкие — до 1,5;
- ◆ мягкие — 1,5—3,0;
- ◆ умеренно жесткие — 3,0—6,0;
- ◆ жесткие — 6,0—9,0;
- ◆ очень жесткие — свыше 9,0.

Наличие в воде гидратов натрия, карбонатов и бикарбонатов натрия определяет ее *щелочность*. Различают, например, гидратную, карбонатную, бикарбонатную, фосфатную и силикатную щелочности.

Оценка агрессивных свойств воды. Разрушающее действие воды на бетон протекает в двух направлениях: 1) кристаллизация в бетоне новых соединений, сопровождаемая увеличением его объема и способствующая ослаблению или разрушению бетона; 2) выщелачивание из бетона составных частей, растворимых в воде. Агрессивной является вода, содержащая сверх допустимого количества сульфаты и агрессивную углекислоту. Различают сульфатную, углекислотную, магниезальную и кислородную агрессивности вод.

Сульфатная агрессия наблюдается при наличии в воде ионов SO_4^{2-} свыше 250 мг/л и одновременном содержании иона Cl^- свыше 1000 мг/л. В этом случае в бетоне образуются гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и сульфоалюминат кальция — $3\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{CaSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ — бетонная бацилла (с увеличением объема в 2,5 раза). Эти процессы вызывают разрушение бетона, которое протекает в виде шелушения. В случае применения сульфатостойких цементов сульфатная агрессия протекает при содержании в воде ионов SO_4^{2-} от 4000 мг/л и более.

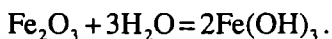
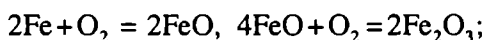
При углекислотной агрессии (воздействие агрессивной угольной кислоты) происходят растворение и выщелачивание извести — CaCO_3 , составляющей основу цемента. Реакция протекает по схеме



Нормами предусматривается различное допустимое содержание агрессивной угольной кислоты в зависимости от количества HCO_3^- и общей минерализации воды с учетом толщины конструкции, коэффициента фильтрации пород, напора подземных вод и марки цемента. Содержание агрессивной углекислоты колеблется в интервале 3—8 мг/л.

Магнезиальная агрессия приводит к разрушению бетона при проникновении в него воды с содержанием Mg^{2+} более 1000 мг/л. Предельно допустимое его содержание в зависимости от марки цемента, ионов SO_4^{2-} , конструкции сооружения, гидрогеологических условий не должно превышать 750 мг/л.

Кислородная агрессия вызывается растворенным в воде кислородом и проявляется по отношению к металлам. Агрессия усиливается в присутствии углекислоты. Реакции идут по следующим схемам:



Наиболее активно агрессия проявляется в зоне аэрации и на участках, захватывающих колебание уровней подземных вод — преимущественно грунтовых.

Агрессивность природных вод оценивают также по временной жесткости (агрессивность выщелачивания) и содержанию водородных ионов (агрессивность общекислотная).

Агрессия выщелачивания зависит от бикарбонатной щелочности. Если содержание щелочи меньше 1,5 мг-экв/л, то происходят растворение и вымыв из бетона гидрата оксида кальция. Согласно нормам, выщелачивающую агрессию вода приобретает при содержании HCO_3^- от 0,4 до 1,5 мг-экв/л.

Общекислотная агрессия обусловлена низким значением водородного показателя pH (менее 7 при временной жесткости меньше 8,6 мг-экв/л и менее 6—7 при временной жесткости больше 8,6 мг-экв/л), вызывающим усиление растворения извести. Практика эксплуатации угольных шахт, подземных коммуникаций, коллекторов и сооружений в больших городах показала, что подземные воды нейтрального и даже щелочного состава со временем превращаются в кислые, агрессивные.

Коррозию и разрушение металла оборудования вызывают кислотные воды, формирующиеся непосредственно в горных выработках из притоков нейтральных или щелочных вод, зарождение которых происходит при соприкосновении воды с оставленной в выработанном пространстве сульфидной и органической серой. Интенсификация коррозии способствует также увеличению электродного потенциала при снижении показателя pH.

Оценка агрессивности подземных вод к бетону, железобетону и металлам регламентируется СНиП 2.03.11—85 Защита строительных конструкций от коррозии.

§ 7. Биологические свойства подземных вод

Биологические свойства воды характеризуют условия для развития в ней самых разнообразных микроорганизмов, растений, рыбы и водоплавающей птицы.

Органические примеси встречаются в основном в водах, залегающих на небольшой глубине. Содержание органических веществ в воде устанавливается по *окисляемости* — количеству кислорода или манганата калия K_2MnO_4 , расходуемого на окисление примесей. В питьевой воде окисляемость должна быть не более 10 мг/л.

О концентрации микроорганизмов судят по количеству бактерий в данном объеме жидкости. Общее количество бактерий в 1 см³ воды не должно превышать 100. Наиболее важный показатель бактериальной чистоты воды — *коли-титр*. Это — количество воды в 1 см³, приходящееся на одну кишечную палочку. Для водоснабжения пригодна вода с коли-титром 300.

Биологические свойства воды определяются наличием в ней растворенного кислорода и отсутствием токсичных веществ для бактерий, очищающих воду. Количество кислорода в воде зависит от загрязненности ее разрушающейся органикой. В воде переход органических веществ в неорганические соли протекает с интенсивным поглощением кислорода, поэтому загрязненность воды органикой характеризуют величиной БПК — биологического потребления кислорода на 5-е сутки. БПК показывает, сколько кислорода (в мг) поглощает 1 л воды. Вода считается биологически чистой, если 1 л воды поглощает меньше 6 мг кислорода.

Большое поглощение кислорода органикой приводит к тому, что живые организмы, очищающие воду, из-за отсутствия кислорода погибают. Вода становится непригодной для всего живого, мертвой. Она начинает бродить, приобретает сильный запах. Такой же эффект возникает из-за наличия токсичных веществ, от которых погибают полезные бактерии и развиваются патогенные — палочки Коха, туберкулезные бактерии, бактерии, вызывающие кишечные заболевания, и т. п. К токсичным веществам относятся ионы меди, никеля, цинка, сульфиды, активный хлор, аммиак, ацетон и некоторые другие, определяющие общесанитарный показатель вредности воды.

Известны случаи искусственного улучшения качества вод. На Кольском полуострове, где жесткость питьевых вод не пре-

вышает 0,36 мг-экв/л и вода по вкусу приближается к дистиллированной, ее обогащают минеральными солями для улучшения вкусовых качеств. В Германии грунтовые воды из долины р. Шпрее, обладающие хорошим качеством по основным показателям, имеют повышенное (> 7 мг/л) содержание железа, что приводит к необходимости специального аэрирования, снижающего нежелательный показатель.

Вода — единственный минерал на Земле, запасы которого непрерывно возобновляются, что, однако, не противоречит необходимости бережного отношения к ней и экономного расходования.

Критерием экологической культуры населения может служить величина удельного водопотребления, которое изменяется в широком диапазоне. По данным Мосводоканала, нормы водопотребления на одного человека (л/сут) для ряда городов Европы на 2005 г. выглядят следующим образом: Вильнюс — 130; Рим, Таллин, Брюссель — 140; Осло, Хельсинки — 140—160; Берлин — 180; Париж — 200; Лондон — 220; Санкт — Петербург — 220; Москва — 395. Один из наименьших уровней водопотребления — в Германии (Саксония — 80—100 л/сут). Как положительную, следует отметить неуклонную тенденцию снижения водопотребления в современном мире.

§ 8. Оценка качества воды

Оценка качества воды производится с учетом предназначения ее к использованию и исключения вредоносного влияния на окружающую среду. В практике горного дела природные (поверхностные и подземные), а также дренажные воды используются в качестве питьевых, хозяйственно-бытовых и технических. Наиболее жесткие требования предъявляются к питьевой воде.

Оценка качества воды для питьевых целей производится в соответствии с гигиеническими требованиями, изложенными в СанПиН 2.1.4.559—96. При составлении этого документа были в частности использованы:

◆ Закон РСФСР « О санитарно-эпидемиологическом благополучии населения от 19 апреля 1991 года;

◆ Положение о Государственном санитарно-эпидемиологическом нормировании, утвержденное постановлением Правительства Российской Федерации от 5 июля 1994 г. № 625;

◆ Руководство по контролю качества питьевой воды. Всемирная организация здравоохранения (Женева, второе аннотированное издание, 1994);

◆ Санитарные правила и нормы «Требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников» СанПиН 2.1.4. 544—96;

◆ Государственный стандарт «Источники централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения. Гигиенические, технические требования и правила выбора» ГОСТ 2761—84.

В табл. 4.3 представлены нормативы по обобщенным показателям и содержанию вредных химических веществ, наиболее часто встречающихся в природных водах на территории России, а также веществ антропогенного происхождения, получивших глобальное распространение.

Таблица 4.3

Обобщенные показатели и содержание вредных химических веществ в природных водах

Показатели	Нормативы (предельно допустимые концентрации ПДК), не более	Показатель вредности*	Класс опасности
<i>Обобщенные показатели</i>			
Водородный показатель рН	В пределах 6—9		
Общая минерализация (сухой остаток), мг/л	1000(1500)**		
Жесткость общая, мг-экв/л	7,0(10)**		
Окисляемость перманганатная, мг/л	5,0		

Продолжение табл. 4.3

Показатели	Нормативы (предельно до- пустимые кон- центрации (ПДК), не более	Показатель вредности*	Класс опасности
Нефтепродукты (суммарно), мг/л	0,1		
Поверхностно-активные вещества ПАВ, анионоак- тивные, мг/л	0,5		
Фенольный индекс, мг/л	0,25		
<i>Неорганические вещества, мг/л</i>			
Алюминий (Al^{3+})	0,5	С.-т.	2
Барий (Ba^{2+})	0,1		2
Бериллий (Be^{2+})	0,0002		1
Бор (В, суммарно)	0,5		2
Железо (Fe, суммарно)	0,3(1,0) орг**	3	
Кадмий (Cd, суммарно)	0,001	С.-т.	2
Марганец (Mn, суммарно)	0,1(0,5)**	Орг.	3
Медь (Cu, суммарно)	1,0		3
Молибден (Mo, суммарно)	0,25	С.-т.	2
Мышьяк (As, суммарно)	0,05		2
Никель (Ni, суммарно)	0,1		3
Нитраты (по NO_3)	45	Орг.	3
Ртуть (Hg, суммарно)	0,0005	С.-т.	1
Свинец (Pb, суммарно)	0,03		2
Селен (Se, суммарно)	0,01		2
Стронций (Sr^{2+})	7,0		2
Сульфаты (SO_4^{2-})	500	Орг.	4
<i>Фториды (F^-) для климатических районов, мг/л</i>			
I и II	1,5	С.-т.	2
III	1,2		2
Хлориды (Cl^-)	350	Орг.	4

Показатели	Нормативы (предельно до- пустимые кон- центрации (ПДК), не более	Показатель вредности*	Класс опасности
Хром (Cr ⁶⁺)	0,05	С.-т.	3
Цианиды (CN ⁻)	0,035		2
Цинк (Zn ²⁺)	5,0	Орг.	3
<i>Органические вещества</i>			
γ-ГХЦ (линдан)	0,002***	С.-т.	1
ДДТ (сумма изомеров)	0,002***		2
2,4-Д	0,03***		2
*Лимитирующий признак вредности вещества, по которому установлен норматив: «с.-т.» — санитарно-токсикологический, «орг.» — органолептический; **Величина, указанная в скобках, может быть установлена по Постановлению Главного государственного санитарного врача по соответствующей территории для конкретной системы водоснабжения на основании оценки санитарно-эпидемиологической обстановки в населенном пункте и применяемой технологии водоподготовки; ***Нормативы приняты согласно рекомендациям ВОЗ (Всемирная организация здравоохранения).			

Как видно, минерализация питьевой воды не должна превышать 1 г/л, вода не должна содержать токсичные вещества, должна быть чистой в бактериологическом отношении, нейтральной, иметь жесткость не более 7 мг-экв/л. Питьевая вода не должна вызывать отрицательных эмоций от запаха, цвета, присутствия коллоидов. В ней контролируется содержание фтора и стронция, отрицательно влияющих на здоровье людей при повышенных концентрациях, — соответственно 1,5—1,2 и 0,2 мг/л.

В табл. 4.4 представлены нормативы по содержанию вредных химических веществ, поступающих и образующихся в воде в процессе ее обработки в системе водоснабжения.

Содержание вредных химических веществ, поступающих и образующихся в воде в процессе ее обработки в системе водоснабжения, мг/л (объяснения сносок см. табл. 4.3)

Показатели	Нормативы (предельно допустимые концентрации ПДК), не более	Показатель вредности	Класс опасности
Хлор*: остаточный свободный остаточный связанный	В пределах 0,3—0,5 В пределах 0,8—1,2	Орг.	3
Хлороформ (при хлорировании воды)	0,2**	С.-т.	2
Озон остаточный	0,3***	Орг.	
Формальдегид (при озонировании воды)	0,05	С.-т.	2
Полиакриламид	2,0	С.-т.	2
Активированная кремнекислота (по Si)	10	С.-т.	2
Полифосфаты (по PO_4^{3-})	3,5	Орг.	3
Остаточные количества алюминий- и железосодержащих коагулянтов	См. показатели «Алюминий», «Железо» в табл. 4.3		

В Санитарных правилах и нормах выделено четыре класса вредных веществ: 1 — чрезвычайно опасные; 2 — высокоопасные; 3 — опасные; 4 — умеренно опасные. Перечень этих веществ дается в приложении к СанПиН 2.1.4.544—96.

При обнаружении в питьевой воде нескольких химических веществ, относящихся к 1-му и 2-му классам опасности и нормируемых по санитарно-токсикологическому признаку вредности, сумма отношений обнаруженных концентраций каждого из них в воде к величине его ПДК не должна быть больше 1. Расчет ведется по формуле

$$\frac{C_{\text{факт}}^1}{C_{\text{доп}}^1} + \frac{C_{\text{факт}}^2}{C_{\text{доп}}^2} + \dots + \frac{C_{\text{факт}}^n}{C_{\text{доп}}^n} \leq 1,$$

где C^1, C^2, C^n — концентрации индивидуальных химических веществ 1-го и 2-го классов опасности: факт. (фактическая) и доп. (допустимая).

Благоприятные органолептические свойства воды определяются ее соответствием нормативам, указанным в табл. 4.5. Радиационная безопасность питьевой воды определяется ее соответствием нормативам по показателям общей α - и β -радиоактивности, представленным в табл. 4.6.

Таблица 4.5

Органолептические свойства воды

Показатели	Единицы измерения	Нормативы, не более
Запах	Баллы	2
Привкус	Баллы	2
Цветность	Градусы	20(35)
Мутность	ЕМФ (единицы мутности по формазину)	2,6(3,5)
	или мг/л(по каолину)	1,5(2)

Примечание. Величина, указанная в скобках, может быть установлена по Постановлению Главного санитарного врача по соответствующей территории для конкретной системы водоснабжения.

Таблица 4.6

Оценка радиационной безопасности питьевой воды

Общая радиоактивность, Бк/л	Нормативы	Показатель вредности
α	0,1	Радиационный
β	1,0	

Примечание. Бк(Беккерель) — активность нуклида в радиоактивном источнике.

Количество и периодичность проб воды в местах водозабора, отбираемых для лабораторных исследований, устанавливаются с учетом требований, указанных в табл. 4.7.

Требования к качеству хозяйственно-бытовых вод определяются принятой схемой водопользования и предназначения воды. Во всех случаях они не должны содержать токсичных веществ и иметь сильный запах, должны быть чистыми в бактериологическом отношении.

Техническая вода может использоваться при обогащении полезных ископаемых, для приготовления бетона, орошения при бурении с целью пылеподавления и т.д. В качестве технической воды обычно используют дренажные воды. Общие требования, предъявляемые к технической воде, такие, как и к хозяйственно-бытовой, однако в зависимости от роли воды в технологическом процессе к ней могут быть предъявлены дополнительные требования.

При замкнутой схеме водопользования минерализация воды может не регламентироваться. Сброс шахтной (дренажной) или отработанной хозяйственно-бытовой воды в гидрографическую сеть не должен увеличивать минерализацию и ухудшать характеристические показатели воды в ней.

Таблица 4.7

Контроль качества питьевой воды

Показатели	Число проб, отбираемых для лабораторных исследований в течение одного года, не менее	
	для подземных источников	для поверхностных источников
Микробиологические	4 (по сезонам года)	12 (ежемесячно)
Паразитологические	Не проводится	
Органолептические	4 (по сезонам года)	12 (ежемесячно)
Обобщенные показатели		
Неорганические и органические вещества	1	4 (по сезонам года)
Радиологические	1	1

Ожидаемая минерализация в местной гидрографической сети определяется по формуле

$$M = \frac{M_1 Q_1 + M_2 Q_2 + \dots + M_n Q_n}{Q_{\text{сум}}},$$

где M_1 — минерализация воды в гидрографической сети, г/л; M_2, \dots, M_n — минерализация воды, откачиваемой из шахты с разных горизонтов, г/л; Q_1 — расход водотока, м³/с; Q_2, \dots, Q_n — количество воды, откачиваемой с разных горизонтов шахты, м³/с; $Q_{\text{сум}}$ — общее количество воды — расход реки и дебит дренажных вод, м³/с.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. С какими структурными особенностями воды связаны ее свойства и аномалии?
2. Приведите значения показателей физического состояния воды.
3. Действие каких факторов влияет на процессы формирования состава подземных вод?
4. Что показывает величина концентрации водородных ионов. Приведите характерные значения ее для подземных вод?
5. Как количественно можно оценить геохимическую обстановку геологической среды? Что такое геохимический барьер?
6. В ходе каких процессов формируется химический состав подземных вод?
7. Какие признаки используются при оценке химического состава подземных вод, что такое ПДК?
8. С чем связано возникновение агрессивных свойств воды, какие виды агрессивности выделяют?
9. Как можно оценить степень опасности химических веществ в питьевой воде?
10. При каких условиях возможен сброс дренажных вод в гидрографическую сеть района горных работ?

ГЛАВА 5. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Я полагаю, что землю нетрудно пробурить и таким образом найти мергель и даже колодезную воду, которая часто поднимается над тем местом, где ее обнаружил бур. Это случается тогда, когда источник воды расположен выше пробуренной вами скважины.

Бернар Палисси

§ 1. Условия питания подземных вод.

Дренаживание водоносных горизонтов

Пополнение подземных вод осуществляется за счет инфильтрации, инфлюации и конденсации, протекающих в поровом или трещинном пространстве горных пород. Поэтому оценка условий питания подземных вод включает в себя определение параметров скважности и проницаемости, отражающих генетические особенности горных пород. Присущая твердым горным породам трещиноватость различного происхождения, кавернозность или закарстованность определяют пути инфильтрации подземных вод. Глинистые породы обладают высокой пористостью, однако проницаемость их ничтожна ввиду наличия межчастичных взаимодействий и физически связанной воды в межпоровом пространстве. Проницаемость раздельнозернистых пород определяется зерновым составом и связана с абсолютными значениями пористости, достигающими обычно высоких значений.

Величина *инфильтрации*, оцениваемая высотой слоя воды, поступившей на уровень подземного водоносного горизонта за определенный период времени, зависит от морфологических элементов рельефа местности, свойств почв и горных пород. Объем воды на инфильтрацию составляет 5—40 % объема годово-

вых осадков. В свою очередь, подземные воды образуют направленные вверх испарение, интенсивность которого зависит от глубины залегания вод и климатических условий и может быть рассчитана по предложенной С.Ф. Аверьяновым зависимости:

$$E_h = E_0 \left(1 - \frac{h}{h_k}\right)^n, \quad (5.1)$$

где E_h — интенсивность испарения; E_0 — максимально возможное испарение при данных климатических условиях; h — глубина залегания подземных вод; n — эмпирический коэффициент, зависящий от геологических условий, изменяется в интервале от 1 до 3; h_k — критическая глубина уровня воды, с которой прекращается испарение, определяется опытным путем или по формуле $h_k = (170 + 8t)$ см, t — среднегодовая температура воздуха.

Режим инфильтрационного питания в зоне аэрации подчиняется закономерности, позволяющей выделить три характерные зоны: зону переменного увлажнения с сезонными изменениями влажности; зону транзита с практически постоянной влажностью; зону капиллярной каймы, влажность в которой определяется колебаниями уровня водоносного горизонта. Мощность зоны переменного увлажнения зависит от литологического состава пород и для годового периода колебаний влажности изменяется от 3 до 60 м.

Соотношение между процессами испарения и инфильтрации определяется глубиной залегания подземных вод: при неглубоком залегании преобладает испарение, уменьшающееся с увеличением глубины. При этом доля инфильтрационного питания возрастает до предельного значения, зависящего от климатических условий и свойств горных пород.

Глубины точек равновесного влагопереноса режимов инфильтрации и испарения составляют: для средней полосы — 1—3 м, юга Украины и Поволжья — 3—5 м, Средней Азии 5—8 м. В песках и супесях, по данным З.П. Гавшиной и Е.С. Дзекер, инфильтрация и испарение падают до нуля на глубине 4,5—5,0 м; в суглинках и глинах снижение испарения до нуля отмечено на

глубине 5,5—6,0 м, инфильтрации — на глубине 7,5—8,0 м. Дополнительное питание за счет утечек из горно-технических сооружений — гидроотвалов и хвостохранилищ — приводит к изменению мощности зоны увлажнения до 6,5—7,0 м в супесях и до 9 м и более в глинах. Образование техногенной инфильтрации отмечено на ряде горно-промышленных объектов. Наблюдения в бассейне КМА показали, что инфильтрация из гидроотвала составила около 1500 м³/ч, из хвостохранилища — 1200 м³/ч, потери на инфильтрацию вод р. Осколец, связанные с изменением базиса эрозии в результате работ по снижению уровня водоносного горизонта, составили 800 м³/ч при общем расходе водотока 4—5 тыс. м³/ч. Зависимость инфильтрационного питания от рельефа проявляется в изменении площадей увлажнения, скорости движения вод и связана с высотными отметками территории, характером расчлененности, длиной и крутизной склонов.

Питание подземных вод путем инфильтрации поверхностных вод особенно интенсивно протекает в твердых трещиноватых породах, а также в раздельнозернистых несцементированных образованиях с преобладанием крупных фракций. Уменьшение размера минеральных частиц приводит к потерям инфильтруемой воды на образование молекулярной влаги. Между поверхностными и подземными водами чаще всего вырабатывается так называемый *подпорный режим*, определяемый режимом водотока, при котором период подземного стока в речную сеть или водоем сменяется инфильтрацией поверхностных вод. Для горных рек определяющим является режим разгрузки подземных вод в водотоки.

Инфлюация возникает при наличии в разрезе сильно трещиноватых горных пород, а также пород, склонных к выщелачиванию (известняки, мел, мергели, доломиты, гипс, ангидрит) или растворению (каменная и калийная соль) с образованием разнообразных форм карста. Среди *режимов питания и разгрузки* подземных вод выделяют линейный, возникающий при условии относительно равномерного распределения пустот в фильтрующей толще, и очаговый, характерный для фильтрующей толщи с неравномерным выделением в ней нарушений, например, карстовых воронок, способствующих процессу инфлюации.

На ряде месторождений поверхностные воды представляют собой основной источник питания подземных вод, осуществляемого путем инфлюации по трещинам, развивающимся в сводовой части антиклинальной структуры. Оценить величину питания подземных вод за счет поверхностных можно по величине *поверхностного стока*. Так, по данным П.П. Климентова, для одного из месторождений средний модуль поверхностного стока с незакарстованной территории составил $6,5 \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$, а с закарстованной — $1,2 \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$, т.е. поглощение поверхностных вод составило $5,3 \text{ л/(с}\cdot\text{км}^2)$. Процессы инфильтрации и инфлюации могут усилиться при разработке месторождения полезного ископаемого или строительстве подземного сооружения, что связано с развитием техногенной трещиноватости под влиянием буровзрывных работ, сдвигения горных пород и обрушения кровли выработок.

Питание подземных вод путем к конденсации. Возникает при наличии в трещиноватых, кавернозных твердых или раздельнозернистых горных породах, представленных грубо- и крупнозернистыми разностями, водяных паров, перемещающихся под влиянием разности их упругостей и температурных градиентов.

В криолитозоне питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации и инфлюации атмосферных, талых и поверхностных вод по трещинам и пустотам с образованием *таликов* — зон пород с положительной температурой. Конденсационное питание носит здесь сезонный характер и может формироваться в глинистых породах при таянии в них кристаллов льда. Для районов Восточной Сибири конденсация изменяется от 20 до 80 мм/год, составляя около 30 % величины инфильтрационного питания.

Формирование подземных вод путем инфильтрации, инфлюации и конденсации происходит в определенных геологических условиях, которые схематически изображены на рис. 5.1. Для качественной оценки этих условий используют следующие характеристики водоносного горизонта: область питания, область распространения и область стока (дренирования). *Область питания* представляет собой площадь сбора атмосферных, талых или поверхностных вод, питающих водоносный горизонт.

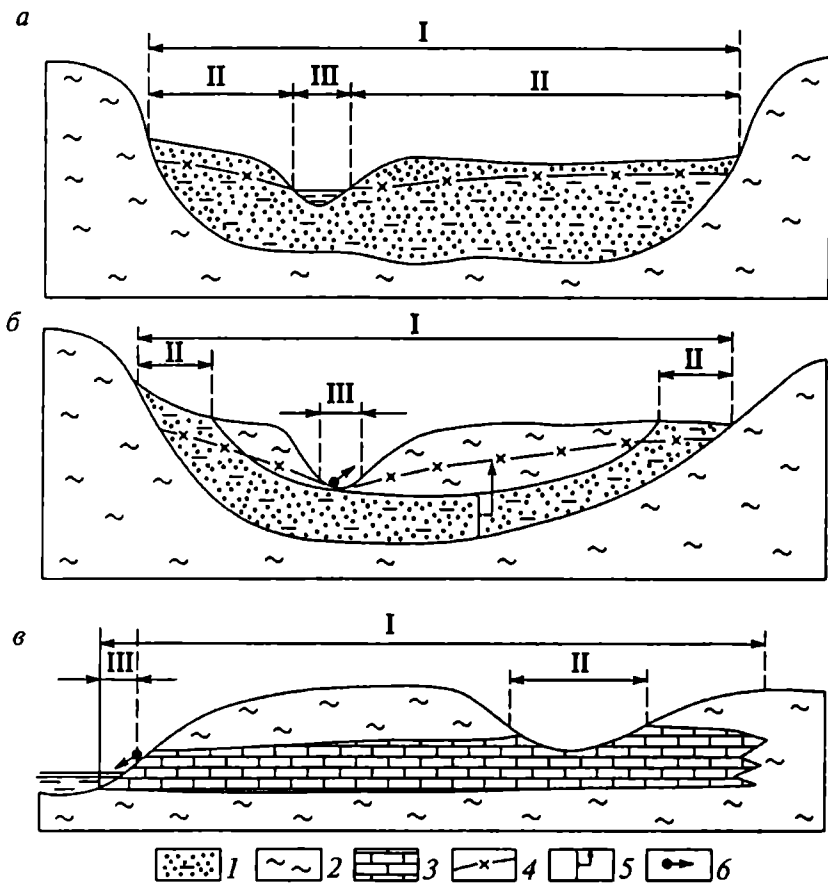


Рис. 5.1. Схемы возможного расположения областей распространения (I), питания (II) и разгрузки (III) подземных вод, сформированных путем инфильтрации (а), инфлюации (б) и конденсации (в):

1 — водонасыщенный песок; 2 — водоупорные породы; 3 — известняки; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — пьезометрический уровень подземных вод; 6 — источник

В первом случае (см. рис. 5.1, а) водоносный горизонт приурочен к раздельнозернистым, хорошо проницаемым отложениям, получающим в основном инфильтрационное, а также конденсационное питание в пределах области распространения горизонта, ограниченного толщей водоупорных глинистых пород. Наличие

водотока равнинного типа определяет подпорный режим питания подземных вод, при котором область дренирования (вытекания) вод горизонта приурочена к береговой зоне водотока. Область распространения практически совпадает с областью питания водоносного горизонта, что является характерной особенностью грунтовых вод.

Во втором случае (см. рис. 5.1, б) проницаемый слой раздельнозернистых пород образует водоносный горизонт, залегающий на водоупоре и перекрытый на значительной площади водонепроницаемыми (слабоводонепроницаемыми) глинистыми породами. Основное питание горизонт получает за счет инфильтрации атмосферных и талых вод через ограниченную область на поверхности, а часть питания образуется за счет инфильтрации отжимаемых вод из глинистого пласта и конденсации влаги на контакте глинистых и раздельнозернистых горных пород. Для таких геологических условий характерно несовпадение областей распространения и питания, дренирование в виде источников (т.е. естественных выходов вод на поверхность) и образование напорных вод.

В третьем случае (см. рис. 5.1, в), водоносный пласт представлен трещиноватой твердой горной породой, залегающей между слоями водоупорных глинистых пород. Питание горизонта инфильтрационное, частично конденсационное, область питания меньше области распространения водоносного горизонта, дренирование осуществляется в виде источников.

Область питания водоносного горизонта разделяют на внутреннюю, находящуюся в пределах его распространения, и внешнюю, примыкающую к границам распространения водоносного горизонта. Поэтому условия питания водоносного горизонта зависят от рельефа территории освоения.

Гидравлическая связь между водоносными горизонтами, возникающая в зонах фациальной изменчивости или трещиноватости, приводит к переливам воды из одного горизонта в другой, осуществляя таким образом питание одного из них (рис. 5.2). Питание водоносных горизонтов может происходить путем взаимодействия между ними (питание одного из них) через разделяющий слой относительно водоупорных пород. Движение подземных вод в водоносном пласте происходит под влиянием гидравлического (напорного) градиента I .

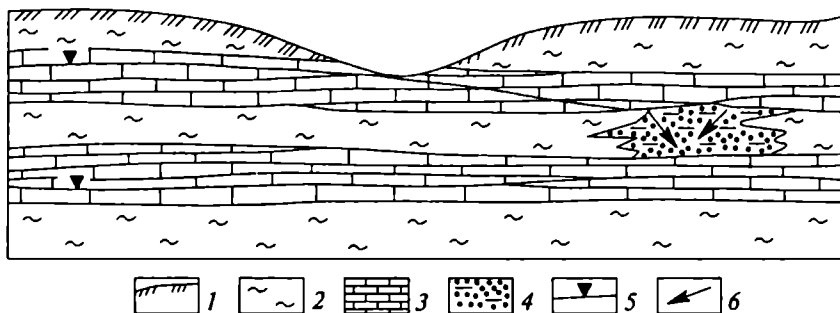


Рис. 5.2. Взаимодействие между водоносными горизонтами:
 1 — почвенно-растительный слой; 2 — глина; 3 — известняк; 4 — водоносный песок; 5 — уровень подземных вод; 6 — направление перетекания подземных вод

Дренирование водоносных горизонтов в естественных условиях может осуществляться *источниками**, непосредственно выходящими на поверхность Земли, путем подземного стока воды в поверхностные водотоки и водоемы, за счет перелива подземных вод в нижележащие (вышележащие) пласты.

Наряду с этим термином для обозначения места, где вода выходит на дневную поверхность, применяют термин *родник*. Если термин источник используют обычно для обозначения выхода любой воды — пресной, минеральной, термальной, то термин родник (а в ряде регионов *ключ*) — для обозначения естественных выходов пресной воды.

Основы *классификации источников по дебиту*** (расходу воды в единицу времени) были заложены в 1923 г. американским гидрогеологом О.Е. Мейнцером. В табл. 5.1 дана классификация, предложенная Н.Д. Мариновым и Н.И. Толстихиным, в которой источники по дебиту делят на типы и на классы по возрастанию дебита.

*Источник — место истечения подземных вод на поверхность Земли или исток поверхностной воды ручья, реки.

**Дебит (фран. *debit* — расход) — количество воды, которое дает источник в единицу времени.

**Классификация источников по дебиту
(по Н.Д. Маринову и Н.И. Толстихину)**

Тип	Класс	Название по дебиту	Дебит, л/с
I	1	Наименьшие	Меньше 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—10,0
III	6	Весьма значительные	10,0—100
	7	Большие	100—1000
	8	Очень большие	1000—10000
	9	Исключительно большие	10000—100000
	10	Наибольшие	свыше 100000

Возникновение источников связано с разнообразными видами нарушений и неоднородностью строения массива горных пород, основными из которых следует считать: эрозионную расчлененность рельефа, тектонические нарушения, трещины, пустоты и фильтрационную неоднородность горных пород массива.

Единая классификация источников не разработана. На практике используют многочисленные частные подразделения. Источники разделяют: по гидравлическому состоянию — нисходящие и восходящие (рис. 5.3); по типу питающих их подземных вод — источники верховодки, грунтовых, трещинных, карстовых, артезианских вод и вод криолитозоны; по дебиту — маледебитные (менее 1 л/с), среднедебитные (1—10 л/с) и высокодебитные (более 10 л/с); по режиму функционирования — постоянно, сезонно и ритмически действующие (например, гейзеры); по температуре — исключительно холодные (ниже 0 °С), весьма холодные (0—4 °С), холодные (4—20 °С), теплые (20—37 °С), горячие (37—42 °С), весьма горячие (42—100 °С), исключительно горячие (свыше 100 °С).

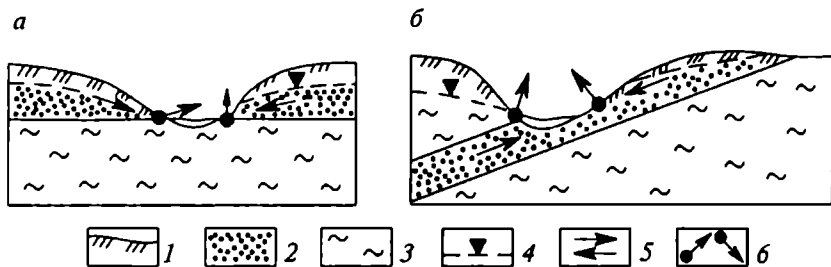


Рис. 5.3. Нисходящие (а) и восходящие (б) источники подземных вод: 1 — почвенный слой; 2 — водопроницаемые породы; 3 — водоупорные породы; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — направление движения подземных вод; 6 — источники

§ 2. Грунтовые воды

В 1900 г. в России публикуется работа геолога С.Н. Никитина «Грунтовые и артезианские воды Русской равнины», в которой автор к грунтовым относит воду, «образованную за счет поглощенных атмосферных осадков в первом от поверхности водоносном горизонте, расположенном в подпочве или в более глубоких коренных породах на первом от поверхности водонепроницаемом слое, воду, оставшуюся свободной...».

Согласно современным представлениям, *грунтовыми** называют безнапорные или с местным напором гравитационные воды зоны насыщения, формирующиеся в коре выветривания или в рыхлых поверхностных отложениях под воздействием физико-географической среды.

К особенностям этих вод следует отнести неполное заполнение ими водопроницаемого пласта горных пород, совпадение областей питания и распространения, отсутствие (или наличие незначительного) местного напора, легкая загрязняемость веществами, привносимыми инфильтрующимися водами, зависимость

*Грунт (нем. grund — основа, почва) — собирательное название горных пород, залегающих преимущественно в пределах зоны выветривания. Подробно понятие «грунт» рассматривается в курсе «Инженерная геология».

режима от условий питания и наличия взаимосвязи с поверхностными водотоками и водоемами. Расширяя изложенное ранее, отметим, что под *режимом* понимают состояние и поведение подземных вод во времени под влиянием геологических, климатических, гидрологических факторов, а также производственной деятельности. Режим характеризует уровень водоносного пласта, запас воды, показатели физического состояния, химического, газового и бактериального состава подземных вод. Глубина залегания уровня, температура вод, минерализация, расход — все эти параметры подвержены систематическим изменениям, происходящим, как правило, ежесуточно, ежемесячно, в течение одного года или нескольких лет.

Питание грунтовых вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично конденсации. Областью дренирования служат близлежащие долины рек и оврагов, называемые местным базисом подземного стока. Грунтовые воды распространены почти повсеместно.

Водоносный горизонт (пласт) представляет собой относительно однородный по литологическим особенностям и водным свойствам горизонт (пласт) горных пород, содержащий подземные воды. Если водоносный пласт имеет один и тот же литологический состав и обладает примерно одинаковой водопроницаемостью, то его называют однородным. Различают изотропный однородный водоносный горизонт, имеющий одинаковую водопроницаемость во всех направлениях, и анизотропный, в котором водопроницаемость в одном направлении больше, чем в каких-либо других направлениях.

Например, ленточные глины в горизонтальном направлении водопроницаемы, а в вертикальном — практически водоупорны. Лёсс и лёссовидные породы наоборот имеют в вертикальном направлении относительно более высокую водопроницаемость, чем в горизонтальном. Анизотропность породы обусловлена ее структурными особенностями, а также неоднородностью ее зернового состава.

Неоднородные водоносные горизонты встречаются наиболее часто. Примеры неоднородного строения водоносного горизонта приведены на (рис. 5.4): *а* — однослойный водоносный горизонт, сложенный чередующимися пластами водоносных пород разной водопроницаемости; *б* — двухслойный водоносный горизонт, в котором водоносные пласты имеют различную водопроницаемость: современные аллювиальные отложения (верхний слой) имеют меньшую водопроницаемость, чем древнеаллювиальные (нижний слой); *в* — водоносный горизонт с резкой сменой водопроницаемости в горизонтальном направлении, что обусловлено фациальными изменениями.

В зависимости от геоморфологических и геологических особенностей территории грунтовые воды образуют различные формы залегания. Это могут быть: грунтовый поток, грунтовый бассейн или сочетание грунтового потока с грунтовым бассейном.

Грунтовый поток — безнапорный водоносный горизонт, движение воды в котором происходит под влиянием сил гравитации в направлении уклона поверхности (зеркала) грунтовых вод (рис. 5.5). Площадь распространения потока грунтовых вод называется бассейном стока.

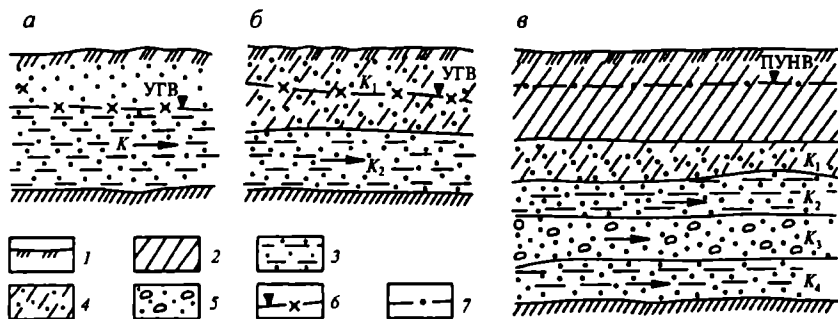


Рис. 5.4. Схемы строения однослойного (*а*), двухслойного (*б*) и многослойного (*в*) водоносных горизонтов:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — водоупорные породы; 3 — песок водоносный; 4 — супесь; 5 — песчано-гравийные отложения; 6 — уровень грунтовых вод (УГВ); ПУНВ — пьезометрический уровень напорных вод

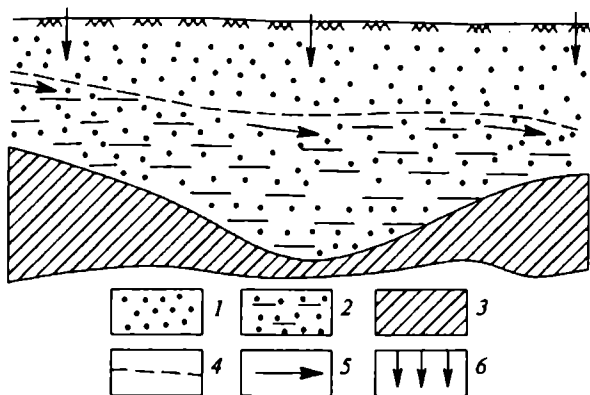


Рис. 5.5. Схема соотношения грунтового потока с грунтовым бассейном: 1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — водоупорные породы; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — направление движения грунтовых вод; 6 — инфильтрация атмосферных осадков

Грунтовый бассейн — понижение в водоупорном ложе, выполненное водопроницаемыми породами, насыщенными водой, имеющей горизонтальную поверхность (рис. 5.6). При переполнении водой этих понижений образуется сочетание грунтового потока с бассейном. В этом случае движение грунтового потока захватывает область грунтового бассейна с постоянным уменьшением скорости с глубиной.

Грунтовые воды находятся в непрерывном движении, перемещаясь под влиянием силы тяжести от участков с более высоким положением уровня воды к участкам с менее высоким уровнем. Для часто наблюдаемых уклонов (0,001—0,007) скорости движения подземных вод составляют, м/сут: в крупнозернистых песках — 1,5—2,0; мелкозернистых песках и супесях — 0,5—1,0; суглинках и лёссовых породах 0,1—0,3.

При пересечении речной долиной, оврагом или другими отрицательными формами рельефа воды грунтового потока разгружаются (дренируются), образуя пластовые выходы, источники, мочажины*. Как правило, грунтовые потоки образуют источники нисходящего типа.

*Мочажина — плоское, не торфяное болотце с водоупорным основанием.

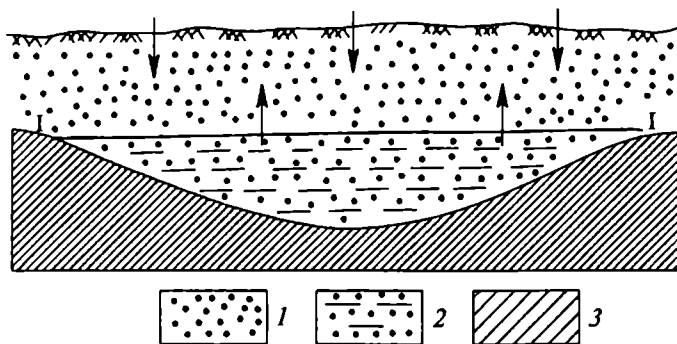


Рис. 5.6. Схема бассейна грунтовых вод:

I—I — поверхность грунтовых вод; 1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина

Грунтовый поток, плавно понижающийся к месту разгрузки, образует криволинейную поверхность — *депресссионную* (депрессия — снижение) *кривую* (рис. 5.7). Формирование этой поверхности обусловлено влиянием силы тяжести, гидростатического давления, метеорологических факторов (давления, температуры, осадков), транспирацией растений, а также проявлениями инженерной деятельности.

Движение грунтовых вод определяется положением депрессионной кривой и всегда направлено в сторону дренирования водоносного горизонта. Нередки случаи, когда движение грунтового потока направлено в сторону, противоположную понижению водоупорного ложа (см. рис. 5.7). Таким образом, наличие водонепроницаемых пластов — необходимое условие для образования водоносного горизонта, но оно не определяет направление движения в нем.

Грунтовые воды обычно тесно связаны с поверхностными водотоками и водоемами. Формы этой связи, представленные на рис. 5.8, определяются рельефом, геоморфологическими и климатическими условиями. Если между грунтовыми водами и нижележащим напорным горизонтом залегает слабопроницаемый пласт породы, то возможны следующие виды гидравлической взаимосвязи:

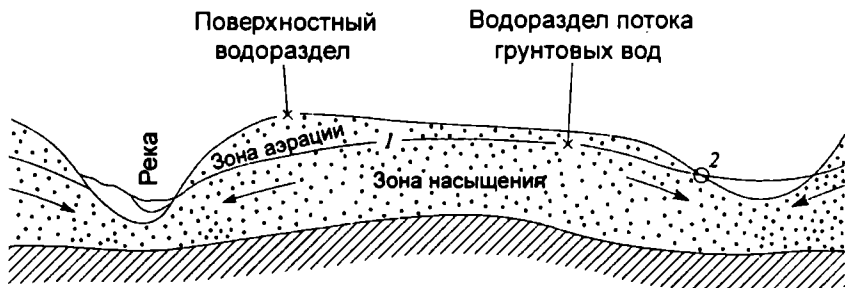


Рис. 5.7. Схематический разрез междуречного бассейна:
 1 — уровень грунтовых вод; 2 — источник; стрелками показаны направления движения грунтовых вод

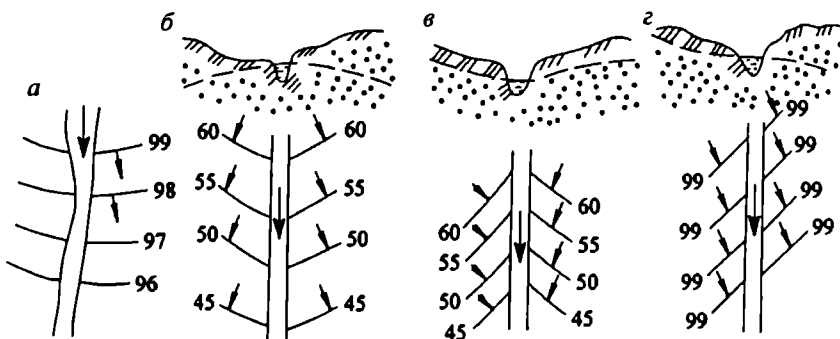


Рис. 5.8. Соотношения между поверхностными и подземными водами:
 а — связь между водами отсутствует; б — река питает грунтовые воды; в — грунтовые воды питают реку; г — один берег реки питает грунтовые воды, а другой дренирует; стрелки показывают направление движения вод, пунктир — уровень грунтовых вод; оцифровка — отметки гидроизогипс

- ◆ уровень грунтовых вод выше уровня напорных — возможно перетекание грунтовых вод в напорные;
- ◆ уровни практически совпадают — при снижении уровня грунтовых вод, например, при откачках, происходит подпитывание грунтовых вод напорными;
- ◆ уровень грунтовых вод постоянно ниже уровня напорных — происходит подпитка этих вод напорными.

На территории России Г.Н. Каменским выделены два генетических типа грунтовых вод: грунтовые воды выщелачивания и грунтовые воды континентального засоления.

Грунтовые воды выщелачивания характерны для областей севера Европейской части России с избыточным увлажнением. Залегают такие воды на глубине до 1 м. В пределах их распространения наблюдается постепенное увеличение (примерно до 100 мг/л) минерализации вод с севера на юг; по химическому составу они изменяются от гидрокарбонатно-кальциевого до сульфатного и сульфатно-хлоридного типов. Состав водовмещающих пород разнообразный — от выветрелых кристаллических пород до раздельнозернистых и глинистых. В центральной части страны с умеренным увлажнением грунтовые воды залегают на глубине до 20 м; воды слабо минерализованы — до 500 мг/л, имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и повышенное (3—5 мг/л) содержание железа.

Грунтовые воды континентального засоления характерны для юга Европейской части России, где вследствие малого количества осадков, интенсивного испарения и отсутствия естественного дренажа нет благоприятных условий для развития грунтовых потоков. Глубина залегания вод — от 10 до 20 м и более. По степени минерализации воды этого типа изменяются от слабосоленоватых до соленых (3—10 г/л); по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-натриевому, сульфатно-натриевому, сульфатному, сульфатно-хлоридному и хлоридному типам. По условиям залегания следует различать грунтовые воды междуречий, аллювиальных отложений, сухих долин и пролювиальных образований. К ним относят также воды дюн, морских побережий и ледниковых образований.

У грунтовых вод междуречий зеркало воды в периоды интенсивного питания — дождей и таяния снежного покрова — повторяет формы рельефа Земли; в остальное время года оно опускается на 2—3 м. Такое изменение положения зеркала воды в геологическом разрезе называют амплитудой его колебания. В весенне-летнее время года грунтовые воды дренируются в реки, в зимнее время — наоборот, чаще реки восполняют их запасы. Водоносные горизонты характеризуются изменением водопроницаемости от 0,1 до 10—15 м/сут, а их мощность может быть от первых метров до первых десятков метров.

Подземные воды, циркулирующие в отложениях функционирующих водотоков, называют аллювиальными; они гидравлически связаны с русловыми водами.

Характеристики *аллювиальных водоносных горизонтов* определяются типами рек и стадиями их развития. У рек горного типа подрусловые потоки узкие, их ширина от первых метров до десятков метров, редко — больше. Мощность составляет десятки и сотни метров. Крупный зерновой состав отложений аллювия предопределяет высокую их водопроницаемость — 50—100 м/сут, а значительные уклоны рек горного типа — высокую скорость движения подрусловых потоков. В горных районах воды аллювия широко используются для водоснабжения, так как их природные запасы значительные и качество воды обычно высокое. Неожиданное вскрытие вод аллювия подземными горными выработками часто приводит к их затоплению.

Реки в пределах платформ имеют преимущественно широкие подрусловые потоки: даже для небольших рек их ширина может изменяться от нескольких сотен метров до нескольких километров. Мощность аллювиальных отложений в этих случаях относительно небольшая — метры, редко — первые десятки метров. Вскрытие подземными горными выработками аллювиальных вод, приуроченных к подрусловым отложениям, приводит к прорывам в них плывунов — смеси песчано-глинистых пород с водой.

Водопроницаемость пород аллювиальных вод рек платформенного типа средняя и низкая (25—0,1 м/сут). Эти воды часто используют для водообеспечения городов. Для откачки воды сооружают водозаборы, представляющие собой систему скважин, располагаемых в 1—2 ряда вдоль берега.

Воды сухих долин — это особый тип аллювиальных вод. Их выделяют, когда поверхностные водотоки пересыхают, а подземные потоки продолжают функционировать. В связи с этим подземные воды сухих долин особенно опасны при подземном строительстве. Часто их называют водами захороненных долин. Эти воды широко распространены в крупных, особенно в старых городах (например, в Москве). Происхождение захоронен-

ных долин в городах связано с техногенными процессами — засыпкой водотоков.

Воды пролювиальных образований распространены в горных районах и окаймляют положительные формы рельефа — горы. Часто эти водоносные горизонты напорные, характеризуются неустойчивым уровневый режимом и очень пестрой водопроницаемостью.

Воды ледниковых образований широко распространены в местах оледенений. Обычно они заключены в песках и супесях, ограниченных со стороны кровли и почвы моренными глинами и суглинками. В связи с тем, что в геологических эпохах оледенения повторялись, эти воды образуют в геологических разрезах несколько водоносных горизонтов. Гидравлическая взаимосвязь между ними очень сложная. Мощность водоносных горизонтов ледниковых образований до 10—15 м, средняя водопроницаемость — до 15 м/сут; воды пресные, гидрокарбонатно-кальциевого состава, чистые, удовлетворяют гигиеническим требованиям, предъявляемым к питьевой воде. Проведение горных выработок в обводненных ледниковых образованиях практически всегда требует применения специальных методов — водопонижения, замораживания пород и т.д.

Воды ледниковых образований иногда называют межпластовыми, так как отдельные их водоносные горизонты разграничиваются между собой пластами слабопроницаемых глинистых пород мощностью до 3—8 м.

§ 3. Артезианские воды

Условия залегания вод этого типа разнообразны и сложны и определяются, в первую очередь, геологической структурой массива горных пород. В пределах основных структурных участков земной коры — платформ и горно-складчатых областей — различают следующие этажи (элементы): нижний (фундамент) — сложен интрузивными, эффузивными и метаморфическими сильнодислоцированными породами; средний — представлен слоистыми осадочными или осадочно-метаморфическими породами; верхний — образован относительно рыхлыми отложениями.

ми более молодого возраста. Перечисленные элементы массива пород составляют его гидрогеологическую структуру. Согласно разработанной Н.И. Толстихиным, И.К. Зайцевым и В.А. Кирюхиным типизации, к основным гидрогеологическим структурами относятся гидрогеологические массивы, артезианские и вулканогенные бассейны.

Гидрогеологический массив обычно представлен нижним этажом (иногда нижним и верхним); водовмещающими являются трещиноватые, трещинно-пористые изверженные и метаморфические породы. Зона интенсивной трещиноватости составляет от первых десятков до сотен метров. Гидрогеологические массивы на платформах пространственно совпадают со щитами, выступами пород фундамента. Представители таких структур — Балтийский щит, Украинский кристаллический массив на Русской платформе, Анабарский и Алданский щиты на Сибирской платформе. Гидрогеологические массивы в горно-складчатых областях и в пределах молодых платформ отличаются более сложным строением: например, Уральская и Кавказская области имеют ряд вложенных артезианских бассейнов.

Артезианские бассейны сложены тремя этажами и приурочены к отрицательным складчатым структурам земной коры — синклиориям, синклиналям, брахисинклиналям, грабенам, моноклиналям. В зависимости от приуроченности этих структур к тектоническим элементам земной коры различают артезианские бассейны платформенного, геосинклинального и переходного типов. Выделяют также артезианские бассейны горно-складчатых областей — артезианские супербассейны.

Фундамент каждого артезианского бассейна сложен кристаллическими породами — магматическими и метаморфическими и перекрыт сверху мощным осадочным чехлом. Благодаря значительной пористости и трещиноватости большей части осадочных пород они обладают высокими коллекторскими свойствами и аккумулируют огромные запасы подземных вод — пресных, минерализованных и рассолов.

Артезианские бассейны платформенного типа, распространенные в пределах платформ, изометричны в плане и приурочены к впадинам кристаллического фундамента, являясь природными «чашами» — вместилищами подземных вод (рис. 5.9). Совокупность таких бассейнов образует платформенную артезианскую область. Например, в Восточно-Европейской платформенной области выделяют следующие крупные артезианские бассейны: Балтийско-Польский, Средне-Русский, Восточно-Русский, Прикаспийский, Днепровско-Донецкий и Причерноморский. В каждом бассейне гидрогеологический разрез включает в себя серию водоносных комплексов и горизонтов, разделяемых толщами водоупорных пород регионального и локального распространения. Границы между этими бассейнами проходят по «водоразделам» фундамента, т.е. все они гидравлически связаны между собой.

Для артезианских бассейнов платформенного типа характерно распространение областей питания с периферийной внешней стороны. В плане они часто представляют собой концентрические кольца и полукольца. Дренаживание водоносных горизонтов бассейнов происходит в центральных частях, характеризующихся минимальными абсолютными отметками поверхности Земли, в водотоках и водоемах. В частном случае в артезианском бассейне может залегать только один водосный горизонт или комплекс (рис. 5.10).

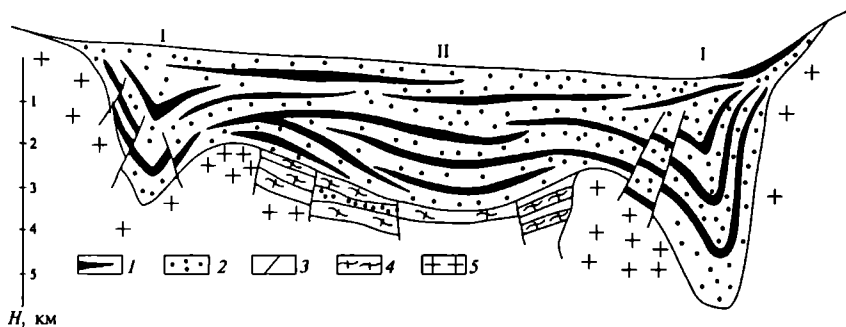


Рис. 5.9. Схема артезианской области, содержащей артезианские бассейны геосинклинального (I) и платформенного (II) типов:

1 — водоупоры регионального распространения; 2 — коллекторская среда верхнего структурного этажа; 3 — тектонические нарушения; 4 — кристаллические сланцы нижнего структурного этажа; 5 — интрузивные образования

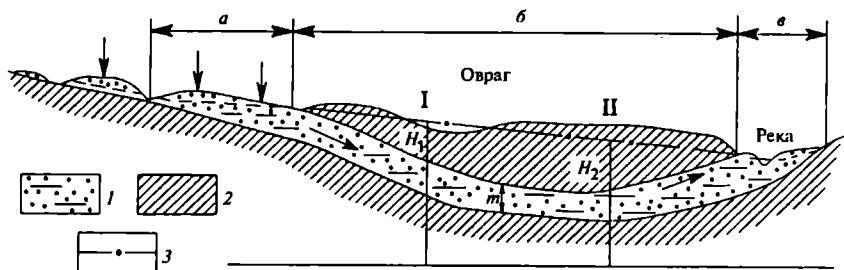


Рис. 5.10. Схема строения артезианского бассейна (по А.М. Овчинникову с некоторыми изменениями):

a — область питания и создания напора; b — область распространения напора; v — область разгрузки; 1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — пьезометрический уровень; m — мощность артезианского водоносного горизонта; H_1 и H_2 — пьезометрические напоры в I и II сечениях

Классическими примерами бассейнов платформенного типа являются Московский и Парижский, имеющие большое значение для водоснабжения городов и прилегающих к ним областей (рис. 5.11).

Артезианские бассейны горно-складчатого типа характеризуются линейной ориентировкой в плане, крутым залеганием пластов пород верхнего структурного этажа и наличием разрывной тектоники. Породы в этих бассейнах обычно представлены сланцами, кристаллическими известняками и песчаниками — пластами ограниченной мощности. На территориях небольшой площади располагаются синклинали и антиклинальные структуры, сменяющие друг друга. Типичный пример бассейна данного типа — складчатые структуры Донбасса.

Артезианские бассейны переходного типа характеризуются общими чертами, свойственными бассейнам платформенного и горно-складчатого типов. Примером могут служить юрские и верхнемеловые бассейны в Донбассе.

Физико-географические факторы незначительно влияют на режим артезианских вод: пьезометрический уровень мало подвержен месячным и сезонным колебаниям.

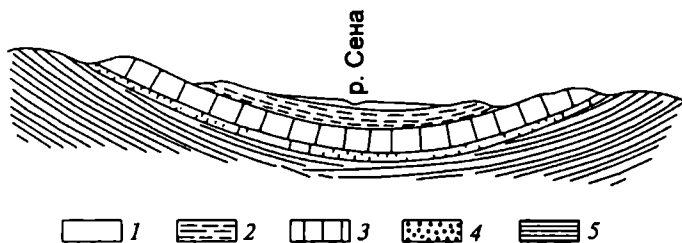


Рис. 5.11. Парижский артезианский бассейн.

Отложения: 1 — аллювия, 2 — эоцена, 3 — верхнего мела, 4 — водоносного нижнемелового песчаника, 5 — песчано-сланцевые нижнего мела и юры

В областях питания и разгрузки артезианские воды тесно связаны с грунтовыми. Как и грунтовые, артезианские воды характеризуются климатической зональностью, но в более смягченной форме. Зональность обуславливает температурный режим, химический состав, изменения условий водообмена. В артезианских бассейнах четко выражена структурная гидрогеологическая зональность, связанная со строением и развитием бассейна во времени. Формирование зональности солевого состава определяется последовательностью поднятий и погружений, испытанных данным бассейном.

Артезианские водоносные горизонты обладают упругим режимом, т.е. на поведении горизонта в процессе его эксплуатации существенно сказывается упругость пород и насыщающих его жидкостей. Однако интенсивная инженерная деятельность, в частности, разработка месторождений полезных ископаемых, подземное строительство, отбор подземных вод, резко изменяют сложившееся равновесное состояние.

Для каждого артезианского бассейна характерны *гидрохимическая, гидротермическая и гидродинамическая зональности*. С глубиной увеличивается минерализация (до 40—80 г/л), изменяется состав подземных вод, возрастает их температура. Например, в Восточно-Русском артезианском бассейне состав подземных вод по мере их погружения изменяется от пресных гидрокарбонатных до солоноватых и соленых сульфатных или хлоридных, а ниже — до хлоридных натриевых и натриево-кальциевых рассолов (рис. 5.12). Из всех гидрохимических зон в вертикальном разрезе зона пресных вод имеет наименьшую

мощность, не превышающую 250 м. Гидротермическая зональность проявляется в увеличении температуры подземных вод с глубиной. Максимальная из известных температур в данном бассейне (до +70 °С) на западе бассейна зафиксирована на глубине около 2 км, а на востоке — около 3,5 км. Величина температуры зависит от геологической активности структуры. Поэтому на тех же глубинах в Западно-Сибирском артезианском бассейне температура может достигать +150 °С.

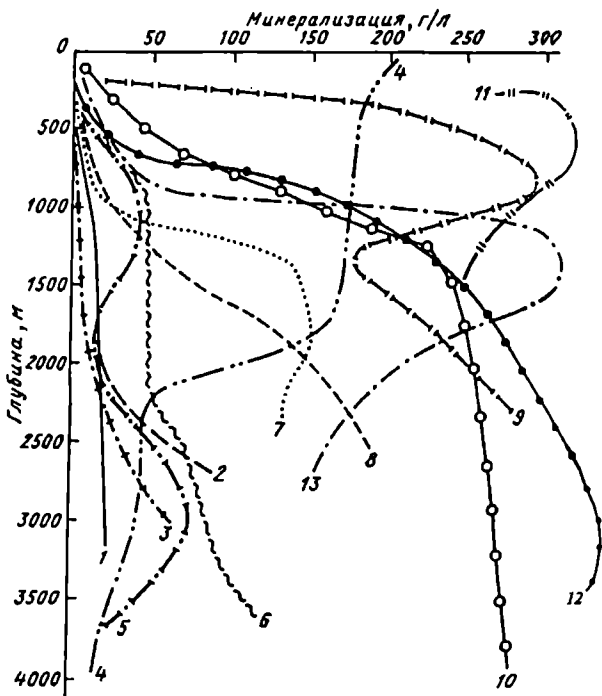


Рис. 5.12. Изменение минерализации подземных вод в вертикальном разрезе артезианский бассейнов (по Ю.П. Гаттенбергеру):

1 — Западная Сибирь (запад); 2 — Западная Сибирь (центр и восток); 3 — Вилюйский бассейн; 4 — Азербайджан; 5 — Западное Предкавказье; 6 — Восточное Предкавказье; 7 — Южный Мангышлак; 8 — Днепровско-Донецкий бассейн (центр); 9 — Днепровско-Донецкий бассейн (юго-восток); 10 — Волго-Уральский бассейн (фон); 11 — Волго-Уральский бассейн (районы развития соленосных пермских отложений); 12 — Припятская впадина; 13 — Ангаро-Ленский бассейн (масштаб по горизонтали сокращен в 2 раза, т.е. 300 г/л на шкале соответствуют 600 г/л).

Гидродинамическая зональность выражается в закономерном снижении пьезометрических поверхностей в каждом из гидрогеологических комплексов от периферии к центральным частям бассейнов, а также в скорости движения подземных вод, вплоть до образования зон с застойным режимом.

Разновидностью артезианских бассейнов являются артезианские склоны и субартезианские бассейны.

Артезианский склон (рис. 5.13) представляет собой асимметричную структуру, встречаемую в моноклинально залегающих водоносных горизонтах, выклинивающихся по мере погружения, или образуемую пластами водоносных пород, литологический состав которых изменяется вплоть до водоупорных. Области питания и разгрузки располагаются вблизи друг от друга, область распространения напора находится в стороне, на более низких отметках. Встречаются такие структуры в краевых частях предгорных прогибов, в межгорных впадинах, в пределах склонов синеклиз и впадин на платформах.

К субартезианским бассейнам Ф.П. Саваренский относил геологические структуры, представляющие собой водоносные горизонты с периодическими областями питания и не постоянным напором. Последний может изменяться как по площади, так и во времени. Примером могут служить артезианские воды верхнекаменноугольных известняков Московского бассейна. Так, в пределах города, на пониженных участках под юрским водоупором они имеют напор, а на повышенных участках размыва водоупорных пород он отсутствует. Эти воды имеют тесную гидравлическую связь с грунтовыми водами ледниковых отложений.

Другой пример подобной структуры иллюстрирует рис. 5.14, где водоносные пласты, залегающие на древних кристаллических щитах, перекрываются водоупорами в местах эрозионных понижений рельефа, а на повышенных участках выходят на поверхность, что определяет изменение напорного режима водоносного горизонта. Геологические условия залегания и структурные особенности субартезианских бассейнов определяют их пеструю минерализацию (от пресных до соленых) и разнообразный химический состав подземных вод.

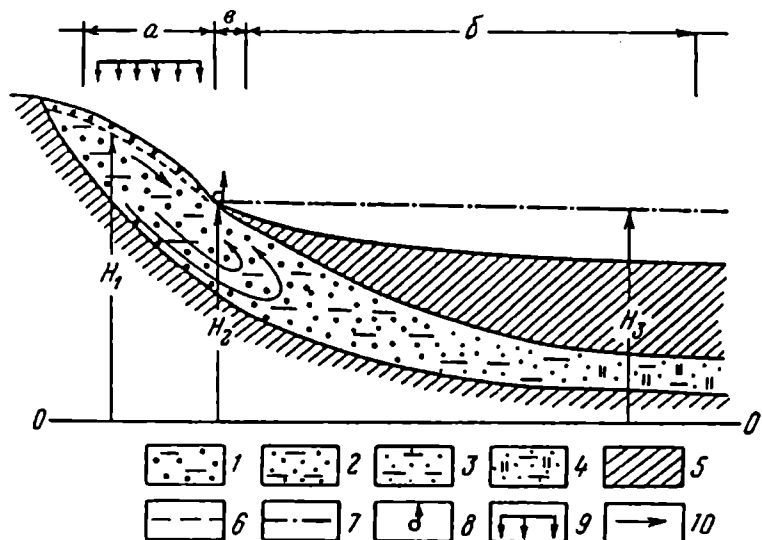


Рис. 5.13. Схема артезианского склона в условиях выклинивания водоносного горизонта:

a — область питания и создания напора; *б* — область распространения напора; *в* — область разгрузки; H_1, H_2, H_3 — пьезометрические напоры соответственно в областях питания, разгрузки и распространения напора; пески: 1 — крупнозернистые, 2 — мелкозернистые, 3 — тонкозернистые, 4 — тонкозернистые сильно глинистые; 5 — водоупорные породы; 6 — уровень грунтовых вод; 7 — пьезометрический уровень; 8 — восходящий источник; 9 — участки возможной инфильтрации атмосферных осадков; 10 — направление движения подземных вод

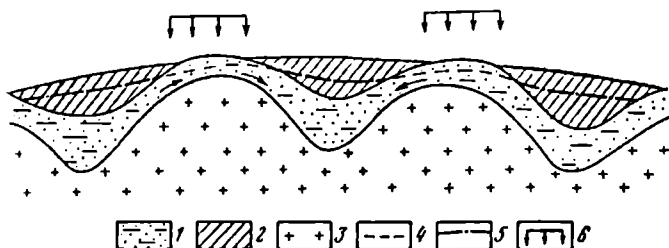


Рис. 5.14. Схема залегания субартезианских вод:

1 — водоносные породы; 2 — водоупорные породы; 3 — кристаллические породы фундамента; 4 — уровень грунтовых вод; 5 — пьезометрический уровень; 6 — участки возможной инфильтрации атмосферных осадков

§ 4. Трещинные воды

В зависимости от характера нарушения сплошности горной породы подземные воды разделяют на *пластовые* и *трещинно-жильные*. В раздельнозернистых и несцементированных песчано-глинистых породах выделяют обширный класс пластовых поровых вод, повсеместно распространенных в четвертичных отложениях, а также в различных стратиграфических горизонтах (от кайнозоя до протерозоя) платформенных областей.

Возникновение трещиноватой текстуры в осадочных породах позволяет выделить класс трещинно-поровых вод, имеющих ограниченное распространение. К осадочным и эффузивным породам приурочены пластовые порово-трещинные подземные воды, развитые в средней части разреза осадочного чехла платформ и вулканогенных бассейнов. Преобладание трещины как основного пути фильтрации подземных вод в толще пород позволяет выделить класс пластовых трещинных вод. Воды этого класса распространены в осадочных и вулканогенных породах со слоистой текстурой и трещиноватостью. Водоносность таких пород убывает с увеличением глубины залегания.

Выделение трещинно-жильного типа подземных вод связано с генезисом трещинной пустотности горных пород, к основным видам которой относят литогенетическую, тектоническую и экзогенную трещиноватость.

Литогенетическая трещиноватость возникает при остывании магматических пород (контракционная трещиноватость), метаморфизме (метаморфогенная трещиноватость), эпигенезе осадков (диагенетическая трещиноватость). *Тектоническая трещиноватость* образуется при складкообразовании (соскладчатая трещиноватость) и дизъюнктивных нарушениях залегания горных пород. *Экзогенная трещиноватость* развивается в процессе выветривания горной породы, при оползневых деформациях, обвалах, провалах сводов карстовых полостей.

В твердых и затвердевших глинистых горных породах трещины образуют своеобразную пространственную решетку трещиноватости, составленную из трещин, параллельных между собой или же распределенных в объеме породы более или менее хаотично. Первые характерны для трещин тектонического, метаморфогенного и отчасти литогенетического происхождения, вторые — для трещин экзогенного происхождения.

В соответствии с приведенной классификацией трещиноватости пород трещинно-жильные воды делят на регионально-трещинные воды зон выветривания, литогенетической и тектонической трещиноватости и локально-трещинные воды зон тектонических нарушений. Трещины выветривания образуются в твердых горных породах всех генетических типов. Глубина нарушений сплошности пород определяется мощностью зоны выветривания, которая, в свою очередь, зависит от возраста, литологических характеристик, текстурно-структурных особенностей пород, геологического развития региона и физико-географических факторов. Эта форма трещиноватости вторична и развивается на фоне первичных (лито-генетической или тектонической) форм трещиноватости. Степень обводнения зоны выветривания зависит от типа горных пород, составляющих по обводненности в убывающем порядке следующий ряд: карбонатные породы — кайнотипные эффузивы — интрузивы — терригенные породы — метаморфические породы.

Характер распределения литогенетической и тектонической трещиноватости зависит от геостатического давления, состава, степени уплотнения и физико-механических свойств горных пород. Связанные с этим видом трещиноватости пород трещинно-жильные воды также встречаются во всех генетических типах пород — магматических, метаморфических и осадочных.

В гидрогеологических массивах трещинно-жильные воды приурочены к фундаменту структуры и размещаются в изверженных, метаморфических и в разной степени метаморфизованных, уплотненных, смятых в складки осадочных породах. Примерная схема размещения трещинно-жильных вод

в гидрогеологических массивах приведена на рис. 5.15. В артезианских бассейнах трещинные породы приурочены в основном к фундаменту структуры, а при наличии тектонических разломов — к ее чехлу. Размещаются воды в изверженных и эффузивно-туфогенных толщах. В вулканогенных бассейнах трещинно-жильные воды локализируются в пределах верхнего этажа гидрогеологического разреза, сложенного вулканогенными образованиями. Наличие разломов обуславливает тесную гидравлическую связь между подземными пластовыми водами основания гидрогеологической структуры и трещинными водами ее верхнего вулканогенного этажа.

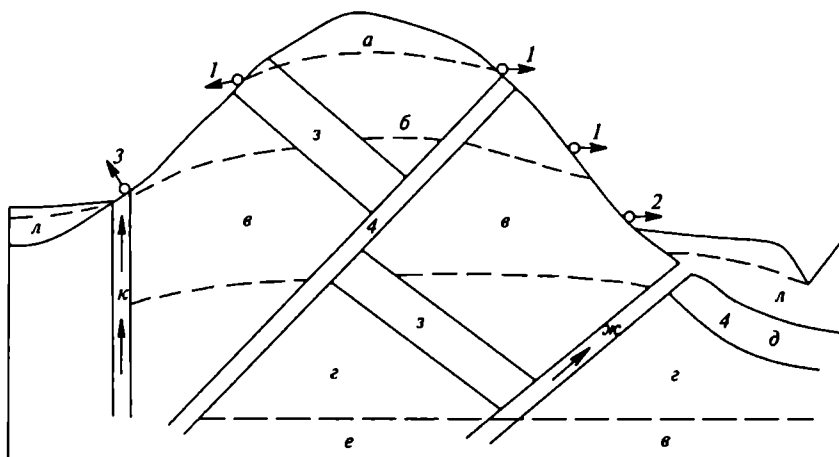


Рис. 5.15. Типы подземных вод в гидрогеологических массивах (по Н.И. Толстихину и В.А. Кирюхиному):

а—г — зоны подземных вод (*а* — арации нисходящего сезонного движения, *б* — сезонных колебаний уровня грунтовых вод, *в* — постоянного насыщения трещинных грунтовых вод, *г* — трещинно-напорных региональной трещиноватости); *д—л* — типы вод (*д* — трещинно-напорные погребенной зоны трещин выветривания, *е* — трещинно-напорные зоны затухания трещин, *ж* — трещинно-жильные тектонических разломов, *з* — дайковые, *и* — рудных и нерудных жил, *к* — контактов, *л* — грунтовые аллювиальных отложений); *1—3* — источники (*1* — сезонные нисходящие, *2* — постоянные нисходящие, *3* — постоянные восходящие); *4* — перелив трещинно-жильных восходящих вод в аллювий; стрелками показано направление движения вод

Локально-трещинные воды в зависимости от характера геологического нарушения пород гидрогеологической структуры разделяют на воды тектонических разломов, интрузивных контактов и воды жильных образований. Обводненность зон тектонических нарушений зависит от морфологии, возраста и степени раскрытия тектонического разлома. Наибольших значений она достигает на глубинах 300—500 м. Пониженную обводненность имеют зоны распространения вод интрузивных контактов и жильных образований, мощность которых измеряется метрами, а протяженность может достигать сотен метров и даже нескольких километров. Зона обводнения разбита трещинами на ряд участков с различной проницаемостью.

Трещинные воды перечисленных генетических типов по гидродинамическому состоянию могут быть как напорными, так и безнапорными; изменяются также степень минерализации — от пресных вод до рассолов и химический состав — гидрокарбонатный, сульфатный и хлоридный. Наличие трещинных вод снижает устойчивость твердых горных пород за счет физического и химического взаимодействия, развития давления в трещинах, влияния воды на межзерновые связи пород.

§ 5. Карстовые воды

Подземные воды, циркулирующие в массивах закарстованных пород, называют карстовыми. *Карст** — это разнообразные впадины, воронки, борозды и другие поверхностные или подземные формы и аккумулятивные образования, возникшие в результате выщелачивания и растворения горных пород водой. Карст развивается в известняках, доломитах, мраморах, глинах, ангидритах, соляных залежах (хлористых и сернокислых солях натрия, калия, магния). По мнению Г.А. Максимовича, на поверхности Земли карстующиеся породы занимают значительные площади, млн км²: карбонаты — 40 (27 %), гипсы — 7(5 %) и соли — 4(3 %). В природных условиях растворимости (концентрации насыщения в воде) карбонатов, сульфатов и

*Карст — австр. karst — камень.

хлоридов находятся примерно в пропорции $1:10^2:10^4$ и по степени растворимости оцениваются соответственно как трудно-, средне- и легкорастворимые.

Карстообразование связано с трещиноватостью пород, в направлении которой оно получает наибольшее развитие. Для возникновения и развития карста необходимы: наличие растворимой и выщелачивающейся породы, значительная проницаемость породы, присутствие движущейся воды, обладающей агрессивностью.

К общим закономерностям карстообразования относятся:

- ◆ уменьшение закарстованности пород с глубиной;
- ◆ большая закарстованность придолинных участков по сравнению с ядрами водораздельных массивов;
- ◆ по мере приближения климатических условий к влажным субтропическим карстообразование усиливается;
- ◆ зависимость интенсивности развития карста от геологического строения, геологической истории, географической зональности и особенностей дренирования подземных вод.

Карстовые воды встречаются в Карпатах, Крыму, Абхазии, Грузии, в провинции Волго-Уральской синеклизы, на Урале, в Сибири, на Дальнем Востоке.

Карстовые воды характеризуются очень сложными путями и условиями циркуляции, что выражается в смене размеров сечений каналов и направлений, по которым движется вода. При кажущейся бессистемности изменений условий фильтрации они вполне закономерны для каждой области как в плане, так и в разрезе. Это объясняется изменением (возрастанием) минерализации воды до предельного насыщения ее растворимыми солями, количества и абразивных свойств переносимых обломков пород, разрушающих массив горных пород. Карстовые воды, в начале пути своего движения пресные и ультрапресные, в конце пути имеют состав, определяемый химическим составом карстующегося массива. В массивах закарстованных пород встречены как безнапорные, так и напорные воды.

По характеру вмещающей среды карстовые воды делят на пластовые и жильные, которые составляют соответствующие классы трещинно-карстовых вод.

Пластовые трещинно-карстовые воды размещаются в слабодислоцированных пологозалегающих карбонатных и терригенно-карбонатных породах, иногда содержащих включения галогенных и сульфатных отложений. Встречаются они в платформенных и горно-складчатых областях. *Жильные трещинно-карстовые воды* размещаются в карбонатных и терригенно-карбонатных перекристаллизованных и сильнодислоцированных породах, иногда содержащих пласты сульфатных, реже галогенных включений.

По характеру движения и режима воды в закарстованном массиве выделяют (рис. 5.16) следующие вертикальные гидродинамические зоны:

I — аэрации, где распространено инфильтрационное и инфлюационное нисходящее движение воды преимущественно по вертикальным трещинам;

II — сезонного колебания уровня подземных вод, связанные с периодами питания; мощность зоны изменяется от нескольких до десятков метров;

III — полного насыщения, находящиеся в сфере дренирующего воздействия гидрографической сети; здесь заключены основные запасы подземных вод;

IV — глубинного движения, где течение воды происходит вне непосредственного дренирующего воздействия местной гидрографической сети (на рис. 5.16 не показана).

Карстовые воды затрудняют ведение горно-строительных и добычных работ, так как при геологоразведочных работах не всегда удается точно выявить места распространения крупных полостей, заполненных водой. При неожиданном вскрытии подобных образований огромные массы воды устремляются в горные выработки. Для предотвращения их затопления применяют опережающее бурение одиночных шпуров или скважин. Составляются также планы предупреждения аварий, которые включают в себя мероприятия по регулированию приема воды,

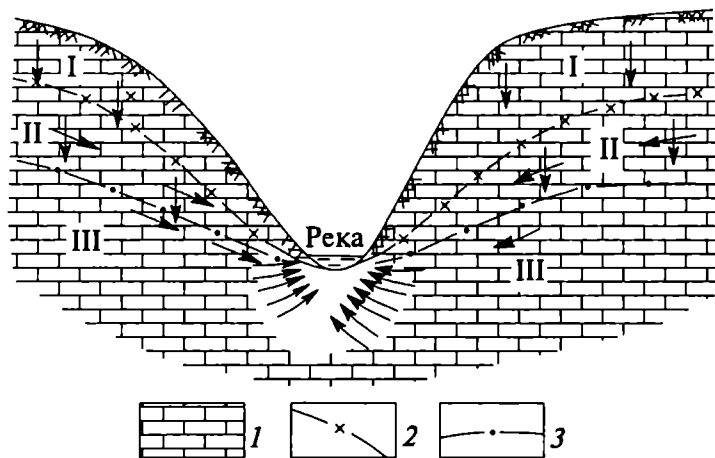


Рис. 5.16. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах закарстованных пород (по Д.С. Соколову).

Зоны: I — аэрации, II — сезонного колебания уровня подземных вод, III — полного насыщения; 1 — закарстованные известняки; 2 и 3 — соответственно высокий и низкий уровни подземных вод в закарстованных породах; стрелками показано направление движения воды

исключению ее поступления в шахту путем применения герметических дверей, а при необходимости — по отделению песка от воды. Последнее достигается путем сооружения специальных перегородок в нижней части горных выработок.

Карстовые воды часто имеют хорошее качество и могут использоваться как питьевые, однако из-за высокой водопроницаемости карстующегося массива, достигающей нескольких десятков метров в сутки, легко и быстро подвергаются загрязнению.

§ 6. Подземные воды криолитозоны

Значительные площади криолитозоны, где среднегодовая температура воздуха ниже 0°C и в которых локализуются многочисленные, порой уникальные месторождения разнообразных полезных ископаемых, требуют детального изучения геоморфологических и геолого-структурных особенностей массива горных пород.

В геологическом разрезе такого массива (рис. 5.17) выделяют три характерные зоны: 1) деятельный слой мощностью от нескольких сантиметров до 3—5 м, представленный почвами и горными породами разного возраста и генезиса с меняющимся в годовом разрезе знаком температуры; 2) зону многолетнемерзлых пород различного возраста, генезиса и литологопетрографического состава; 3) зону положительно температурных (талых) горных пород, формирующуюся за счет солнечной радиации и внутреннего тепла Земли.

Зона многолетнемерзлых пород может быть сплошной или нарушенной различными положительно температурными очагами — таликами, тектоническими трещинами, карстовыми каналами. В ряде случаев по этим путям могут двигаться отрицательно температурные межмерзлотные соленые воды (*крио-пэги*).

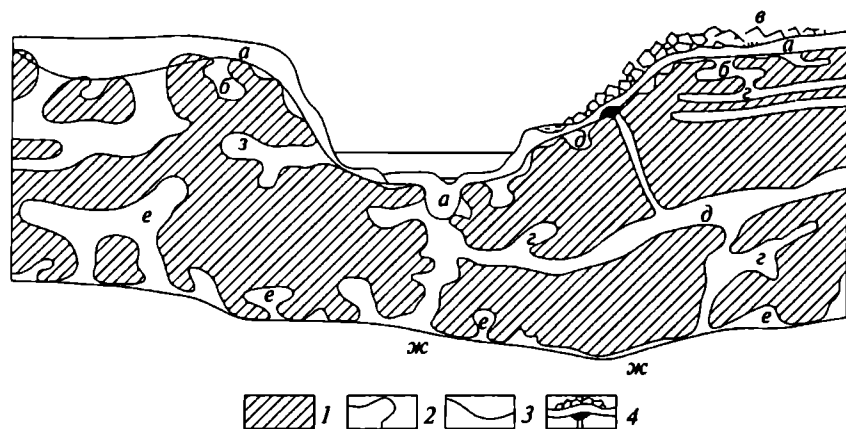


Рис. 5.17. Схема взаиморасположения мерзлых и талых пород и взаимосвязи над-, меж- и подмерзлотных вод (по П.П. Климентову):

а — надмерзлотные воды; *б* — надмерзлотно-межмерзлотные воды; *в* — воды криогенных образований; *г* — межмерзлотные воды; *д* — межмерзлотные (внутримерзлотные) мощные водоносные горизонты; *е* — подмерзлотно-межмерзлотные воды; *ж* — подмерзлотные воды; *з* — «регулирующиеся» подземные резервуары; 1 — мерзлые породы; 2 — талые породы; 3 — нижняя граница надмерзлотных и верхняя подмерзлотных вод; 4 — криогенные образования

Мощность зоны зависит также от физико-географических и гидрогеологических условий, истории геологического развития района; отмечается общая тенденция ее нарастания в северном направлении. В криолитозоне, согласно классификации, разработанной Н.И. Толстихиным, выделяют три категории вод: над-, меж- и подмерзлотные.

Надмерзлотные воды образуют водоносные горизонты грунтового типа, приурочены к деятельному слою, существуют в твердом, жидком и газообразном видах, характеризуются сезонной сменой жидкой и твердой фаз, питанием за счет атмосферных вод, зависимостью режима от климатического фактора. К этой же категории относятся воды многолетнемерзлотных таликов, существующие благодаря теплоте влиянию поверхностных вод. Воды деятельного слоя залегают на многолетнемерзлых породах, служащих им водоупором, и распространяются в пониженных формах рельефа, на широких водораздельных пространствах или склонах. В зависимости от сезона эти воды изменяют гидравлическое состояние, переходя из безнапорного в напорное состояние при промерзании сверху деятельного слоя. По степени минерализации воды пресные, содержат органические вещества и гумусовые кислоты. Воды надмерзлотных таликов залегают под водотоками и водоемами. Практическое значение имеют воды сквозных таликов, через которые осуществляется взаимосвязь над-, меж- и подмерзлотных вод.

Межмерзлотные воды приурочены к зоне многолетнемерзлых пород, могут находиться в жидком, твердом и парообразном состояниях, отличаются направленным характером движения, образующим нисходящие (питающие подмерзлотные) и восходящие (питающиеся подмерзлотными) воды. По гидравлическому состоянию выделяют напорные, размещенные в пластах горных пород и тектонических трещинах, и безнапорные, движущиеся в сквозных таликах незаполненных карстовых полостей.

Иногда межмерзлотные воды имеют высокую минерализацию и отрицательную температуру. Из разнообразных форм залегания выделяют пластовые (поровые и трещинные) и трещин-

но-жильные типы воды. В случае пересечения водонасыщенных пород горными выработками притоки в них со временем могут нарастать, что связано с увеличением объемов за счет оттаивания льда. Границу между меж- и подмерзлотными водами фиксируют по изотерме $-0,2^{\circ}\text{C}$.

Воды зоны положительно температурных горных пород составляют категорию *подмерзлотных подземных вод*. Встречаются они преимущественно в жидкой фазе и составляют основную часть естественных ресурсов подземных вод криолитозоны. Подмерзлотные воды по характеру залегания и условиям циркуляции аналогичны водам внемерзлотных районов, обладают значительными напорами и довольно постоянным режимом. Степень минерализации подмерзлотных вод изменяется в большом диапазоне, образуя ряд от пресных вод до рассолов; разнообразны и их солевой и газовый составы.

Если горные работы в шахтах и рудниках из зоны мерзлоты переходят в зону талых вод, то необходимо заблаговременно снижать величину напорности подмерзлотных вод, используя водопонижительные и дренажные скважины или водоспускные скважины и опережающее бурение. Эти мероприятия позволяют исключить прорывы подмерзлотных вод в горные выработки. В областях развития многолетней мерзлоты, особенно в районах с большой мощностью мерзлотных пород, для водоснабжения используют воды аллювиальных отложений, которые часто не промерзают.

§ 7. Природный режим подземных вод

Режим подземных вод — это изменение во времени ряда параметров: уровней (напоров) в водоносных горизонтах, комплексах или обводненных зонах; запасов и расходов; минерализации; химического и газового состава; температуры. Периоды изменений данных параметров различны, что определяется характером решаемой задачи. Например, при проектировании строительства капитальных подземных сооружений или подсчете запасов дренажных вод и твердых полезных ископаемых, за-

легающих вблизи зеркала подземных вод, он оценивается как многолетний (более 10 лет); при строительном водопонижении равен времени производства горно-строительных работ; наконец, в случае катастрофического прорыва воды в горные выработки измеряется в часах или сутках.

Различают природный (естественный) и техногенный (нарушенный) режимы подземных вод. По мере освоения территорий и недр Земли природный режим сменяется на техногенный, сначала нерегулируемый, а затем регулируемый.

Природный режим подземных вод формируется под влиянием метеорологических, геологических и гидрогеологических факторов. Метеорологические факторы — основные в формировании режима грунтовых вод. Они вызывают сезонные и годовые (многолетние) колебания уровня расхода потока, изменения газового состава и температуры вод. Сезонные колебания уровня связаны с неравномерностью выпадения осадков и температурными изменениями воздуха.

Для грунтовых вод по условиям колебаний уровня выделяют два типа: режим на водораздельных участках, зависящий, в основном, от неравномерности инфильтрации атмосферных осадков, и режим в прибрежных зонах, связанный с колебанием горизонта воды в реках, озерах.

Для первого типа минимальный уровень устанавливается зимой, при отсутствии питания, когда запасы вод уменьшаются за счет подземного стока. Схема режима грунтовых вод для средних широт в течение года на водораздельном участке представлена на рис. 5.18, кривая *а*. Режим второго типа зависит от интенсивности паводка (высоты и продолжительности), а также свойств пород водоносных горизонтов. Этот тип режима представлен на рис. 5.18, кривые *б*, *в*.

Гидрологический режим рек влияет на положение уровней подземных вод и их химизм в полосе шириной от 0,2—0,5 км в песчано-глинистых отложениях до 2—6 км в породах более высокой проницаемости. Наибольшие колебания приходятся на периоды снеготаяния (весенний максимум) и выпадения дождей (осенний максимум). Наиболее низкое положение уровня в годовом цикле отмечается в конце лета, в начале осени и конце зимы.

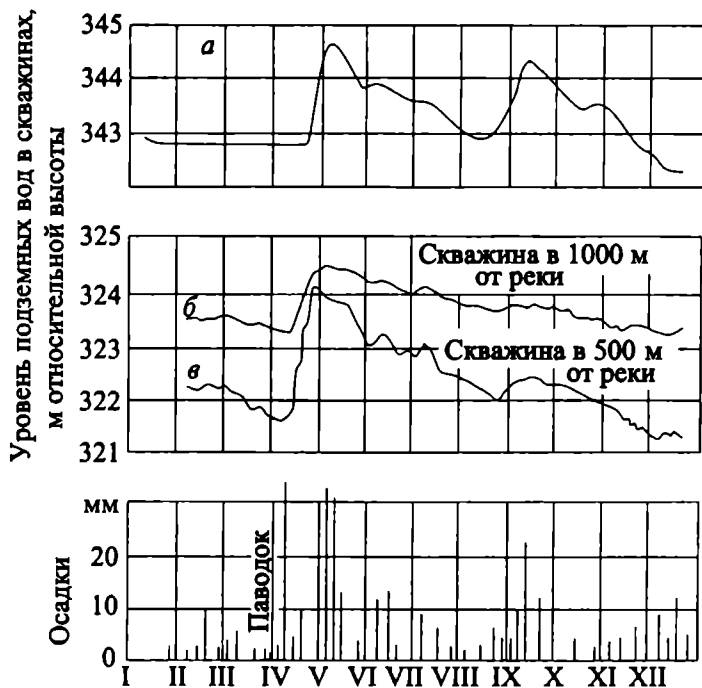


Рис. 5.18. Кривые колебания уровня подземных вод в различных зонах (по Н.А. Корчебокову).

Разность между наивысшим и наименьшим уровнем подземных вод называют **максимальной амплитудой колебания уровня**. Обычно амплитуда сезонных колебаний грунтовых вод не превышает 2,5—3,0 м, а максимальная составляет 10—15 м (в долинах горных рек, сложенных галечниками и закарстованными известняками).

Многолетний цикл колебания уровня грунтовых вод связан с ритмическими изменениями климата, при этом наиболее четко зафиксирован 11-летний цикл. Амплитуды многолетних колебаний могут превышать амплитуды сезонных колебаний и достигать 8 м и более. Изучение многолетнего режима подземных вод необходимо для определения расчетного значения мощности водоносного горизонта, а также прогноза положения уровня на период эксплуатации сооружения.

Из геологических факторов выделяют медленно действующие, например, тектонические движения, внутренняя теплота Земли, и эпизодические — землетрясения, вулканизм, оползни.

В районах тектонических поднятий в результате углубления эрозионных врезов и соответственно улучшения дренирования уровень подземных вод снижается. В ходе опускания местности уровень грунтовых вод повышается и изменяется химический состав воды. В результате землетрясений исчезают старые источники и появляются новые, резко меняются термический режим, химический и газовый состав воды. Эти изменения часто фиксируются до начала землетрясения и извержения магмы, поэтому могут быть одним из критериев активизации их деятельности.

Режим артезианских вод, в частности, уровень и химический состав подвержен меньшим изменениям. Влияние метеорологических и гидрогеологических факторов значительно лишь в областях питания и разгрузки.

Режим карстовых вод, залегающих в верхней части карстующегося массива, отличается резкой изменчивостью: амплитуды колебаний уровней изменяются от 0,5 до 30 м, расходы карстовых источников в течение года меняются от десятков метров в секунду до десятков кубометров в секунду, это касается и химизма вод.

Режим подмерзлотных вод неустойчив и связан с интенсивностью промерзания и оттаивания мерзлых пород. Максимальные расходы подмерзлотных вод наблюдаются в период наибольшего оттаивания деятельного слоя, минимальные — в конце зимы до начала снеготаяния.

В зависимости от степени изменения дебита выделяют пять групп источников (табл. 5.2). Особенно большие изменения в дебитах наблюдаются у источников, приуроченных к карстовым областям и к зонам многолетнемерзлых пород. Так, всемирно известный карстовый источник Воклюз (Франция) имеет средний годовой расход $17 \text{ м}^3/\text{с}$ при максимальном весеннем $152 \text{ м}^3/\text{с}$. Крупнейший в России карстовый источник

Оценка постоянства дебита источников

Группа	Характеристика источника	Отношение минимального дебита к максимальному
I	Весьма постоянные	1:1
II	Постоянные	От 1:1 до 1:2
III	Переменные	От 1:12 до 1:10
IV	Весьма переменные	От 1:10 до 1:30
V	Исключительно непостоянные	1:30 и больше

«Красный ключ» (долина р. Уфа) имеет в меженный период дебит 12—15 м³/с, а в весенний период — 30—52 м³/с (это составляет более половины количества воды, потребляемой ежесуточно жителями Москвы).

Техногенный режим подземных вод формируется под влиянием природных и горно-технологических факторов, определяющих величины водопритоков в горные выработки, понижения уровней дренируемых водоносных горизонтов, изменчивость этих характеристик режима в многолетнем цикле и по сезонам года.

Особенности техногенного режима подземных вод при разработке месторождений полезных ископаемых и подземном строительстве рассмотрены в третьем разделе учебника.

В настоящее время повышение уровней грунтовых вод стало типичным для всех городов России, расположенных на лёссовых отложениях. Одновременно, по данным ВИОГЕМ, примерно в 900 городах и поселках страны это явление зафиксировано и для грунтовых вод, приуроченных к другим типам водовмещающих пород. Процесс, при котором уровень грунтовых вод залегает на глубине менее 3 м от дневной поверхности, получил наименование *подтопление*.

Например, для Москвы, площадь которой в пределах МКАД составляет 1080 км², общая площадь подтопления достигает 45 %. Подтопление охватывает северо-восточную, восточную и юго-восточную части города. Подъем зеркала

воды в 2005 г. достиг 10 см/год. Подтопление вызвано утечками из водоводов, коллекторов сточных вод, уничтожением естественных дрен (оврагов) при планировке и снижением испаряемости подземной воды в результате покрытия поверхности Земли бетоном и асфальтом. Процесс подтопления ухудшает экологическую обстановку и снижает надежность работы фундаментов сооружений и конструкций. Основные факторы подтопления даны в табл. 5.3.

Таблица 5.3.

Основные факторы подтопления

Группа факторов	Естественные факторы		Искусственные факторы			
	систематические	периодические	действующие в процессе строительства	действующие в процессе эксплуатации		
				систематические	периодические	эпизодические
Активные	—	Инфильтрация дождевых и талых вод	Инфильтрация из временных коммуникаций, котлованов, траншей	Инфильтрация из цехов, водонесущих коммуникаций, систем оборотного водоснабжения	Инфильтрация поливочных вод и производственных сбросов	Инфильтрация проливов и аварийных утечек
	—	Сезонная конденсация паров воды	—	Конденсация паров воды под зданиями и покрытиями	—	—
	—	—	—	Концентрация влаги под закрытыми поверхностями вследствие снижения испарения	—	—

Группа факторов	Естественные факторы		Искусственные факторы			
	систематические	периодические	действующие в процессе строительства	действующие в процессе эксплуатации		
				систематические	периодические	эпизодические
Активные	—	Осенне-весенний подпор грунтовых вод	—	Подпор грунтовых вод искусственными водохранилищами, водоемами, бассейнами и т.п.	Сезонный подпор грунтовых вод водохранилищами	
Пассивные	Природные условия: климат, рельеф, литологическое строение и т.п.	—	—	—	—	—
	Нарушение поверхностного и подземного стоков	—	Изменение микрорельефа и структуры пород	Задержка поверхностных вод зданиями, ликвидация естественных дренажей; отсутствие вертикальной планировки, водостоков вдоль дорог и проездов	—	—

Понижение уровней (напоров) подземных вод обусловлено длительными откачками воды для водоснабжения, осушения заболоченных земель, строительного водопонижения, а также дренажем. Наблюдения за подземными водами на территории

Москвы показывают, что напоры в ее артезианском бассейне за последние 70 лет снизились до 50 м. В результате активизировались карстово-суффозионные и оползневые процессы и появилась необходимость в переоборудовании водозаборных скважин промышленных предприятий.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Выделите особенности инфильтрационного режима питания подземных вод.

2. В какой форме осуществляется взаимодействие между поверхностными и подземными водами?

3. Чем характеризуется инфилюационный и конденсационный режимы питания подземных вод?

4. Как происходит дренирование подземных водоносных горизонтов?

5. Что понимают под режимом подземных вод?

6. Назовите разновидности грунтовых вод.

7. Какие особенности отличают артезианские трещинные и карстовые воды?

8. По каким признакам оценивают подземные воды криолитозоны?

9. Что такое «подтопление» территории, каковы причины этого инженерно-геологического явления?

РАЗДЕЛ 2

*Вся масса воды и в жидкой,
и в газообразной форме находится
в непрерывном движении,
переполнена действительной энергией,
сама вечно меняется и меняет
все окружающее.*

В.И. Вернадский

**ДИНАМИКА
ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

ГЛАВА 6. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Никакие человеческие знания не заслуживают названия науки, если они не подтверждены математическими доказательствами.

Леонардо да Винчи

§ 1. Основные понятия о движении подземных вод

Движение воды в пластах горных пород образует потоки, которые принято разделять на естественные, естественно-техногенные и техногенные. При изучении движения подземных вод в качестве исходных принимаются основные положения гидростатики и гидродинамики.

В состоянии покоя вода, в отсутствие внешних сил на свободной поверхности, обладает *гидростатическим давлением*, величина которого p в любой точке определяется высотой h столба воды над ней:

$$p = \gamma_w gh, \quad (6.1)$$

где γ_w — плотность воды; g — ускорение свободного падения.

Единица измерения гидростатического давления в системе СИ — Н/м^2 — Паскаль (Па). Обычно применяют более крупные единицы — мегапаскали (МПа) и бары: $1 \text{ МПа} = 1 \cdot 10^6 \text{ Н/м}^2$, $1 \text{ бар} = 1 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. В физической системе для измерения давления служит дина/см²: $1 \text{ Па} = 10 \text{ дин/см}^2$. В технической системе давление измеряют в кгс/см². Давление, равное 1 кгс/см^2 , называют технической атмосферой — 1 ат. Единицы измерения давления в разных системах связаны следующими соотношениями: $1 \text{ ат} = 1 \text{ кгс/см}^2 = 0,986 \text{ бар} = 0,98 \text{ МПа} = 0,1 \cdot 10^5 \text{ Па} = 0,981 \cdot 10^6 \text{ дина/см}^2 = 1 \cdot 10^4 \text{ кгс/м}^2$.

Гидростатическое давление направлено по нормали к площадке действия и является сжимающим, т.е. направлено внутрь того объема жидкости, давление на которой рассматривается.

Отношение $p/\gamma_{вг}$ имеет размерность длины, называется пьезометрической высотой h_p и используется для измерения давления. В практических расчетах, когда высоту измеряют в метрах, а плотность в г/см^3 , величину h_p определяют по формуле

$$h_p = c \frac{P}{\gamma_{в}}, \quad (6.2)$$

где c — коэффициент, зависящий от единиц измерения давления: если давление выражено в МПа, то $c = 102$; если в кгс/см^2 , то $c = 10$.

На поверхности воды, связанной через зону аэрации с атмосферой, величина давления принимается равной атмосферному, т.е.

$$p_0 = p_{\text{атм}}; \quad p_{\text{атм}} = 100 \text{ кПа} = 0,1 \text{ МПа}.$$

К силам, также формирующим движение подземных вод, относится геостатическое давление $\sigma_r = \gamma_{\text{ср}}Z$, где $\gamma_{\text{ср}}$ и Z — соответственно среднее значение массы единицы объема пород и их мощность над кровлей водоносного пласта.

Внешние силы вызывают в водоносном пласте горной породы давление, передаваемое вследствие малой сжимаемости природных вод по всему объему без изменения. Энергетический показатель находящейся в порах горной породы воды — *гидростатический напор $H_{\text{гс}}$ — равен сумме пьезометрической h_p и геометрической Z высот*. Первая величина характеризует долю потенциальной энергии воды, обусловленную гидростатическим давлением, вторая — оценивает потенциальную энергию водосодержащего объема относительно произвольно выбранной плоскости сравнения (рис. 6.1).

Согласно определению, для данной точки над горизонтальной плоскостью $0-0$ величина $H_{\text{гс}}$ постоянна, т.е.

$$H_{\text{гс}} = h_p + Z = \text{const.} \quad (6.3)$$

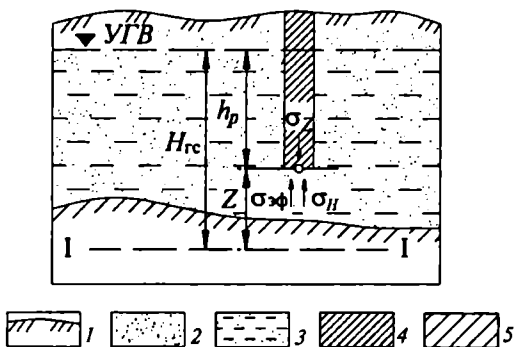


Рис. 6.1. Схема образования гидростатического напора в водонасыщенном массиве горных пород:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — песок; 3 — водопроницаемая порода; 4 — столб породы; 5 — водоупор; I—I — плоскость отсчета напоров; УГВ — уровень грунтовых вод

Это выражение — частный случай уравнения Д. Бернулли. Постоянство $H_{гс}$ является основным и достаточным признаком пребывания данного жидкого тела в состоянии покоя (равновесия). Для измерения гидростатического давления используют приборы двух типов — жидкостные и механические.

Простейший прибор жидкостного типа — пьезометр, представляющий собой открытую трубку, присоединенную к точке измерения давления в жидкости. Пьезометр измеряет давление, избыточное по отношению к атмосферному. Оно называется манометрическим. Измерение давления высотой столба жидкости очень удобно и часто применяется на практике. Давление в 1 кгс/см^2 соответствует столбу пресной воды высотой $p/\gamma_{в}g = 1/0,001 = 1000 \text{ см} = 10 \text{ м}$, или столбу ртути высотой

$$\frac{p}{\gamma_{рт}g} = \frac{1}{0,0136} = 73,5 \text{ см} = 735 \text{ мм}.$$

Давление в подземных водоносных пластах измеряют высотой столба воды в пьезометрических скважинах (пьезометрах), пробуренных на данный пласт и являющихся трубкой пьезометра. В лабораториях используют ртутные манометры, которые в связи с высокой плотностью ртути более компактны по сравнению с пьезометрами.

В приборах механического типа в качестве чувствительных элементов, воспринимающих давление, используют упругие многовитковые трубчатые пружины, спирали, гармоникообразные пружины — сильфоны, упругие пластины — мембраны. На рис. 6.2. изображена схема простейшего трубчатого манометра. Трубка манометра соединена с корпусом и сообщается с сосудом, где измеряется давление. Под действием давления трубка раскручивается и тянет поводок передаточного механизма, который приводит в движение стрелку, показывающую величину избыточного, по отношению к атмосферному, давления, т.е. так называемое *манометрическое давление*.

Поверхность, проведенная в покоящейся жидкости таким образом, что давление во всех ее точках одинаково, называется *поверхностью равного давления*. Одной из них является свободная поверхность (зеркало воды), отделяющая жидкость в зоне аэрации от атмосферы; давление на ней равно атмосферному.

Поток подземных вод кроме потенциальной обладает и кинетической энергией, доля которой

$$h_v = U^2 / 2g, \quad (6.4)$$

где U — скорость потока; g — ускорение свободного падения.

Величину h_v по аналогии с членами выражения (6.3) называют *скоростной высотой*. Она определяет дополнительный подъем воды в пьезометре, обусловленный движением жидкости. Суммарная энергия потока в соответствии с уравнением Д. Бернулли равна величине *гидродинамического напора*, т.е.

$$H_{гд} = h_p + Z + h_v, \quad (6.5)$$

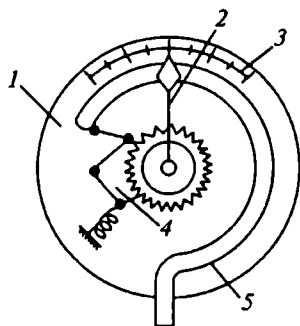


Рис. 6.2. Схема трубчатого манометра:

1 — корпус; 2 — стрелка; 3 — шкала; 4 — передаточный механизм; 5 — латунная трубка-пружина

т.е. сумма пьезометрической, геометрической и скоростной высот есть величина постоянная для данной точки водонасыщенного массива. Ввиду малых скоростей движения подземных вод, редко превышающих 1000 м/сут, величиной скоростной высоты в инженерных расчетах пренебрегают, так как она составляет $(1000 : 86400)^2 / 2 \cdot 9,8$, т.е. около 0,007 мм.

С учетом реальных значений скоростей фильтрации подземных вод гидростатический напор $H_{гс} = H_{гд}$ и отражает полную энергию подземного потока. Энергия фильтрационного потока расходуется на преодоление сил сопротивления, обусловленных вязкостью жидкости и наличием сил внутреннего трения, и вызывает, следовательно, падение гидродинамического напора по пути движения жидкости. Изменение величины напора H на единицу длины пути l называют *градиентом напора* I , т.е. $I = H/l$.

Движение воды в порах и трещинах горных пород при полном их насыщении совершается под влиянием разности напоров. Поток, ограниченный сверху свободной поверхностью (зеркалом, скатертью), называется *безнапорным* (рис. 6.3, а) или свободным («фреатическим»). Если в кровле водоносного пласта залегают слабопроницаемые породы, затрудняющие или исключающие гидравлическую связь этого пласта с окружающими, то такой поток называется *напорным*. При этом давление на подошву водоупорного пласта превышает атмосферное и поверхность распределения давления (пьезометрическая) располагается выше подошвы относительного водоупора (см. рис. 6.3, б).

Исследования механизма движения жидкостей, выполненные О. Рейнольдсом (1883) на экспериментальной установке, доказали существование двух различных режимов — ламинарного и турбулентного.

Движение, при котором отдельные струи жидкости движутся параллельно друг другу и оси потока, называют *ламинарным* (лат. *lamina* — пластина). Оно формируется при малых скоростях, когда преобладают силы вязкости. Средняя скорость потока $U_{ср}$, при которой нарушается ламинарный режим, называется критической.

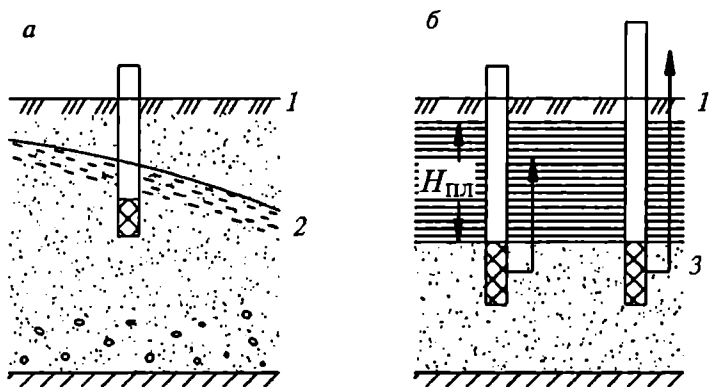


Рис. 6.3. Схемы безнапорного (а) и напорного (б) потоков: 1 — поверхность земли; 2 — свободная поверхность подземного потока; 3 — кровля напорного пласта; стрелками показаны уровни напоров

Турбулентный (лат. *turbulentus* — беспорядочный) режим характерен для больших скоростей потока, когда в нем преобладают инерционные силы, в результате чего в потоке образуются завихрения и перемещения частиц воды в поперечном направлении. Для определения режима течения используют универсальный критерий — число Рейнольдса:

$$Re = Ud/\nu, \quad (6.6)$$

где U — средняя скорость потока; d — диаметр канала; ν — кинематический коэффициент вязкости.

Опытами О. Рейнольдса доказано, что в момент перехода ламинарного режима в турбулентный $Re = 2200$.

В случае ламинарного режима изменения скоростей движения воды в горных породах происходят достаточно плавно, что не приводит к перемешиванию струй (рис. 6.4, а). При турбулентном режиме (см. рис. 6.4, б) пульсация скоростей отдельных струй по величине и направлению настолько велика, что приводит к хаотическому перемешиванию струй. По имеющимся данным, для большинства пористых горных пород ламинарный характер движения соответствует интервалу чисел Рейнольдса $Re = 7+9$.

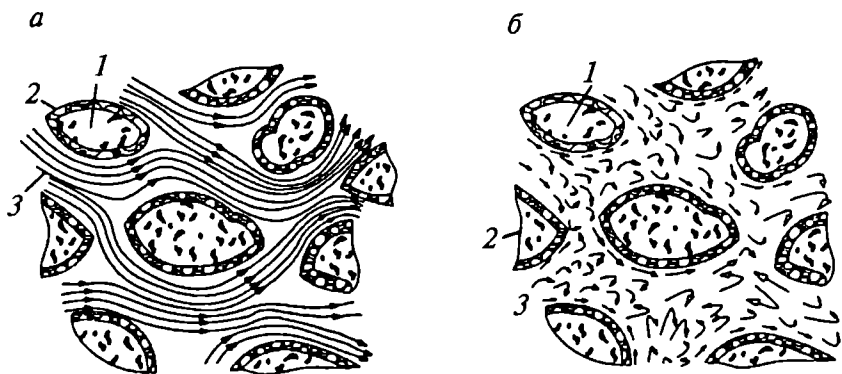


Рис. 6.4. Характер движения струй при ламинарном (а) и турбулентном режимах (б):

1 — зерна породы; 2 — пленка физически связанной воды; 3 — характер движения струй

Выражение (6.6) преобразовано Н.Н. Павловским в формулу для определения критической скорости фильтрации в раздельнозернистых породах:

$$V_{кр} = (0,75n + 0,23) \frac{Re \eta_v}{d_{эф} \gamma_s}, \quad (6.7)$$

где n — пористость породы; η_v — вязкость воды; $d_{эф}$ — эффективный (действующий) диаметр частиц породы, соответствующий размеру, меньше которого в неоднородной по зерновому составу породе содержится 10 % суммы всех частиц.

Для трещиноватых пород значения критических чисел Рейнольдса находятся в интервале 1—12 (по В.Н. Щелкачеву).

Нарушения сплошности горных пород (поры, трещины) имеют разнообразные размеры, формы, взаимное расположение, что делает невозможным точное изучение процессов фильтрации через отдельные поровые каналы и трещины. Поэтому движение воды в горных породах рассматривают обобщенно и его характеристики получают для всего поперечного сечения фильтрующей среды.

Важнейшая характеристика движения воды — скорость фильтрации v , представляющая собой количество воды Q

(объемный расход, называемый обычно французским термином **дебит**), которое протекает в единицу времени через единицу площади F поперечного сечения горной породы, т.е.

$$v = Q/F. \quad (6.8)$$

Размерность скорости фильтрации — м/сут, см/с.

С физической точки зрения эта величина соответствует приведенной (фиктивной) средней скорости, с которой вода двигалась бы при отсутствии скелета породы. Действительная средняя скорость движения воды в порах U — это отношение приведенной средней скорости фильтрации воды к активной (эффективной) пористости породы:

$$U = v/n_a, \quad (6.9)$$

где v — приведенная средняя скорость фильтрации воды; n_a — активная (реальная) пористость, т.е. пористость породы за вычетом объема пор, занятого связанной водой.

Действительная скорость движения воды зависит от минералогического состава, структуры и характера порового пространства горной породы.

§ 2. Напряжения в водонасыщенных горных породах

Внешние силы, прикладываемые к какому-либо телу, делят на поверхностные и объемные. К поверхностным силам относят разнообразные внешние нагрузки (масса сооружений, оборудования, массива горных пород, прилегающего к проводимой горной выработке). К объемным относят силу гидродинамического давления фильтрующегося потока грунтовых вод, гравитационные и сейсмические силы. Действию внешних сил, распределенных по заданной площадке, противостоят внутренние силы, называемые **напряжениями**, если они отнесены к единице площади. Внутренние силы уравновешивают внешние и в статике равны между собой и противоположны по направлению.

Полное (общее) давление, оказываемое столбом породы с плотностью γ и высотой Z_0 на единичную горизонтальную площадку (см. рис. 6.1) определяется по формуле

$$\sigma_z = \sum_0^{Z_0} \gamma(Z) dZ. \quad (6.10)$$

Давление σ_z уравнивается реакцией минерального скелета породы и гидростатическим давлением в поровой жидкости:

$$\sigma_z = \sigma_{эф} + \sigma_n, \quad (6.11)$$

где $\sigma_{эф}$ — эффективное (воспринимаемое минеральным скелетом) напряжение; σ_n — нейтральное (отвечающее гидростатическому давлению в воде) напряжение.

Напряжения $\sigma_{эф}$ воспринимаются несущим каркасом породы — минеральным скелетом и являются «работающими»: с их ростом увеличиваются плотность и прочность породы. Величина $\sigma_{эф}$ на глубине Z составляет:

$$\sigma_{эф} = \gamma_{взв} Z, \quad (6.12)$$

где $\gamma_{взв} = (\Delta_n - \Delta_v)(1 - n)$ — масса единицы объема взвешенной породы; Δ_n и Δ_v — соответственно масса единиц объема минеральных частиц и воды.

Напряжения σ_n вызывают напоры в поровой жидкости и обуславливают всестороннее сжатие минеральных частиц, которым из-за малой сжимаемости практически можно пренебречь. В каждой точке водоносного пласта величина нейтрального напряжения

$$\sigma_n = \gamma_{взв} h_p. \quad (6.13)$$

Когда величина нейтрального напряжения превышает величину гидростатического давления, его называют *поровым*.

Если пренебречь изменениями общего давления вышележащих пород, то из выражения (6.11) получим:

$$d\sigma_{эф} = -d\sigma_n. \quad (6.14)$$

Таким образом, снижение напоров подземных вод приводит к росту эффективных напряжений и перекомпоновке минераль-

ных частиц, т.е. к сжатию скелета. Соотношение (6.11) необходимо для изучения механизма деформационных процессов в водонасыщенных горных породах. В пределах капиллярной каймы увеличение эффективных напряжений обусловлено капиллярными силами; вдоль поверхности менисков $\sigma_{эф} = \gamma_v h_k$, где γ_v — плотность воды, h_k — мощность капиллярной каймы.

При движении подземных вод в порах и трещинах горных пород часть напора расходуется на трение, что создает уклон поверхности подземных вод в сторону их движения. Понижение напора в водоносных горизонтах со свободной поверхностью образует в разрезе *кривую депрессии*, а в напорных водах — *пьезометрическую кривую*. Действительное значение уклона в любой точке кривой характеризует напорный градиент

$$I = \lim_{L \rightarrow L_0} \frac{\Delta H}{\Delta L} = - \frac{\partial H}{\partial L}. \quad (6.15)$$

Наряду с гравитационными в процессе движения воды возникают и гидродинамические силы, действующие на каждую единицу объема горных пород. Величина гидродинамического давления D определяется выражением

$$D = \gamma_v I. \quad (6.16)$$

Гидродинамическое давление оказывает максимальное влияние на напряженное состояние слабопроницаемых глинистых пород, в которых наблюдаются максимальные градиенты напора. В пластах песчаных пород гидродинамическое давление может вызывать фильтрационные деформации, например, *суффозию* (лат. suffosio — подкапывание) — вынос минеральных частиц фильтрационным потоком.

§ 3. Гидродинамические элементы подземного потока

Подземный, или точнее фильтрационный, поток имеет границы, оконтуривающие его в пространстве. Различают внешние и внутренние границы потока.

Внешние границы определяют ареал (площадь) распространения поля фильтрации, **внутренние** — границы потока с действующими в его пределах различными инженерными сооружениями — подземными и открытыми горными выработками, скважинами, дамбами и т.д. Границы потоков в пространстве — поверхности, в плоскости — контуры. Границы потоков в плане называют боковыми, в разрезе — соответственно нижней и верхней. В гидравлическом отношении границы потока могут быть проницаемыми и непроницаемыми.

К гидродинамическим элементам фильтрационного потока относятся: мощность, ширина, напор, напорный градиент, линии равных напоров, линии токов, скорость фильтрации, расход потока.

Мощность потока (h, m) определяется мощностью пород водоносного горизонта. Для грунтовых вод h — расстояние от свободной поверхности зеркала (скатерти) воды до подстилающего водоупора; в потоках напорных вод m — мощность водонасыщенных пород между нижним и верхним водоупорами (границами).

Ширина потока B измеряется в сечении, перпендикулярном направлению его движения; она зависит от распространения водоносных отложений, режима питания и разгрузки подземных вод.

Напор потока H — величина пьезометрического напора, определяемая положением свободной или пьезометрической поверхности подземных вод относительно плоскости сравнения. Величина напора в грунтовом и напорном потоке (рис. 6.5 и 6.6) равна высоте положения выбранной точки над плоскостью сравнения плюс высота столба воды над этой точкой, т.е. $H_N = h_{p, N} + Z_N$. Различают понятия **пьезометрический напор**, **избыточный напор**, **напор над водонепроницаемой кровлей**. Движение подземных вод грунтового потока (см. рис. 6.5) направлено от сечения 1 с меньшей мощностью потока h_1 к сечению 2 с большей мощностью h_2 , так как соотношение напоров обратное ($H_1 > H_2$). Для напорного потока (см. рис. 6.6) пьезометрический напор в сечении 1 больше, чем в сечении 2, в то

время как величина напора над кровлей и избыточный напор (напор над дневной поверхностью) в первом сечении меньше, чем во втором. В горном деле оперируют также понятием *напорность* — величина, равная разности между напором и отметкой верхнего водоупора в данной точке, т.е. $H_0 = H - m$. Она характеризует давление воды в напорном пласте на его кровлю и измеряется в метрах столба воды.

Напорный градиент, или гидравлический уклон I , характеризует падение напора. Величина напорного градиента для естественных потоков подземных вод составляет в среднем 0,01—0,0001.

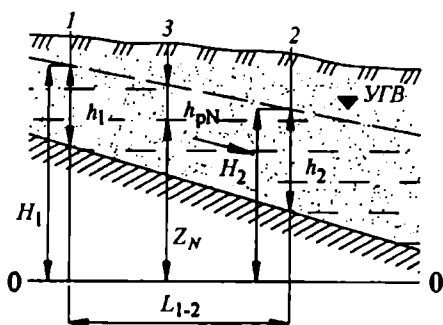


Рис. 6.5. Схема к определению пьезометрического напора в грунтовом потоке. Усл. обозначения — см. текст

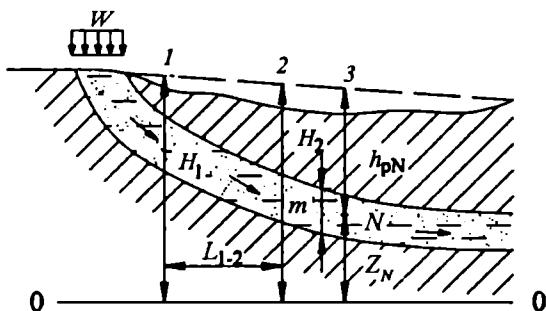


Рис. 6.6. Схема к определению пьезометрического напора в напорном потоке. Усл. обозначения — см. текст

Скорость фильтрации v характеризует расход фильтрационного потока. Связь этой величины с напорным градиентом может быть как линейной, так и нелинейной, отвечающей соответствующему закону движения подземных вод.

Расход потока Q подземных вод при линейном законе фильтрации рассчитывают исходя из скорости фильтрации v и площади сечения потока F ; для оценки условий фильтрации часто определяют **единичный расход потока** q — расход, приходящийся на 1 м его ширины, т.е. $q = Q/B$.

Линии токов S характеризуют направление движения потока. Линии, перпендикулярные линиям токов, называются **линиями равных напоров** или **экипотенциалами**. Совокупность взаимно ортогональных (перпендикулярных) линий токов и экvipотенциалей представляет собой **гидродинамическую сетку** фильтрационного потока. На рис. 6.7. изображена такая сетка напорного потока в условиях однородного пласта постоянной мощности m и при горизонтальном водоупоре. В других условиях линии токов и равных напоров могут быть криволинейными, а ячейки гидродинамической сетки — соответственно криволинейными квадратами, прямоугольниками и трапециями.

Лента тока представляет собой участок потока, выделенный двумя соседними линиями токов.

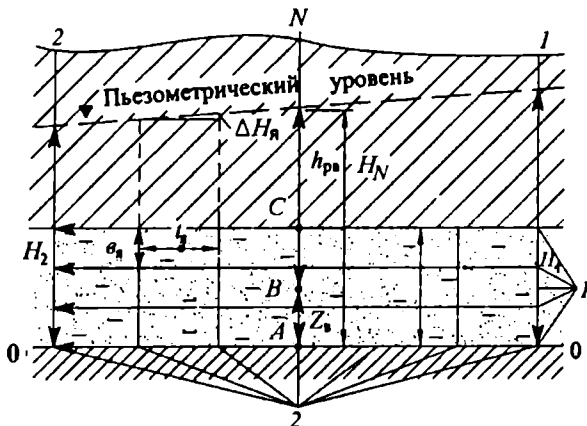
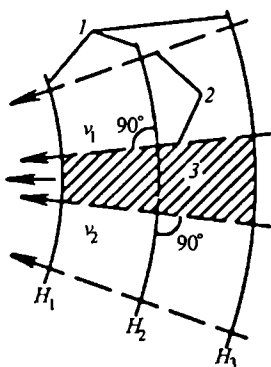


Рис. 6.7. Гидродинамическая сетка напорного потока в однородном пласте постоянной мощности:

1 — линии тока; 2 — линии равного напора

Гидродинамические сетки потоков получают по результатам моделирования условий фильтрации или путем графического построения. Гидродинамические сетки необходимы для качественной и количественной оценки потоков подземных вод. С их помощью устанавливают основные элементы потока: напоры, напорные градиенты, скорость фильтрации, расход потока. Так, величина пьезометрического напора в любой точке потока определяется по значению эквипотенциалей; для определения напорного градиента в какой-либо точке потока следует через эту точку провести дополнительную линию тока и, замерив по ней длину пути фильтрации Δl (в масштабе чертежа), вычислить по известной формуле величину I ; скорость фильтрации рассчитывают по формуле $v = kI$, где k — коэффициент фильтрации. Расход потока вычисляется как сумма расходов элементарных ячеек по всем выделенным лентам тока. В пределах гидродинамической сетки выбирается наименее деформированный участок потока, заключенный между двумя линиями равного напора (полоса), в пределах которого находится расход, проходящий через каждую элементарную ячейку (рис. 6.8). Общий расход потока определяется как сумма элементарных расходов q_n по всем ячейкам полосы:



Общий расход потока определяется как сумма элементарных расходов q_n по всем ячейкам полосы:

$$q_n = \sum_{n=1}^n q_n, \quad (6.17)$$

где n — число элементарных ячеек в пределах полосы.

Рис. 6.8. Схема к определению расхода потока по гидродинамической сетке:

1 — линии равных напоров (изопьезы); 2 — линии тока; 3 — лента тока; стрелками показано направление движения подземных вод

Расход потока в пределах элементарной ячейки находится по формуле:

$$q_n = K \frac{\Delta H_n}{l_n} b_n, \quad (6.18)$$

где ΔH_n , l_n , b_n — соответственно потеря напора, длина пути фильтрации и ширина потока в пределах ячейки.

Проекции линий равных напоров на горизонтальную плоскость называются *гидроизогипсами* (для грунтового подземного потока) или *гидроизопьезами* (для напорных вод). По результатам измерения уровней (напоров) воды в скважинах, размещенных по разведочной сетке в пределах водоносного горизонта, составляют *карты гидроизогипс (гидроизопьез)*.

Результаты замеров обрабатывают способом треугольника. Для этого (рис. 6.9) соединяют прямой линией точку наивысшей отметки уровня напора воды в пласте с точкой наименьшей отметки, разбивают ее на равные части, соответствующие промежуточным значениям отметок воды, после чего соединяют третью исходную отметку с отвечающей по значению точкой на исходной линии.

На рис. 6.10 изображена карта гидроизогипс, позволяющая определить глубину вскрытия безнапорного водоносного горизонта, статический (естественный) уровень и мощность водоносного горизонта. Изображенная на рис. 6.11 карта гидроизопьез характеризует напорный водоносный пласт и позволяет установить глубину его вскрытия, установившийся (пьезометрический) уровень воды в выработке и величину напора воды.

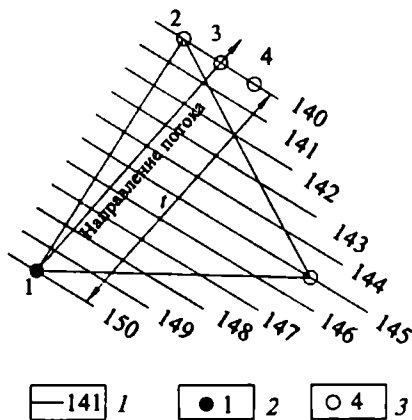


Рис. 6.9. Схема для построения изолиний (гидроизопьез):

1 — гидроизогипса и ее отметка; 2, 3 — скважины соответственно центральная и наблюдательные

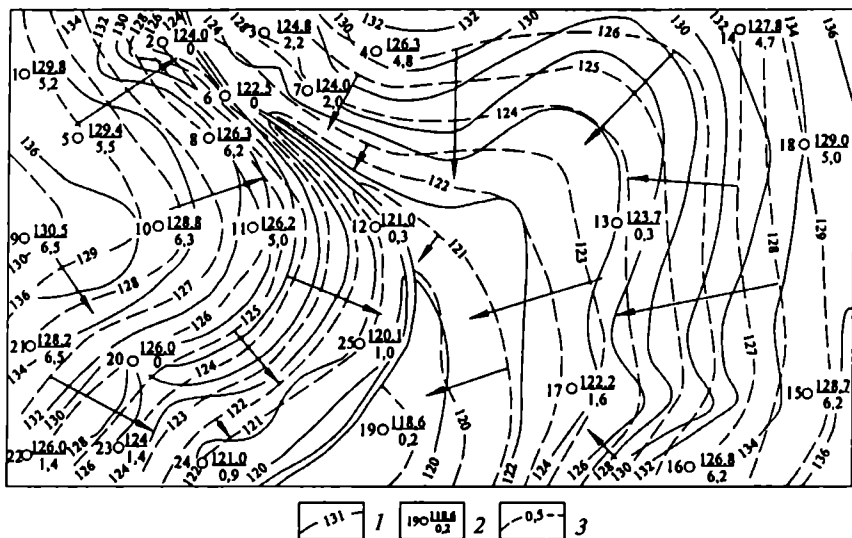


Рис. 6.10. Карта гидроизогипс и глубин залегания грунтовых вод:

1 — гидроизогипса и ее отметка; 2 — скважина, колодец или источник (слева номер; справа в числителе — абсолютная отметка уровня, м, в знаменателе — глубина воды, м); 3 — горизонталы поверхности Земли; стрелками показано направление грунтового потока

Анализ карт дает представление о скорости фильтрации подземных вод, пропорциональной напорному градиенту, величине водопроницаемости и изменению геометрических параметров потока. В случае постоянной водопроницаемости пласта сгущение гидроизопьез (гидроизогипс) свидетельствует о повышении скорости движения воды; увеличение расстояний между изолиниями при постоянных геометрических параметрах пласта свидетельствует о повышении водопроницаемости. В случае постоянного расхода потока, изменение (увеличение, уменьшение) геометрических параметров водоносного пласта приводит к изменению (уменьшению, увеличению) сопротивления фильтрации и соответственно к изменению густоты изолиний.

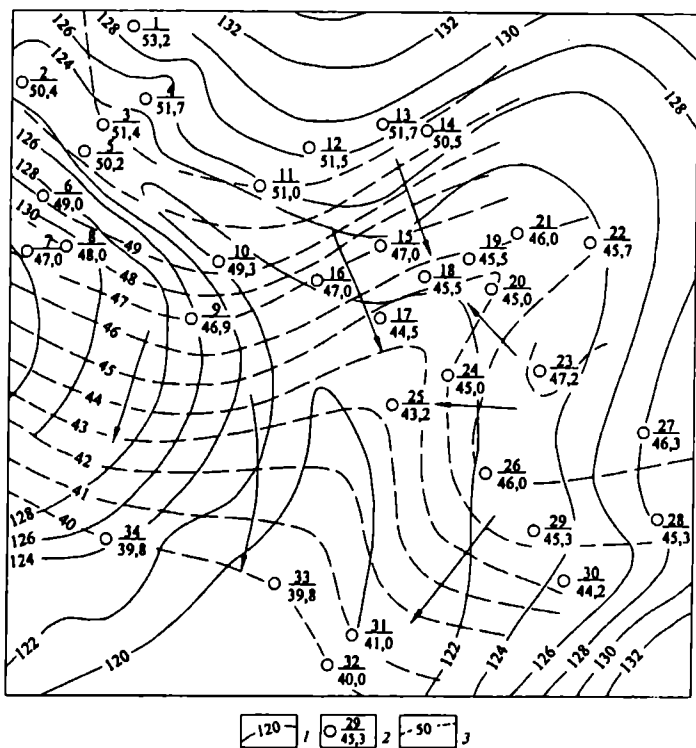


Рис. 6.11. Карта гидроизопьез:

1 — гидроизопьеза и ее отметка, м; 2 — эксплуатационная скважина (в числителе — номер в знаменателе — отметка пьезометрического уровня, м); 3 — горизонтали поверхности, м; стрелками показано направление движения артезианских вод

§ 4. Фильтрационные и емкостные свойства горных пород

Отношение горных пород к воде характеризуют водопроницаемость, влагоемкость, водоотдача, водопоглощение, водопроводимость, уровне- или пьезопроводность. В совокупности они определяют их фильтрационные и емкостные свойства. Водопроницаемость, влагоемкость, водоотдача, водопоглощение являются свойствами, характеризующими горную породу как геологическую среду независимо от ее объема, представленного образцом или пластом.

Водопроницаемость — способность горных пород пропускать при наличии градиента напора через поры и трещины гравитационную свободную воду в условиях полного заполнения их этой водой; характеризуется коэффициентом фильтрации k , измеряемым обычно в м/сут.

Влагоемкость — способность пород поглощать и удерживать воду. Различают весьма влагоемкие (торф, глина, суглинки), слабовлагоемкие (мел, рыхлые песчаники) и невлагоемкие (магматические, пески, галечники) породы. По механизму поглощения и удержания воды в порах влагоемкость подразделяется на гигроскопическую, адсорбционную, молекулярную, капиллярную и полную. Показатель влагоемкости W — величина, выражаемая в долях единицы или процентах.

Полная влагоемкость W_n — максимальное содержание в породе воды при полном насыщении пор. Для песков она равна пористости, если в порах отсутствует защемленный воздух. Для суглинистых и глинистых пород, увеличивающих объем при насыщении, она больше пористости и равна влажности набухания. Полная влагоемкость зависит от зернового состава и структуры породы. Определяется в лабораторных условиях методом насыщения. Используется этот показатель при вычислении величины водоотдачи и недостатка насыщения.

Капиллярная влагоемкость W_k — максимальное количество воды, удерживаемое в породах капиллярными силами. Определяется в лаборатории путем нахождения кривой распределения влаги в прозрачном цилиндре или при полевых исследованиях, предусматривающих визуальное описание стенок шурфов и послойное определение влажности образцов породы, отобранных по разрезу в зоне аэрации до уровня грунтовых вод.

Максимальная молекулярная влагоемкость W_{mm} — максимальное количество воды, удерживаемое частицами породы силами молекулярного притяжения. Глинистые породы могут удерживать воду сверх этого количества капиллярными силами, коллоидными связями. В почвоведении это количество воды, удерживаемое в подвешенном состоянии независимо от механизма удерживания, называют *наименьшей*, или *полевой* W_{nb} *влагоемкостью*.

Приведем значения наименьшей влагоемкости (по А.А. Роде), %:

песок.....	3—5
супесь.....	10—12
суглинок, глина.....	12—22 и более.

Для выделенных фракций максимальная молекулярная влагоемкость (по А.В. Лебедеву) будет следующей:

d , мм	W_{mm} , %	d , мм	W_{mm} , %
1,0—0,5	1,57	0,1—0,05	4,75
0,5—0,25	1,60	0,05—0,005	10,18
0,25—0,1	2,73	>005	44,85

Максимальная молекулярная и наименьшая влагоемкости зависят от состава породы и ее удельной поверхности и для данной породы являются величинами постоянными. В лабораторных условиях величину влагоемкости оценивают по значению влажности породы над капиллярной зоной либо после полного свободного стекания гравитационной воды (песчаные породы), либо после ее удаления в центрифуге (любые рыхлые породы).

Величина W_{mm} или $W_{нв}$ характеризует влажность границы перехода связанной воды в свободную и используется для вычисления величины водоотдачи. **Максимальная гигроскопическая влагоемкость** W_g — предельное количество пароводяной воды, которое может быть поглощено породой из воздуха при относительной его влажности 94 %. Для данной породы эта величина постоянна. В табл. 6.1 приведены количественные показатели максимальной гигроскопичности ряда пород.

Минимальная адсорбционная влагоемкость $W_{ад}$ — наибольшее количество воды, которое порода может прочно связать. При связывании абсолютно сухой породой движущихся молекул воды их кинетическая энергия переходит в теплоту смачивания. По этой величине оценивают максимальную адсорбционную влагоемкость.

Гигроскопичность горных пород

Порода	Максимальная гигроскопичность, %	Поверхность частиц почвы, м ²
Песок мелкий кварцевый	0,03	0,14
Супесь	1,40	5,60
Почва среднесуглинистая	3,00	12,00
Каолин	3,19	21,60
Почва тяжелая глинистая	23,81	95,24

Емкостные свойства горных пород — *водоотдача и водопоглощение* — проявляются в их способности вмещать, удерживать и отдавать при изменениях напоров или деформациях скелета заключенную в них воду. Обобщающие показатели водоотдачи — коэффициенты гравитационной и упругой водоотдачи.

Коэффициент гравитационной водоотдачи μ представляет собой отношение объема воды, свободно стекающей под действием гравитационных сил V_B , к объему породы, осушенной при снижении уровней подземных вод $V_{п}$:

$$\mu = V_B/V_{п}. \quad (6.19)$$

Для раздельнозернистых пород коэффициенты гравитационной водоотдачи изменяются от 0,3—0,2 (крупнозернистые пески, гравий) до 0,1—0,2 (мелко- и среднезернистые пески); для полускальных пород коэффициенты водоотдачи имеют порядок 0,01; для связных пород типа суглинков — от 0,01 до 0,1.

Водоотдача напорных водоносных пластов может вызываться сжатием породы при увеличении эффективных напряжений или расширением воды при уменьшении в ней гидростатического давления. Эти процессы определяют упругую емкость водоносного пласта, характеризуемую *коэффициентом упругой водоотдачи*

$$\eta^* = -\frac{\gamma_w}{1+\varepsilon} \left(\frac{\varepsilon}{E_s} + a \right) = \gamma_w \left[\frac{n}{E_s} + (1-n)a \right], \quad (6.20)$$

где ε и n — характеристики пористости породы; E_s — объемный модуль Юнга; $a = d\varepsilon/d\sigma_{\phi}$ — коэффициент сжимаемости породы.

Величина η^* определяется объемом жидкости, высвобождаемой из единицы объема породы при снижении напора на 1 м водного столба. При снижении напора с единицы площади пласта мощностью m освобождается объем воды

$$dV_в = \eta^* m |dh| \text{ или } \frac{dV_в}{dh} = \mu^*. \quad (6.21)$$

Коэффициенты упругой водоотдачи $\mu^* = \eta^* m$ и гравитационной водоотдачи μ аналогичны по смыслу.

Упругая водоотдача характеризует как напорные, так и безнапорные водоносные горизонты, однако при оценке емкостных характеристик безнапорных горизонтов основную роль играет гравитационная водоотдача горных пород, которая, как правило, оказывается выше упругой водоотдачи. Поэтому упругоемкостью безнапорных горизонтов при оценке их емкостных параметров обычно можно пренебречь. Для напорных пластов упругоемкость — единственная характеристика их емкостных свойств. При снижении гидростатических напоров максимальные деформации происходят в скелете глинистых пород, поэтому последние обладают максимальной упругоемкостью ($\eta^* = 10^{-4} + 10^{-3} \text{ м}^{-1}$).

Водопоглощение — свойство, обратное водоотдаче. Оценивает способность породы поглощать некоторое количество свободной воды при повышении уровня или давления в выделенном объеме воды. В соответствии с этим различают **недостаток гравитационного насыщения** μ_n и **недостаток упругого насыщения** μ_n^* .

Емкостные свойства горных пород проявляются при передаче гидростатических напоров в водонасыщенном массиве. Изменения гидростатического напора при этом передаются не мгновенно, а с определенным запаздыванием, зависящим от гравитационной водоотдачи или упругоемкости породы. Протекающий во времени процесс передачи гидростатического напора от точки к точке водонасыщенного массива сопровождается изменением соответствующих напоров. Такой изменяющийся во времени режим фильтрации называется **неустановившимся (нестационарным)**.

Водопроницаемость, уровне- и пьезопроводность характеризуют свойства значительного объема горных пород, например, пласта.

Водопроницаемость — свойство пласта горной породы пропускать через себя некоторое количество свободной воды при полном его насыщении и характеризуется показателем водопроницаемости

$$T = km, \text{ м}^2/\text{сут}, \quad (6.22)$$

где m — мощность водоносного слоя.

Уровне- и пьезопроводность характеризуют способность пласта породы проводить созданные в нем изменения пьезометрического уровня или давления. При распространении в пласте колебаний уровня грунтовых вод это свойство называют уровнепроницаемостью. Если в пласте распространяется изменение пластового давления (в напорных водах), то это свойство называется пьезопроводностью. Названные показатели определяются следующими выражениями:

◆ для грунтовых вод —

$$a_y = T/\mu, \text{ м}^2/\text{сут}; \quad (6.23)$$

◆ для напорных вод —

$$a_y = T/\mu^*, \text{ м}^2/\text{сут}. \quad (6.24)$$

Состояние горных пород в зависимости от их способности пропускать, удерживать и отдавать воду оценивают как проницаемое, относительно проницаемое, непроницаемое, водонасыщенное, неводонасыщенное, водоносное водоупорное и относительно водоупорное. В табл. 6.2 дана количественная характеристика возможных состояний горных пород в зависимости от степени насыщения их водой.

Проницаемое, относительно проницаемое и непроницаемое состояния выделяют по способности пропускать гравитационную воду, причем процесс фильтрации характеризуется двумя коэффициентами фильтрации — в горизонтальном k_ϕ^r , т.е. по пласту, и вертикальном k_ϕ^r направлениях. Водонасыщенное и неводона-

сыщенные состояния породы оценивают по количеству удерживаемой воды, ее видам (свободная, физически связанная) и типам влагоемкости (гигроскопическая, пленочная, капиллярная). Водоносное, водоупорное, относительно водоупорное состояния устанавливаются по величине коэффициента водоотдачи.

Таблица 6.2

Характеристика состояний горных пород в зависимости от влажности

По степени проницаемости	По степени водонасыщения	По способности пропускать и отдавать свободную воду	Порода
Проницаемые, $k_{\phi} > 10^{-1}$ м/сут	Водонасыщенные, $G > 0,9$	Водоносные, $\mu > 0,01$	Пески, трещиноватые известняки, граниты и др.
	Неводонасыщенные, $G < 0,9$	Могут быть водоносными	
Относительно проницаемые, $k_{\phi} < 10^{-1}$ м/сут ($k_{\phi} > 10^{-7}$ м/сут)	Водонасыщенные, $G > 0,9$	Относительно водоупорные $0,01 > \mu > 0,001$	Суглинки, слаботрещиноватые песчаники и др.
	Неводонасыщенные, $G < 0,9$	Могут быть относительно водоупорными	
Непроницаемые, $k_{\phi} < 10^{-3}$ м/сут ($k_{\phi} \leq 10^{-7}$ м/сут)	Водонасыщенные, $G > 0,9$	Водоупорные, $\mu < 0,001$	Плотные глины, суглинки и др. Плотные нетрещиноватые граниты и др.
	Неводонасыщенные, $G < 0,9$		

§ 5. Законы фильтрации

Начало изучения законов фильтрации подземных вод в горных породах относится к 1856 г., когда французский гидравлик Анри Дарси выполнил ряд экспериментов по фильтрации воды в пористых средах. Сущность опытов (рис. 6.12) сводится к замеру расхода воды Q , профильтровавшейся через фильтр на участке l , и напоров H_1 и H_2 на границах участка фильтрации.

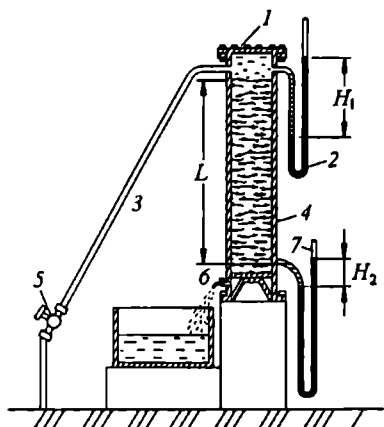


Рис. 6.12. Прибор Дарси:

1 — крышка; 2, 7 — манометры; 3 — водовод; 4 — цилиндр с песком; 5, 6 — краны

Дарси установил, что количество воды Q , просачивающейся через породу в единицу времени, пропорционально коэффициенту k_ϕ , зависящему от физических свойств породы, падению напора $\Delta H = H_1 - H_2$, площади поперечного сечения породы F и обратно пропорционально длине пути фильтрации l , измеренной по направлению движения воды:

$$Q = k_\phi \frac{\Delta H}{l} F. \quad (6.25)$$

Количество воды, протекающее через определенное сечение, равняется скорости течения v , умноженной на площадь сечения: $Q = VF$. Отношение $\Delta H/l = I$.

Таким образом, зависимость (6.22) можно представить в виде

$$v = k_\phi I. \quad (6.26)$$

Это выражение представляет собой математическую запись закона Дарси, согласно которому скорость фильтрации пропорциональна первой степени напорного градиента. При $I = 1$ $k_\phi = v$, т.е. величина коэффициента фильтрации равна скорости фильтрации при градиенте, равном единице. Потеря напора обусловлена

силами сопротивления, возникающими при обтекании водой частиц горной породы за счет трения. Поскольку напорный градиент возникает в результате действия сил сопротивления на фильтрационный поток, можно принять величину этих сил пропорциональной напорному градиенту. Из формулы (6.26) следует, что $I = V/k = aV$, где $a = 1/k$.

В гидрогеологии характеристика фильтрационной способности горной породы чаще всего дается через величину коэффициента фильтрации k_f , выражаемую в линейных единицах, отнесенных к единице времени. Эта расчетная величина более удобна на практике, чем действительная средняя скорость движения воды U , так как она соотносится с легко measurableм общим объемом горной породы и наиболее точно выражает водопроницаемость породы. Оценка фильтрационной способности основных видов горных пород приведена в табл. 6.3.

На практике для характеристики фильтрационных свойств водоносных пород, наряду с коэффициентом фильтрации, используют коэффициент водопроницаемости T .

А. Дарси, проводивший опыты с водой, считал, что коэффициент фильтрации зависит только от свойств пористой среды, а характер фильтрующейся жидкости на его величину не влияет. Однако дальнейшими исследованиями было установлено, что коэффициент фильтрации отражает также свойства жидкостей, а именно: он прямо пропорционален плотности γ_v и обратно пропорционален вязкости μ фильтрующейся жидкости:

$$k_f = k_n \frac{\gamma_v g}{\mu}. \quad (6.27)$$

Коэффициент пропорциональности k_n в формуле (6.27), называемый коэффициентом проницаемости, имеет размерность площади и выражается в m^2 , cm^2 или mkm^2 . Коэффициенту проницаемости в $1 mkm^2$ соответствует, в случае фильтрации пресной воды при $20^\circ C$, коэффициент фильтрации $k_f = 0,86 m/сут = 0,001 cm/c$. Показатель k_n используют при исследовании вод глубоких горизонтов, особенно при разработке нефтяных и газовых месторождений.

Фильтрационные свойства горных пород (по Н.И. Плотникову с добавлением Е.Е. Керкис)

Группа	Проницаемость пород	Вид пород	Коэффициент фильтрации k_f , м/сут	Пористость n , %	Закономерности фильтрационных свойств
I	Очень высокая	1. Галечник и гравий без заполнителя (промытые)	350 (350—3500)	25—35	Проницаемость довольно постоянная на всей площади распространения
		2. Глыбы и щебень в осыпях и обвалах без заполнителя	350 (350—6500)	20—35	Проницаемость постоянная
		3. Сильнозакарстованные	70 (70—3500)	2—15	Проницаемость очень непостоянная и обычно уменьшается с глубиной
		4. Невулканические, преимущественно базальты, андезито-базальты и андезиты	70—1300	2—25	Проницаемость обусловлена первичными трещинами отдельности и нередко кавернозностью; довольно постоянная в плане и разрезе
		5. Сильнотрещиноватые интрузивные, гнейсы и кристаллические сланцы	70 иногда до 1000	1—5	Проницаемость очень непостоянная, достигает максимума в зоне разгрузки, а также в зонах молодых разломов, быстро уменьшается с глубиной; гнейсы и кристаллические сланцы имеют хорошо выраженную фильтрационную анизотропию

II	Высокая	1. Галечники и гравий с заполнителем — разнозернистым песком; песчано-галечные отложения, грубозернистые пески	15—70	25—35	Проницаемость непостоянная, часто отмечаются слоистость и фильтрационная анизотропия
		2. Чистые разно- и среднезернистые пески	7,0—55	25—35	То же
		3. Закарстованные образования	7,0—70	1—8	Проницаемость очень непостоянная, уменьшается с глубиной
		4. Трещиноватые и магматические интрузивные и древние эффузивные, гнейсы и кристаллические сланцы	7,0—35	0,5—2,0	Аналогичны породам группы I вида 5; на глубине проницаемость низкая
		5. Кавернозные доломиты и известняки	7,0—70	2,20	Проницаемость непостоянная, уменьшается с глубиной

Группа	Проницаемость пород	Вид пород	Коэффициент фильтрации k_f , м/сут	Пористость n , %	Закономерности фильтрационных свойств
III	Средняя	1. Галечники и гравий с заполнителем — мелко- и среднезернистым песком	0,7—7,0	25—30	Проницаемость непостоянная; у слоистых отложений фильтрационная анизотропия
		2. Пески мелко- и среднезернистые	0,7—7,0	25—40	То же
		3. Пористые цементированные (песчаники, гравелиты, конгломераты и т.п.)	0,7—7,0	6—20	Проницаемость часто довольно постоянная; возможна фильтрационная анизотропия
		4. Слабокарстованные и палеокарстовые	0,7—7,0	0,5—1,0	Проницаемость очень непостоянная, особенно у палеокарстовых пород
		5. Трещиноватые интрузивные, древние эффузивные и метаморфические со средней интенсивностью трещиноватости	0,7—7,0	0,2—0,5	Аналогичные породам группы II вида 4

		6. Трещиноватые обломочные, цементированные	0,7—7,0	0,2—2,0	Проницаемость непостоянная, уменьшается на глубине; у слоистых толщ отмечается фильтрационная анизотропия
IV	Низкая	1. Пески тонкозернистые, пылеватые и глинистые, легкие супеси	0,07—0,7	25—40	Аналогичные породам группы III вида 2
		2. Пористые, цементированные (алевролиты, песчаники и т.п.)	0,07—0,7	5—20	Аналогичные породам группы III вида 3
		3. Слаботрещиноватые магматические, метаморфические и осадочные	0,07—0,7	0,1—1,0	Проницаемость непостоянная, на небольшой глубине уменьшается почти до нуля
		4. Антрацит и сухие каменные угли	0,07—0,7	0,1—1,0	Возможна небольшая фильтрационная анизотропия
		5. Слаборазложившийся торф	0,07—0,7	50—70	Весьма высокая влагоемкость; наблюдается довольно высокий начальный градиент
		6. Лёсс и лёссовидные суглинки	0,007—0,07	25—50	Макропористость, фильтрационная анизотропия; проницаемость часто довольно постоянная

Группа	Проницаемость пород	Вид пород	Коэффициент фильтрации k_f , м/сут	Пористость n , %	Закономерности фильтрационных свойств
У	Весьма низкая	1. Суглинки, тяжелые супеси	0,007—0,07	25—50	Проницаемость может быть довольно постоянной на площади распространения
		2. Сланцы песчано-глинистые, хлоритовые, горючие и др; филлиты	0,007—0,07	2—4	
		3. Плотно сцементированные обломочные с небольшой пористостью (алевролиты, песчаники, песчаные сланцы и т.п.)	0,007—0,07	8—10	Аналогичны породам группы IV вида 2
		4. Различные очень слаботрециноватые	0,007—0,07	0,01—0,1	Проницаемость уменьшается почти до нуля на очень небольшой глубине
		5. Хорошо разложившийся торф	0,007—0,07	100—150 и более	Очень большая влагоемкость, высокий начальный градиент

УІ	Низкая	1. Глины, мергелистые глины, аргиллиты, тяжелые суглинки	0,005	15—45	Проницаемость часто непостоянная в направлении, нормальном к напластованию
		2. Галоидные соли, гипс, ангидрит глубже верхней трещиноватой и закарстованной зоны	Около 0	Около 0	Проницаемость становится равной нулю вследствие смыкания трещин и других пустот под влиянием геостатического или тектонического давления
		3. Различные скальные и полускальные глубже верхней трещиноватой зоны	0,005	0,01	Аналогичны породам группы У вида 4

Примечание. В скобках — интервалы вероятных значений коэффициентов фильтрации.

Закон Дарси применим для движения воды в любом направлении, в том числе и горизонтальном. Он характеризует ламинарное движение воды в горных породах. Подтвержденный многочисленными экспериментами этот закон по своей сути — эмпирический: строгое доказательство его отсутствует.

В результате исследований процессов фильтрации воды в пористых средах установлено, что нарушение линейного закона происходит при определенном значении скорости движения, хотя не всегда ламинарный режим при этом переходит в турбулентный. Отклонение происходит постепенно, что характеризуется критическими значениями числа Рейнольдса в пределах 4—12. Напорные градиенты и соответствующие им скорости фильтрации, при которых нарушается линейный закон, также названы критическими.

Опыты показали, что для крупнозернистых песков $v_{кр}$ в среднем равна 0,5 см/с, или около 400 м/сут; верхний предел действительной скорости $U_{кр}$ движения воды в порах равен 1000 м/сут при $n = 0,4$. В осадочных породах скорость обычно гораздо меньше (например, в песках — метры, десятки и редко сотни метров в сутки).

Для переходного режима фильтрации наиболее достоверной формулой закона фильтрации служит зависимость Прони:

$$I = av + bv^2, \quad (6.28)$$

где a и b — коэффициенты, зависящие от свойств пористой среды и фильтрующей жидкости, определяемые экспериментально.

При малых значениях скорости фильтрации величиной v^2 можно пренебречь, тогда формула (6.28) представит собой запись закона Дарси $I = av$, где $a = 1/k$.

При больших скоростях фильтрации ее величина не пропорциональна первой степени напорного градиента; движение воды приобретает турбулентный характер.

В трещиноватых породах в зависимости от величины гидравлического градиента движение воды может иметь и ламинарный, и турбулентный характер. А.А. Краснопольский, отождествляя движение воды в крупных трещинах и карстовых пустотах с движением ее в трубах, предположил, что движение подземных вод в силь-

нотрещиноватых и раскарстованных породах определяет турбулентный режим. Предложенная для этого режима нелинейная зависимость между скоростью фильтрации и напорным градиентом, получившая наименование Шези — Краснопольского, имеет вид:

$$v = k\sqrt{I}. \quad (6.29)$$

Эта зависимость получена исходя из условия, что величина v^2 (ф-ла 6.28) имеет преобладающее значение в этом случае. На турные наблюдения свидетельствуют, что зависимость (6.29) дает хорошую сходимость при прогнозе водопритоков на шахтах Донбасса.

Известны попытки записать формулу общего движения по аналогии с законом Дарси и Шези — Краснопольского. Так, Смрекер предложил выражение $v = kI^n$, из которого можно получить формулы, выражающие законы Дарси (при $n = 1$), Шези — Краснопольского (при $n = 0,5$) или выражение для смешанного движения ($0,5 < n < 1$). Экспериментальная проверка границ применимости линейного закона показала, что критические напорные градиенты и критические скорости фильтрации находятся в обратной зависимости от величины пор и трещин горной породы.

Движение подземных вод в природных условиях характеризуется значениями скоростей фильтрации от десятых долей до нескольких метров в сутки и напорными градиентами (уклонами) — от нескольких тысячных до нескольких сотых долей единицы, т.е. имеет место линейный закон фильтрации. Лишь в условиях притока подземных вод к горным выработкам, водозаборным и дренажным сооружениям, в непосредственной близости от этих сооружений, особенно в трещиноватых и раскарстованных породах, значения скорости фильтрации и напорного градиента могут превысить критические.

Исследования влияния местных нарушений линейного закона фильтрации на точность расчетов дебита по формулам, основанным на этом законе, проведены С.В. Троянским. Сопоставляя данные наблюдений за понижением уровня подземных вод при откачке из скважин и горных выработок с расчетными, полученными по эмпирическим формулам, он установил, что

даже при интенсивном движении подземных вод в сильно раскарстованных известняках (притоки в скважину достигали $115,7 \text{ м}^3/\text{ч}$, а в горные выработки — более $1000 \text{ м}^3/\text{ч}$) формулы, основанные на линейном законе фильтрации, дают практически полную сходимость расчетных данных с фактическими. Следовательно, отклонения от линейного закона фильтрации, наблюдаемые у стенок горных выработок и дренажных скважин, существенно не влияют на величину притока.

Выполнение линейного закона фильтрации в массиве сильно трещиноватых и раскарстованных пород объясняется неравномерным распределением трещиноватости: по пути движения подземных вод участки с крупными трещинами и пустотами сменяются участками с мелкой трещиноватостью, которые ограничивают скорость движения подземного потока и способствуют сохранению линейного закона фильтрации.

Следует отметить, что нарушение линейного закона фильтрации происходит еще до перехода ламинарного режима в турбулентный вследствие влияния сил инерции, которые возникают в результате изменений скоростей движения струй, обусловленных извилистостью и непрерывными изменениями сечений в порах каналов. Пока скорости движения воды малы, инерционные силы ничтожны, но начиная с некоторых значений они достигают величин, при которых их действие приводит к нарушению закона фильтрации, хотя движение в целом остается ламинарным.

Нарушение линейного закона фильтрации отмечается в области малых значений скоростей и градиентов. Однако точное значение нижнего предела применимости закона Дарси не известно. Исследованиями американского гидрогеолога О. Мейнцера установлена применимость закона Дарси в зернистых и трещиноватых породах при значениях напорного градиента порядка $3 \cdot 10^{-5}$ — $4 \cdot 10^{-5}$. Экспериментальные исследования В.Н. Шелкачева и И.Е. Фоменко показывают, что фильтрация пресных и соленых вод происходит в песчаных породах без нарушения закона Дарси при значениях градиента n (10^{-3} + 10^{-4}) и скорости фильтрации $n \cdot 10^{-3}$ см/год.

Величина градиента, при которой преодолеваются силы вязкого трения воды и силы трения по контакту минеральная частица — вода, называется *начальным градиентом фильтрации* I_n , определяющим порог фильтрации.

Нижний предел применимости закона Дарси для глинистых пород формально учитывается с помощью начального градиента фильтрации I_n :

$$V = \begin{cases} 0 & \text{при } \frac{\partial H}{\partial l} \leq I_n; \\ -K \left(\frac{\partial H}{\partial l} - I_n \right) & \text{при } \frac{\partial H}{\partial l} > I_n. \end{cases} \quad (6.30)$$

Предполагается, что движение жидкости начнется при превышении градиентом напора $\frac{\partial H}{\partial l}$, т.е. величины I_0 . Понятие начальный градиент объясняет возможность возникновения фильтрации в глинистых породах.

Низкая фильтрационная способность глин, рассматриваемых как относительные водоупоры, вызвана особенностями физических свойств связанной воды (повышенная плотность, сдвиговая прочность) и наличием тонкодисперсной среды, обуславливающей субкапиллярные размеры пор. Начальный градиент I_0 способствует преодолению сил вязкого трения воды и трения по контакту «минеральная частица — вода», определяя порог фильтрации. Если градиент I незначительно превышает I_0 , то движение имеет отклонение от линейного, ламинарного. При больших градиентах, когда $I \gg I_0$, начинается движение по линейному закону. Скорость фильтрации при этом определяется выражением

$$v = k(I - I_{np}) = k \left(I - \frac{4}{3} I_0 \right), \quad (6.31)$$

где I_{np} — предельный напорный градиент, при превышении которого становится справедлив закон Дарси.

Величина начального градиента I_0 , по данным В.М. Шестакова, для глин составляет 0,4—1,2, для суглинков — 0,04. Экспериментальными исследованиями С.А. Роза установлено, что

для плотных глин значения начального напорного градиента, определяющего начало фильтрации, могут достигать 20—30.

Учет явления начального градиента в глинистых породах необходим для расчетов уплотнения толщ песчано-глинистых пород вследствие глубокого водопонижения, используемого при возведении различных инженерных объектов в обводненных массивах горных пород. На рис. 6.13 приведены экспериментальные зависимости скорости фильтрации воды от начального градиента.

Фильтрация воды в песчаных породах описывается линейной зависимостью I; при фильтрации воды в глинах существует криволинейная зависимость (участок 1—2 графика II) и прямолинейная (участок 2—3 графика II). Точка 1 графика II соответствует начальному напорному градиенту I_0 , при котором вода находится в предельном состоянии. Точка 2 соответствует значению предельного напорного градиента $I_{пр} = \frac{4}{3} I_0$, при превышении которого становится справедливым закон Дарси. Опытные данные показывают, что при движении воды в песчано-глинистых породах предельный и экстраполированный градиенты близки: 0,001—0,0001. Для гидравлических градиентов менее 0,0001 закон Дарси в большинстве случаев неприменим, а градиенты порядка 0,00001, видимо, вообще недостаточны для фильтрации подземных вод.

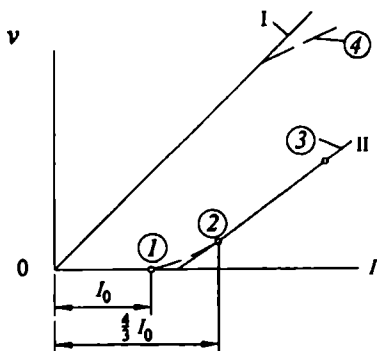


Рис. 6.13. Зависимость скорости фильтрации от напорного градиента I . I — песчаные породы; II — глинистые породы; движение: I — ламинарное, $V = KI$; II — нелинейное, $V = K(I - \frac{4}{3} I_0)$; 1—2 — вязко-пластическое; 2—3 — линейное; 4 — смешанное, $I = av + bv^2$

§ 6. Классификация потоков и виды движения подземных вод

При движении подземных вод вектор скорости фильтрации в каждой точке потока может иметь самое различное направление. Разложением вектора по координатным осям можно получить соответствующие его компоненты. По количеству составляющих *потоки делятся на одномерные* (линейные), *двухмерные* (плоские) и *трехмерные* (пространственные).

Если линии токов подземного потока параллельны некоторой плоскости, то такой поток называется плоским. При этом различают потоки плоские в плане (плоскость горизонтальна) и в разрезе (плоскость вертикальна).

Примером *одномерного потока* может служить поток напорных вод по пласту постоянной мощности, когда области питания и дренирования параллельны между собой (поток напорных подземных вод между параллельными рекой и каналом).

Если линии токов в плане не параллельны, но мощность потока постоянна, он может рассматриваться как плоский в плане.

Плоский в разрезе поток характеризуется тем, что линии токов в плане параллельны, а в разрезе искривлены (имеется вертикальная составляющая скорости). Примером может служить поток безнапорных вод вблизи горизонтальной дрены.

Простейшим случаем плоского потока является движение напорных вод к одиночному колодцу, заложенному в артезианском бассейне. Линии токов в плане в данном случае представляют собой прямые, радиально сходящиеся в центре колодца, а эквипотенциали — концентрические окружности (рис. 6.14). Такое движение называется плоско-радиальным. В данном случае, благодаря осевой симметрии потока, величину скорости фильтрации и напора в любой точке потока можно определить как функцию одной ординаты — ее радиуса-вектора. Это позволяет исследовать плоско-радиальный поток таким же элементарным методом, как и одномерный.

Движение подземных вод является трехмерным или пространственным, однако отсутствие решений задач пространственной фильтрации вынуждает упрощать их, сводя к двух- или одномерным, что в большинстве случаев обеспечивает достаточную в практическом отношении точность результатов.

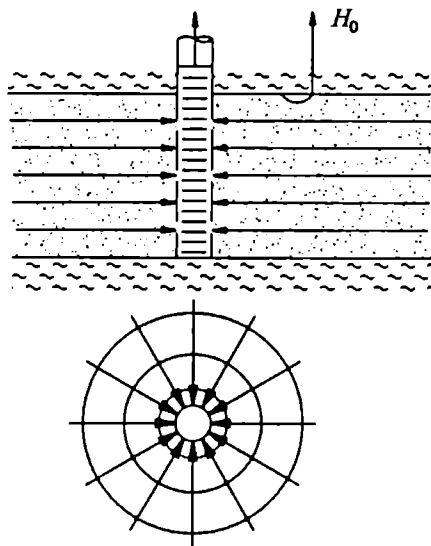


Рис. 6.14. Радиальный поток к колодезю

Движение воды в подземном потоке может быть *установившимся и неуставившимся*. Кроме того, различают равномерное и неравномерное движения.

Установившимся движением подземных вод называется такое движение, при котором все характеристики потока (мощность, напорный градиент, расход и скорость фильтрации) в данном его сечении не изменяются во времени. Его противоположностью является движение неуставившееся, т.е. переменное во времени. В природе движение подземных вод, строго говоря, всегда является неуставившимся, однако в большинстве случаев изменение характеристик потока во времени незначительно и при решении практических задач ими можно пренебрегать.

Равномерным движением подземных вод называется такое, при котором скорость фильтрации во всех сечениях потока одинакова, в отличие от неравномерного движения, характеризующегося изменением скорости фильтрации по длине потока. Равномерное движение возникает, если сечение потока с установившимся движением подземных вод ($Q = \text{const}$) не изменяет-

ся по его длине, так как в данном случае скорость фильтрации будет постоянной, т.е. $v = \text{const}$. Если же и коэффициент фильтрации по длине такого потока не изменяется, то очевидно, что $I = \text{const}$, т.е. равномерное движение по пласту постоянной проницаемости характеризуется постоянством напорного градиента по длине потока. Депрессионная кривая в данном случае является прямой линией.

Равномерное движение имеет место в потоке напорных вод по пласту постоянной мощности и в безнапорных водах, когда уклон водоупора i численно равен напорному градиенту I и потому глубина потока остается постоянной по его длине (рис. 6.15). При *неравномерном движении подземных вод* напорный градиент по длине потока изменяет свою величину и в разрезе характеризуется кривой линией. Неравномерное движение свойственно большинству потоков подземных вод.

Неустановившееся, т.е. переменное во времени, движение подземных вод обуславливается переменным режимом их питания и дренирования. Так, в засушливое время года уровень подземных вод в результате уменьшения питания снижается, а после обильных и продолжительных дождей или во время таяния снега — поднимается. Вслед за изменением уровня изменяются и остальные характеристики потока — напорный градиент, расход и скорость фильтрации.

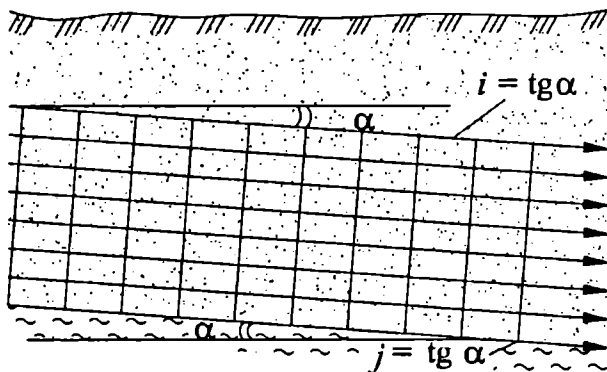


Рис. 6.15. Равномерное движение грунтовых вод

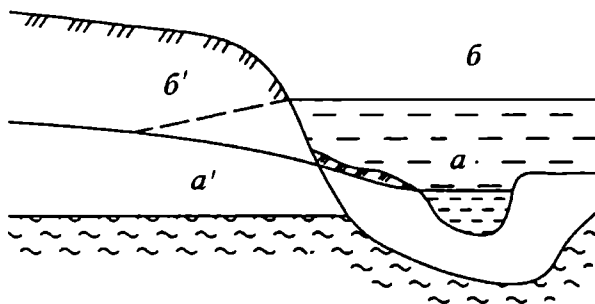


Рис. 6.16. Подпор грунтовых вод при паводке

Переменный во времени характер движения подземных вод, тяготеющих к речным долинам, определяется режимом рек. Подъем воды в реке (рис. 6.16) во время весеннего половодья от уровня a до уровня b приводит к подпору подземных вод. Их уровень у реки также поднимается (до уровня b'), изменяются также расход, а иногда и направление потока. Аналогичное явление происходит при образовании водохранилищ.

Преимущественно с неустановившимся движением подземных вод приходится иметь дело при водоотливе из горных выработок и осушении месторождений. Развитие горных работ в плане и на глубину сопровождается постоянным изменением напоров и уровней, напорных градиентов, направления движения и расходов подземных вод в районе горного предприятия.

В практике горного дела приходится решать самые разные задачи. Они связаны: с определением скорости движения воды и ее количества, протекающего через заданное сечение или поступающего к скважинам и горным выработкам; с нахождением положения зеркала подземных вод или величины напора в заданных точках; расчетом времени, по истечении которого достигается требуемый дебит или заданная (допустимая) величина напора в водоносном горизонте или комплексе.

Наряду с аналитическим описанием фильтрационных процессов, в горно-технической практике используется *гидрогеологическое моделирование*, которое рассматривает процесс фильтрации в качестве прототипа, а подобный ему процесс как мо-

дель-аналог. Аналогия между изучаемым фильтрационным процессом и его моделью достигается при условии, что описывающие эти процессы математические зависимости оказываются взаимно тождественными при умножении входящих в них характеристик на определенные масштабные коэффициенты.

Подобие между прототипом и аналогом может быть установлено для одного и того же физического процесса, изучаемого применительно к различной геометрии прототипа и его модели (физическое моделирование), или применительно к процессам различной физической сущности, но отвечающим общему принципу сохранения массы и энергии (математическое моделирование процесса фильтрации).

Примером *физической модели* служит фильтрационный лоток (рис. 6.17), в котором модельный материал представлен породой водоносного горизонта (комплекса) и имеет те же геометрические пропорции (напомним, что закон Дарси получен на базе физической модели). Лоток имеет три непроницаемые стенки, на которых располагаются пьезометры, и одну проницаемую (стеклянная, плексиглазная), предназначенную для изучения направления и скорости движения подкрашенного фильтрационного потока. Пьезометры вводятся через отверстия в грунт, по которому фильтрующаяся вода поднимается по измерительной трубке, показывая величину напора воды в той или иной точке фильтрационного лотка.

Область питания водоносного пласта моделируется «карманом», куда подключен водопроводный кран. Отсюда поток воды равномерно, по всей площади поступает в массив грунта. Профильтровавшись, вода стекает к модели исследуемой скважины (дрены), через которую вода отводится из лотка. Преимущество такого моделирования — наглядность; недостатки — искажающее влияние капиллярных эффектов, трудности контроля за однородностью модельного грунта, соблюдением идентичности в сложении исходного и модельного материалов, невозможности воспроизведения сложных геометрических очертаний границ моделируемого пласта.

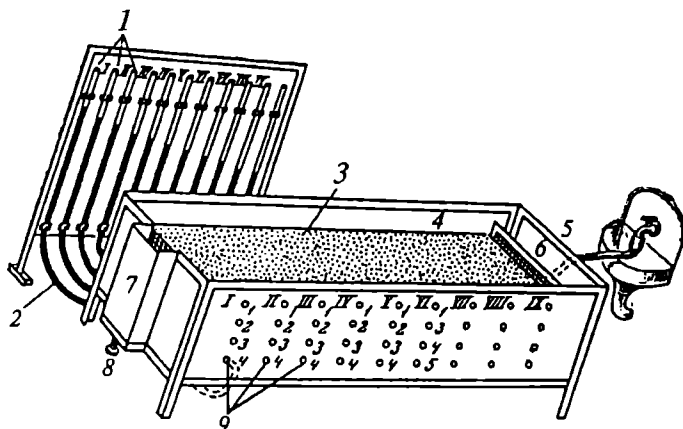


Рис. 6.17. Фильтрационный грунтовый лоток:

1 — стеклянные измерительные трубки; 2 — резиновые шланги; 3 — песчаная фильтрующая загрузка лотка; 4 — сетка, удерживающая песок; 5 — подача воды в лоток; 6 — распределительный водоподающий карман; 7 — водоприемный карман; 8 — сливное устройство; 9 — пьезометры (шланги, подводящие воду к измерительным трубкам, условно не показаны)

Более широкое распространение получило *математическое моделирование*, выполняемое на аналоговых или на численных моделях.

Аналоговое моделирование базируется на использовании в качестве аналога электрических, тепловых, гидравлических и других процессов (моделей). Численное моделирование заключается в решении на ПК уравнений фильтрации при определенных граничных условиях и структуре фильтрационного поля. Отличие электрического моделирования от численного заключается в том, что решение реализуется в виде физических характеристик электрического поля и позволяет контролировать процесс моделирования, а при необходимости оперативно корректировать модель.

Численное моделирование — наиболее перспективный и универсальный метод моделирования сложных фильтрационных процессов.

Моделирование фильтрационных полей выполняют на сплошных электрических моделях, изготовленных из растворов

и гелей солей, из электропроводной бумаги или других материалов, или на сеточных моделях, представленных совокупностью отдельных (дискретных) электрических сопротивлений. Моделирование стационарных двухмерных потоков осуществляется преимущественно на моделях из электропроводной бумаги или на сеточных моделях. Электрические модели основаны на электродинамической аналогии между фильтрационным потоком и электрическим полем, описываемым соответственно законами Дарси и Ома.

§ 7. Движение подземных вод в напорном пласте

Расчетная схема для определения расхода потока и уравнения депрессионной кривой показана на рис. 6.18.

В горизонтально залегающем водоносном пласте постоянной мощностью m заключен напорный поток подземных вод с установившимся равномерным движением. В сечениях 1 и 2 по длине потока, находящихся на расстоянии l друг от друга, напоры соответственно равны H_1 и H_2 ; коэффициент фильтрации

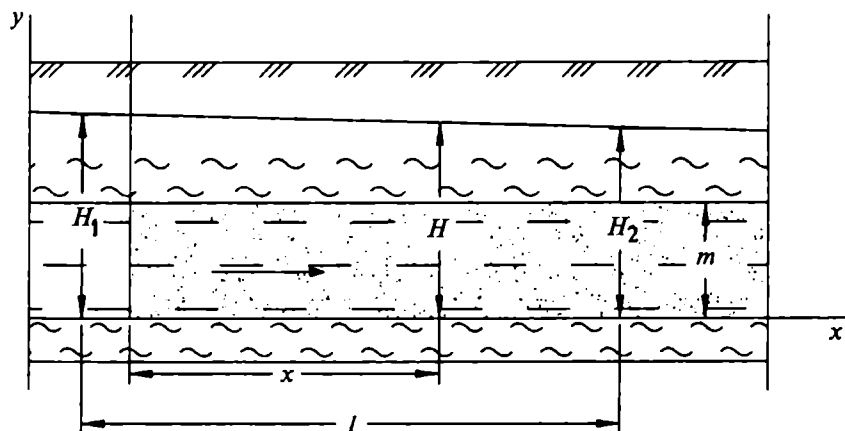


Рис. 6.18. Расчетная схема движения подземных вод в напорном водоносном горизонте

водоносного пласта постоянен и равен k . Согласно уравнению Дарси, расход потока равен $Q = vF$; скорость фильтрации $v = kI$. Это выражение можно представить в дифференциальной форме, учитывая, что в каждой точке $I = -dH/dx$ и

$$v = -k \frac{dH}{dx}. \quad (6.32)$$

Принимая площадь потока F , равной mB , получим

$$Q = -mBk \frac{dH}{dx}. \quad (6.33)$$

После интегрирования имеем

$$Q = \frac{kmB(H_1 - H_2)}{l}. \quad (6.34)$$

Для получения уравнения депрессионной кривой воспользуемся неразрывностью потока, представив уравнение (6.34) для промежуточного сечения в виде

$$Q_x = \frac{kmB(H_1 - y)}{x}. \quad (6.35)$$

Приравняв правые части выражений (6.34) и (6.35), получим:

$$\frac{H_1 - H_2}{l} = \frac{H_1 - y}{x}$$

или

$$y = H_1 - \frac{x}{l}(H_1 - H_2). \quad (6.36)$$

Таким образом, депрессионная кривая подземных вод при равномерном движении является прямой линией. Расход потока q на его ширине, равной единице, называется *единичным расходом*. Согласно выражению (6.30), имеем

$$q = \frac{Q}{B} = -km \frac{dH}{dx}. \quad (6.37)$$

Выражение единичного расхода q в дифференциальной форме, согласно формуле (6.33), имеет вид

$$q = \frac{Q}{B} = -km \frac{dH}{dx} \quad (6.38)$$

и называется *дифференциальным уравнением Дюпюи*.

§ 8. Движение подземных вод в безнапорном пласте

Расчетная схема решения задачи представлена на рис. 6.19.

При установившемся движении и ламинарном режиме расход воды через сечение с шириной потока, равной B метров, определяется по формуле

$$Q = -\frac{dy}{dx} kB y. \quad (6.39)$$

Разделив переменные, проинтегрируем выражение в пределах сечений 1 и 2:

$$Q \int_0^l dx = -kB \int_{H_1}^{H_2} y dy. \quad (6.40)$$

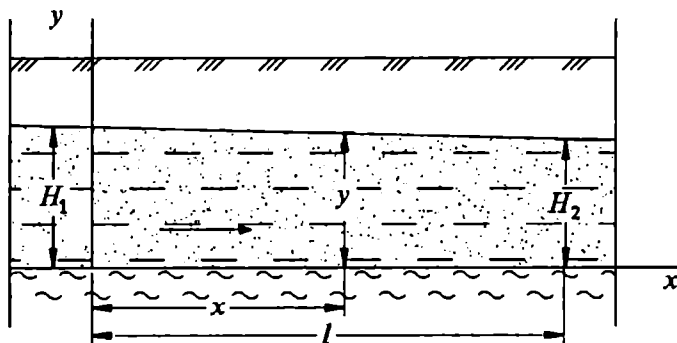


Рис. 6.19. Расчетная схема движения подземных вод в безнапорном пласте

Отсюда

$$Q = \frac{k(H_1^2 - H_2^2)}{2l} B. \quad (6.41)$$

Для получения уравнения депрессионной кривой воспользуемся положением о равенстве расходов потока в сечениях 1, 2 и в промежуточном с мощностью y :

$$\frac{k(H_1^2 - H_2^2)}{2l} B = \frac{k(H_1^2 - y^2)}{2x} B. \quad (6.42)$$

Отсюда

$$y = \sqrt{H_1^2 - \frac{x}{l}(H_1^2 - H_2^2)}. \quad (6.43)$$

Уравнения (6.34) и (6.41) используются для определения водопритоков в котлованы, карьеры и горизонтальные подземные выработки значительной протяженности, а уравнения (6.36) и (6.43) — при прогнозе положения зеркала воды, формируемого в результате дренирующего влияния выработок.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Назовите характеристики пористости и плотности горных пород и объясните их физический смысл.
2. Как оценивается зерновой состав несцементированных горных пород?
3. Что такое гидростатический напор и гидростатическое давление?
4. Охарактеризуйте режимы движения для свободной жидкости. Что отражает число Рейнгольда?
5. Объясните механизм взаимодействия нейтральных и эффективных напряжений при изменении напоров в водонасыщенных горных породах.
6. Каков физический смысл понятия гидродинамическое давление?
7. Какими показателями характеризуются фильтрационные и емкостные свойства горных пород? Чем различаются коэффициенты упругой и гравитационной водоотдачи?
8. Приведите общую формулу основного закона фильтрации. В чем отличие приведенной и действительной скорости фильтрации?
9. Объясните физический смысл коэффициента фильтрации.

10. При каких условиях происходят отклонения от закона фильтрации?
Как учитывается начальный градиент фильтрации при применении закона Дарси к глинистым породам?

11. По какому принципу классифицируют подземные потоки?

12. Назовите признаки видов движения потоков.

13. Какие существуют методы описания фильтрационных процессов?

ГЛАВА 7. ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД К ИСКУССТВЕННЫМ ДРЕНАМ ПРИ УСТАНОВИВШЕЙСЯ ФИЛЬТРАЦИИ

*Частные случаи не может пре-
дусмотреть ни одно искусство.*

Аристотель

§ 1. Общие сведения

Сооружения, предназначенные для захвата и извлечения подземных вод с целью водоснабжения или изменения уровня (напора), т.е. водопонижения, называют *водозаборными*. Они являются искусственными дренами водоносного пласта и подразделяются на вертикальные, горизонтальные и комбинированные.

К *вертикальным дренам* относятся водозаборные и дренажные скважины, колодцы, шурфы, стволы шахт и др. Поток подземных вод к таким выработкам имеет радиальный характер или без большой погрешности для практических расчетов может быть принят за таковой, что значительно облегчает его изучение. *Горизонтальные дрены* (англ. drain — осушать) — это дренажные канавы, водосборные и дренажные галереи, дренажные штреки и др. Площадь обнажения водоносного пласта в горизонтальных выработках значительно превосходит площадь обнажения вертикально пройденных выработок. *Комбинированные дрены* представляют собой сочетания вертикальных и горизонтальных, например, лучевые водозаборы, состоящие из шахтного колодца с горизонтальными скважинами.

По степени вскрытия водоносных пластов различают *совершенные и несовершенные горные выработки (дрены)*.

К совершенным (рис. 7.1, а) относятся выработки, которые вскрывают водоносный пласт на всю мощность, обеспечивая поступление воды в выработку по всей длине ее водоприемной части в пределах мощности водоносного пласта. Несовершенные выработки (см. рис. 7.1, б) вскрывают только часть пласта и обеспечивают поступление воды в пределах вскрытой части через боковые стенки или дно выработки. Водоприемная часть (фильтровая или безфильтровая) несовершенных дрен может располагаться в любой части водоносного пласта: у кровли или свободной поверхности, у подошвы или в средней части пласта. При движении подземных вод к несовершенным дренам необходимо учитывать вертикальную составляющую скорости фильтрации.

Если из горной выработки, например, из вертикальной скважины откачивать воду с определенной интенсивностью $Q = \text{const}$, то уровень воды в ней, сначала быстро, а затем все медленнее понижаясь от своего первоначального положения H , через некоторое время достигнет положения h и практически стабилизируется. При наличии вблизи выработки наблюдательных скважин можно заметить понижение уровня воды в них до положения Y_1 и Y_2 (рис. 7.2). Вокруг этой выработки образуется депрессионная воронка: линии ее пересечения с вертикальной плоскостью, проходящей через ось выработки, образуют депрессионные кривые, которые имеют максимальный наклон у стенки выработки, а по мере удаления от нее постепенно выполаживаются и практически сопрягаются с линией первоначального напора H . Расстояние от оси колодца до точки сопряжения депрессионной кривой с линией первоначального напора называют *радиусом влияния выработки* R , понимая под этим радиус кругового контура питания, концентричного скважине и обеспечивающего ее дебит при откачке (*приведенный радиус питания*, по В.Н. Щелкачеву).

В случае горизонтального залегания плоскости первоначального напора (подземный бассейн) и водоупора, однородного строения пласта и одинаковых условий питания на границе депрессионной воронки поток подземных вод к горной выработке будет плоско-радиальным: обе ветви депрессионной кривой в любом из вертикальных сечений располагаются симметрично.

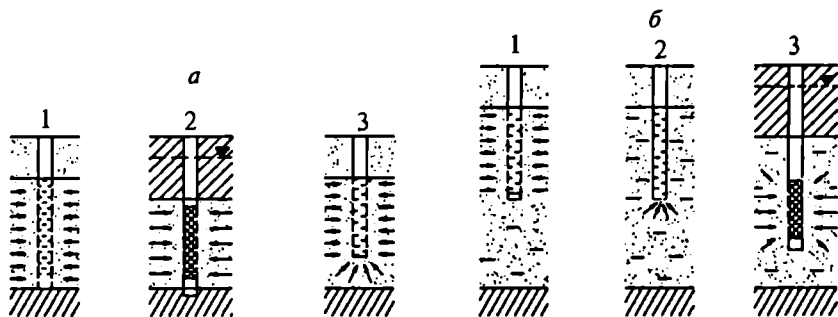


Рис. 7.1. Типы вертикальных дрен по степени вскрытия водоносного пласта:

a — совершенные дрены в безнапорном (1, 3) и напорном (2) пластах конечной мощности; *б* — несовершенные дрены в безнапорном (1, 2) и напорном (3) пластах конечной мощности

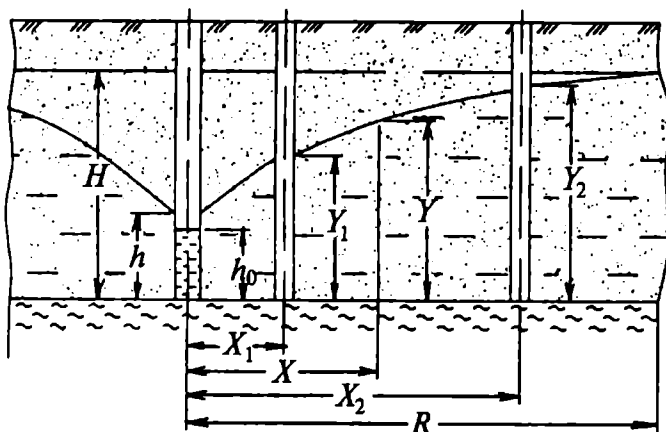


Рис. 7.2. Схема откачки из вертикальной выработки

Сниженный в результате продолжительной откачки уровень воды в вертикальной выработке, соответствующий напору h в ней, называется динамическим уровнем в отличие от статического, отвечающего первоначальному напору H в пласте. Величина S , на которую понижается уровень воды в выработке, называется *понижением*. Следовательно,

$$S = H - h. \quad (7.1)$$

При откачке из безнапорного водоносного пласта (грунтовые воды) осушение породы идет в пределах развивающейся депрессионной воронки. В напорных водах вследствие наличия над кровлей пласта избыточных напоров непосредственного осушения пласта не происходит и поступление воды в скважину обусловлено высвобождением упругих запасов при снижении напоров в пределах развивающейся депрессии и перехватом естественного расхода потока.

В ходе откачки, по существу, нельзя получить установившееся движение подземных вод. Однако практически можно считать поток подземных вод к дрене установившимся, если при длительном воздействии на пласт с постоянной интенсивностью уровень воды в выработке и в наблюдательных скважинах почти не изменяется во времени.

§ 2. Движение подземных вод к одиночной совершенной вертикальной дрене в безнапорном пласте

Одиночной называют дрину, не испытывающую влияния других аналогичных выработок. Наблюдения за действием одиночных скважин показывают, что их работа в основном происходит в условиях установившейся фильтрации. То же самое характерно для водоотбора в непосредственной близости от контура питания подземных вод.

Впервые теория притока подземных вод к выработкам была разработана Ж. Дюпюи (1857). Предложенные им формулы и в настоящее время широко применяются на практике.

Движение воды к скважине имеет радиальный характер: линии тока в плане имеют вид прямых, направленных по радиусам к скважине. В разрезе они представлены системой кривых, в верхней части потока, близких к кривой депрессии, а в нижней — прямыми, параллельными водоупорному ложу. Поперечные сечения грунтового потока в разрезе также имеют вид кривых, нормальных к линиям тока и рассматриваются как боковая по-

верхность цилиндра с высотой, равной мощности потока h в данном сечении (см. рис. 7.2).

Пусть статический напор равен H , динамический напор у стенок выработки h , радиус депрессионной воронки R , радиус выработки r , коэффициент фильтрации водоносного пласта постоянен и равен k . Принимаем расход потока через цилиндрическое сечение y на расстоянии x от оси колодца равным Q , и на основании закона Дарси получаем выражение вида

$$Q = 2\pi x y \frac{dy}{dx}, \quad (7.2)$$

где $F = 2\pi x y$ — площадь сечения цилиндра; $I = dy/dx$ — напорный градиент.

После разделения переменных и интегрирования этого выражения в пределах от стенок выработки до контура депрессионной воронки

$$Q \int_r^R \frac{dx}{x} = 2\pi k \int_h^H y dy$$

получим

$$Q = \frac{\pi k (H^2 - h^2)}{\ln R - \ln r}. \quad (7.3)$$

Разложив разность квадратов, с учетом (7.1) будем иметь:

$$Q = \frac{\pi k (2H - S)}{\ln R - \ln r}. \quad (7.4)$$

Таким образом, дебит совершенной вертикальной выработки при безнапорных водах пропорционален коэффициенту фильтрации k , приблизительно пропорционален мощности водоносного пласта P и находится в параболической зависимости от понижения S .

Подставив значение π и заменив натуральные логарифмы десятичными, получим формулу Дюпюи:

$$Q = \frac{1,37k(2H - S)S}{\lg R - \lg r}. \quad (7.5)$$

В реальных условиях при откачке из скважин со значительной величиной понижения уровня S наблюдаются (рис. 7.3, а) отклонения от параболической зависимости, выражаемой формулой (7.5). Поэтому для прогноза дебита при известном понижении уровня или понижении при заданном дебите предпочтительнее использовать фактическую кривую зависимости $Q = f(S)$, получаемую в результате откачек с разным дебитом в ходе опытно-фильтрационных работ ОФР.

Для определения высоты y пониженного уровня воды в пласте на различных расстояниях x от оси выработки в пределах депрессионной воронки проинтегрируем выражение (7.2) в следующих пределах:

$$Q \int_x^R \frac{dx}{x} = 2\pi k \int_y^H y dy.$$

Решив полученное выражение относительно y , будем иметь:

$$y = \sqrt{H^2 - 0,73 \frac{Q}{k} \lg \frac{R}{x}}. \quad (7.6)$$

Если уравнение (7.2) проинтегрировать в пределах от стенки выработки h до сечения y , то получим:

$$y = \sqrt{h^2 + 0,73 \frac{Q}{k} \lg \frac{x}{r}}. \quad (7.7)$$

Подставляя сюда значение Q из (7.4), получим уравнение депрессионной кривой, в которое входят только заданные величины H , h , R и r :

$$y = \sqrt{h^2 + (2H - S)S \frac{\lg x - \lg r}{\lg R - \lg r}}. \quad (7.8)$$

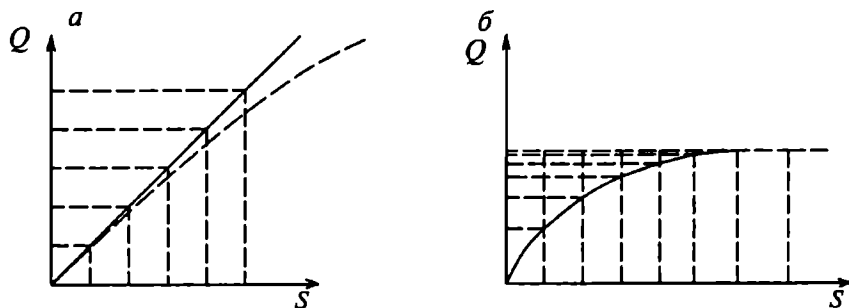


Рис. 7.3. Кривая дебита вертикальной совершенной дрены.
 Режимы фильтрации: а — напорный, б — безнапорный

Более надежно кривая депрессии может быть построена по данным о фактическом снижении уровня в наблюдательных скважинах.

В случае откачки из вертикальной горной выработки, заложенной в безнапорные воды, наблюдается разрыв уровней воды в ней и за ее стенкой (рис. 7.4). Величина этого разрыва $\Delta h = h - h_0$, которую называют *участком высачивания или гидравлическим скачком*, зависит от понижения S , дебита Q , диаметра выработки d и коэффициента фильтрации породы k . Выработки, заложенные в водоносные пески, оборудуются специальными фильтрами, которые удерживают их стенки от оплывания и предупреждают вынос песка. Величина Δh зависит также от конструкции фильтра.

Образование разрыва уровней объясняется потерями напора, который затрачивается на преодоление сопротивлений контактной зоны водоприемной части (фильтра) скважины с породой, входных сопротивлений внутри скважины, а также деформаций потока в прискважинной зоне, что существенно для безнапорного режима фильтрации. В зоне деформации потока (на расстоянии мощности потока от скважины) линии равного напора отклоняются от вертикальных сечений и расчетная (по формуле Дюпюи) кривая депрессии не совпадает с фактической, отличаясь от нее на величину гидравлического скачка Δh на стенке скважины (см. рис. 7.4).

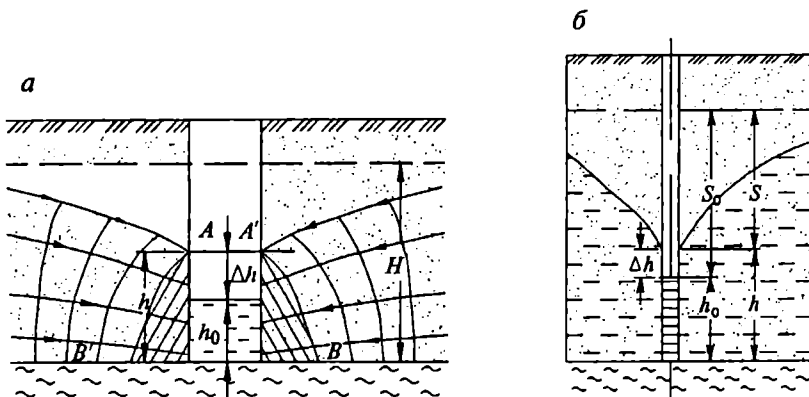


Рис. 7.4. Схема фильтрационных токов у стенок колодца (а) и разрыв уровней в вертикальной дрене при безнапорных водах (б)

Наличие разрыва уровней приводит к необходимости различать высоту уровня воды в выработке h_0 и понижение S_0 и высоту уровня воды за стенкой выработки h и понижение S , причем

$$h = h_0 + \Delta h. \quad (7.9)$$

Для определения гидравлического скачка может быть использована формула, полученная В.М. Шестаковым на основе приближенного аналитического решения И.А. Черного. В качестве основных параметров, определяющих величину участка высачивания Δh , приняты приведенный расход $\bar{Q} = Q/k$, столб воды в скважине h_0 и радиус скважины r :

$$\Delta h = \sqrt{[0,731 g (\sqrt{\bar{Q}/r}) - 0,5] \bar{Q} + h_0^2 - h_0}. \quad (7.10)$$

Для ориентировочного определения гидравлического скачка используют различные эмпирические формулы, например, зависимость, установленную С.К. Абрамовым по результатам опытов в фильтрационном лотке:

$$\Delta h = a \sqrt{\frac{QS_0}{kF}}, \quad (7.11)$$

где Δh — величина разрыва уровня, м; a — эмпирический коэффициент, зависящий от конструкции фильтра; для сетчатых и гравийных фильтров $a = 0,20$, для других типов $a = 0,07$ (при их скважности не менее 20 %); Q — дебит выработки, м³/сут; S_0 — понижение уровня воды в выработке, м; k — коэффициент фильтрации водоносного пласта, м/сут; F — рабочая площадь фильтра, м²; $F = \pi dh$ (где d — диаметр фильтра, h — уровень воды за стенкой фильтра).

На рис. 7.5 изображены конструкции различных типов фильтров.

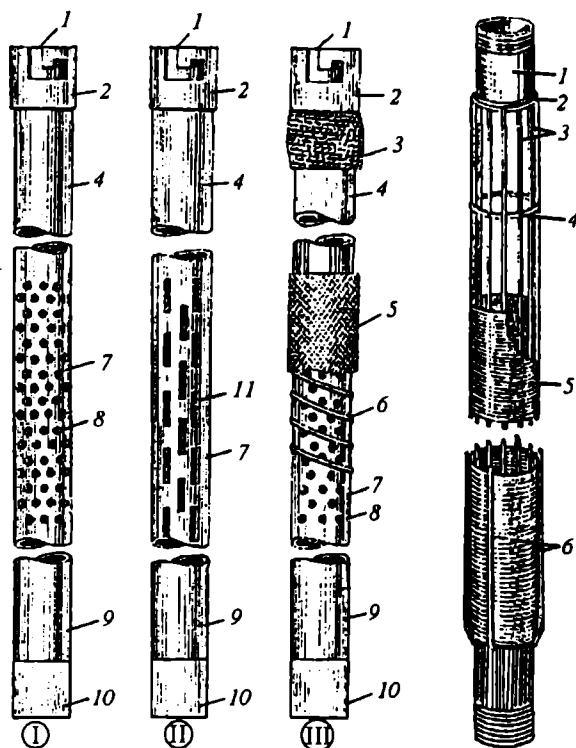


Рис. 7.5. Схема устройства фильтров:

I — дырчатого; II — щелестого; III — сетчатого; 1 — вырез для спускового ключа; 2 — муфта; 3 — сальниковая набивка; 4 — надфильтовая труба; 5 — фильтровая сетка; 6 — проволока; 7 — рабочая часть; 8 — круглые отверстия; 9 — отстойник; 10 — деревянная пробка; 11 — щели

Явление разрыва уровней в выработке обуславливает тот факт, что уровень воды за стенкой выработки никогда не может быть снижен до водоупора. Если уровень воды в выработке снизить до водоупора ($h_0 = 0$) и даже ниже его, то за ее стенкой вода будет стоять на определенной высоте $\Delta h = h_{\min}$. Имея в виду, что при этом понижение уровня воды в выработке S_0 равно мощности водоносного пласта H , а поверхность рабочей площади фильтра $F = \pi dh_{\min}$, после подстановки в формулу (7.11) получим,

$$h_{\min} = a \sqrt{\frac{Q_{\max} H}{\pi k d h_{\min}}}.$$

После решения относительно h_{\min} окончательно получаем:

$$h_{\min} = \sqrt[3]{\frac{a^2 Q_{\max} H}{\pi d k}}, \quad (7.12)$$

где Q_{\max} — максимальный дебит, определяемый по формуле

$$Q_{\max} = \frac{1,37k(H^2 - h_{\min}^2)}{\lg R - \lg r}. \quad (7.13)$$

Минимальная высота h_{\min} сниженного уровня за стенкой выработки определяется подбором так, чтобы она одновременно удовлетворила уравнениям (7.12) и (7.13).

§ 3. Движение подземных вод к одиночной совершенной вертикальной дрене в напорном пласте

На рис. 7.6 показана совершенная вертикальная дрена (скважина) радиусом r , проведенная на напорный водоносный пласт. Динамический уровень воды в ней при установившемся притоке соответствует напору h , напор на границе депрессионной воронки равен H , а ее радиус R . Мощность водоносного пласта и его коэффициент фильтрации постоянны и равны соответственно m и k .

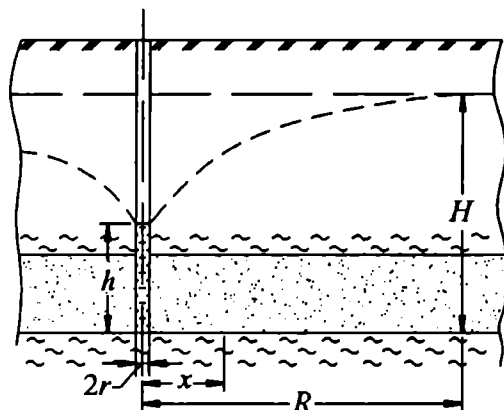


Рис. 7.6. Схема для вывода расчетной формулы притока воды в дренаж

Расположив координатные оси по оси выработки и по нижнему водоупору, выделим цилиндрическое сечение Y на расстоянии x от начала координат площадью $F = 2\pi x m$. Расход Q потока подземных вод к выработке через это сечение, согласно закону Дарси, выражается:

$$Q = 2\pi x m k \frac{dy}{dx}, \quad (7.14)$$

где $\frac{dy}{dx} = I$ — напорный градиент в сечении.

Разделяя переменные и интегрируя уравнение

$$Q \int_r^R \frac{dx}{x} = 2\pi k m \int_h^H dy,$$

получим:

$$Q = \frac{2\pi k m (H - h)}{\ln R - \ln r}; \quad (7.15)$$

$$Q = \frac{2\pi kmS}{\ln R - \ln r}. \quad (7.16)$$

Подставив значение π и заменив натуральные логарифмы на десятичные, получим.

$$Q = \frac{2,73kmS}{\lg R - \lg r}. \quad (7.17)$$

Из формулы (7.17) видно, что дебит совершенной горной выработки прямо пропорционален коэффициенту фильтрации пласта k , его мощности m и понижению уровня воды S и обратно пропорционален логарифму отношения $\frac{R}{r}$. Величины R и r , входящие в формулу под знаком логарифма, даже при значительных их изменениях существенно не влияют на дебит.

Так, если сравнить дебиты двух выработок с радиусами $r_1 = 0,1$ м и $r_2 = 1,0$ м, заложенных в одном и том же водоносном пласте и имеющих равные понижения и радиусы влияния, причем $R_1 = R_2 = 100$ м, то результаты сравнения показывают, что

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \frac{\lg R_1 - \lg r_1}{\lg R_2 - \lg r_2} = 1,5,$$

т.е. при возрастании радиуса дрены в 10 раз дебит ее увеличивается только в 1,5 раза. Зависимость $Q = f(S)$ при $R = \text{const}$ выражается прямой линией (см. рис. 7.3, а). Однако в действительности R увеличивается с ростом S , а при неустановившемся движении и с течением времени. Кроме того, при значительных понижениях возрастают сопротивления в трубах откачиваемой скважины, а в некоторых случаях возникает турбулентность движения в зоне, непосредственно примыкающей к скважине, что приводит к нарушению линейной зависимости.

При изменении радиуса влияния в 10 раз (от $R_1 = 100$ м до $R_2 = 1000$ м), когда диаметр выработки остается постоянным и равным $d = 0,3$ м, дебит Q увеличивается всего в 1,38 раза.

Для определения пониженного напора y в водоносном пласте на любом расстоянии x от оси выработки интегрируем выражение (7.14) от сечения x до R :

$$Q \int_x^R \frac{dx}{x} = 2\pi km \int_y^H dy.$$

В результате получим:

$$y = H - 0,366 \frac{Q}{km} \lg \frac{R}{x}. \quad (7.18)$$

Если интегрирование провести в пределах от r до x , то будем иметь следующее:

$$y = h + 0,366 \frac{Q}{km} \lg \frac{x}{r}. \quad (7.19)$$

Подставляя значение Q из (7.17), получим:

$$y = h + S \frac{\lg x - \lg r}{\lg R - \lg r}. \quad (7.20)$$

По этому уравнению, задаваясь различными значениями $r < x < R$, можно построить депрессионную кривую.

Когда поперечное сечение вертикальной горной выработки имеет форму квадрата или не очень вытянутого прямоугольника, расчет притока к ней можно производить по формулам для выработок круглого сечения. Для этого вместо r в них подставляют величину радиуса равновеликого круга, который определяют по формуле

$$r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}}, \quad (7.21)$$

где F — фактическая площадь сечения выработки.

Радиус влияния дрены R (приведенный радиус питания) является функцией таких факторов, как условия питания водоносного горизонта, наличие связи с поверхностными водами и смежными водоносными горизонтами, интенсивность и дли-

тельность откачек, фильтрационные свойства водоносных пород. Расчетных формул, учитывающих в должной мере действие перечисленных факторов, не имеется.

При установившейся фильтрации условный радиус влияния R однозначно находится лишь для пластов с фиксированными границами, граничные условия на которых определяют зону действия скважин и их питание. Аналитические выражения для вычисления величины радиуса влияния получают из сопоставления соответствующих рассматриваемым расчетным схемам решений с основными расчетными зависимостями Дюпюи.

Схемы типичных гидрогеологических условий питания и дренирования водоносных пластов и отвечающие им расчетные зависимости определения радиуса влияния R представлены в табл. 7.1. Предельной величиной радиуса влияния является расстояние от дрены до области питания. Границами области питания служат область выхода водоносного пласта на поверхность Земли, река, озеро, крупное обводненное тектоническое нарушение, контуры распространения вышележащего более водообильного горизонта.

Для условий безнапорной фильтрации и небольшой мощности водоносного горизонта радиус влияния приближенно может определяться по эмпирическим формулам:

$$\blacklozenge \text{ И.А. Кусакина — } R = 2S\sqrt{kH} \quad \text{и} \quad (7.22)$$

$$\blacklozenge \text{ Зихарда — } R = 10 \cdot S\sqrt{k} . \quad (7.23)$$

При безнапорной и напорной фильтрации величину неустановившегося радиуса влияния R_t рассчитывают по формуле

$$R_t = 1,5\sqrt{at} , \quad (7.24)$$

где a — коэффициент уровня или пьезопроводности, $\text{м}^2/\text{сут}$; t — время откачки воды, сут;

Величина радиуса влияния может быть также принята приблизительно по характеристике породы или величине удельного дебита.

Таблица 7.1.

Схемы и формулы для расчета радиуса влияния дренирования подземных вод

Положение выработки в водоносном пласте и условия его питания и дренажа	Схема	Приведенный радиус R в области фильтрации
1. У линейной границы с постоянным напором		$2L$
2. В пласте, ограниченном взаимно ортогональными границами с постоянным напором		$\frac{2LL_0}{\sqrt{L^2 + L_0^2}}$
3. В пласте, ограниченном взаимно ортогональной границей с постоянным напором и непроницаемым контуром		$2L \sqrt{\frac{L^2}{L_0^2 + 1}}$
4. Между параллельными границами с постоянным напором		$\frac{2L_0}{\pi} \sin \frac{\pi L}{L_0}$
5. Между параллельными границами с постоянным напором и непроницаемым контуром		$\frac{4L_0}{\pi} \operatorname{ctg} \frac{\pi L}{2L_0}$
6. В круговой области с постоянным напором на внешней границе		$R_0 - \frac{(R_0 - \delta^2)}{R_0}$ при $\frac{\delta - r_0}{R_0} > 0,1$

Так, для раздельнозернистых пород в зависимости от преобладающей фракции принимают следующие величины радиуса влияния, м: пески мелкозернистые — 25—200; пески среднезернистые — 100—500; пески крупнозернистые — 400—1000.

Радиус влияния зависит от удельного дебита.

Удельный дебит, л/с на 1 м	Радиус влияния, м
<2	<300—500
2,0—1,0	100—300
1,0—0,5	50—100
0,5—0,33	25—50
0,33—0,2	10—25

Достоверные значения радиуса влияния устанавливаются по результатам откачек, выполняемых в составе опытно-фильтрационных работ.

§ 4. Приток подземных вод к вертикальной дрене несовершенного типа

В случае откачки подземных вод из несовершенной выработки линии токов в вертикальном сечении при приближении к выработке значительно искривляются.

Отношение дебита несовершенной выработки к дебиту совершенной в тех же условиях называют *коэффициентом несовершенства*. Установлено, что величина этого показателя зависит в основном от длины водоприемной части выработки, отношения этой длины к мощности водоносного пласта и положения водоприемной части по отношению к водоупорам, отношения мощности водоносного пласта к радиусу выработки и радиуса питания к мощности водоносного пласта.

Для расчета притока воды к несовершенной выработке предложено несколько формул, которые в разной степени учитывают перечисленные факторы. Так, для оценки водопритока из безнапорного водоносного пласта неограниченной мощности (рис. 7.7, а) можно использовать формулу, предложенную В.Д. Бабушкиным:

$$Q = 1,37kS \left(\frac{l+S}{\lg \frac{l}{r}} + \frac{l}{\lg \frac{0,66l}{r}} \right), \quad (7.25)$$

где $l + S$ — величина погружения дрены в безнапорный водоносный горизонт значительной мощности, м; S — величина понижения уровня воды за стенкой дрены, м; r — радиус дрены, м.

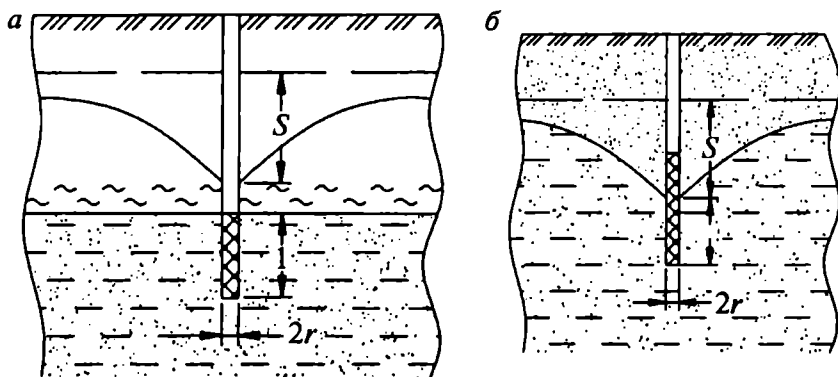


Рис. 7.7. Несовершенная вертикальная дрена в напорном пласте неограниченной мощности (а) и в безнапорном пласте неограниченной мощности (б)

Расчет дебита несовершенной выработки, заложенной в напорный водоносный пласт неограниченной мощности и прилегающей своей водоприемной частью к верхнему водоупору (см. рис. 7.7, б), можно выполнить по зависимости

$$Q = \frac{2,73klS}{\lg \frac{0,66l}{r}}, \quad (7.26)$$

где l — длина водоприемной части выработки; S — понижение уровня воды в ней; r — радиус выработки.

Неограниченная мощность водоносного пласта является условным понятием, использование которого позволило вывести простейшие формулы для несовершенных выработок на основании законов динамики подземных вод. Для практических расчетов этими формулами можно пользоваться, если длина водоприемной части горной выработки равна не более $1/3$ мощности водоносного пласта. При большей длине водоприемной части выработки сказывается влияние нижнего водоупора и эти формулы неприменимы.

Если безнапорный водоносный горизонт имеет ограниченную мощность, то для нахождения дебита несовершенной дрены используют формулу С.К. Абрамова (рис. 7.8, а):

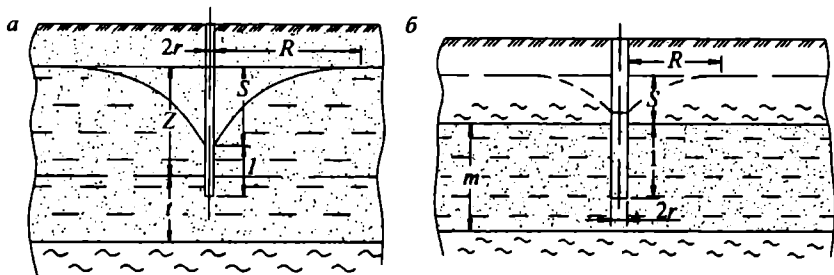


Рис. 7.8. Несовершенная вертикальная дрена в безнапорном пласте (а) ограниченной мощности (по С.К. Абрамову) и в напорном (б) пласте ограниченной мощности (по М. Маскету)

$$Q = 1,37kS \left[\frac{2Z - S}{\lg \frac{R}{r}} + \frac{2t\beta}{(1 + \beta) \lg \frac{R}{r}} \right], \quad (7.27)$$

где Z — расстояние от первоначального положения зеркала водоносного горизонта до середины фильтрующей части дрены, принимаемое за мощность его безнапорной зоны; t — расстояние от середины фильтрующей части дрены до водупора водоносного горизонта, принимаемое за мощность напорной зоны;

$$\beta = \frac{2,3 \lg \frac{R}{t}}{\frac{t}{l} (4,6 \lg \frac{4t}{r} - A - 1,38)}. \quad (7.28)$$

Значение A принимается в зависимости от соотношения $\frac{l}{2t}$

(l равно фильтрующей части дрены, считая от ее дна):

$l/(2t)$	A	$l/(2t)$	A
0,1	6,75	0,6	2,3
0,2	5,1	0,8	1,2
0,4	3,75	1	0

Приток к несовершенной дрене в напорном пласте ограниченной мощности определяют по формуле М. Маскета (см. рис. 7.8, б)

$$Q = \frac{2\pi kmS}{\frac{m}{2l} (4,6 \lg \frac{4m}{r} - A) + 2,3 \lg \frac{R}{4m}}, \quad (7.29)$$

где m — мощность напорного водоносного горизонта, м; l — погруженная в напорный водоносный горизонт часть вертикальной дрены, м.

Значение коэффициента A принимают в зависимости от соотношения $\frac{l}{m}$ (соотношение $\frac{l}{2t}$ заменяют на $\frac{l}{m}$).

§ 5. Расход воды поглощающими дренами

Если в горную выработку, вскрывшую водоносный пласт, подавать воду, то она будет насыщать породу и вокруг выработки, называемой поглощающей, образуется так называемая воронка поглощения (рис. 7.9). Движение воды в пласте приобретает направление, противоположное движению при откачке. Поэтому расход воды поглощающей выработкой можно определить по соответствующим формулам для выработок, из которых производится откачка, поставив перед ними отрицательный знак.

Так, для определения расхода воды из вертикальной поглощающей совершенной выработки, вскрывшей безнапорный водоносный пласт, применяется следующая формула:

$$Q = \frac{1,37k(h^2 - H^2)}{\lg R - \lg r}, \quad (7.30)$$

где h — отметка повышенного в результате налива уровня воды в выработке; H — статический напор в пласте.

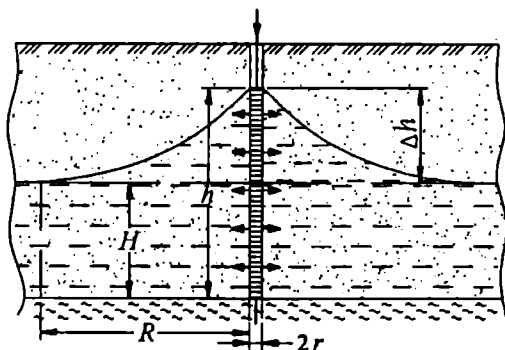


Рис. 7.9. Поглощающая вертикальная дрена при безнапорных водах

В случае напорных вод будем иметь следующее выражение:

$$Q = \frac{2,73km(h-H)}{\lg R - \lg r}. \quad (7.31)$$

Поглощающие выработки в практике осушения обводненных месторождений могут применяться для спуска воды из водоносных горизонтов, расположенных над полезным ископаемым, в нижележащие водоносные горизонты.

§ 6. Приток воды в совершенную горизонтальную дрена

Рассмотрим совершенную горизонтальную дрена, заложенную в бассейн безнапорных подземных вод так, что водоносный горизонт вскрывается ею на всей длине (рис. 7.10). Единичный расход потока в дрена с одной стороны, согласно формуле (6.42), равен:

$$q = \frac{k(H^2 - h^2)}{2R}. \quad (7.32)$$

Приток в выработку по длине B с двух сторон определяется формулой

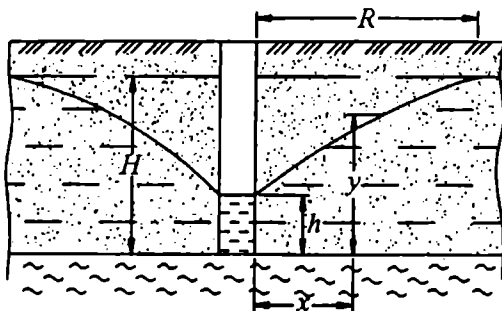


Рис. 7.10. Схема движения воды к горизонтальной дрене (разрез)

$$Q = \frac{KB(H^2 - h^2)}{R} \quad (7.33)$$

Высота пониженного уровня на расстоянии $x < R$ от стенки выработки, согласно (6.43), равна:

$$y = \sqrt{H^2 - \frac{x}{R}(H^2 - h^2)}. \quad (7.34)$$

В случае напорных вод, согласно формулам (7.30) и (7.32), соответственно будем иметь:

$$Q = \frac{kmB(H - h)}{R} \quad (7.35)$$

и

$$y = H - \frac{x}{R}(H - h). \quad (7.36)$$

При заложении выработки в грунтовые воды вблизи реки или другого поверхностного водоема (рис. 7.11) приток в нее со стороны водораздела составит:

$$Q_1 = \frac{kB(H_1^2 - h_2)}{2R}, \quad (7.37)$$

где H_1 — уровень грунтовых вод на контуре депрессионной воронки, развивающейся в сторону водораздела; R — радиус депрессионной воронки, определяемый по формуле (7.24).

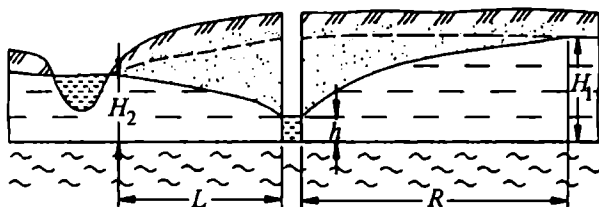


Рис. 7.11. Горизонтальная дрена вблизи реки

Приток из реки определится соответственно по следующей формуле:

$$Q_2 = \frac{kB(H_2^2 - h^2)}{2L}, \quad (7.38)$$

где H_2 — высота уровня воды в реке; L — расстояние от выработки до берега реки.

Суммарный дебит дрены

$$Q = Q_1 + Q_2. \quad (7.39)$$

Депрессионную кривую по обе стороны от выработки можно построить по выражению (7.34). Аналогичные формулы легко получить для случая напорных вод.

В большинстве случаев длина выработки значительно меньше размеров водоносного пласта в плане, поэтому область влияния такой выработки распространяется не только в сторону ее боковых стенок, но и в сторону торцовых частей, которые служат местами интенсивного поступления воды (рис. 7.12).

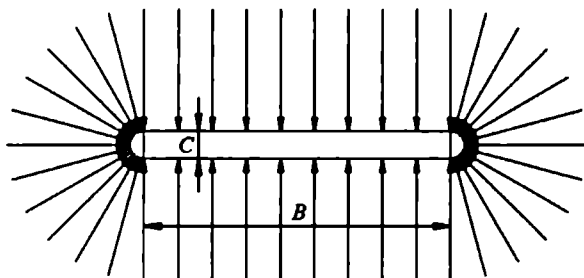


Рис. 7.12. Схема притока воды в горизонтальную дрена ограниченной длины (план)

Схематизируя приток воды к такой выработке, можно принять, что каждый из ее торцов действует как половина колодца с радиусом $r = 0,5c$ (где c — ширина выработки), а, следовательно, два торца — как полный колодец. Таким образом, суммарный приток в горизонтальную совершенную выработку в случае напорных вод составит

$$Q = \frac{2kmBS}{R} + \frac{2,73kmS}{\lg R - \lg \frac{c}{2}}, \quad (7.40)$$

а при безнапорных водах —

$$Q = \frac{kB(2H - S)S}{R} + \frac{1,37k(2H - S)S}{\lg R - \lg \frac{c}{2}}. \quad (7.41)$$

Приведенные формулы широко используются для оценки эффективности дренажных работ на месторождениях полезных ископаемых и при строительстве различных наземных и подземных инженерных объектов.

П В .

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Дайте определение термина дрена.
2. Какие имеются классификации дрен?
3. Что понимают под термином понижение?
4. Что представляет собой депрессионная воронка?
5. Что такое гидравлический скачок?
6. Что понимают под термином радиус влияния?
7. Как можно определить высоту высачивания?
8. Изобразите зависимость $Q = f(S)$ для безнапорного и напорного режимов фильтрации. Дайте математическое и физическое объяснения этих графиков.
9. В каких случаях необходимо использовать поглощающие дрены?
10. Когда целесообразно применение горизонтальных дрен?
11. Какие зависимости используют для оценки водопритока в горизонтальную дрена?

ГЛАВА 8. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДРЕН ПРИ УСТАНОВИВШЕЙСЯ ФИЛЬТРАЦИИ

*Те сомнения, которых не разрешает
теория, разрешит тебе практика.*

Л. Фейербах

§ 1. Общие сведения

В условиях установившегося движения подземных вод эффект взаимодействия между скважинами возникает при расстоянии, меньшем радиуса влияния каждой из дрен. Дебиты таких дрен при данном понижении уровня воды в них всегда меньше, чем в случае отсутствия взаимодействия. Результатами наложения полей сниженных напоров от действия отдельных скважин являются более существенное, чем в отсутствии взаимодействия, снижение напора подземных вод либо уменьшение суммарного дебита взаимодействующих скважин в условиях равного снижения уровней взаимодействующих дрен.

Рассмотрим схему взаимодействия двух вертикальных дрен, расположенных на расстоянии, меньшем суммы радиусов их влияния (рис. 8.1).

В результате откачки из колодца № 1 при дебите Q_1 положение уровня воды в нем определилось величиной h_1 . Если расстояние X между колодцами меньше радиуса влияния R_1 колодца № 1, то в колодце № 2 первоначальный статический уровень H также понизится и установится на некоторой высоте U_2 . Если после этого начать откачку из второго колодца и добиться понижения уровня воды в нем до положения $h_2 = h_1$, то дебит колодца Q_2 будет меньше дебита Q_1 , так как фактическое понижение S'_2 в колодце № 2 будет меньше понижения S'_1 .

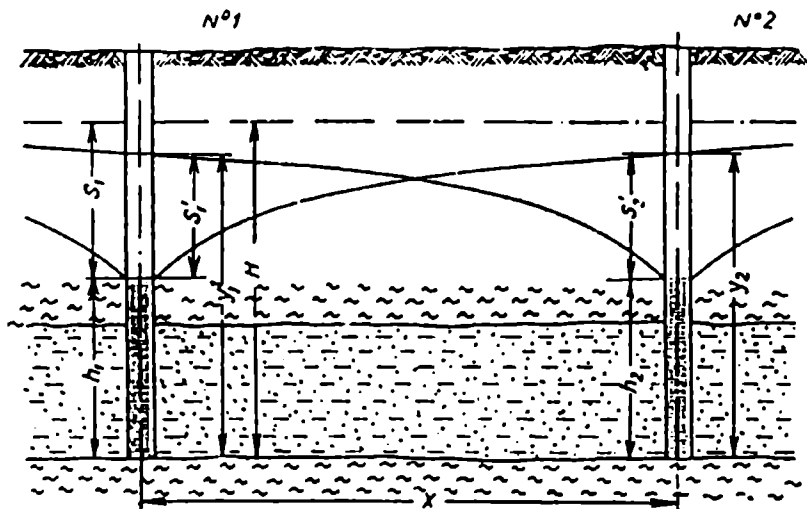


Рис. 8.1. Схема взаимодействия двух вертикальных дрен

Расчеты взаимодействующих скважин выполняются на основе метода наложения течений (суперпозиции), согласно которому результирующее поле определяется простым алгебраическим сложением независимо от рассматриваемых полей отдельно действующих скважин.

Применительно к определению величины понижения уровня в одной из n взаимодействующих скважин решение, основанное на принципе суперпозиции, можно записать в общем виде так:

$$S_c = S_0 + (\Delta S_1 + \Delta S_2 + \dots + \Delta S_n), \quad (8.1)$$

где S_0 — понижение уровня в рассматриваемой скважине без учета взаимодействия (как одиночной); $\Delta S_1 + \Delta S_2, \dots, \Delta S_n$ — понижения уровня на стенке рассматриваемой скважины от действия всех остальных взаимодействующих с ней скважин.

Расчеты взаимодействующих скважин обычно сводятся к определению их дебита и сниженного уровня подземных вод в зоне их влияния. При определении дебитов скважин должны быть заданы понижения уровня на их стенках. Более часто ре-

шается задача по определению величины понижения уровня в той или иной заданной точке зоны влияния скважин при заданном их расположении и известной производительности. Решения получают с учетом схемы расположения скважин и характера граничных условий.

§ 2. Расчет системы произвольно расположенных взаимодействующих скважин

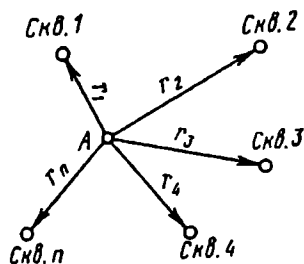


Рис. 8.2. Расчетная схема

Решение при произвольном расположении скважин может быть получено по схеме Ф. Форхгеймера. Пусть имеется система из n взаимодействующих совершенных артезианских скважин, расположенных на расстоянии r_1, r_2, \dots, r_n от некоторой точки A и работающих с дебитами Q_1, Q_2, \dots, Q_n (рис. 8.2). Требуется определить понижение уровня подземных вод в точке A .

Решение получаем на основе общего выражения (8.1), рассматривая совокупное влияние всех скважин на снижение уровня воды в точке A . Величину понижения уровня от действия каждой скважины ΔS_i определяем по формуле Дюпюи для одиночной скважины:

$$S_A = H_e - H_A = \sum_{i=1}^n \Delta S_i = \frac{Q_1}{2\pi km} \ln \frac{R_1}{r_1} + \frac{Q_2}{2\pi km} \ln \frac{R_2}{r_2} + \dots + \frac{Q_n}{2\pi km} \ln \frac{R_n}{r_n}. \quad (8.2)$$

Аналогично можно определить величину понижения уровня в любой точке зоны действия скважин, в том числе и непосредственно в любой из скважин. Например, для определения понижения уровня в скв. 1 формула (8.2) будет иметь вид

$$S_1 = \frac{Q_1}{2\pi km} \ln \frac{R_1}{r_{c,1}} + \frac{Q_2}{2\pi km} \ln \frac{R_2}{r_{2-1}} + \dots + \frac{Q_n}{2\pi km} \ln \frac{R_n}{r_{n-1}}, \quad (8.3)$$

где $r_{c,1}$ — радиус скв. 1; $r_{2-1}, r_{3-1}, \dots, r_{n-1}$ — расстояние от скв. 1 до всех действующих скважин; R_1, R_2, \dots, R_n — радиусы влияния взаимодействующих скважин.

Если стоит задача определения дебитов взаимодействующих скважин Q_1, Q_2, \dots, Q_n , то должны быть известны величины понижений уровня внутри этих скважин S_1, S_2, \dots, S_n . Тогда для каждой скважины составляется уравнение, аналогичное (8.3), и полученная таким образом система из n уравнений с n неизвестными (Q_1, Q_2, \dots, Q_n) позволяет определить дебиты отдельных скважин. На практике, однако, более часто принимают дебиты скважин равными, т.е. $Q_1 = Q_2 = \dots = Q_n = Q$. В таких условиях при допущении равенства радиусов их влияния $R_1 = R_2 = \dots = R_n = R$ выражение (8.2) упрощается и приобретает следующий вид:

$$S_A = \frac{nQ}{2\pi km} \left[\ln R - \frac{1}{n} (\ln r_1 r_2 \dots r_n) \right] = \frac{nQ}{2\pi km} (\ln R - \ln r_s), \quad (8.4)$$

где n — число взаимодействующих скважин; $r_s = \sqrt{r_1 r_2 r_3 \dots r_n}$ — приведенный радиус системы скважин.

Если принять, что взаимодействующие скважины расположены по кругу на одинаковом расстоянии от точки A , то при $r_1 = r_2 = \dots = r_n = r_0$ (r_0 — радиус круга) формула (8.4) еще более упрощается (так как $\frac{1}{n} \ln r_0^n = \ln r_0$) и видоизменяется на

$$S_A = \frac{nQ}{2\pi km} (\ln R - \ln r_0) = \frac{Q_\Sigma}{2\pi km} \ln \frac{R}{r_0}, \quad (8.5)$$

где $nQ = Q_\Sigma$ — суммарный дебит всей системы взаимодействующих скважин.

Если величину понижения уровня в центре круговой системы скважин считать заданной $S_A = S_0$, то уравнение (8.5) можно использовать для определения суммарного дебита системы взаимодействующих скважин:

$$Q_A = \frac{2\pi km S_0}{\ln \frac{R}{r_0}} = \frac{2,73 km S_0}{\lg \frac{R}{r_0}}. \quad (8.6)$$

Формула (8.6) аналогична формуле Дюпюи для одиночной совершенной артезианской скважины. Сопоставление показывает, что группа взаимодействующих скважин, расположенных по кругу (рис. 8.3), обеспечивает такой же дебит, как и воображаемая скважина с радиусом r_0 , равным радиусу круговой системы скважин при понижении уровня воды в ее центре, равном S_0 .

Из изложенного вытекает, что при определении водопритока или оценке величины понижения уровня реальные системы взаимодействующих скважин можно заменять одной фиктивной скважиной (колодцем) с радиусом, равным радиусу круга, площадь которого равна площади расположения скважин. Полученная формула известна как *формула «большого колодца»*. Она широко используется на практике для определения водопритоков к выработкам шахт, карьерам, группам скважин и другим системам горных выработок. Реальные контуры горных выработок приводятся к круговому контуру такой же площади в плане F . Радиус получаемого таким образом колодца r_0 определяют исходя из площади F по формуле

$$r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}} = 0,565 \sqrt{F}. \quad (8.7)$$

Расчеты водопритоков выполняются по формуле (8.6). Для грунтового потока формула большого колодца следующая:

$$Q_r = \frac{1,366 k (2H_e - S_0) S_0}{\lg \frac{R}{r_0}}. \quad (8.8)$$

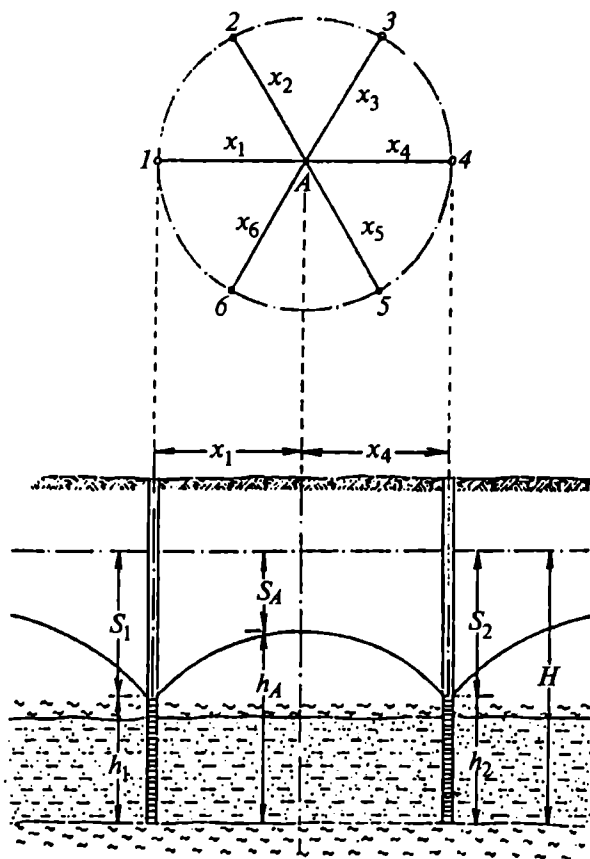


Рис. 8.3. Схема к расчету большого колодца

Для определения величины понижения уровня от действия системы произвольно расположенных взаимодействующих скважин в любой точке зоны их влияния используется формула (8.4), которая для грунтовых скважин имеет вид:

$$S_A = H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{Q_{\Sigma}}{1,366k} (\lg R - \frac{1}{n} \lg r_1 r_2 r_3 \dots r_n)}, \quad (8.9)$$

где $r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$ — расстояния от действующих скважин до точки, в которой определяется понижение уровня (см. рис. 8.2).

Формулы (8.4)—(8.9) выведены для условий, когда система скважин имеет круговой контур питания, расстояния до которого равно R .

При значительном числе взаимодействующих скважин расчеты, основанные на раздельном учете влияния каждой скважины, становятся затруднительными. В этом случае целесообразно использовать *метод фильтрационных сопротивлений*, предложенный Ю.П. Борисовым и С.Н. Нумеровым. Идея метода такова. Поток подземных вод подразделяется на фрагменты, каждому из которых соответствует фильтрационное сопротивление Φ , определяющее локальные потери напора в пределах фрагмента. Общие потери напора (понижение уровня) складываются из локальных потерь, как и общее фильтрационное сопротивление потока, складывающееся из сопротивлений отдельных участков.

Фильтрационный поток на некотором расстоянии от скважины определяется только расходом потока, забираемого скважинами, независимо от степени их совершенства и схемы расположения. Разница в структуре потока возникает вблизи скважин вследствие дополнительных фильтрационных потерь, определяемых степенью несовершенства сооружений, характером призабойной зоны и условиями взаимодействия скважин. Поэтому сложные по конфигурации, распределению дебита и степени несовершенства водозаборные (дренажные) сооружения рассматриваются как простые совершенные, а их суммарный дебит остается неизменным. Однако в зоне сооружения следует вводить дополнительные фильтрационные сопротивления, учитывающие реальные параметры.

Метод фильтрационных сопротивлений позволяет с помощью фрагментирования потока сводить задачу расчета скважин в общем случае двумерную, плоскую, а иногда и пространственную (несовершенные взаимодействующие скважины) к более простым схемам — одно- и двумерным.

Фильтрационное сопротивление осесимметричного потока выражается зависимостью

$$\Phi = \frac{1}{2\pi T} \ln \frac{R}{r}, \quad (8.10)$$

где R и r — радиусы круговых концентрических контуров питания и дренажа пласта с проводимостью T .

§ 3. Расчет закономерно расположенных взаимодействующих скважин

Приведем расчетные формулы, полученные для отдельных групп закономерно расположенных артезианских скважин. Однако они могут применяться и для расчета грунтовых скважин с использованием известной подстановки для перехода от напорного потока к грунтовому:

$$mS_c = \frac{(2H_e - S_c)S_c}{2}.$$

1. При взаимодействии *двух скважин* с круговым контуром питания, расположенных на расстоянии 2σ одна от другой, дебит каждой из них определяется по формуле Л.С. Лейбензона:

$$Q = \frac{2,73kmS_c}{\lg \frac{R^2 - \sigma^2}{2\sigma r_c}}. \quad (8.11)$$

Заменяя в формуле (8.11) mS_c на $\frac{1}{2}(2H_e - S_c)S_c$, получим расчетную формулу для двух взаимодействующих грунтовых скважин:

$$Q = \frac{1,366k(2H_e - S_c)S_c}{\lg \frac{R^2 - \sigma^2}{2\sigma r_c}}. \quad (8.12)$$

2. Дебит каждой из *трех взаимодействующих скважин*, расположенных по вершинам равностороннего треугольника с длиной стороны 2σ при круговом контуре питания, определяется по формуле М. Маскета:

$$Q = \frac{2,73kmS_c}{\lg \frac{R^3}{4\sigma^2 r_c}}. \quad (8.13)$$

3. Дебит каждой из *четырёх взаимодействующих скважин*, расположенных по углам квадрата со стороной 2σ при круговом контуре питания, находится по следующей формуле М. Маскета:

$$Q = \frac{2,73kmS_c}{\lg \frac{R^4}{11,3\sigma^3 r_c}}. \quad (8.14)$$

4. Для группы, состоящей из *пяти взаимодействующих скважин*, четыре из которых расположены по углам квадрата, а пятая в его центре, при круговом контуре питания дебит скважин также определяется по формулам М. Маскета:

◆ для центральной скважины —

$$Q_u = \frac{2,73kmS_c}{\Delta} \lg \frac{2\sigma}{5,66r_c}; \quad (8.15)$$

◆ для угловых —

$$Q_y = \frac{2,73kmS_c}{\Delta} \lg \frac{2\sigma}{1,414r_c}, \quad (8.16)$$

где

$$\Delta = 4 \lg \frac{\sqrt{2} R}{2s} \lg \frac{2\sigma}{1,414r_c} + \lg \frac{R}{r_c} \lg \frac{2\sigma}{5,66r_c}.$$

5. Дебит каждой из *n взаимодействующих скважин*, расположенных по круговому контуру с радиусом r_0 при круговом контуре питания, вычисляется по формуле В.Н. Щелкачева:

$$Q = \frac{2,73kmS_c}{\lg \frac{R^{2n} - r_0^{2n}}{nR^n r_0^{n-1} r_c}}. \quad (8.17)$$

6. Дебит каждой из *двух взаимодействующих скважин*, расположенных параллельно прямолинейному или близкому к

нему по форме контуру питания (река, озеро) на расстоянии b от него, находится по следующей формуле В.Н. Щелкачева:

$$Q = \frac{2,73kmS_c}{\lg \frac{2b\sqrt{b^2 + \sigma^2}}{\sigma r_c}}. \quad (8.18)$$

7. При большом числе водозаборных скважин, расположенных в виде неограниченной длины линейного ряда, параллельно контуру постоянного напора (реке), на расстоянии l от него, дебит каждой из скважин определяется по формуле Маскета — Лейбензона:

$$Q = \frac{2\pi kmS_c}{\ln \frac{\sigma}{\pi r_c} + \frac{\pi l_1 l_2}{\sigma L}}. \quad (8.19)$$

8. При расположении бесконечного линейного ряда взаимодействующих скважин в пределах междуречья параллельно долинам, ограничивающих междуречье рек на расстояниях l_1 и l_2 от них, дебит каждой из скважин устанавливается по формуле

$$Q = \frac{2\pi kmS_c}{\ln \frac{\sigma}{\pi r_c} + \frac{\pi l_1 l_2}{\sigma L}}, \quad (8.20)$$

где L — ширина полосы между контурами рек.

В расчетных формулах (8.11)—(8.20) S_c — величина понижения уровня, принимаемая одинаковой для всех скважин.

Для определения дебита ряда скважин, длина которого B меньше ширины потока B_0 (рис. 8.4), С.В. Аверьянов предложил следующую формулу:

$$Q_{\text{кор}} = Q'_{\text{дл}} \lambda, \quad (8.21)$$

где $Q'_{\text{кор}}$ — средний дебит каждой из скважин короткого ряда;

$Q'_{\text{дл}}$ — дебит скважины бесконечно длинного ряда; λ — поправочный коэффициент, учитывающий длину ряда скважин.

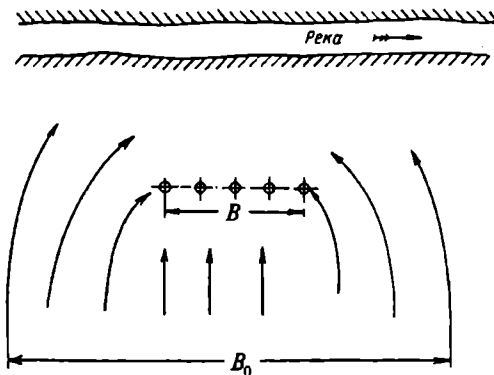


Рис. 8.4. Линейный ряд скважин, не полностью пересекающих поток подземных вод

Значения коэффициентов λ в зависимости от отношения длины ряда скважин B к расстоянию до области питания l_1 , т.е. $\frac{B}{l_1}$ и к ширине перехватываемого потока B_0 , т.е. $\frac{B}{B_0}$, даны в табл. 8.1.

Таблица 8.1

Значения поправочного коэффициента λ

$\frac{B}{B_0} \backslash \frac{B}{l_1}$	0	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,00
0,05	8,0	7,6	6,3	4,22	3,08	2,40	1,96	1,65	1,42	1,26	1,11	1,00
0,1	5,0	4,9	4,6	3,64	2,86	2,31	1,91	1,63	1,41	1,25	1,11	1,00
0,25	2,69	2,69	2,69	2,64	2,35	2,06	1,81	1,58	1,39	1,23	1,11	1,00
0,50	1,90	1,90	1,89	1,87	1,84	1,77	1,63	1,50	1,36	1,22	1,11	1,00
1,0	1,44	1,44	1,44	1,44	1,44	1,43	1,40	1,37	1,29	1,21	1,10	1,00
2,0	1,24	1,24	1,24	1,24	1,24	1,24	1,22	1,20	1,18	1,16	1,10	1,00
3,0	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,15	1,14	1,14	1,10	1,00
4,0	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,11	1,10	1,00
5,0	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,09	1,00
10,0	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,04	1,00

За расчетную ширину потока B_0 , перехватываемого коротким рядом скважин, в этих условиях можно ориентировочно брать величину

$$B_0 = 4R + B, \quad (8.21)$$

где R — расчетный радиус влияния установки, равный ширине области питания по оси расположения скважин.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Назовите условия, при которых возникает взаимодействие дрен.
2. Какой метод используется для аналитических расчетов взаимодействующих скважин?
3. Какие параметры определяют в ходе расчета водопонижения?
4. Перечислите известные схемы взаимодействия произвольно расположенных скважин.
5. Поясните принцип «большого колодца».
6. Приведите пример расчета водопонижения при закономерном расположении взаимодействующих скважин.

РАЗДЕЛ 3

*Овладеть водой и пользоваться ею
для своих потребностей — одна
из главных задач человека
в экономической области.*

А.И. Воейков

**ГОРНО-ПРОМЫШЛЕННАЯ
ГИДРОГЕОЛОГИЯ**

ГЛАВА 9. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Вода стоит особняком в истории нашей планеты. Нет природного тела, которое могло бы сравниться с ней по влиянию на ход основных, самых грандиозных геологических процессов.

В.И. Вернадский

§ 1. Формирование техногенного режима подземных вод

Под *гидрогеологическими условиями* понимают совокупность признаков, которые характеризуют: условия залегания подземных вод; литологический состав и водные свойства водоносных пород; движение, качество и количество подземных вод; особенности их режима в природной обстановке и под влиянием техногенных факторов. Гидрогеологические условия осваиваемых участков земной коры определяются *обводненностью* — количеством воды, поступающей в горные выработки при их возведении и эксплуатации. Принято различать следующие понятия: обводненность месторождения полезных ископаемых, участка строительства подземного сооружения, одиночной горной выработки, а также шахт, карьеров, рудников. Данные об обводненности позволяют определить потенциальные значения водопритоков в горные выработки и их системы.

Помимо естественных образований подземных вод, например, водоносных горизонтов, в горном деле имеют дело и с другими формами накопления вод — моря, пруды, затопленные карьеры, подземные горные выработки и т.д., получившие наименование *водные объекты*. В более широком смысле под водным объектом понимают природные или ис-

кусственно созданные сосредоточения воды, водонасыщенных или увлажненных песчано-глинистых пород, которые являются или могут быть источником прорывов в горные выработки.

В предложенной Д.М. Казикаевым и Ю.С. Осипенко классификации (табл. 9.1) водные объекты подразделяются на три типа: истинные, переходные и специфические.

Таблица 9.1

**Классификация подрабатываемых водных объектов
(по Д.М. Казикаеву и Ю.С. Осипенко)**

Тип	Класс	Вид	Водные объекты
Истинные	Поверхностные	Площадные	Моря, озера, водохранилища, пруды, затопленные карьеры
		Линейные	Реки, каналы, лотки, трубопроводы
	Подземные	Площадные	Водоносные горизонты и комплексы, подземные водохранилища
		Линейные	Водоносные разломы и зоны дробления, затопленные горные выработки, гидротехнические тоннели и штольни
Переходные	Поверхностные	Площадные	Болота, шламо- и хвостохранилища
		Линейные	Сели, ледники
	Подземные	Площадные	Псевдоплывунные породы
		Линейные	Разломы, зоны дробления, заполненные водой и псевдоплывунными породами
Специфические	Поверхностные	Площадные	Торфяники, золоотвалы, отвалы песчано-глинистых пород
		Линейные	Опльвины

Тип	Класс	Вид	Водные объекты
Специфические	Подземные	Площадные	Истинные пльвуны, воронки обрушения, заполненные песчано-глинистыми породами
		Линейные	Горные выработки, подввергнутые противопожарному заиливанию

При строительстве и эксплуатации шахт и карьеров формируется техногенный режим подземных вод, при котором основными контурами разгрузки водоносных горизонтов являются горные выработки и дренажные сооружения. Это приводит к резкому изменению направления естественного потока подземных вод, увеличению градиентов подземных потоков, возрастанию сезонных колебаний уровней. Одновременно заметно изменяются условия питания водоносных горизонтов

Техногенный режим подземных вод отличает изменчивость водопритоков в горные выработки и уровней водоносных горизонтов во времени. Как правило, водопритоки в шахты и карьеры снижаются со временем вследствие постепенного истощения естественных запасов подземных вод и систематического снижения уровней дренируемых пластов. Однако водопритоки в шахты могут и возрастать: во-первых, за счет развития площади очистных работ при интенсивной инфильтрации атмосферных осадков в подземные горные выработки; во-вторых объем водоотлива возрастает при увеличении водосборной площади карьеров. Возможен также рост водопритоков в выработки при подходе фронта горных работ к водоемам и водотокам.

На величину водопритоков в выработки влияют технологические факторы: способ управления кровлей подземных выработок; скорость движения фронта горных работ и его ориентация по отношению к границам питания или к границам выклинивания водоносных горизонтов (рис. 9.1).

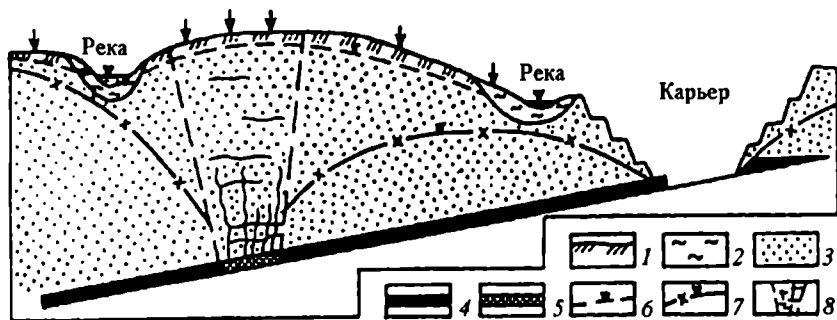


Рис. 9.1. Схема формирования техногенного режима подземных вод в горно-добывающем районе:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — слабопроницаемые породы; 3 — водоносные пески; 4 — пласт полезного ископаемого; 5 — подземная горная выработка; уровни подземных вод: 6 — до начала эксплуатации месторождения, 7 — после начала горных работ; 8 — зона водопродвижающих трещин

Техногенный режим подземных вод формируется под влиянием природных и горно-технологических факторов, которые определяют: величину водопритоков в горные выработки; понижения уровней дренируемых водоносных горизонтов; изменчивость этих характеристик режима в многолетнем цикле и по сезонам года.

К основным природным факторам относятся: характер рельефа; наличие водоемов и водотоков в пределах территории освоения; положение базиса эрозии; литологические особенности покровных отложений и коренных пород; тектонические условия; существование погребенных долин.

Рельеф территории освоения определяет условия, при которых атмосферная вода либо скапливается в депрессионных формах, восполняя запасы водоносных горизонтов, либо, при наклонной дневной поверхности, интенсивно стекает в естественные водоемы и водотоки. После проведения горных выработок и выемки полезного ископаемого на дневной поверхности возможно образование провальных воронок, способствующих обводнению подземных объектов и в ряде случаев прорыву в них значительных объемов воды. Особенно много провальных

воронок образуется в пределах шахтных полей в Подмосковном и Кузнецком угольных бассейнах.

Водоемы и водотоки влияют на обводненность горных выработок при повышенной водопроницаемости аллювия и толщи горных пород, на котором он формировался. Оценивая этот фактор, следует учитывать: состав аллювия (слабопроницаемый, как правило, на реках в пределах платформ и высокопроницаемый для горных рек); вероятность приуроченности водотоков к глубинным разломам; состав и свойства коренных пород, подстилающих аллювий. Примером служит геологическое строение территории Москвы, применительно к которому в одних случаях проведение коллекторов и тоннелей метрополитена под руслом Москвы-реки оценивается как практически невозможное (аллювий залегает на трещиноватых раскарстованных известняках), в других — оно было многократно осуществлено (аллювий залегает на юрских суглинистых породах, являющихся противofильтрационным экраном).

Базис эрозии. Высотное положение тела полезного ископаемого или горных выработок по отношению к местному базису эрозии существенно сказывается на их обводненности. Если они располагаются выше, то обводненность, как правило, низкая, а их осушение происходит путем естественного оттока гравитационной воды (водоотлив самотечный). Такие условия характерны для горных районов и при наличии глубокой овражно-балочной системы. Расположение тела полезного ископаемого или горных выработок ниже местного базиса эрозии способствует формированию более высокой и стабильной обводненности, зависящей от коллекторских и фильтрационных свойств породного массива. В этом случае вода удаляется с использованием насосов или водоотливных скважин.

Покровные отложения в зависимости от фильтрационных свойств могут либо препятствовать, либо, напротив, способствовать водонасыщению коренных пород. Обычно покровные отложения представлены чередующимися песками, супесями, суглинками и глинами. В целом, они препятствуют проникнове-

нию воды в недра. Районы, где покровные отложения отсутствуют или их мощность небольшая, называют открытыми, а те, где их мощность значительная, — закрытыми. Практически всегда покровные отложения водонасыщены и включают в себя верховодку, грунтовые и межпластовые воды. Проведение в них горных выработок сопряжено с необходимостью применения специальных методов. Покровные отложения, сформировавшиеся вокруг положительных форм рельефа, как правило, содержат напорные воды. Величина напора зависит от времени выпадения осадков и таяния снега и всегда выше в весенний период.

Коренные породы с гидрогеологической точки зрения целесообразно подразделять на водонепроницаемые и водопроницаемые, образующие водоносные горизонты, комплексы и обводненные зоны. Обычно водопроницаемые породы имеют низкие показатели физико-механических свойств и содержат быстро растворимые минералы. К ним относятся известняки, доломиты, гипсы, мраморы, песчаники на глинистом и карбонатном цементе, трещиноватые сланцы. Магматические интрузивные, массивные эффузивные и метаморфические породы — чаще водонепроницаемые или слабопроницаемые. Обводненность их связана с трещиноватостью, сопровождающей зоны разрывной тектоники, с поверхностями кор выветривания, а также с контактами между телами горных пород, образующих массив горных пород.

Каждая тектоническая структура характеризуется размерами, формой и строением геологического разреза. Поэтому роль **тектоники*** в обводнении месторождений, участков строительства и горных выработок значительна. Например, обводненность в бассейнах горно-складчатого типа ниже, чем в бассейнах платформенного типа. Как уже отмечалось, на обводненность влияет нарушенность массива горных пород. При наличии

*Тектоника — греч. tektonikos — искусство строить; геотектоника — отрасль геологии, изучающая развитие структуры земной коры и ее изменения под влиянием тектонических движений и деформаций.

разрывных нарушений, имеющих пространственное распространение, создаются благоприятные условия для перетекания подземных вод из одного водоносного горизонта или комплекса в другой. Пересечение разрывных нарушений горными выработками часто сопровождается значительным возрастанием водопритоков. Возможны, однако, случаи, когда в результате отложения природных солей тектонические нарушения оказываются «залеченными», что приводит к уменьшению обводненности массива горных пород.

При складчатых нарушениях наиболее обводнены участки, подверженные растягивающим усилиям, — они приурочены к верхним слоям антиклиналей и нижним слоям синклиналей.

Погребенные долины характеризуются значительными статическими запасами подземных вод, подпитываемых динамическими ресурсами, а захороненный аллювий обычно нелигифицирован; вместе это создает предпосылки для возможных катастрофических прорывов воды, ила, песка и глинистого материала в горные выработки.

§ 2. Формирование водопритоков в горные выработки

При ведении горных работ открытым способом обычно вскрывают несколько водоносных горизонтов, для которых карьер представляет собой контур дренажа. В этом случае подземные воды в карьер поступают путем многоярусного их высачивания на отметках, соответствующих положению подрезанной горными выработками подошвы каждого водоносного горизонта.

Интенсивность водопритоков зависит от фильтрационных параметров дренируемых горизонтов и условий их питания. Если напорный водоносный горизонт расположен в лежащем боку месторождения, то поступление подземных вод в карьер возможно в виде локальных источников на участках тектонических нарушений или фациального изменения водоупора, экранирующего напорный горизонт от горной выработки. Такие локальные источники редко приводят к крупным осложнениям при горных работах ввиду ограниченности объема водопритоков. Лишь в тех

случаях, когда мощный напорный пласт представлен породами высокой проницаемости (например, закарстованными известняками) и имеет близко расположенную область обеспеченного питания, возможно внезапное концентрированное поступление подземных вод в карьер в виде прорыва, создающего аварийную ситуацию. Вместе с тем, разгрузка напорных горизонтов, залегающих в подошве карьера, должна считаться благоприятным фактором, поскольку консервация напоров, как правило, снижает устойчивость бортов карьера.

Водопритоки в шахты отчасти формируются за счет водоносных пластов, вскрытых при проходке подготовительных и капитальных выработок. Однако основной объем подземных вод поступает в шахту при очистных работах (рис. 9.2). Образующиеся над выработанным пространством техногенные трещины могут пересекать водоносные пласты, гидравлически связывая их с выработанным пространством и создавая условия дренирования. В этом случае в массиве горных пород формируется так называемая зона водопроводящих трещин, высота которой зависит от мощности вынимаемого пласта или размеров и высоты камеры (при камерной системе разработки), литологического состава и физико-механических свойств подрабатываемого породного массива. Подземные воды поступают в шахту по внешнему контуру площади очистных горных работ.

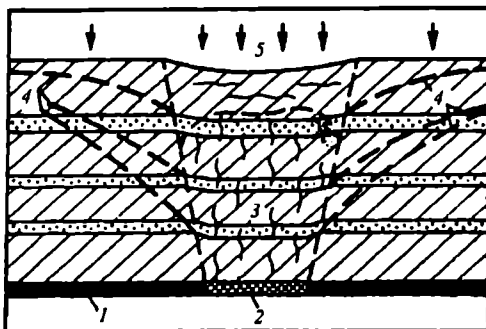


Рис. 9.2. Формирование водопритоков в подземную горную выработку: 1 — пласт полезного ископаемого; 2 — выработанное пространство; 3 — зона водопроводящих трещин; 4 — уровни дренируемых водосных горизонтов; 5 — мульда сдвига на земной поверхности (площадь интенсивного просачивания атмосферных вод)

В случае управления кровлей системами с закладкой выработанного пространства высота зоны водопродводящих трещин зависит от полноты закладки и свойств закладочного материала. Для угольных месторождений, вмещающие породы которых представлены чередующимися пластами песчаников, алевролитов и аргиллитов, высота зоны водопродводящих трещин при управлении кровлей полным обрушением колеблется от 30 *m* до 60 *m* (*m* — мощность вынимаемого пласта). При неглубоком залегании пласта полезного ископаемого зона водопродводящих трещин может достигать земной поверхности и водопритоки в шахту будут формироваться за счет просачивания атмосферных осадков и талых вод по площади очистных работ.

Для обеспечения безопасной эксплуатации шахт, ведущих разработку под водными объектами — затопленными выработками, поверхностными водоемами и водотоками или водобильными водоносными горизонтами, над ними оставляют целики полезного ископаемого. Это необходимо, когда зона водопродводящих трещин потенциально может распространиться до нижней границы объектов. Если между верхней границей зоны водопродводящих трещин и нижней границей водного объекта сохраняется пачка слабопроницаемых пород, то водопритоки в выработанное пространство формируются за счет их перетекания через этот относительный водоупор по площади очистных работ.

В массивах, сложенных рыхлыми песчано-глинистыми породами, зона водопродводящих трещин существенно ограничена по высоте. Поэтому в водоносных пластах, залегающих в кровле очистных выработок, могут сохраняться высокие естественные напоры. В этих случаях при проходке подготовительных выработок и ведении очистных работ возможны внезапные прорывы в горные выработки подземных вод и водонасыщенных пород. Прорывы подземных вод и рыхлых пород возможны из напорных пластов, залегающих в почве подготовительных или очистных выработок.

Водопритоки в шахты могут поступать по стволам недоброкачественно затампонированных разведочных скважин, а также по техническим скважинам, пробуренным с поверхности в горные выработки.

§ 3. Влияние подземных вод и атмосферных осадков на условия строительства и эксплуатации горно-добывающих предприятий

Подземные воды, высачивающиеся в бортах карьеров, могут увлажнять полезное ископаемое, снижая его качественные характеристики и затрудняя транспортировку в зимний период. Подземные воды, скапливающиеся на уступах и подошве карьера, способствуют повышению влажности песчано-глинистых пород и соответственно снижению устойчивости формируемых из них отвалов.

Размокание и набухание глинистых разностей пород и полезного ископаемого ограничивает проходимость и производительность горно-транспортного оборудования и уменьшает вместимость транспортных средств.

В бортах карьеров, вскрывающих рыхлые песчано-глинистые породы, подземные воды вызывают оплывание водонасыщенных песков, формирование на подошве карьера или на бермах уступов языков оплывания, которые затрудняют работу или полностью исключают возможность эксплуатации горно-транспортного оборудования. Масштабы фильтрационных деформаций зависят от гранулярного состава песков и величины удельного (на 1 м откоса) водопритока. Языки оплывания длиной около 5 м, осложняющие ведение горных работ, возникают в породах при следующих удельных водопритоках, м²/сут: в пылеватых песках — 0,1; мелкозернистых песках — 1; крупнозернистых песках — 5.

Для обоснования рациональной степени дренирования вскрываемых карьером рыхлых песчано-глинистых отложений следует исходить из величины допустимого водопритока к откосу. Ограничение притока в пределах допустимого интервала гарантирует проявление фильтрационных деформаций в заданных пределах. Снижение напоров до величин, отвечающих допусти-

тому притоку к откосу, может быть достигнуто за счет организации заградительного дренажа.

Подземные воды существенно влияют на напряженное состояние обводненного прибортового массива горных пород и способствуют ухудшению условий устойчивости бортов карьеров или отдельных уступов. В каждой точке водонасыщенной среды по вертикали можно выделить полное, эффективное и нейтральное напряжения (рис. 9.3). В общем случае, для частично обводненного массива эффективное напряжение $\sigma_{эф}$ в точке C с координатой z частично обводненного массива определяется зависимостью

$$\sigma_{эф} = \sigma_{вн} + \gamma_{ос} z_1 + (\gamma_{вп} - \gamma_{в})(1 - n)(z - z_1), \quad (9.1)$$

где $\sigma_{вн}$ — внешняя нагрузка; $\gamma_{ос}$ — плотность пород в пределах осушенной части массива (до глубины z_1); $\gamma_{вп}$ — плотность частиц породы в пределах обводненной части массива; $\gamma_{в}$ — плотность воды; n — пористость водонасыщенной породы.

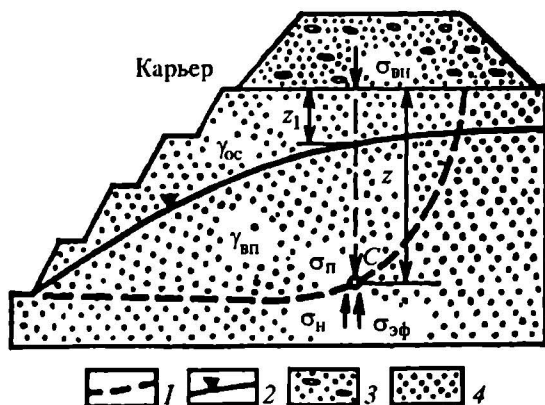


Рис. 9.3. Схема к расчету эффективных напряжений в прибортовом однородном массиве:

1 — потенциальная поверхность скольжения; 2 — уровень подземных вод; 3 — внешняя нагрузка (отвал); 4 — песок; σ_n — нейтральное напряжение; σ_n — полное напряжение

В слабопроницаемых пластах с различной степенью дренирования смежных с ними водоносных горизонтов обычно создаются максимальные градиенты напора. В частности, при наличии в подошве карьера относительного водоупора, экранирующего водоносные пласты в лежачем боку месторождения, в период эксплуатации возможны консервация высоких напоров H_0 в этих пластах и развитие восходящей фильтрации (по оси z) в сторону выработанного пространства (рис. 9.4). В результате действия гидродинамических сил эффективные напряжения в относительном водоупоре (точка Y) резко снижаются до величины

$$\sigma_{эф} = [\gamma (m_0 - z) + \gamma_{ос} m_1] \cos \alpha - \gamma_b (m_0 - z) \frac{H_0 - H_z}{m_0}, \quad (9.2)$$

где $\gamma_{ос}$ — плотность осушенных пород вскрышной толщи мощностью m_1 ; γ — плотность пород водоупора мощностью m_0 ; H_0 — напор не вскрытого водоносного пласта; H_z — отметка кровли водоупора; z — расстояние от точки Y до водоносного пласта.

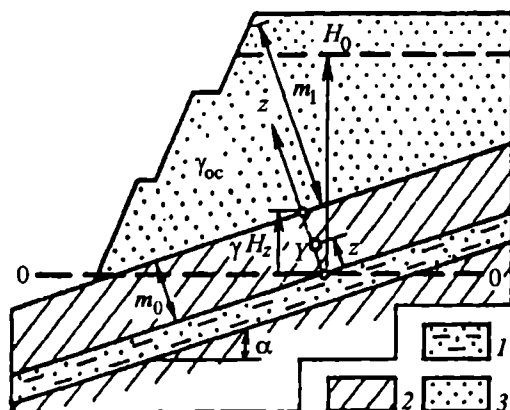


Рис. 9.4. Схема к расчету эффективных напряжений в относительном водоупоре, залегающем в подошве карьера:
 1 — напорный водоносных пласт; 2 — относительный водоупор; 3 — прибортовой массив; 0-0 — плоскость сравнения

Остаточные напоры в прибортовом массиве горных пород могут быть обусловлены его слоистым строением или наличием тектонически нарушенных обводненных зон, экранированных слабопроницаемыми породами.

Подземные воды обычно максимально влияют на устойчивость бортов карьера, когда месторождение сложено слабопроницаемыми породами. Здесь действует парадоксальный, на первый взгляд, принцип — «чем меньше воды в карьере, тем хуже условия его эксплуатации и сложнее организация дренажных мероприятий».

Влияние гидродинамического давления на устойчивость бортов карьеров особенно велико для месторождений, сложенных полускальными прочными породами.

Для оценки устойчивости бортов карьеров совместное действие объемных сил гидростатического взвешивания и гидродинамического давления может быть учтено путем вычитания нормальной составляющей сил нейтрального давления из нормальной составляющей сил полного давления. Расчетная схема предусматривает разбиение участка прибортового массива, заключенного между линией откоса и потенциальной поверхностью скольжения (оползания), на ряд вертикальных элементарных блоков (рис. 9.5). Нормальную составляющую сил нейтрального давления, действующую в пределах каждого блока, определяют по формуле

$$\Phi_i = \gamma_v (H_i - y_i) \frac{a_i}{\cos \alpha_i}, \quad (9.3)$$

где H_i — напор на потенциальной поверхности скольжения в пределах элементарного блока i шириной a_i ; α_i — угол наклона потенциальной поверхности скольжения в пределах этого блока.

Подземные воды существенно затрудняют проходку шахтных стволов, подготовительных и капитальных горных выработок, ведение очистных работ. Поступление подземных вод в шахты способствует подтоплению рабочих забоев и усложняет ситуацию в связи с ограниченностью объема подземных горных выработок. Поэтому даже кратковременное и единичное, сконцентрированное на локальном участке, водопроявление может служить причиной возникновения аварийной ситуации.

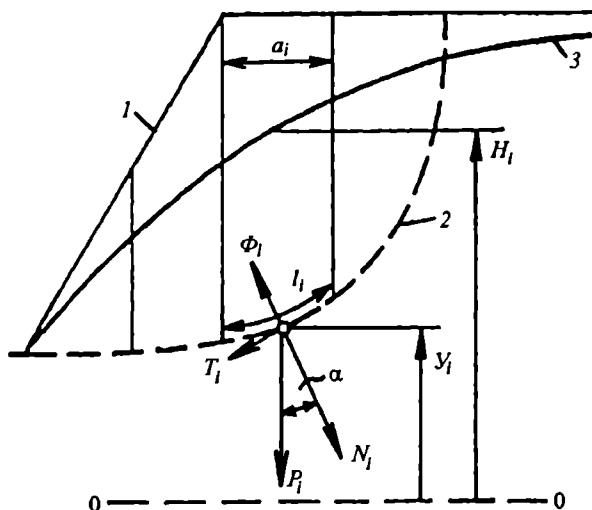


Рис. 9.5. Схема учета влияния подземных вод на устойчивость открытых горных выработок:

1 — линия откоса; 2 — поверхность скольжения; 3 — депрессионная кривая; P_i — масса элементарного блока; T_i — тангенциальная составляющая массы; N_i — нормальная составляющая массы; 0-0 — плоскость сравнения

Деформация почвы и кровли выработок наблюдаются при наличии напорных водоносных пластов, экранированных глинистыми породами. Развитие деформаций относительных водупоров может приводить в этом случае к прорывам воды и водонасыщенных песчано-глинистых пород в горную выработку.

Возможность прорыва воды из напорного пласта через относительный водоупор в горную выработку (рис. 9.6) оценивают с помощью соотношения

$$H\gamma_b F \geq \tau m P \pm (\gamma_{вп} - \gamma_b)(1 - n)m, \quad (9.4)$$

где H — напор на слабопроницаемый пласт (относительный водоупор); F и P — соответственно площадь и периметр прорывоопасного участка (по выработке); $\gamma_{вп}$ и m — соответственно плотность частиц породы и мощность относительного водоупора; n — пористость; τ — параметр прочности породы, называемый сопротивлением сдвигу.

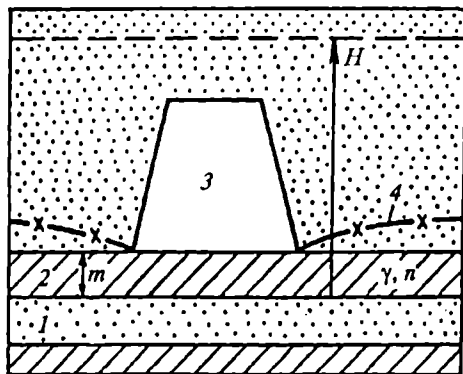


Рис. 9.6. Схема к оценке устойчивости водоупора в почве горной выработки:

1 — напорный водоносный пласт; 2 — водоупор; 3 — горная выработка (подземная или открытая); 4 — сниженный уровень безнапорного горизонта

В формуле (9.4) знак «+» используют при оценке вероятности прорыва через слабопроницаемый пласт, залегающий в почве горной выработки, знак «-» — в случае прорыва со стороны кровли горной выработки.

Вскрытие подземными горными выработками песчано-глинистых водонасыщенных отложений сопровождается их разгрузкой и серьезными осложнениями за счет разуплотнения и набухания глинистых разностей горных пород, а также пучения в почве или кровле выработок. Водонасыщенные рыхлые породы оплывают в стенках выработок и канав, на почве выработок, затрудняя отвод подземных вод к насосным установкам.

Следовательно, влияние подземных вод на условия эксплуатации шахт необходимо оценивать в тесной взаимосвязи с развитием геомеханических процессов, особенности которых зависят от технологии горных работ и геологических условий месторождения. При одном и том же водопритоке в разных шахтах могут наблюдаться различные последствия в зависимости от литологического состава и свойств пород, вскрытых горными выработками. Как уже отмечалось, максимальные сложности возникают при вскрытии песчано-глинистых слаболитифицированных отложений.

Если вскрываемый породный комплекс представлен полускальными породами, не склонными к набуханию и размоканию, то даже существенные водопритоки в шахту не создают трудностей при ведении горных работ. Борьба с подземными водами в этом случае сводится к организации отвода их по горным выработкам к централизованному водоотливному комплексу. Однако при высоких водопритоках в подземные выработки, которые вскрывают полускальные породы, нередко применяют мероприятия по частичному перехвату подземных вод средствами глубинного дренажа для обеспечения нормальных условий ведения горных работ.

Снижение напоров подземных вод на 10—100 м могут вызывать деформации песчано-глинистых отложений, измеряемых несколькими метрами.

Развивающееся в случае нарушения естественного режима подземных вод гидродинамическое давление в слабопроницаемых породах может служить причиной дополнительных нагрузок на крепь горных выработок. Максимальные напряжения за счет гидродинамического давления возникают в слабопроницаемой породе или в слабопроницаемой зоне, созданной вокруг выработки за счет тампонажа горных пород, обеспечивающего сокращение водопритоков в выработку. В связи с этим, оценка эффективности мероприятий по защите подземных горных выработок от повышенных водопритоков путем водопонижения или водоподавления выполняется с учетом последствий, определяющих изменение напряженного состояния массива горных пород.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОРОСЫ

1. Чем отличается техногенный режим подземных вод от естественного?
2. Как влияет технология горных работ на интенсивность водопритоков в выработки?
3. Приведите примеры вредного влияния подземных вод на условия разработки месторождений.
4. Какие геологические факторы способствуют сохранению напоров в прибортовом массиве?

5. Как оценить возможность прорыва подземных вод в горную выработку?

6. Поясните сущность процесса уплотнения водонасыщенных пород (депресссионное уплотнение) при снижении уровней подземных вод.

7. Почему возникает повышенное гидродинамическое давление в пластах слабопроницаемых пород при открытых и подземных горных работах?

8. Почему при снижении напоров в толще песчано-глинистых пород уплотняются преимущественно глинистые прослойки?

ГЛАВА 10. ДРЕНАЖ КАРЬЕРНЫХ И ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ

*Прежде природа угрожала человеку,
а теперь человек угрожает природе.*

Жак Ив Кусто

§ 1. Гидрогеологические классификации месторождений полезных ископаемых

С начала 40-х гг. XX в. по настоящее время разработано большое число гидрогеологических классификаций, в которых делались попытки систематизации факторов, определяющих состав и объем работ по изучению обводненности месторождений полезных ископаемых, а также условия их вскрытия и эксплуатации. В классификациях учитывались такие критерии, как физико-географическое положение месторождений, характеристика вмещающих пород и полезного ископаемого, тектоника, степень обводненности, режим водопоступления, способы разработки месторождений и мероприятия по борьбе с обводненностью.

Гидрогеологические условия месторождений оценивались в основном по качественным характеристикам. Например, в классификации С.П. Прохорова выделены месторождения с простыми, сложными и очень сложными гидрогеологическими условиями. В классификации С.В. Троянского месторождения полезных ископаемых выделяются с учетом гидрогеологических факторов, влияющих на их обводненность, однако оценка сложности гидрогеологических условий месторождений, определяющих условия их разработки, отсутствует (табл. 10.1). В дальнейшем именно эта классификация легла в основу ряда классификаций, разработанных применительно к различным типам месторождений полезных ископаемых.

Классификацию, в основе которой лежат количественные характеристики обводненности, одним из первых предложил М.В. Сыроватко (табл. 10.2).

Гидрогеологическая классификация месторождений полезных ископаемых (по С.В. Троянскому)

Группа	Подгруппа	Тип	Класс
1. Вне зоны многолетней мерзлоты	1. Удаленные от открытых водотоков и водоемов	1. В пористых, рыхлых, обломочных породах	1. В недислоцированных областях
2. В зоне многолетней мерзлоты	2. Расположенные вблизи открытых водотоков или водоемов	2. В твердых скальных (трещиноватых) породах 3. В карбонатных породах 4. В легкорастворимых породах	2. В дислоцированных областях

Таблица 10.2

Гидрогеологическая классификация месторождений полезных ископаемых (по М.В. Сыроватко)

Гидрогеологический показатель	Тип месторождений			
	весьма водообильные	высоководообильные	средневодообильные	слабоводообильные
Коэффициент водообильности, м ³ /т	Более 25	25—8	8—3	Менее 3
Водоприток к шахтному полю на момент полного развития горных работ, м ³ /ч	Более 1000	1000—300	300—100	Менее 100
Коэффициент фильтрации основного водоносного горизонта, м/сут	Более 100	100—5	5—0,05	Менее 0,05
Удельный приток на 1 м ² , л/ч	Более 4	4—0,4	0,4—0,05	Менее 0,05

Помимо общерегиональных, разработаны гидрогеологические классификации, учитывающие местные условия и факторы обводненности месторождений. Так, гидрогеологические условия месторождений *Подмосковного угольного бассейна* разделяются по степени сложности на четыре группы.

I группа — месторождения с простыми гидрогеологическими условиями. Угольный пласт залегает выше базиса дренажа, поэтому надугольные пески и верхняя часть упинских известняков воды не содержат. Известняки тульского яруса обводнены незначительно и при эксплуатации не создают угрозы прорывов воды в выработки шахт; приток воды в шахты не превышает $100 \text{ м}^3/\text{ч}$.

II группа — месторождения со сложными гидрогеологическими условиями. Угольный пласт залегает ниже базиса дренажа. Упинский водоносный горизонт и надугольный слабо дренируются овражно-балочной сетью. Напор упинских вод на почву угольного пласта достигает 30 м; мощность надугольных песков составляет 30 м; тульские известняки содержат напорную воду; местами встречаются линзы алексинских обводненных известняков. Гидродинамическое состояние надугольного и тульского горизонтов является причиной частых прорывов воды, песка и глинистого материала в горные выработки; приток воды в шахты изменяется от 200 до $1000 \text{ м}^3/\text{ч}$.

III группа — месторождения с весьма сложными гидрогеологическими условиями. Водоносные горизонты почти не имеют естественного местного дренажа. Напор подугольного водоносного горизонта на почву угольного пласта достигает 80 м. Окские известняки имеют повсеместное распространение и значительно обводнены; притоки воды в шахты — от 1000 до $2000 \text{ м}^3/\text{ч}$ и более.

IV группа — месторождения с особо сложными гидрогеологическими условиями. Напор подугольных вод на почву пласта достигает 100 м. Надугольные пески, тульские и окские известняки содержат напорную воду; приток воды в шахту составляет от 2000 до $5000 \text{ м}^3/\text{ч}$.

Согласно этой классификации, месторождения I группы разрабатывались без предварительного осушения. На месторождениях II группы около 50 % воды откачивается водопонижающими скважинами. На месторождениях III группы до 80 % общего притока воды также откачивается с использованием водопонижающих скважин. Запасы месторождений IV группы из-за особо сложных гидрогеологических условий пока отнесены к забалансовым.

Классификация гидрогеологических условий разработки *Донецкого угольного бассейна* составлена на основе материала, учитывающего мощность покровных отложений, угол падения пластов, наличие тектонических нарушений, значения коэффициентов фильтрации и водообильности, а также величину водопритоков (нормальных, при прорывах и их сезонное изменение). Наличие этой информации позволило выполнить прогнозные оценки обводненности практически всех угленосных районов бассейна.

Гидрогеологическая классификация *рудных месторождений России* составлена Н.И. Плотниковым. Все месторождения подразделяются на две группы: 1) расположенные в пределах платформенных областей; 2) локализованные в пределах внутренних частей геосинклинальных подвижных зон. В каждой группе выделено по два типа. Для платформенных областей автор различает положение месторождения в геологическом разрезе — в пределах верхнего структурного этапа и нижнего, а для месторождений геосинклинальной группы выделяет их типы с учетом характера рельефа — высокогорного расчлененного и интенсивно пенепленизированного низкогорного.

Каждый тип подразделяется на подтипы (для обеих групп) — месторождения, расположенные выше или ниже местного базиса эрозии. Дальнейшее подразделение подгрупп на классы основано на характере пород геологического разреза: классы интенсивно трещиноватых метаморфических и изверженных; карбонатных закарстованных; рыхлообломочных и т.д. Подклассы выделяются для всех групп, типов, подтипов и классов с учетом расположения месторождений относительно поверхностных водоемов и водотоков. По существу, данная классификация использует для конкретных рудных месторождений принципы, разработанные С.В. Троянским.

Классификации месторождений (табл. 10.3 и 10.4), разработанные в последнее время во ВНИМИ, учитывают способ их разработки (подземный или открытый), гидрогеологические и инженерно-геологические условия, а также характер и объемы работ по борьбе с обводненностью. Эти классификации в большей мере рассчитаны на горняков, занимающихся освоением месторождений — от вскрытия до их полной отработки.

Классификация месторождений, разрабатываемых открытым способом, по дренируемости

Категория месторождения по условиям осушения карьерных полей	Характеристика гидрогеологических и инженерно-геологических условий эксплуатации карьера	
	Группа А — карьером вскрываются рыхлые песчаные и мягкие глинистые породы	Группа Б — карьером вскрываются полускальные породы, не склонные к размоканию и набуханию
І — простые	Притоки подземных вод в карьер не превышают 200 м ³ /ч. Горные работы могут выполняться с применением средств открытого водоотлива; на стадии строительства карьера возможно временное использование водопонижающих скважин с суммарным дебитом не более 400 м ³ /ч	Притоки подземных вод в карьер не более 500 м ³ /ч. Горные работы выполняются с применением средств открытого водоотлива или нескольких водопонижающих скважин с суммарным дебитом до 500 м ³ /ч
ІІ — сложные	Притоки подземных вод в карьер от 200 до 1000 м ³ /ч. Горные работы возможны при использовании средств глубинного дренажа для сокращения водопритоков в карьер, ограничения фильтрационных деформаций пород или обеспечения общей устойчивости бортов (за счет снижения напоров не вскрытых карьером водоносных пластов)	Притоки подземных вод в карьер от 500 до 3000 м ³ /ч. Горные работы возможны при использовании глубинного дренажа для сокращения водопритоков в карьер или обеспечения общей устойчивости бортов
ІІІ — особо-сложные	Притоки подземных вод в карьер превышают 1000 м ³ /ч. Необходим дренаж нескольких водоносных горизонтов во вскрышной толще и в подошве карьера с применением водопонижающих скважин или подземного дренажного комплекса	Притоки подземных вод в карьер превышают 3000 м ³ /ч. Для сокращения водопритоков в карьер требуется применение средств глубинного дренажа — водопонижающих скважин или подземного дренажного комплекса

Классификация месторождений, разрабатываемых подземным способом, по дренируемости

Категория месторождений по условиям осушения шахтных полей	Характеристика гидрогеологических и инженерно-геологических условий эксплуатации шахт	
	Группа А — подземными выработками вскрываются рыхлые песчаные и мягкие глинистые породы	Группа Б — подземными выработками вскрываются полускальные породы, не склонные к размоканию и набуханию
I — простые	Притоки подземных вод в шахту не превышают 100 м ³ /ч. В почве и кровле выработок залегают надежные водоупоры — проведение подготовительных выработок не требует предварительного снижения напоров для предотвращения прорывов подземных вод	Притоки подземных вод в шахту не превышают 400 м ³ /ч. Мощность вынимаемого пласта в 60—80 раз меньше мощности перекрывающей его слабопроницаемой толщи. Проведение подготовительных выработок и очистных работ не требует применения специальных дренажных мероприятий
II — сложные	Притоки подземных вод в шахту от 100 до 500 м ³ /ч. Необходимо предварительное снижение напоров при проведении подготовительных выработок. При ведении очистных работ требуются дренажные мероприятия для предотвращения прорывов вод и песков с дебитами до 20 м ³ /ч	Притоки подземных вод в шахту от 400 до 2000 м ³ /ч. Мощность толщи слабопроницаемых пород в кровле вынимаемого пласта превышает его мощность в 40—60 раз. При ведении очистных работ возможны прорывы подземных вод с дебитами до 100 м ³ /ч. При проведении подготовительных выработок и очистных работ выполняют дренажные мероприятия
III — особо сложные	Притоки подземных вод в шахту превышают 500 м ³ /ч. Требуются специальные дренажные мероприятия при проведении подготовительных выработок и очистных работ для предотвращения прорывов воды и песка с возможными дебитами более 20 м ³ /ч. Для обоснования параметров систем дренажа требуется выполнение опытно-эксплуатационного водопонижения	Притоки подземных вод в шахту превышают 2000 м ³ /ч. Мощность слабопроницаемой толщи в кровле вынимаемого пласта превышает мощность последнего в 30—40 раз. Выше этой толщи расположен водный объект. При проведении подготовительных выработок и очистных работ требуются специальные дренажные мероприятия для предотвращения прорывов с возможными дебитами более 100 м ³ /ч.

§ 2. Гидрогеологические и инженерно-геологические классификации условий строительства подземных сооружений

Гидрогеологические условия строительства подземных сооружений, согласно предложениям Министерства экономики и развития РФ, подразделяются на три категории.

I категория сложности (простая) — характеризуется отсутствием подземных вод или наличием выдержанного горизонта грунтовых вод с однородным химическим составом. Литологический состав геологического разреза представлен одним или двумя типами пород, залегающих горизонтально; мощность пластов выдержана. Показатели водно-физических и механических свойств пород в пределах каждого пласта в плане и с глубиной изменяются незначительно. Твердые (скальные) породы залегают с поверхности или перекрыты маломощным слоем не-скальных пород. Физико-геологические процессы и явления отсутствуют.

II категория (средняя сложность) — отмечается наличием двух или более горизонтов подземных вод, выдержанных по мощности и простирацию, обладающих неоднородным химическим составом и напором. Число различных по литологии слоев может достигать четырех; залегание наклонное или с выклиниванием. Мощность пород по простирацию, а также характеристики водно-физических и механических свойств изменяются закономерно. Твердые породы имеют неровную кровлю и перекрыты рыхлыми отложениями. Физико-геологические процессы и явления распространены ограниченно. Поверхность Земли слабо расчлененная.

III категория (сложная) — ей свойственно наличие невыдержанных по мощности водоносных горизонтов, разделяемых пластами водонепроницаемых пород. Напоры в водоносных горизонтах изменяются по простирацию; состав подземных вод в горизонтах неоднородный. Показатели водно-физических и механических свойств пород резко изменяются в плане и с глуби-

ной закономерно или незаконномерно. Твердые породы имеют сильно расчлененную кровлю и перекрыты мощной толщей не- скальных пород. Широко распространены физико-геологические процессы. Поверхность Земли неровная, сильно расчлененная.

Категория сложности устанавливается, как правило, по совокупности факторов. Если какой-либо отдельный фактор относится к более высокой категории сложности и является определяющим, то при разработке основных строительных решений сложность условий определяется по данному фактору. При этом увеличиваются объемы изыскательских работ с целью установления роли этого фактора при строительстве и эксплуатации подземного сооружения.

Для оценки гидрогеологических, инженерно-геологических и горно-технических условий строительства подземных сооружений целесообразно использовать классификацию, разработанную в Московском государственном горном университете (табл. 10.5). В классификации выделены основные структурные единицы земной коры: платформенные, геосинклинальные, горно-складчатые области и области щитов. Далее, с учетом внутреннего строения этих областей, различаются (по глубине) структурные этажи, представленные сыпучими, рыхлыми и твердыми (скальными и полускальными) образованиями. В каждом этаже выделяются зоны, характеризующиеся различной обводненностью, физико-механическими свойствами пород, залеганием и степенью нарушенности — стратиграфической и тектонической, а также проявлениями результатов магматизма.

Эти факторы, в отдельности или по совокупности, определяют технологию ведения горно-строительных работ — способы проведения выработок, организацию процессов их крепления и мероприятия, связанные с охраной окружающей среды. Все многообразие факторов, встречающихся в природе, позволяет выделить три категории — группы сложностей по проведению горных выработок при строительстве подземных сооружений.

Гидрогеологическая и инженерно-геологическая классификация условий строительства подземных сооружений (по Г.Н. Харитоненко)

Физико-географическое расположение подземного сооружения — структурные единицы земной коры (области)	Расположение подземного сооружения в недрах		Характеристика условий строительства подземных сооружений и их оценка при проведении выработок
	Структурный этаж области	Зона структурного этажа	
<i>Платформенные области</i>	Верхний, сложенный рыхлыми горизонтально залегающими породами	Необводненные породы, располагаются выше зеркала грунтовых вод	Породы при разработке массива обрушаются и рассыпаются. Требуется крепление выработок одновременно с их проведением. Условия проведения простые
		Обводненные породы. Зона фиксируется глубиной распространения грунтовых и межпластовых вод	Породы при разработке массива оплывают, поэтому требуется его упрочнение путем применения специальных способов проведения выработок. Условия проведения выработок сложные и очень сложные
	Средний, сложенный полускальными породами, залегающими под углом до 7°	Необводненные породы. По глубине фиксируются распространением массивных водонепроницаемых пород	Породы при разработке горного массива относительно устойчивые, допускают отставание крепи от забоя до 1,5—2 м, возможны локальные изменения прочностных характеристик пород массива, требующие усиленной крепи. Условия проведения выработок простые и средней сложности

<p>Обводненные породы. Фиксируются по распространению пористых и трещиноватых пород</p>	<p>Породы при разработке массива относительно устойчивые, допускают отставание крепи от забоя до 1—1,5 м. Возможно размокание пород, вероятность встречи пльвунов до 5 %. При проведении выработок для снижения водопритокков применяются водопонижение и цементация. Условия проведения выработок средней сложности, реже сложные</p>
<p>Выветрелые породы. Фиксируются по мощности древней коры выветривания</p>	<p>Породы, подлежащие разработке, представлены всеми типами пород: от глинистых до скальных, обводнены. Воды минерализованные, теплые и горячие. Условия проведения вертикальных и горизонтальных выработок от сложных до очень сложных</p>
<p>Обводненные породы. Фиксируются распространенностью разрывной тектоники</p>	<p>При пересечении тектонических нарушений выработками породы неустойчивые и требуют усиленной крепи. Температура и минерализация воды повышенные. Условия проведения выработок от сложных до очень сложных</p>
<p>Необводненные породы. Фиксируются по распространению массивных скальных пород</p>	<p>Породы устойчивые, не требующие временной крепи. Трудности определяются высокой прочностью пород при их разработке, повышенной температурой массива. Условия проведения выработок простые</p>

Физико-географическое расположение подземного сооружения — структурные единицы земной коры (области)	Расположение подземного сооружения в недрах		Краткая характеристика условий строительства подземных сооружений и их оценка при проведении выработок
	Структурный этаж области	Зона структурного этажа	
<i>Геосинклинальные области</i>	Верхний, сложенный рыхлыми горизонтально залегающими пластами горных пород	Необводненные породы, располагаются выше зеркала грунтовых вод	Условия проведения выработок и их оценка аналогичны условиям горностроительных работ в этих же зонах верхнего структурного этажа платформенных областей
	Средний, сложенный полускальными породами, пласты которых смяты в складки и нарушены разрывной тектоникой	Обводненные породы. Зона фиксируется глубиной распространения грунтовых и межпластовых вод	То же
		Обводненные и необводненные породы. Зоны фиксируются глубиной распространения согласно залегающих пластов	Условия проведения выработок и их оценка аналогичны условиям горностроительных работ в этих же зонах среднего структурного этажа платформенных областей. Отличие вызывается высокой степенью изменчивости характера взаимоотношений контуров выработок с вмещающими их породами и наличием разрывной тектоники. С глубиной температура и минерализация воды возрастают

			Возможны газовыделение и проявление процессов, сопутствующих ведению горных работ в угленосных толщах: подземные пожары, выбросы угля и пород, взрывы угольной пыли
Горно-складчатые области	Верхний, сложенный рыхлыми, почти горизонтально залегающими пластами горных пород	Необводненные и слабообводненные породы. Располагаются выше местного базиса эрозии	Условия проведения выработок и их оценка аналогичны для этой же зоны верхнего структурного этажа платформенной области. Обводненность носит преимущественно сезонный характер
	Нижний, сложенный полускальными и скальными породами, залегающими в виде складок, нарушенных разрывной тектоникой	Необводненные и слабообводненные породы. Располагаются выше местного базиса эрозии	Условия проведения выработок и их оценка аналогичны для этих же зон верхних структурных этажей платформенных и геосинклинальных областей. Особенность обводненности заключается в высокой водопроницаемости пород и значительных динамических ресурсах водоносных горизонтов, которые гидравлически связаны с водоемами и водотоками Породы, подлежащие разработке при проведении выработок, устойчивые и средней устойчивости, требующие избирательного применения временной крепи. Условия проведения выработок простые

Физико-географическое расположение подземного сооружения — структурные единицы земной коры (области)	Расположение подземного сооружения в недрах		Краткая характеристика условий строительства подземных сооружений и их оценка при проведении выработок
	Структурный этаж области	Зона структурного этажа	
<i>Горно-складчатые области</i>	Нижний, сложенный полускальными и скальными породами, залегающими в виде складок, нарушенных разрывной тектоникой	Обводненные породы фиксируются по пространности тектонических нарушений, пористых и трещиноватых пород	При проведении выработок слабоустойчивые и неустойчивые породы требуют применения временной крепи, в отдельных случаях усиленной. Подземные воды повышенной температуры, минерализованные. Возможно газовыделение. Области сейсмичны. Условия проведения выработок средней сложности
<i>Области щитов</i>	Верхний, сложенный рыхлыми, почти горизонтально залегающими пластами горных пород	Необводненные породы. Располагаются выше зеркала грунтовых вод Обводненные породы. Зона фиксируется глубиной распространения грунтовых вод	Условия проведения выработок и их оценка аналогичны условиям горностроительных работ в этих же зонах платформенных и геосинклинальных областей (простые) Условия проведения выработок и их оценка аналогичны условиям горностроительных работ в этих же зонах платформенных и геосинклинальных областей (сложные и очень сложные)

	<p>Нижний, сложенный кристаллическими сильно дислоцированными метаморфическими породами</p>	<p>Необходненные породы. Приурочены к массивным скальным образованиям</p> <p>Обводненные породы. Приурочены к трещиноватым, пористым, раскарстованным породам</p>	<p>Породы устойчивые. Временная крепь при проведении выработок осуществляется избирательно. Условия проведения выработок простые</p> <p>При пересечении трещиноватых пород в зонах разрывной тектоники требуется применение усиленной временной крепи. Условия проведения выработок простые и средней сложности</p>
--	---	---	---

I категория — простая; обводненность выработок подземными водами отсутствует. К этой же категории отнесены варианты проведения выработок в породах, не изменяющих значительно водно-физические свойства при обводненности. Водоотлив в этих случаях самотечный, например, при проведении штолен в условиях расчлененного рельефа — холмистобалочного или горного.

II категория — средней сложности; необходимо использовать при проведении выработок принудительный водоотлив с помощью насосов, трубопроводов и различных устройств для приема воды как в шахте, так и на ее поверхности.

III категория — сложная; требует применения какого-либо специального метода (замораживания пород, цементации, водопонижения и пр.) для выполнения горно-строительных работ.

§ 3. Мероприятия по дренированию месторождений полезных ископаемых

Дренаж предусматривает снижение уровней (напоров) водоносных горизонтов и выполняется с целью сокращения водопритоков в горные выработки, изменения напряженного состояния массива горных пород, обеспечения устойчивости горно-технических сооружений, снижения влажности полезного ископаемого, предотвращения затопления подрабатываемых территорий грунтовыми водами.

Критерии целесообразности дренирования месторождения определяются целями дренажа. В частности, целесообразность снижения напоров в прибортовом массиве и в подошве карьеров подтверждается расчетами устойчивости бортов. Снижение уровней вскрытых водоносных горизонтов ограничивается величиной, определяющей допустимый водоприток, при котором не возникают фильтрационные деформации откоса. Целесообразное снижение напоров водоносных пластов, залегающих в подошве или кровле подземных горных выработок, определяется расчетом устойчивости относительных водоупоров на прорыв их подземными водами.

Дренажные мероприятия обычно соответствуют следующим этапам ведения горных работ — строительству и эксплуатации горного предприятия. На первом этапе выполняют работы по отводу водотоков за пределы шахтного (карьерного) поля, планировке территорий и ограждению выработок от затопления подземными водами, заблаговременному снижению уровня (напора) подземных вод. На втором этапе поддерживают достигнутый сниженный уровень (напор) подземных вод или продолжают дальнейшее его снижение.

Для дренажа карьерных полей применяют два вида дренажных устройств — глубинного и открытого типов. Термином *система осушения (дренирования)* обозначают совокупность дренажных устройств, предназначенных для приема, откачки и отвода подземных вод за пределы территории освоения.

Глубинные средства дренажа: водопонижающие скважины, оборудованные погружными насосами; подземные дренажные комплексы, включающие в себя стволы дренажных шахт; штреки со сквозными и забивными фильтрами, восстающими скважинами и колодцами в почве; самоизливающиеся горизонтальные, вертикальные или наклонные скважины; поглощающие самотечные скважины.

Водопонижающие скважины бурят с поверхности и оборудуют на дренируемом горизонте фильтром, предотвращающим деформации стенок скважин в процессе их эксплуатации. В полускальных трещиноватых породах применяют простейшие фильтры — трубы, перфорированные круглыми отверстиями или щелями. В рыхлых песчаных породах перфорированную трубу с наружной стороны покрывают сеткой из металла, пластмассы, стекловолокна или проволоочной обмоткой. В рыхлых песчаных породах наиболее эффективны фильтры с песчано-гравийной засыпкой между перфорированной трубой и стенкой скважины.

Использование водопонижающих скважин эффективно, если геологический разрез характеризуется наличием устойчивых твердых пород большой мощности, высокой водопроницаемостью и значительными напорами дренируемых по-

род. Сооружение скважин и их эксплуатация отличаются технической простотой и возможностью оперативно реагировать на изменения гидрогеологической обстановки путем изменения интенсивности откачки. К недостаткам этого способа относят малую эффективность при использовании в породах с $K_{\phi} > 5$ м/сут в несвязных породах и менее 1 м/сут в трещиноватых.

Снижение стоимости эксплуатации водопонижающих установок достигается за счет создания скважин большого (0,5—1,0 м) диаметра, имеющих высокую водозахватывающую способность, что позволяет увеличить расстояния между выработками и сократить число насосов. Скважины большого диаметра получили распространение в практике осушения бурогольных карьеров Германии. В России, при осушении рудников Северо-Уральского бокситорудного района СУБР, широко применяют многозбойные водопонижающие скважины — ряд скважин, «ответвляющихся» от общего ствола, что позволяет увеличить число вскрываемых водоносных трещин и карстовых полостей и, следовательно, значительно повысить дебит дренируемых водоносных горизонтов.

Поглощающие скважины служат для дренажа водоносных пластов сравнительно малой мощности и проницаемости. Скважина осуществляет перепуск воды из дренируемого водоносного горизонта (или группы пластов) в нижележащий поглощающий горизонт при наличии разности напоров; проводимость поглощающих пластов должна на порядок превышать проводимость дренируемых водоносных пластов. Поглощающие горизонты необходимо дренировать параллельно другими техническими средствами, горными выработками или предусматривать разгрузку естественным путем (рис. 10.1). Поглощающие скважины оборудуют фильтрами на дренируемый и поглощающий горизонты. Для дренирования слабопроницаемых отложений применяют песчаные сваи, представляющие собой скважины, заполненные фильтрующим материалом.

Самотечными дренажными устройствами являются также скважины, которые вскрывают напорные водоносные пласты,

залегающие в подошве карьера (см. рис. 10.1). Такие *разгрузочные скважины* служат для дренирования водоносных горизонтов, приуроченных к трещиноватым и песчаным породам. Разгрузочные скважины целесообразно бурить с подошвы карьера на участках с минимальными отметками или с брем низовых уступов. Такие скважины обычно не оборудуют фильтрами, действуют они непродолжительное время, так как ликвидируются в процессе вскрышных работ или при отсыпке внутренних отвалов.

Горизонтальные (слабонаклонные) скважины, пройденные из карьера в основании уступов в глубь дренируемого массива, представляют собой *самотечные устройства*. Такие скважины целесообразны для дренажа горизонтально залегающих песчаных пластов малой мощности, которые не могут быть осушены вертикальными дренами. Горизонтальные скважины могут применяться для снижения напоров в слоистых водоносных комплексах при наклонном залегании пластов трещиноватых или песчаных пород в лежачем боку месторождения (рис. 10.2).

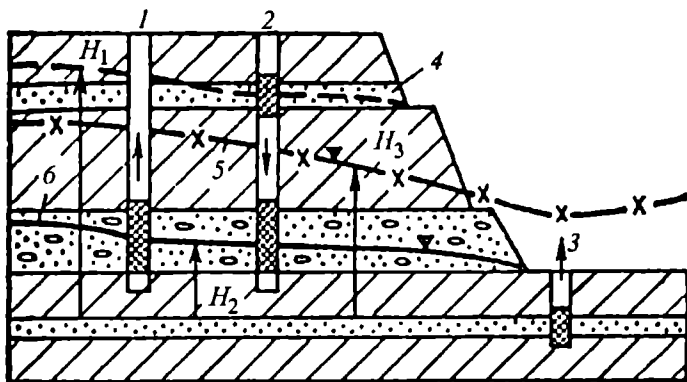


Рис. 10.1. Принципиальная схема применения различных дренажных средств на открытых горных работах.

Скважины: 1 — водопонижающая, 2 — поглощающая, 3 — разгрузочная; сниженные уровни (напоры) подземных вод при эксплуатации скважин: 4 — поглощающих, 5 — разгрузочных, 6 — водопонижающих

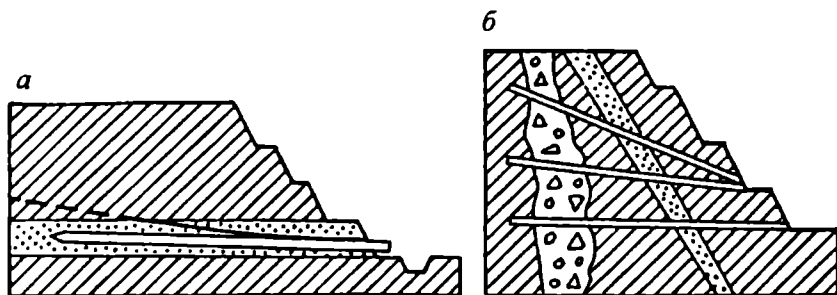


Рис. 10.2. Схемы дренирования прибортового массива горизонтальными и наклонными скважинами:

a — дренирование горизонтального пласта в рыхлых отложениях; *б* — снижение напоров в экранированных наклонных и крутопадающих водоносных пластах и тектонических зонах

Подземные дренажные комплексы (рис. 10.3) сооружают с целью осушения слабопроницаемых отложений, представленных серией горизонтальных или полого наклонных водоносных пластов небольшой мощности. Использование водопонижающих скважин в таких условиях не эффективно. Эти комплексы применяют также для осушения крутопадающих пластов большой мощности: в этом варианте целесообразно проведение дренажных штреков по простиранию дренируемых пластов. Если дренажные штреки проводят в условиях горизонтального залегания слоистой водоносной толщи, то для снижения напоров в водоносных пластах применяют **сквозные фильтры** — самоотечные дренажные скважины, оборудованные фильтрами (рис. 10.4). Скважины бурят с дневной поверхности до кровли штрека, который в этом случае представляет собой коллектор, отводящий поступающую в него воду к центральным насосным установкам дренажных стволов.

Классическим примером подземного способа осушения карьерных полей может служить **Байдаковский карьер Днепровского бурогоугольного бассейна** (рис. 10.5)

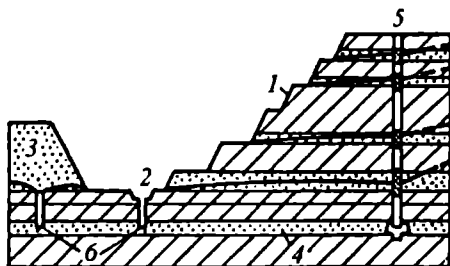


Рис. 10.3. Дренаживание карьерного поля с помощью подземного комплекса:

1 — рабочий борт карьера; 2 — водосборник на подошве карьера; 3 — внутренний отвал; 4 — подземная дренажная выработка (штрек); 5 — сквозной фильтр; 6 — скважины для сброса воды с подошвы карьера в подземные выработки

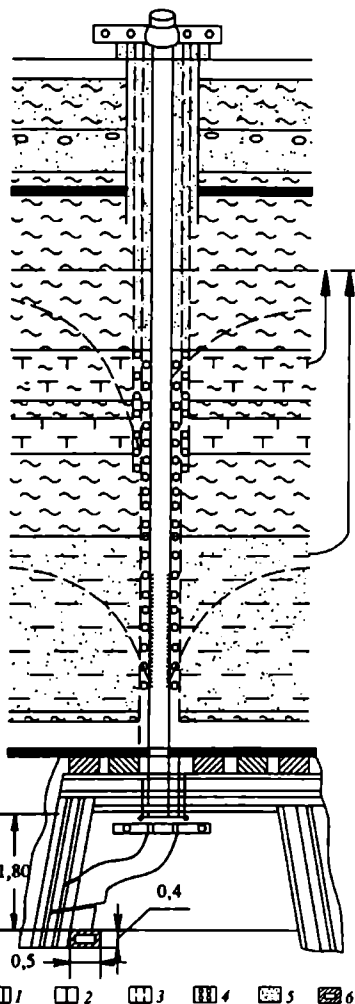


Рис. 10.4. Схема устройства сквозного фильтра:

1 — обсадные трубы; 2 — перфорированная колонна; 3 — извлекаемые обсадные трубы; 4 — гравийная засыпка; 5 — песчаная засыпка; 6 — водоотводящая канавка

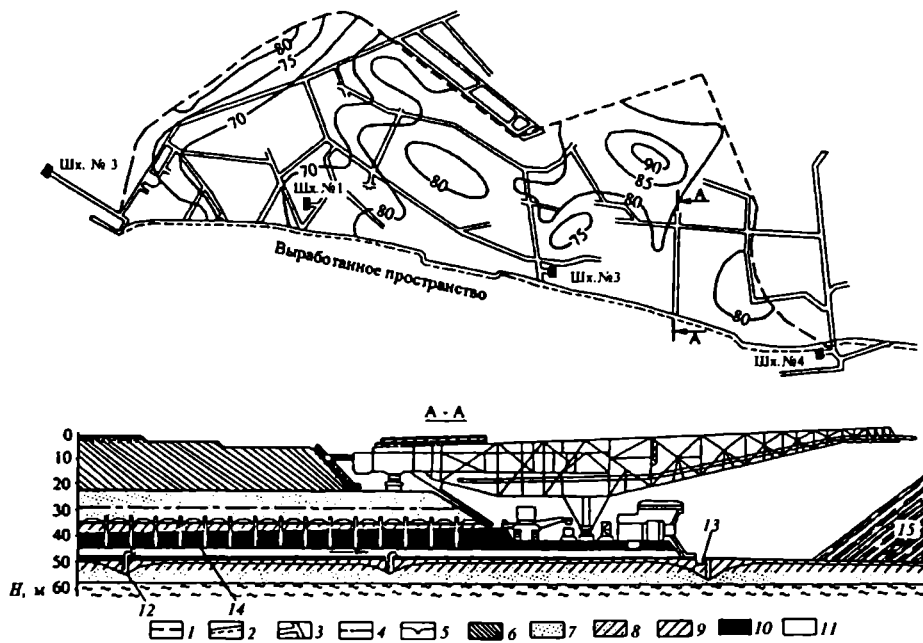


Рис. 10.5. Подземный способ осушения Байдаковского карьера (по А.П. Бондаренко, А.Я. Гуркину, К.А. Исмаилову и П.М. Патиченко):

1 — граница карьера на конец отработки; 2 — граница карьера на 1 января 1961 г.; 3 — дренажные штреки; 4 — статический уровень над- и подугольного водоносных горизонтов; 5 — динамический уровень над- и подугольного горизонтов; 6 — суглинки; 7 — пески; 8 — пески углистые; 9 — глины; 10 — уголь; 11 — каолин; 12 — дренажный колодец; 13 — дренажные каналы; 14 — забивной фильтр; 15 — отвал

Аналогично сквозным фильтрам действуют *восстающие скважины*, которые бурят непосредственно из дренажных штреков вертикально или под некоторым углом до вскрытия водоносных горизонтов, подлежащих дренированию; такие скважины применяют преимущественно в трещиноватых породах без оборуования фильтрами. Для осушения песчаных пород восстающие скважины обсаживают трубами и оборудуют фильтрами.

Для осушения песчаных водоносных пластов, залегающих в кровле дренажных штреков или подготовительных выработок, экранированных глинистыми водоупорами небольшой мощности, используют *забивные фильтры* (рис. 10.6). Забивной фильтр представляет собой пробуренный на водоносный горизонт шпур (скважину) диаметром 35—45 мм, в который вставляется трубчатый фильтр с перфорацией в верхнем конце. Вода из осушаемого пласта самотеком направляется в водосборник. Длина забивных фильтров обычно не превышает 12—15 м. Расстояние между фильтрами в зависимости от водопритока и водоотдачи осушаемых пород составляет 25—50 м; радиус действия забивных фильтров — до 100 м. Благодаря выносу некоторого объема песка за перфорированной трубой забивного фильтра образуется каверна, способствующая осушению песчаных пород малой проницаемости.

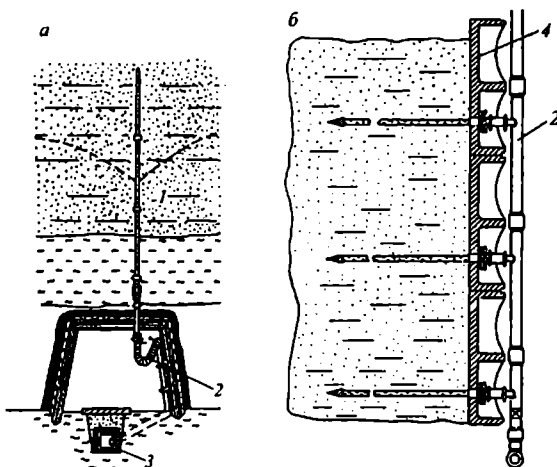


Рис. 10.6. Варианты использования забивных фильтров:

a — вертикальный фильтр в кровле выработки; *б* — горизонтальный фильтр в стволе с тубинговой крепью; 1 — забивной фильтр; 2 — приемные трубы; 3 — дренажная канава; 4 — тубинг

Для снижения напоров в водоносных пластах, залегающих в подошве дренажных штреков, из них проходят *колодцы*, оборудованные центробежными насосами. С этой же целью в подошве штреков бурят *самоизливающие разгрузочные скважины*.

На карьерах, при наличии в разрезе слабоосушаемых пород, в строительный период, когда основная система осушения еще не введена в эксплуатацию, применяют системы иглофильтров.

Иглофильтр представляет собой (рис. 10.7) колонну труб малого (≈ 40 мм) диаметра, к нижнему концу которых присоединены фильтровые звенья. Длина иглофильтра изменяется за счет увеличения числа звеньев надфильтровых труб, отводящих откачиваемую воду. В породный массив иглофильтр погружается под действием собственной массы при помощи струи воды, размывающей породу под наконечником фильтра; если в разрезе имеются плотные прослойки или включения, то дренажную скважину под иглофильтр разбуривают. Иглофильтры устанавливают через 2—3 м на глубину до 4—5 м.

Принцип действия иглофильтровых установок основан на создании и поддержании насосами вакуума в сети погруженных в водонасыщенную породу иглофильтров, через которые подземные воды засасываются в коллектор и откачиваются за пределы осушаемого участка. Установки целесообразно применять в однородных водонасыщенных породах с коэффициентами фильтрации 1—50 м/сут.

Если в геологическом разрезе имеются породы с коэффициентом фильтрации от 0,02 до 10 м/сут и водоупорные породы залегают в подошве выработки, то наиболее эффективны *эжекторные иглофильтровые установки*, состоящие из иглофильтров с водоподъемниками (эжекторами), приводимыми в действие струей воды, нагнетаемой в них насосом через коллектор. Иглофильтровые установки располагаются на рабочих площадках уступов, легко переносятся и быстро монтируются. Их целесообразно применять для осушения обводненных протяженных участков карьерного поля (рис. 10.8).

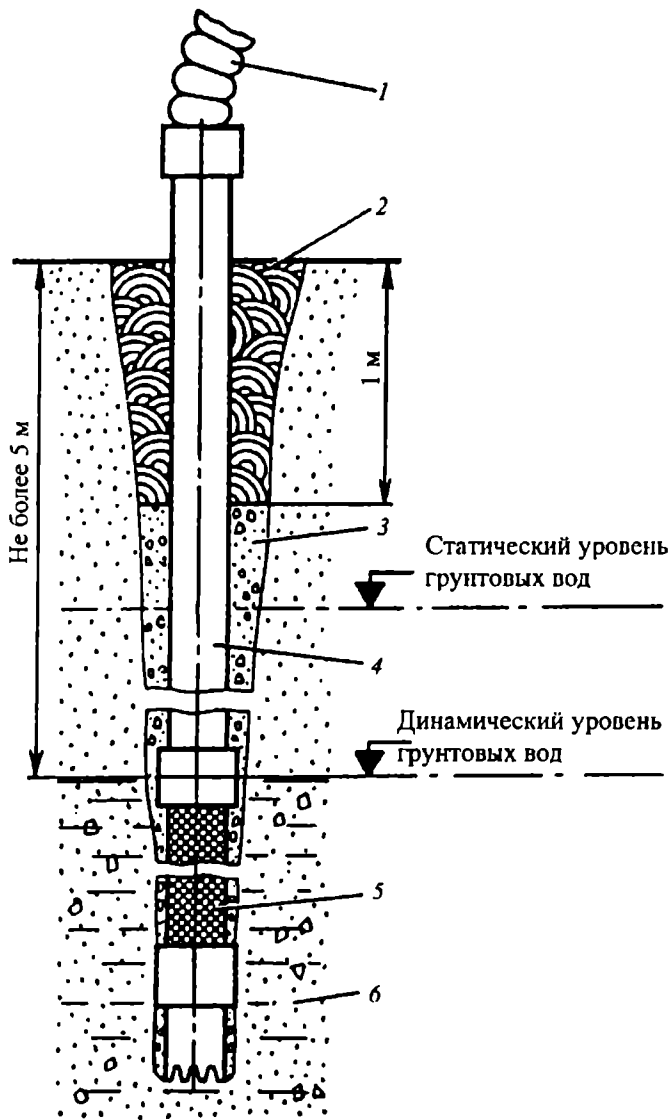


Рис. 10.7. Схема иглофильтра, погруженного в грунт:

1 — гибкий шланг; 2 — глиняный замок вокруг надфильтровой трубы; 3 — гравийно-песчаная обсыпка; 4 — надфильтровая труба; 5 — сетка иглофильтра; 6 — водоносный горизонт

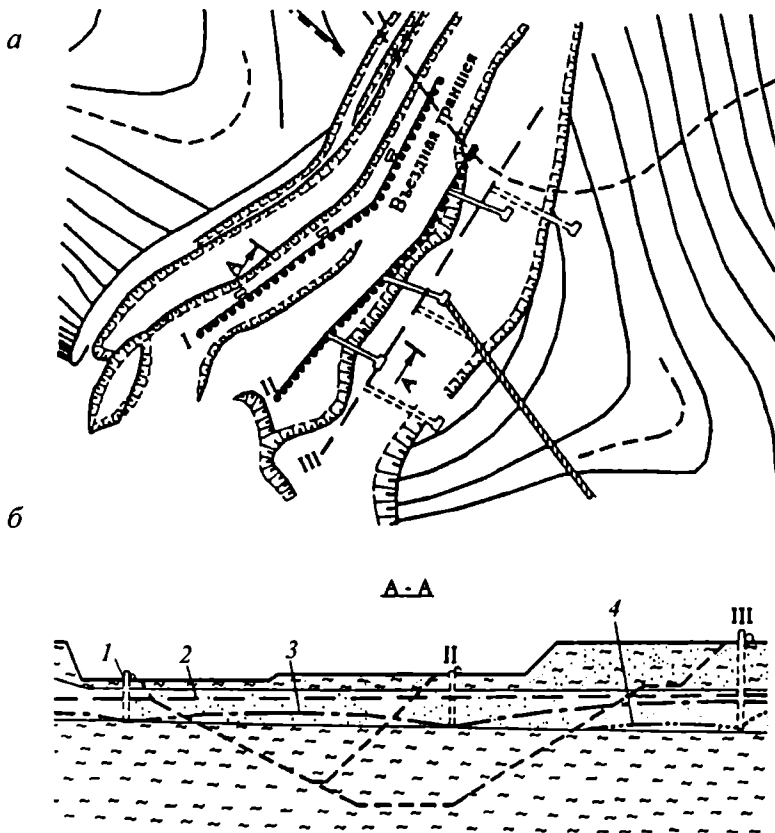


Рис. 10.8. Осушение участка въездной траншеи эжекторными иглофильтрами (*а* — план, *б* — разрез).

I — первая линия ЭИ-2,5 первой очереди; II — вторая линия ЭИ-2,5 первой очереди; III — третья линия ЭИ-2,5 второй очереди; 1 — насосные станции эжекторных установок; 2 — статический уровень воды; 3 — уровень воды при работе I и II линии ЭИ-2,5 первой очереди; 4 — то же, при работе I и III линии ЭИ-2,5

Подземные дренажные комплексы часто используют для централизации открытого водоотлива; в этом варианте дренажные штреки проходят под подошвой карьера и из них бурят скважины для сброса воды, скапливающейся на подошве карьера (см. рис. 10.3). Подземные дренажные комплексы не создают помех при ведении открытых горных работ и обеспечивают на-

дежное осушение водоносных комплексов. Ограничивают применение комплексов высокая стоимость и длительность строительства, а также затраты на поддержание (ремонт) в течение всего периода эксплуатации.

Прибортовой дренаж в виде дренажной пригрузки с водоотводной канавкой является эффективным средством предотвращения фильтрационных деформаций на нерабочих откосах карьеров. Качественное выполнение его требует ручного труда и строительного материала определенного зернового состава.

Средства открытого дренажа: прибортовые канавы; опережающие дренажные траншеи; водосборники в подошве карьера; горизонтальный трубчатый дренаж закрытого типа; отводные и нагорные канавы.

Водосборники (зумифы) проходят обычно в подошве карьера на участках с минимальными отметками. Вместимость водосборника рассчитывают, исходя из максимального водопритока подземных вод и объема ливневых атмосферных осадков, характерных для района месторождения. Отвод подземных вод, поступающих в карьер из вскрытых водоносных горизонтов и атмосферных осадков, осуществляется по системе *прибортовых и поперечных канав*. В основании нерабочего борта может действовать горизонтальный трубчатый дренаж, который представляет собой канаву с уложенными в ней перфорированными асбоцементными трубами, обсыпанными фильтрующим материалом. В случае размещения внутренних отвалов песчано-глинистых пород в подошве карьера проходят канавы, которые заполняют фильтрующим материалом. Эти дрены способствуют осушению пород отвала или его основания, тем самым обеспечивая устойчивость откосного сооружения. Карьерные воды, откачиваемые из водосборника, удаляют за пределы участков ведения горных работ по трубопроводам, проложенным на бортах карьера.

Дренажные траншеи проходят со стороны рабочего или нерабочего бортов и оборудуют водосборниками с центробежными насосами; это мероприятие направлено на осушение приповерхностных водоносных горизонтов небольшой мощности (до 5—10 м). Для перехвата поверхностного стока эффективны *нагорные канавы*, проводимые по границам карьерных полей.

Открытый дренаж карьерных полей можно применять в широком диапазоне горно-геологических и гидрогеологических условий. Достоинство открытого дренажа — его экономическая эффективность, однако реализация этой системы требует четкой и оперативной взаимосвязи технологии горных и дренажных работ.

К перспективным способам дренирования месторождений относится создание внутри массива горных пород *противофильтрационных завес* ПФЗ, ограждающих разрабатываемый обводненный участок массива. Наличие ПФЗ позволяет существенно снизить притоки подземных вод в горные выработки и повысить их устойчивость; они не мешают работе выемочного и горно-транспортного оборудования. Кроме того, их применение сопровождается сокращением объемов откачиваемых и сбрасываемых вод. Это мероприятие особенно важно, когда использование обычных методов дренирования приводит к региональному истощению водоносных пластов, нарушению нормальных условий водоснабжения района или загрязнению подземных вод.

Наиболее известны ПФЗ траншейного и инъекционного типов. *Завесы траншейного типа* — это подземные конструкции ленточного профиля, сооружаемые путем разработки полости в породе и последующего ее заполнения материалом завесы. Разработку полости выполняют при помощи буровых установок вращательного, ударного и ударно-вращательного действия, установок с породоразрушаемым инструментом скребкового типа (экскаваторы-драглайны, скребковые траншекопатели, экскаваторы с обратной лопатой), а также установок для забивки или вибропогружения шпунта и последующего его извлечения.

Завесы выполняют из твердеющих и нетвердеющих заполнителей. В качестве твердеющих заполнителей применяют материалы на основе цементов и силикатов — бетона, железобетона, грунтобетона; нетвердеющих — различных глиногрунтовых смесей. В зависимости от состава заполнителя и способа заполнения траншеи (обратная отсыпка заглинизированного грунта, отсыпка комовой глины, перемешивание разрабаты-

ваемого грунта с бентонитовым раствором без извлечения смеси из траншеи и др.) коэффициент фильтрации тела завесы достигает 10^{-5} — 10^{-6} м/сут. Глубина сооруженных завес — до 50 м.

ПФЗ траншейного типа применяют для защиты карьеров от подземных вод в Польше, Венгрии, России, Украине. По данным ВИОГЕМ, этот способ защиты открытых горных выработок может быть использован на десятках действующих и проектируемых карьеров России.

Инъекционные завесы широко распространены в гидротехническом строительстве для снижения напорных градиентов под плотинами. В качестве инъецируемых в массив материалов используют цементные и бентонитовые суспензии, истинные растворы силиката натрия и синтетических смол, расплавы термопластических смол.

Для дренирования шахтных полей и снижения водопритоков в подземные выработки применяют технические средства, используемые в подземных дренажных комплексах. С целью снижения высоких напоров при проведении капитальных и подготовительных подземных горных выработок бурят опережающие скважины малого диаметра, которые оборудуют предохранительными устройствами. Для отвода шахтных вод к дренажным штрекам или магистральным выработкам по почве подземных горных выработок проходят канавы. Вместимость водосборника обычно соответствует 4—8-часовому объему максимального общешахтного водопритока. Шахтные воды подают на поверхность по трубопроводам, проложенным в стволах, или по специальным техническим скважинам большого диаметра.

При ведении работ на глубинах до 100—200 м для сокращения водопритоков в капитальные, подготовительные, очистные выработки и для снижения напоров используют водопонижающие скважины, пробуренные с поверхности.

В период строительства шахты проходка шахтных стволов может вестись под защитой водопонижающих скважин или сквозных фильтров, пройденных на кольцевую подземную дренажную выработку. В наиболее сложных случаях, когда шахтный ствол проходят в трещиноватых породах, применяют там-

понирование массива глиной или его цементацию. Капитальные выработки в слабопроницаемых «плывунных» породах иногда проводят с помощью специального способа ведения горных работ — предварительного их замораживания.

§ 4. Системы дренажа карьерных и шахтных полей

Последовательность введения в работу дренажных устройств, располагаемых в плане и в высотном отношении по какой-либо схеме, определяет *систему дренажа*. При этом выбор системы зависит от гидро- и инженерно-геологических условий эксплуатации горного предприятия (см. табл. 10.3—10.5). Выделяются опережающая, параллельная и совместная системы дренажа.

В *опережающей системе* к дренажным работам приступают до начала ведения горных работ, и в дальнейшем осушительные мероприятия проводят с опережением во времени. Эта система целесообразна на месторождениях с простыми гидрогеологическими условиями. *Параллельная система* предусматривает выполнение дренажных мероприятий одновременно с ведением горных работ; система применяется на месторождениях с простыми и средней сложности гидрогеологическими условиями.

В *совместной системе* к дренированию приступают до начала ведения горных работ, а во время строительства и эксплуатации горного объекта мероприятия проводят как с опережением горных работ, так и одновременно с подвиганием фронта работ. Система применяется на месторождениях со сложными и очень сложными гидрогеологическими условиями.

Проектирование систем дренажа месторождения полезного ископаемого базируется на сформированных В.А. Мироненко принципах, согласно которым следует:

- ♦ обосновать необходимость и целесообразность осушения водоносных горизонтов и наметить пределы осушения;

- ◆ включать все возможные рациональные системы в перечень системы дренажа, принимаемой для технико-экономического сопоставления;

- ◆ иметь для каждой рассматриваемой системы дренажа фильтрационный расчет;

- ◆ увязывать систему дренажа и водоотвода с требованиями водоснабжения региона ведения горных работ;

- ◆ обеспечивать взаимную увязку горной и дренажной частей проекта для месторождений со сложными гидрогеологическими условиями.

Основным этапом проектирования систем дренажа являются *фильтрационные расчеты*, выполняемые с целью:

- ◆ определения общего притока вод к горному предприятию на различные моменты времени;

- ◆ обоснования необходимости дренажа, типа и количества дренажных устройств, расположения их в плане и разрезе, режима работы;

- ◆ установления положения уровней подземных вод в зоне действия дренажных устройств во времени.

Исходными данными для расчетов служат: сведения об оро- гидрографии района; материалы о геологическом строении и гидрогеологических условиях района; фильтрационные параметры; сведения об условиях питания и разгрузки водоносных горизонтов; обобщенная инженерно-геологическая характеристика пород разреза; основные параметры горных работ.

На основании анализа этих данных составляется природная гидрогеологическая схема области фильтрации, устанавливаются ее границы и краевые условия в естественной обстановке.

§ 5. Схемы дренирования (осушения) карьерных и шахтных полей

Под *схемой осушения карьерного или шахтного поля* понимают порядок размещения дренажных устройств, последовательность их сооружения и режим эксплуатации. По рас-

положению дрен в плане различают однолинейные, двухконтурные и кустовые схемы осушения (рис. 10.9). Они могут иметь постоянное положение или быть скользящими, изменяющимися в соответствии с подвиганием фронта горных работ (рис. 10.10).

Максимальные сложности в организации дренажных мероприятий возникают при строительстве и эксплуатации горнодобывающих предприятий на месторождениях группы А (см. табл. 10.3, 10.4). Это связано, в первую очередь, с обильными естественными запасами подземных вод, приуроченных к песчано-глинистым отложениям, а также склонностью этих пород к фильтрационным деформациям.

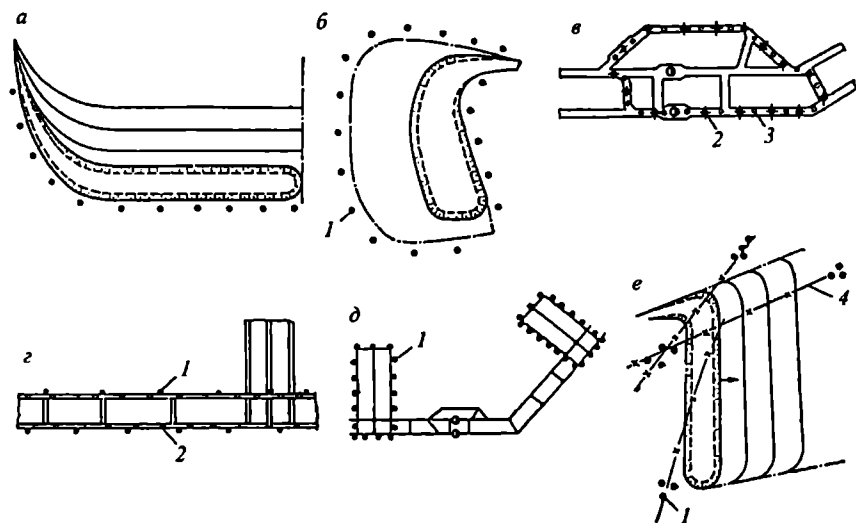


Рис. 10.9. Стабильные схемы осушения:

a — однолинейная схема осушения карьера; *б* — одноконтурная схема осушения карьера; *в* — одноконтурная схема осушения околоствольного двора; *г* — двухлинейная схема осушения штреков главных направлений; *д* — двухконтурная схема осушения выемочных участков; *е* — кустовая схема осушения карьера; 1 — водопонижающие скважины; 2 — сквозные фильтры; 3 — восстающие скважины или понижающие колодцы; 4 — тектонические нарушения

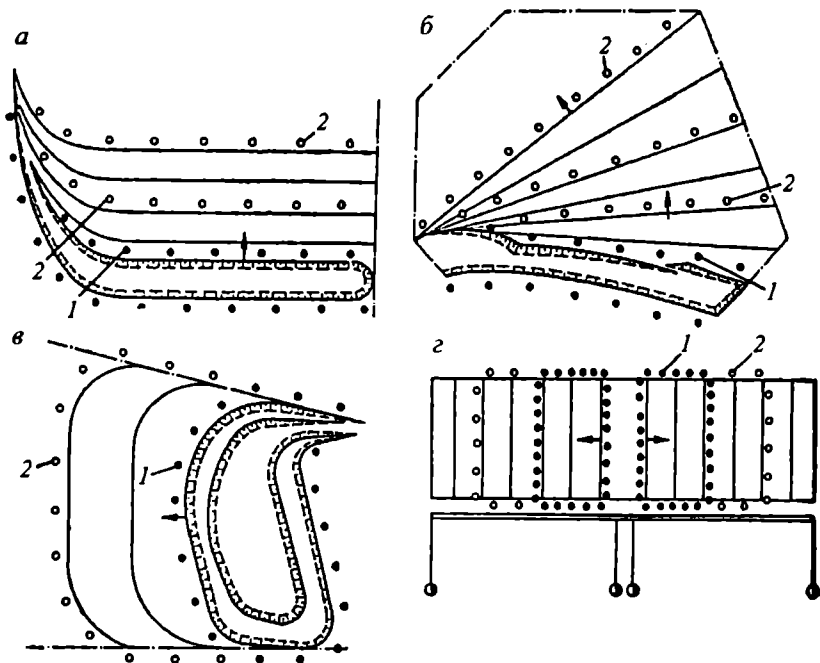


Рис. 10.10. Скользящие схемы осушения:

a — схема скользящих параллельных рядов на карьере; *б* — схема скользящих веерных рядов на карьере; *в* — схема скользящих контуров на карьере; *z* — схема скользящих контуров на выемочных участках; 1 — водопонижающие скважины первой очереди; 2 — водопонижающие скважины второй и последующих очередей

Мероприятия на карьерах. В случае строительства карьеров на *месторождениях группы А* в период вскрытия пласта полезного ископаемого разрезной траншеей для ограничения водопритоков в нее и уменьшения фильтрационных деформаций применяют заградительный глубинный дренаж в виде контурной системы скважин, пробуренных со стороны нерабочего борта карьера. Если эффективность одноконтурной установки недостаточна, то целесообразны двухконтурные системы скважин, оборудованные на обоих бортах траншеи (рис. 10.11).

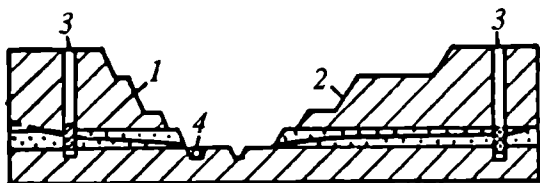


Рис. 10.11. Дренаж траншеи при переходе к эксплуатации карьера:
 1, 2 — соответственно нерабочий и рабочий борта карьера; 3 — ряды дренажных скважин; 4 — горизонтальная прибортовая закрытая дрена

Если вскрышная толща представлена рядом водоносных пластов малой проницаемости, то возникает необходимость сооружения подземного дренажного комплекса — дренажного штрека со сквозными фильтрами. Однако такой комплекс оправдывает себя в период строительства карьера, если он будет главным элементом схемы осушения на период его эксплуатации. В противном случае применяют открытый водоотлив из разрезной траншеи с обработкой вскрышных пород драглайнами, что позволяет вести работы при существенных фильтрационных деформациях на бортах разрезной траншеи. Открытый водоотлив при проходке разрезных траншей предусматривают в любом случае; его можно применять параллельно со средствами глубинного дренажа (с водопонижающими скважинами или с подземной системой). Открытый водоотлив позволяет осуществить интенсивную сработку естественных запасов подземных вод в строительный период с максимальной экономической эффективностью.

На стадии эксплуатации целесообразна контурная система глубинного дренажа со стороны нерабочего борта карьера, что обеспечивает снижение напоров и соответственно устойчивость борта. Глубинный дренаж может быть осуществлен с помощью водопонижающих скважин или сквозных фильтров, пройденных на подземную выработку. Для снижения напоров в мощных водоносных горизонтах, вскрытых уступами нерабочего борта карьера, иногда используют горизонтальные скважины, пробуренные по нормали или под некоторым углом к простиранию борта.

Самотечные горизонтальные скважины, пробуренные из карьера, использовались на буроугольных карьерах Германии. В России этот вид осушения применялся на Лебединском карьере КМА. Установлено, что по сравнению с вертикальными скважинами коэффициент «заслона» при использовании горизонтальных скважин, расстояние между которыми равно их длине, составляет более 90 %. В более благоприятных условиях для перехвата потока подземных вод со стороны нерабочего борта в его основании оборудуют горизонтальный дренаж закрытого типа или проходят прибортовую канаву.

На подвижном рабочем борту карьера в период эксплуатации месторождений группы А для ограничения возможных фильтрационных деформаций рыхлых отложений (при удельных притоках более $5 \text{ м}^2/\text{сут}$) организуют заградительный дренаж в виде контуров водопонижающих скважин или штреков со сквозными фильтрами. Расстояние от добычного фронта до ряда водопонижающих скважин обычно принимается равным подвиганию забоя в течение нескольких лет. Схема осушения рабочего борта предполагает, что после подрезки дренажного контура горными работами вводят следующую, заранее оборудованный контур.

Для месторождений группы А характерно горизонтальное залегание водоносных и относительно водоупорных пластов, поэтому заградительный дренаж не позволяет полностью предотвратить высачивание подземных вод на борт карьера. Здесь глубинные средства дренажа целесообразно сочетать с системой открытого дренажа в карьере. При наличии во вскрышной толще нескольких водоносных пластов бермы уступов должны выбираться так, чтобы они совпадали с положением кровли относительных водоупоров.

При вскрытии рабочим бортом карьера мощного водообильного горизонта целесообразна специальная организация горных работ. В этом случае на уширенной берме уступа оставляют «недобор» фильтрующих пород мощностью 2—3 м, на котором располагают вскрышную технику и прокладывают подъездные пути. Проскок подземных вод принимает канава, прорезывающая «недобор» на определенном расстоянии от основания уступа (рис. 10.12).

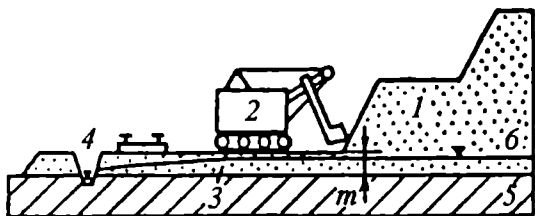


Рис. 10.12. Отработка уступа рыхлых песчаных пород с применением открытого дренажа на рабочем борту карьера:

1 — отработываемый уступ; 2 — экскаватор; 3 — «недобор» по рыхлым породам; 4 — дренажная траншея (канавка); 5 — водоупор; 6 — уровень подземных вод; m — мощность «недобора»

Сокращение водопритоков к забоям рабочего борта может быть достигнуто за счет горизонтальных скважин, разрушаемых экскаватором при отработке очередной заходки.

Для варианта разработки с внутренним отвалообразованием и наличием в подошве карьера высоконапорных водоносных пластов, экранированных относительным водоупором, целесообразно пробурить непосредственно с подошвы карьера или с низовых бERM рабочего борта ряд скважин, работающих в режиме самоизлива, что обеспечит устойчивость нерабочего или рабочего бортов.

Осушение месторождений группы А, характеризующихся наклонным залеганием пластов слаболитифицированных горных пород, имеет свои особенности. Структура таких месторождений благоприятна для применения глубинного заградительного дренажа, который обеспечивает полное осушение рабочих забоев при падении водоносных пластов в глубь откоса. В частности, при развитии горных работ в направлении падения пластов полное осушение участка разрезной траншеи может быть достигнуто за счет дренажного контура, расположенного со стороны рабочего борта (рис. 10.13). В этом случае в период эксплуатации карьеров обычно не возникает необходимость в дренировании нерабочего борта средствами глубинного дренажа. Дренажные мероприятия сводятся к проведению прибортовых канав в основании нера-

бочего борта или к сооружению горизонтального дренажа закрытого типа. Рабочий борт может быть полностью осушен средствами глубинного дренажа, обеспечивающими стягивание контура обводненности по падению относительных водупоров в глыб прибортового массива. Наиболее эффективное средство дренажа рабочего борта — водопонижающие скважины при достаточной для их эксплуатации проницаемости дренируемых пород. Для осушения водоносных комплексов слабопроницаемых пород могут быть использованы дренажные штреки, пройденные из карьера.

В случае мульдообразного залегания пород линейные дренажные контуры целесообразно располагать по оси мульды. После отработки одного из крыльев мульды, с переходом фронта горных работ через ее осевую часть, при развитии работ по восстанию пласта эффективность глубинного заградительного дренажа резко снижается и, как правило, он становится нецелесообразным. В этих условиях нередко ориентируются на систему открытого дренажа, а в сложных гидрогеологических условиях — на подземные дренажные комплексы.

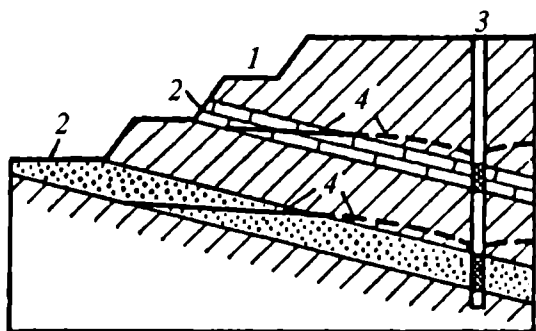


Рис. 10.13. Осушение наклонно залегающих пластов средствами глубинного дренажа:

1 — борт карьера; 2 — водоносные пласты; 3 — дренажный контур (ряд водопонижающих скважин или сквозных фильтров); 4 — сниженные уровни подземных вод

На *месторождениях группы Б* дренаж карьерных полей может ограничиваться применением внутрикарьерного открытого водоотлива. Однако при проведении разрезных траншей или при существенных водопритоках в карьер в период его эксплуатации целесообразно использовать системы заградительного глубинного дренажа. Применение таких систем необходимо также на карьерах, расположенных в районах с продолжительным зимним периодом, где непосредственное поступление подземных вод в карьер приводит к образованию наледей на подошве и бортах. Месторождения группы Б обычно характеризуются наклонным залеганием пластов, что способствует повышению эффективности заградительного дренажа. В качестве средств глубинного дренажа в строительный и эксплуатационный периоды целесообразно использование водопонижающих скважин. Этому благоприятствует литологический состав осушаемых комплексов.

Подземные дренажные выработки следует применять в случае низкой проницаемости многопластовых водоносных комплексов или дренирования водообильных горизонтов, приуроченных, например, к закарстованным известнякам. Технико-экономическая эффективность подземных дренажных комплексов повышается, если подземные выработки проводят под карьером, что обеспечивает централизацию водоотлива с подошвы.

При наклонном или крутом залегании водоносных пластов для снижения напоров в лежащем боку месторождения с подошвы карьера или с нижних уступов рабочего борта целесообразно бурить горизонтальные или наклонные разгрузочные скважины, которые при относительно малых дебитах обеспечивают снижение напоров в прибортовом массиве и повышение его устойчивости. Применение горизонтальных скважин в этих условиях может параллельно обеспечить осушение уступов, которые без дренажных мероприятий при крутом падении пластов обычно обводнены в пределах всей высоты борта. Обводненность уступов неблагоприятно сказывается на эффективности буровзрывных работ, которые приходится выполнять с применением дорогостоящих водостойких взрывчатых веществ.

Таким образом, использование глубинных средств дренажа на месторождениях группы Б оправдано, если эти средства обеспечивают устойчивость бортов карьеров или решают комплекс горно-технологических задач.

Специальные дренажные мероприятия при эксплуатации шахт. Их проводят значительно реже, чем при строительстве и эксплуатации карьеров. Подземные горные выработки сами по себе часто представляют собой дренажные контуры, в той или иной мере способствующие осушению вскрываемой породной толщи.

Наиболее сложные схемы дренажа шахтных полей применяют при эксплуатации *месторождений группы А*. Чаще всего дренажные мероприятия здесь проводят для предотвращения прорывов подземных вод и водонасыщенных рыхлых песчаных пород в подготовительные и очистные выработки. Схема осушения шахтного поля в этом случае в основном базируется на использовании водопонижающих скважин в комбинации с дренажными средствами, применяемыми непосредственно в подземных горных выработках. При подготовке к эксплуатации выемочных участков по их границам с поверхности бурят водопонижающие скважины в виде линейных систем, с помощью которых осуществляют предварительное снижение напоров, обеспечивающее безопасное проведение контурных подготовительных выработок.

Эксплуатация скважин позволяет частично снизить напор на площади очистных работ (рис. 10.14). Снижение остаточных напоров в водоносных пластах, залегающих в кровле очистных выработок, осуществляют с помощью забивных фильтров, которые делают в кровле подготовительных выработок. Для снижения напоров в водоносных пластах, залегающих в почве горных выработок, применяют водопонижающие скважины, а также разгрузочные самоизливающие скважины или оборудованные насосами колодцы. Бурение скважин и проходка колодцев ведутся непосредственно из подготовительных выработок.

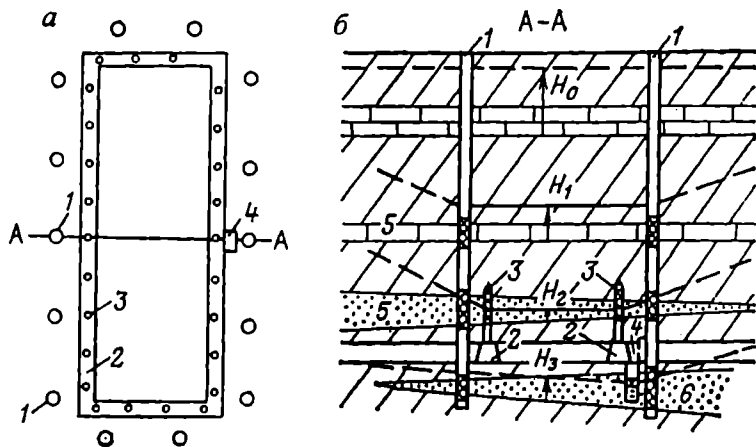


Рис. 10.14. Схема осушения шахтного поля в сложных гидрогеологических условиях:

a — план дренируемого выемочного участка; *б* — разрез по линии А—А; 1 — водопонижающие скважины; 2 — подготовительные выработки (штреки); 3 — забивные фильтры; 4 — колодец в почве выработки; 5 — дренируемые пласты в основной кровле; 6 — дренируемый пласт в лежащем боку месторождения

На *месторождениях группы Б* эксплуатация шахт сопровождается дренированием полускальных пород непосредственно из подземных выработок. В качестве средств глубинного дренажа чаще всего применяют восстающие вертикальные и наклонные бесфильтровые скважины, которые обеспечивают снижение напоров на выемочных участках, оконтуренных подготовительными выработками. При проведении капитальных и подготовительных выработок на участках повышенной обводненности, связанной с развитием тектонической трещиноватости и закарстованностью, выполняют опережающий дренаж путем бурения скважин малого диаметра из забоя выработок. Для снижения напоров в кровле выработок на участках повышенной обводненности бурят веерные системы восстающих скважин (рис. 10.15).

При обильных водопритоках в горные выработки на шахтах нередко осуществляют проведение специальных дренажных штреков, которые служат для приема воды из восстающих скважин, подготовительных, откаточных или вентиляционных выработок и для отвода шахтных вод к центральным насосным.

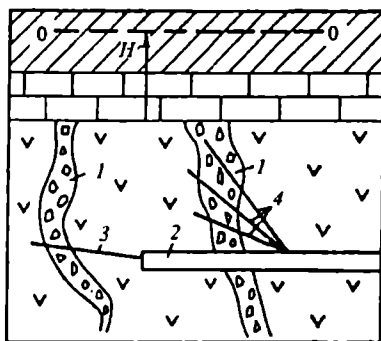


Рис. 10.15. Схема проведения горизонтальной горной выработки в сложных гидрогеологических условиях:

1 — локальные обводненные зоны; 2 — горная выработка; 3 — опережающая скважина; 4 — веер дренажных скважин

§ 6. Дренаживание территорий в практике строительства подземных сооружений

В России накоплен значительный опыт проведения вертикальных, горизонтальных и наклонных горных выработок в сложных гидрогеологических условиях. Отметим также, что Россия занимает первое место в мире по числу трасс метрополитена, приуроченных к приповерхностной толще осадочного чехла Московского артезианского бассейна, характеризующейся неоднородно слоистым строением и резкими изменениями гидрогеологической обстановки.

В подобных геологических условиях среды целесообразно использовать специальные способы производства горно-проходческих работ, в частности, водопонижение. Водопонижение применяется при наличии в геологическом разрезе твердых (скальных) и рыхлых обводненных горных пород и позволяет частично снизить или полностью устранить водопитоки в выработки, улучшить прочностные характеристики пород, предупредить нежелательные инженерно-геологические явления (прорывы воды и плывунов в выработки, обвалы, суффозию, оплывание), снизить липкость пород, исключить загрязненность откачиваемых вод.

В то же время водопонижение создает предпосылки формирования неблагоприятной ситуации для горного предприятия и соседних объектов, расположенных на прилегающих площадях. К ним следует отнести: осушение водоносных горизонтов (частичное или полное); разуплотнение массива вокруг горных выработок из-за выноса при откачке воды тонких фракций; активизацию сдвижений массива и процессов карстообразования; перетекание воды из одного водоносного горизонта в другой, в котором снят напор; деформации поверхности Земли; увеличение запасов поверхностных вод в водотоках и водоемах.

При определенном расположении водопонижающих скважин можно осушить участок строительства, обеспечив производство подземных работ ниже уровня грунтовых вод в осушенных горных породах. В зависимости от гидрогеологических условий массива горных пород могут применяться иглофильтровый, вакуумный и электроосмотический способы водопонижения.

В практике городского строительства водопонижение осуществляют с помощью легких и эжекторных иглофильтровых установок, вакуумных установок или водопонижающих скважин, оборудованных глубинными насосами, установок забойного водопонижения. Возникают ситуации, когда применяют комбинированные решения с использованием, иногда одновременно, на разных этапах строительства двух или нескольких способов. Применительно к подземному строительству в городских условиях различают следующие водопонижительные системы:

- ◆ линейные — водопонижающие устройства расположены в ряд по прямой линии;
- ◆ контурные — расположены по контуру, огибающему выработку;
- ◆ кольцевые — контур расположения водопонижающих устройств замкнутый;
- ◆ ярусные — устройства расположены группами на различной глубине (ярусами).

Водопонижение применяют в следующих случаях:

- ◆ проведения (проходки) тоннелей метрополитена закрытым или открытым способом;
- ◆ проходки вертикальных стволов шахт;
- ◆ строительства подземных транспортных, пешеходных и коллекторных тоннелей;
- ◆ подведения фундаментов под здания, расположенные вблизи тоннелей;
- ◆ прокладки или перекладки городских подземных коммуникаций.

Водопонижение с помощью дренажных скважин применяют при глубине залегания водоносных горизонтов более 30 м. В случае напорных вод коэффициент фильтрации пород должен быть не менее 1 м/сут. При безнапорных водах водопонижение эффективно, если коэффициент фильтрации пород равен или превышает 5 м/сут, а требуемое понижение составляет не более 50 % первоначального уровня. Расстояние между скважинами в установках линейного типа принимают обычно от 40 до 100 м, при использовании установок площадного типа — от 100 до 250 м. Меньшие расстояния между скважинами принимаются для условий безнапорной фильтрации, большие — при напорной. Для проходки шахтных стволов в условиях напорной фильтрации ориентировочное число дренажных скважин 3—5, безнапорной — 5—10.

Дренажные скважины используют, соблюдая следующие условия: водозахватная способность фильтров должна быть на 20 % больше количества воды, поступающей к скважине из массива, а ее фильтр должен находиться ниже динамического уровня воды в водоносном горизонте. Для рыхлых пород водозахватная способность фильтра может быть определена по формуле С.К. Абрамова:

$$f = 408r_c l_\phi \sqrt[3]{k}, \quad (10.1)$$

где f — водозахватная способность фильтра, м³/сут; r_c — радиус скважины, м; l_ϕ — длина водоприемной части фильтра, м; k — коэффициент фильтрации, м/сут.

В трещиноватых породах водозахватная способность фильтров определяется по удельному дебиту, значение которого получают в процессе гидрогеологических исследований:

$$f = qS, \quad (10.2)$$

где q — удельный дебит скважины, м³/сут; S — расчетное понижение в скважине, м.

При относительно небольшой водопроницаемости обводненных пород, т.е. в мелко- и среднезернистых пылеватых и глинистых песках, а также в супесях, для водопонижения используют *легкие иглофильтровые ЛИУ* (рис. 10.16) и *эжекторные установки*.

Основным элементом ЛИУ является обыкновенный фильтр, служащий для приема воды из водоносного горизонта по принципу всасывания. Эффект всасывания обеспечивается специальным насосом, устанавливаемым на коллекторе, который собирает воду из всех фильтров, погруженных в осушаемый водоносный горизонт. Промышленностью выпускаются установки ЛИУ-2, ЛИУ-3, ЛИУ-4, ЛИУ-5. Расстояние между иглофильтрами в установке принимают в зависимости от водопроницаемости осушаемого массива — от 0,75 до 1,5 м.

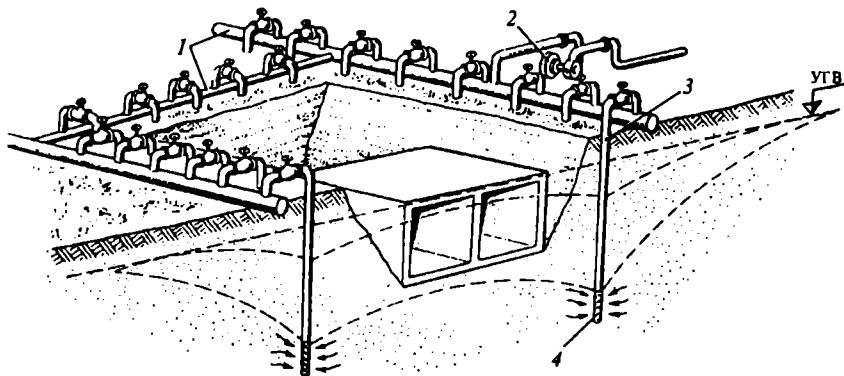


Рис. 10.16. Схема действия легкой иглофильтровой установки:
1 — коллектор; 2 — самовсасывающий вихревой насос; 3 — легкие иглофильтры; 4 — фильтровая часть иглофильтра

Водопонижение на глубину 5—7 м от поверхности Земли в слабопроницаемых породах осуществляют с использованием одноярусных ЛИУ, а при большей глубине, если поверхность не занята инженерными сооружениями и природными образованиями, — многоярусных ЛИУ (рис. 10.17).

Эжекторные установки (рис. 10.18) работают по принципу непосредственной передачи энергии движущимся потокам жидкости, т.е. без каких-либо механизмов с движущимися или трущимися деталями. Они эффективны при водопроницаемости пород от 0,01 до 10 м/сут и необходимости подъема воды с глубины не более 32 м.

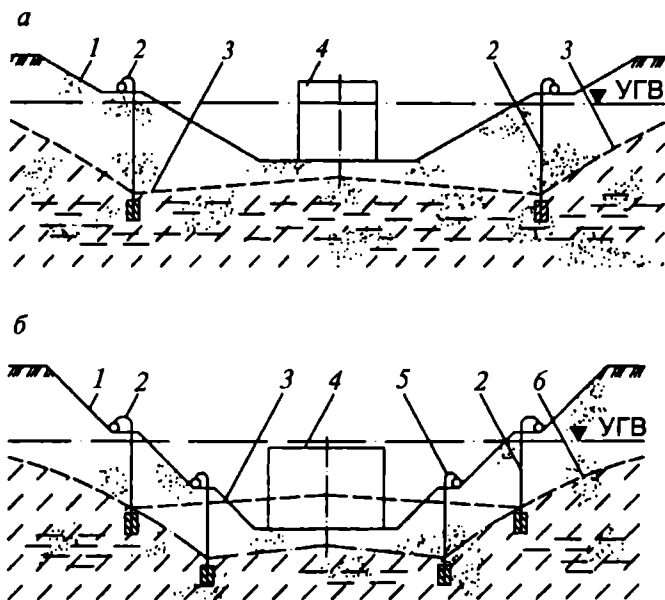


Рис. 10.17. Продольные разрезы котлована, разработанного с водопонижением иглофильтрами первого (а) и второго (б) ярусов:

1 — статистический уровень грунтовых вод; 2 — иглофильтры первого яруса; 3 — уровень грунтовых вод, пониженный при работе иглофильтров первого яруса; 4 — сборная конструкция тоннельной обделки; 5 — иглофильтры второго яруса; 6 — уровень грунтовых вод, пониженный при работе иглофильтров второго яруса

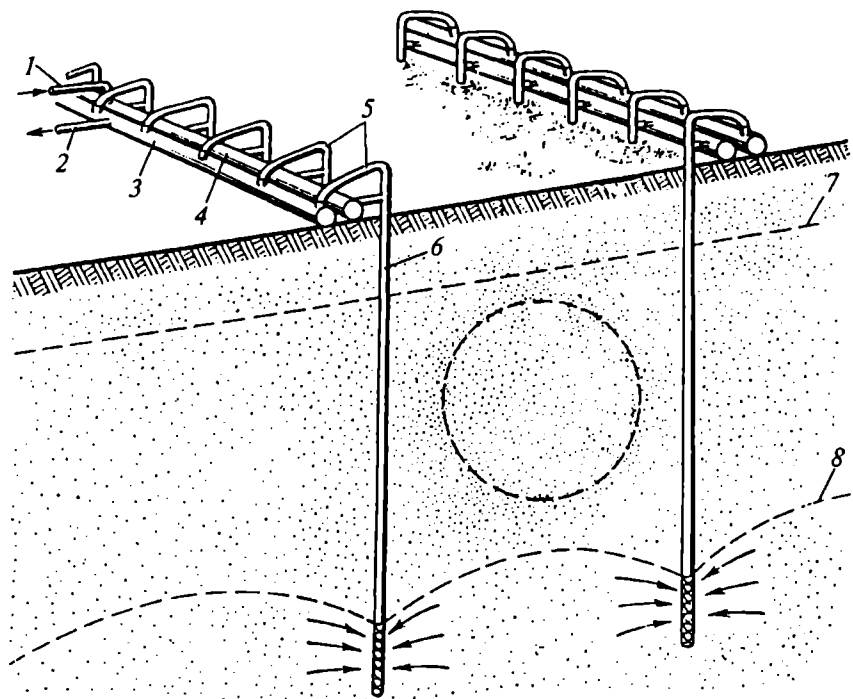


Рис. 10.18. Схема действия эжекторной иглофильтровой установки:

1 — труба, подающая воду от насоса; 2 — труба, подающая воду в циркуляционный резервуар; 3 — водосборный трубопровод; 4 — распределительный трубопровод; 5 — соединительные шланги; 6 — труба эжекторного иглофильтра ЭИ-2,5; 7 — уровень грунтовых вод до начала водопонижения; 8 — уровень грунтовых вод, установившийся при работе эжекторных иглофильтров; замкнутым штриховым контуром показано проектное положение тоннеля

С целью усиления эффекта водопонижения в сложных гидрогеологических условиях, характеризующихся малой водопроницаемостью ($k = 0,05+2$ м/сут), низкой водоотдачей и неоднородным сложением массива горных пород (переслаиванием водоносных и водоупорных пород), используют *эффект вакуумирования*, создавая на наружных поверхностях водоприемных устройств устойчивый вакуум при помощи водовоздушного эжектора, откачивающего воздух, который выделяется из водовоздушной смеси, поступающей из иглофильтров.

Для создания условий проведения выработок в обводненных неустойчивых породах используют установки забойного водопонижения (рис. 10.19), включающие в себя комплект иглофильтров, водосборный коллектор и насосное оборудование. Работы по осушению забоя выполняют одновременно с проходческими. Выпускаемые установки забойного водопонижения позволяют осушать мелкие и пылеватые пески ($k = 0,1+2$ м/сут) при открытом и подземном способе работ.

Для интенсификации осушения слабопроницаемых пород ($k < 0,05$ м/сут) применяют *электроосмотический способ водопонижения*, основанный на явлении электроосмоса — направленного движения воды в порах породы при пропускании через нее постоянного электрического тока. Электроосмотическое водопонижение рассматривается в качестве вспомогательного мероприятия для осушения и соответственно закрепления слабых глинистых пород.

При возведении промышленных и гражданских объектов в зависимости от сложности гидрогеологических условий (см. табл. 10.5) применяют также различные системы дренажа, рассмотренные ранее.

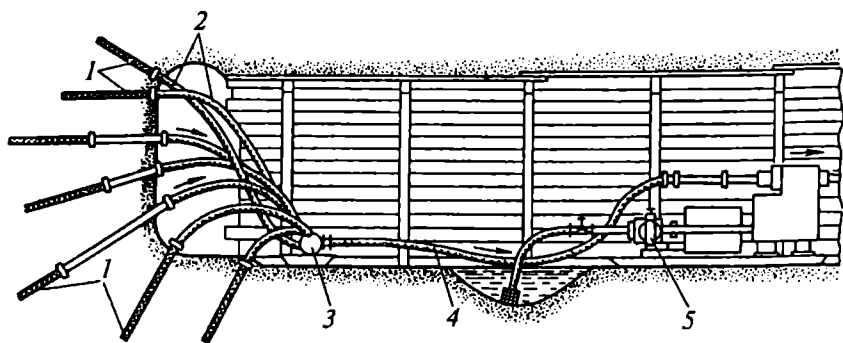


Рис. 10.19. Установка забойного водопонижения:

1 — иглофильтр; 2 — соединительные рукава; 3 — водосборный коллектор; 4 — всасывающий рукав; 5 — насосный агрегат

Принципиальные схемы систематического дренажа в виде многолинейной схемы, используемые, главным образом, при небольшой мощности водоносного пласта, но значительном инфильтрационном питании на защищаемой территории, изображены на рис. 10.20 и 10.21. В зависимости от геологического строения территории дренаж может быть вертикальным или горизонтальным. Целью дренажа — равномерное и длительное осушение (снижение уровня) значительных территорий участка городской застройки.

Кольцевой дренаж защищает от подтопления подвальные помещения отдельных зданий или небольшие участки, а также используется для борьбы с подтоплением отдельных сооружений с глубокими фундаментами, например, подземных резервуаров. Он может обеспечить полный перехват воды по контуру защищаемого участка, снизить напоры и уровни подземных вод (рис. 10.22). В зависимости от гидрогеологических условий

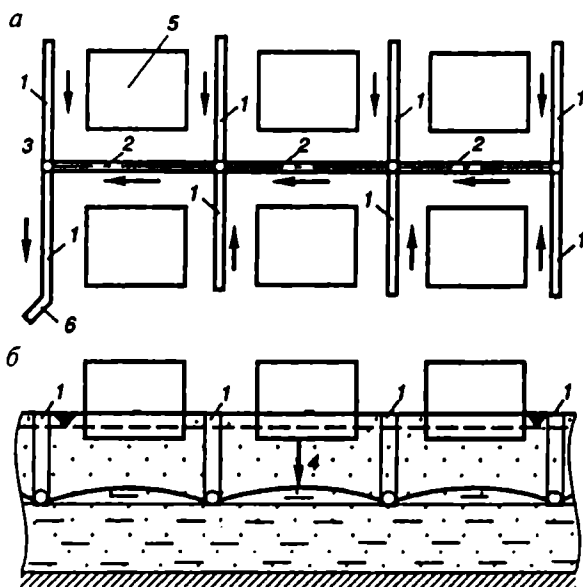


Рис. 10.20. Систематический дренаж горизонтального типа: а — план; б — разрез; 1 — дренажи; 2 — дренажный коллектор; 3 — смотровой колодец; 4 — пониженный уровень; 5 — кварталы города; 6 — сброс воды

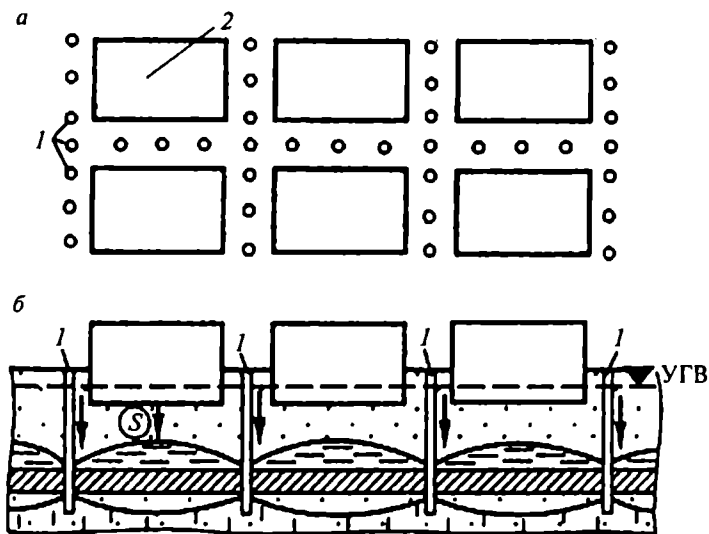


Рис. 10.21. Систематический дренаж вертикального типа:
a — план; *б* — разрез; 1 — поглощающие скважины; 2 — кварталы города;
S — пониженный уровень

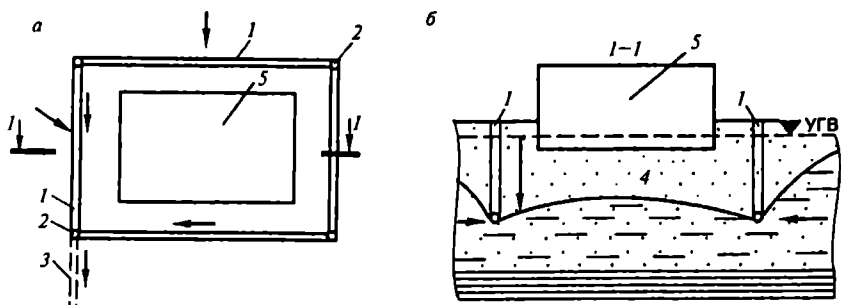


Рис. 10.22. Кольцевой дренаж:
a — план; *б* — разрез участка; 1 — дренажи; 2 — смотровые колодцы; 3 — сбросная часть дренажа; 4 — пониженный уровень; 5 — здания

площадки и требуемого понижения уровня подземных вод дренаж выполняется в виде полного кольца или полукольца П- или Г-образной формы. Сброс дренажных вод осуществляется самотеком при небольшом заглублении или путем откачки в случае значительной глубины.

Для защиты отдельных зданий и дорог от возможного подтопления грунтовыми водами используют *пластовый дренаж* (рис. 10.23). По контуру сооружения укладывается дренажный слой из песка (гравия) с дренажными трубами. В ряде случаев устраивают *вентиляционный дренаж* в виде перфорированных труб или галерей, размещаемых в породах зоны аэрации под фундаментом сооружения. Движение воздуха по дренажной системе препятствует накоплению испаряемой влаги в основном объекте.

В практике дренажных мероприятий применяются и *пневмоинъекционные завесы* (рис. 10.24), физической основой которых является эффект уменьшения водопроницаемости пород при насыщении их воздухом. В результате работы иньекторов воздух занимает определенный объем в массиве и, двигаясь вверх к дневной поверхности, создает завесу с уменьшенной водопроницаемостью. В зависимости от свойств породы и объема нагнетаемого воздуха очертания завесы изменяются. Использование пневмоинъекционных завес позволяет, в отличие от водопонижения, избежать истощения природных запасов подземных вод и уменьшить опасность снижения несущей способности оснований сооружений.

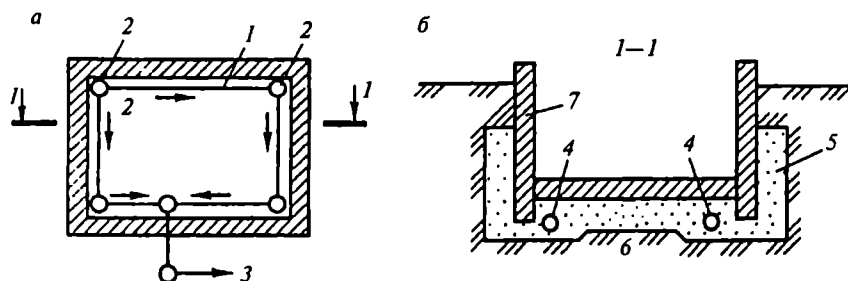


Рис. 10.23. Пластовый дренаж:

a — план; *б* — разрез; 1 — дрены; 2 — смотровые колодцы; 3 — сброс воды; 4 — дренажные трубы; 5 — крупнозернистый песок; 6 — грунт основания; 7 — фундамент здания

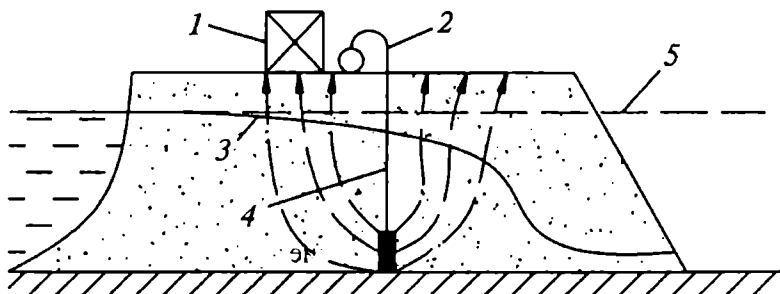


Рис. 10.24. Воздушная завеса вокруг котлована (инъекция воздуха в грунт):

1 — воздуходувка; 2 — напорный воздуховод; 3 — сниженная поверхность грунтовых вод; 4 — пневмоинъекторы; 5 — первоначальная поверхность грунтовых вод

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Поясните принципы классификации месторождений по дренируемости.
2. Назовите современные средства дренажа.
3. С какой целью снижают напоры водоносных пластов, не вскрываемых горными выработками?
4. Какие породы целесообразно дренировать с помощью водопонижающих скважин?
5. Чем отличаются конструкции дренажных скважин, предназначенных для осушения полускальных и рыхлых пород?
6. С какими целями применяют глубинный заградительный дренаж на карьерах?
7. В чем разница организации дренажа рабочего и нерабочего бортов карьера?
8. В каком случае подземные воды оказывают максимальное влияние на устойчивость бортов карьеров?
9. Какие схемы дренажа шахтных полей применяют на месторождениях группы А?
10. Каковы особенности дренажа шахтных полей на месторождениях группы Б?
11. Какие дренажные мероприятия выполняют при проведении подготовительных подземных выработок?
12. Какие дренажные мероприятия выполняют для обеспечения безопасности подземных очистных работ?

ГЛАВА 11. ПРОГНОЗ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С
оп :

*Прошлое уже нам неподвластно,
но будущее зависит от нас.*

П. Чаадаев

§ 1. Общие сведения

Обводненность горных выработок оценивают по результатам расчетов значений ожидаемых в них водопритоков (обычно выражаются в м³/ч). Для выработок, проводимых в твердых горных породах, цель расчетов — определение производительности и мощности водоотливных установок, объемов водосборников, диаметра водоводов.

Если выработки проводятся в рыхлых обводненных неоднородных породах, переслаивающихся с глинистыми образованиями, плохо отдающими воду, то подобные расчеты не производят. В таких случаях для обеспечения нормальных условий ведения горных работ применяют специальные способы, связывающие воду в массиве, например, замораживание и химическое укрепление пород. Если массив горных пород сложен водоносными однородными песчаными породами, то расчетные значения водопритоков используют для проектирования водопонижающих установок.

Для определения водопритоков собирается информация о гидрогеологических характеристиках каждого из водоносных горизонтов, участвующих в обводнении выработок (шахты), а также о горно-технических условиях их работы в качестве дрен.

Гидрогеологические характеристики включают в себя сведения о мощности водоносных горизонтов H или m , величии-

не полного напора H , водопроницаемости k , водоотдаче μ , коэффициентах уровнепроводности a_y или пьезопроводности $a_{п}$, режимах фильтрации, виде движения подземных вод и граничных условиях. В качестве граничных условий обычно принимаются пласт неограниченного распространения в плане и пласт, ограниченный водонепроницаемым экраном.

Горно-технические условия работы дрен содержат следующие сведения: их пространственное положение в водоносном горизонте — вертикальные, горизонтальные, наклонные; степень гидродинамического совершенства (их расположение относительно водоупора, на котором сформирован водоносный горизонт); скорость продвижения забоев или величину добычи (для горных предприятий).

Определение водопритоков производится в зависимости от объема имеющейся информации и, по возможности, разными методами — аналитическими, аналогии, водного баланса, гидродинамического или электромоделирования.

Прогноз включает в себя *гидрогеологическую схематизацию*, т.е. составление расчетных схем, на которых показываются водоносные пласты (горизонты), водоупоры, дрены, граничные условия и депрессионные кривые, развивающиеся вокруг дрен. Значения прогнозируемых и фактических водопритоков при правильно выбранных методиках и использованных гидрогеологических и горно-технических характеристиках имеют незначительные (1—5 %) расхождения.

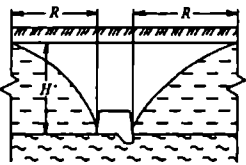
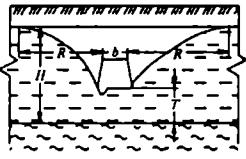
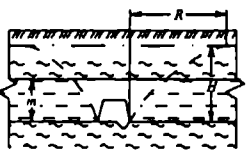
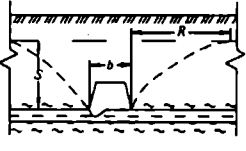
§ 2. Расчет водопритоков в одиночные горные выработки аналитическими методами

Гидрогеологическая схематизация позволяет обосновать расчетную фильтрационную схему и выбрать соответствующие аналитические зависимости или аппарат математического моделирования. В аналитических расчетах используют усредненные параметры водоносных горизонтов, приведенные к схеме однородного в разрезе и в плане пласта.

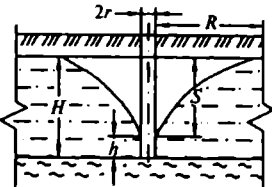
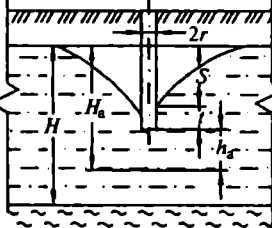
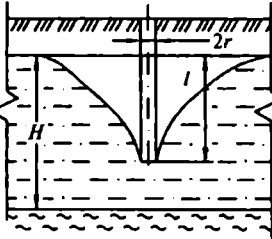
В табл. 11.1 даны расчетные схемы, указаны условия применимости формул, приведены аналитические зависимости, позволяющие оценить водопритоки в горизонтальные горные выработки при различной степени вскрытия ими безнапорных и напорных водоносных горизонтов. В табл. 11.2 приведены с аналогичными пояснениями формулы для определения водопритоков в вертикальные горные выработки. Аналитические зависимости получены для условий установившегося движения подземных вод.

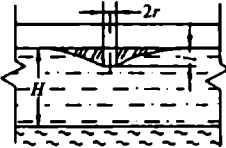
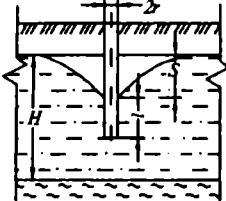
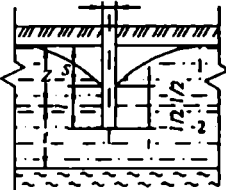
Таблица 11.1

Определение водопритоков в одиночные горизонтальные дрены по аналитическим формулам

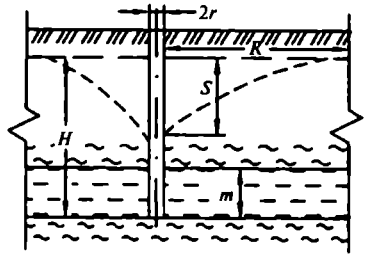
Расчетная схема	Формула	Условия применения формулы, автор
	<p><i>Фильтрация безнапорная</i></p> $Q = \frac{kH^2 B}{R}$ <p>где B — протяженность выработки, м</p>	<p>$\Delta h = 0$ А. Дюпюи</p>
	$Q = k \left[\frac{(H-T)^2}{R} + \frac{(H-T)\pi}{\ln \frac{2T}{\pi B} + \frac{\pi R^2}{2TB}} \right] B$	<p>$\Delta h = 0$ Р.Я. Чугаев</p>
	<p><i>Фильтрация напорная</i></p> $Q = \frac{k(2H-m)Bm}{R}$	<p>$\Delta h = 0$ А. Дюпюи</p>
	$Q = \left[\frac{(2S-m_0)m_0}{R} + \frac{kS}{\ln \frac{2T}{kB} + \frac{\pi R}{2T}} \right] kB$	<p>С.Ф. Аверьянов</p>

Определение водопритоков в одиночные вертикальные дрены по аналитическим формулам

Расчетная схема	Формула	Условия применения формулы, автор														
	<p style="text-align: center;"><i>Фильтрация безнапорная</i></p> $Q = \frac{\pi k (H^2 - h^2)}{\ln \frac{R}{r}}$	<p style="text-align: center;">А. Дюпюи</p>														
	$Q = 4,88 \frac{kS^2}{\lg \frac{R}{r}} \sqrt{\frac{0,5r}{h_a}}$	<p>При $S < \frac{1}{2} H$; t — столб воды за стенкой дрены</p> <table border="1" style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr> <td>$\frac{S}{t+S}$</td> <td>0,2</td> <td>0,3</td> <td>0,5</td> <td>0,85</td> <td>1,00</td> </tr> <tr> <td>$\frac{Ha}{t+S}$</td> <td>1,3</td> <td>1,6</td> <td>1,7</td> <td>1,9</td> <td>2,00</td> </tr> </table> <p style="text-align: center;">Ф. Форхгеймер — Е.А.Замарин</p>	$\frac{S}{t+S}$	0,2	0,3	0,5	0,85	1,00	$\frac{Ha}{t+S}$	1,3	1,6	1,7	1,9	2,00		
$\frac{S}{t+S}$	0,2	0,3	0,5	0,85	1,00											
$\frac{Ha}{t+S}$	1,3	1,6	1,7	1,9	2,00											
	$Q = \frac{\pi k H l}{\ln \frac{R}{r} + \left(\frac{H-l}{l}\right) \ln \frac{4H}{r} - \frac{1}{2} \frac{H}{l} \varphi\left(\frac{l}{H}\right)}$	<p style="text-align: center;">При $l > 5r$</p> <table border="1" style="margin-left: auto; margin-right: auto;"> <tr> <td>l/H</td> <td>0,1</td> <td>0,2</td> <td>0,4</td> <td>0,6</td> <td>0,8</td> <td>1,0</td> </tr> <tr> <td>$\varphi\left(\frac{l}{H}\right)$</td> <td>6,4</td> <td>5,2</td> <td>3,7</td> <td>2,5</td> <td>1,3</td> <td>0,0</td> </tr> </table> <p style="text-align: center;">А.И. Чарный</p>	l/H	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	$\varphi\left(\frac{l}{H}\right)$	6,4	5,2	3,7	2,5	1,3	0,0
l/H	0,1	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0										
$\varphi\left(\frac{l}{H}\right)$	6,4	5,2	3,7	2,5	1,3	0,0										

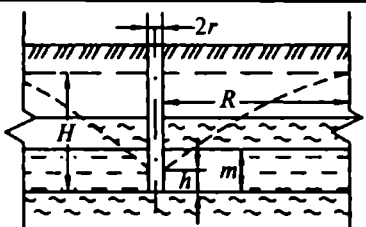
Расчетная схема	Формула	Условия применения формулы, автор
	<p>Фiltrация безнапорная</p> $Q = 2\pi krS$	<p>При $l \leq 2r$ $R = H = \infty$ И.А. Чарный</p>
	$Q = 1,37kS \frac{l+S}{\lg \frac{l}{r}} + \frac{l}{\lg \frac{0,66l}{r}}$	<p>При $l \leq \frac{1}{3}H$ В.Д. Бабушкин Н.Г. Гирицкий</p>
	$Q = 1,37kS \left[\frac{2z-S}{\lg \frac{R}{r}} + \frac{2}{(1+\beta) \lg \frac{B}{t}} \right]$ $\beta = \frac{2,31 \lg \frac{R}{l}}{\frac{t}{l} (4,61 \lg \frac{4t}{r} - A) - 1,38}$ <p>$A = \varphi \left(\frac{l}{2r} \right)$, см. формулу И.А. Чарного; при этом $\frac{l}{2r} = \frac{l}{H}$</p>	<p>При $l > \frac{1}{3}H$ С.К. Абрамов 1 — безнапорная зона 2 — напорная зона</p>

Фильтрация напорная



$$Q = \frac{2,73kmS}{\lg \frac{R}{r}}$$

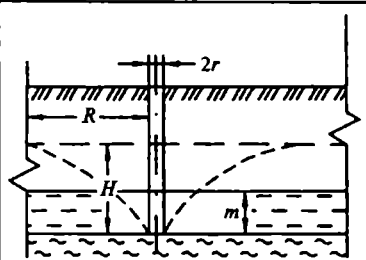
А. Дюпюи



$$Q = \frac{1,37k(2H-m)m-h^2}{\lg \frac{R}{r}}$$

Уровень воды на стенке ствола между кровлей и почвой напорного водоносного горизонта.

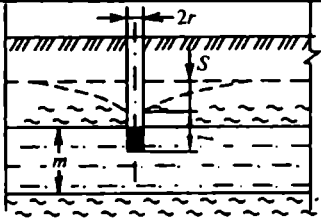
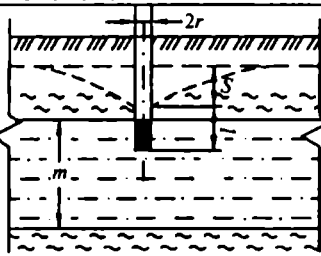
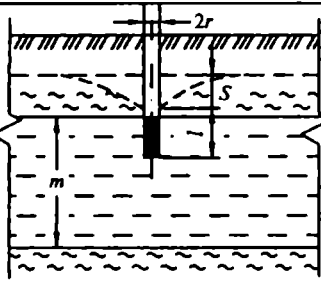
Рекомендация С.К. Абрамова



$$Q = \frac{\pi k(2H-m)m}{\lg \frac{R}{r}}$$

Уровень воды в стволе на почве нижнего водоупора.

Рекомендация С.К. Абрамова

Расчетная схема	Формула	Условия применения формулы, автор																
	$Q = \frac{2,73kIS}{\lg(1,61l) - \lg r}$	$l < 0,3m$ В.Д. Бабушкин																
	$Q = \frac{2,73kIS}{\lg \frac{0,66l}{r}}$	$l \leq 0,3m$ В.Д. Бабушкин																
	$1. Q = \frac{2,73kmS}{\frac{1}{2a} \left(21g \frac{4m}{r} - A + 2,31g \frac{R}{4m} \right)}$ $2. Q = \frac{2\pi kIS}{\lg \frac{1,32l}{r}}$ <table border="1" data-bbox="454 865 906 927"> <tr> <td>a</td> <td>0,05</td> <td>0,1</td> <td>0,25</td> <td>0,4</td> <td>0,6</td> <td>0,85</td> <td>1,0</td> </tr> <tr> <td>A</td> <td>3,6</td> <td>3,0</td> <td>2,0</td> <td>1,5</td> <td>1,0</td> <td>0,5</td> <td>0</td> </tr> </table>	a	0,05	0,1	0,25	0,4	0,6	0,85	1,0	A	3,6	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0	1. М. Маскет $l > 0,3m$ $a = \frac{l}{m}$ $A = \varphi(a)$ $\frac{l}{r} \geq 5$ $\frac{l}{m} \leq \left(\frac{1}{3} - \frac{1}{4} \right)$ $\frac{R}{m} \leq (5 \div 8)$ 2. В.С. Козлов
a	0,05	0,1	0,25	0,4	0,6	0,85	1,0											
A	3,6	3,0	2,0	1,5	1,0	0,5	0											

В случае необходимости расчета водопритока при неустановившемся движении учитывается фактор времени, определяющий величину внедрения дрены и, следовательно, величину понижения уровня воды S или ее напора H , а также величину радиуса влияния R_r , определяемую по формуле

$$R_r = 1,73\sqrt{at}, \quad (11.1)$$

где a — коэффициент уровне- или пьезопроводности, м²/сут; t — время проведения горной выработки в водоносных породах, равное времени работы водоотлива, сут, т.е.

$$t = \frac{L}{V}, \quad (11.2)$$

L — погружение дрены в водоносный горизонт (для ствола) или ее протяженность для штрека, штольни, м; V — скорость проведения выработки, м/сут.

Таким образом по результатам инженерно-геологических и гидрогеологических изысканий и исследований составляется прогнозная оценка водопритоков в выработки с использованием аналитических зависимостей.

§ 3. Расчет водопритоков в систему подземных горных выработок

Водопритоки в систему подземных горных выработок рассчитываются аналитическим методом, методами аналогии и водного баланса. В особо сложных случаях, устанавливаемых по результатам гидрогеологических исследований, используют электромоделирование. Водопритоки принято определять для основных этапов ведения горных работ: на момент начала их развития, полного максимального развития (в плане и в глубину) и завершения. В некоторых случаях водопритоки определяют для этапов состояния горных работ, соответствующих 5, 10, 15 и 20 годам.

Аналитические расчеты базируются на формулах, выведенных для одиночных дрен. При этом принимается во внимание форма площади в плане, в которую заключена система горных выработок. Если форма площади изометричная или прямоугольная с соотношением сторон 1:5, то, как показали исследования С.В. Троянского и И.Ф. Штрассе, водопритоки в такую систему можно определять по формулам, предложенным для расчета водопритоков к одиночным вертикальным дренам. Такой подход называют принципом большого колодца, теоретическое обоснование которого разработал Ф. Форхгеймер, а многократно проверил его по фактическим данным и подтвердил правомочность С.В. Троянский.

В расчетных формулах притока воды к одиночным вертикальным дренам величина радиуса выработки (например, скважины, ствола) заменяется значением приведенного радиуса большого колодца, которое по своей величине может быть больше радиуса депрессии. Приведенный радиус большого колодца определяется по формуле

$$r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}}, \quad (11.3)$$

где F — изометричная площадь, в которую вписывается система горных выработок, m^2 ; рассчитывается с использованием плана горных работ.

Так, для определения расходов воды при эксплуатации горного предприятия отдельные участки шахтного поля, где будут производиться очистные работы, можно приравнять к площадям больших колодцев и, задаваясь определенным числом их для того или иного периода разработки (рис. 11.1), рассчитать приток воды во взаимодействующие большие колодцы по формулам (8.6) и (8.8), а также соответствующим формулам при безнапорном режиме фильтрации.

При расчетах принимаются следующие обозначения: вместо r — радиус большого колодца r_0 ; вместо R — радиус «установки» R_0 , который при двух взаимодействующих колодцах равен $R + 0,5r_0$, при трех $R + 0,58r_0$, а при четырех $R + 0,70a$. Подобные расчеты допустимы лишь при весьма значительных

динамических ресурсах подземных вод и широком площадном распространении водоносных горизонтов.

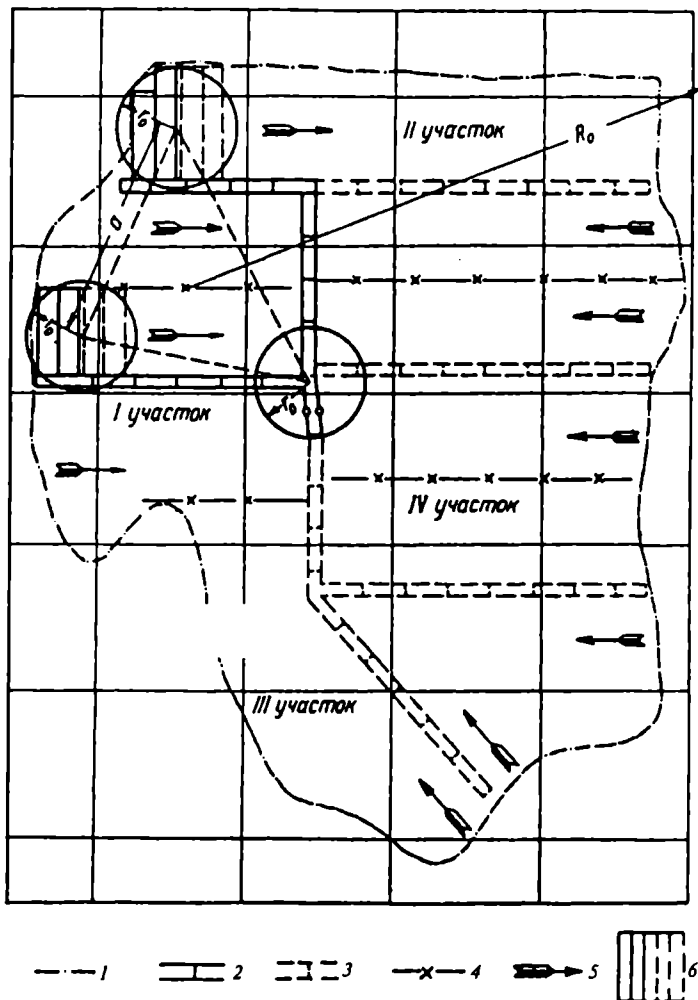


Рис. 11.1. Схема, поясняющая расположение трех взаимодействующих больших колодцев в пределах шахтного поля:

1 — граница шахтного поля; 2 — горные выработки, которые принимаются пройденными к моменту проведения расчета; 3 — проектируемые горные выработки; 4 — границы участков шахтного поля; 5 — направление отработки участков; 6 — первые лавы

В тех случаях, когда система горных выработок вписывается в вытянутый прямоугольник с соотношением сторон 1:6 и более, для определения водопритока используют формулы, выведенные для одиночных горизонтальных дрен. При этом обязательно учитывается водопоступление со стороны торцов принятого к расчету вытянутого прямоугольника: численно оно равно водопритоку к вертикальной дрене с радиусом, равным ширине прямоугольника. Аналогично находят водопритоки в разрезные траншеи, карьеры, ориентированные линейно в плане, и котлованы подобной формы.

Водоприток в выработанное пространство шахты представляют в виде суммы двух независимых слагаемых — притока в выработанное пространство по его контуру в плане («бокового» притока) и притока по площади очистных работ. Водоприток по контуру очистных горных работ рассчитывают как сумму притоков из всех водоносных пластов, пересекаемых зоной водопроводящих трещин над выработанным пространством (рис. 11.2). Так, установившийся общий приток $Q_{нз}$ водоносного пласта, имеющего вблизи шахты границы обеспеченного питания, определяется по формуле большого колодца:

$$Q = \frac{2\pi TS}{\ln R/r_0}, \quad (11.4)$$

где T — проводимость пласта; S — понижение напора относительно естественного уровня на контуре выработки; R — приведенный радиус области фильтрации, определяемый по табл. 7.1.

В условиях нестационарного режима фильтрации общий водоприток на расчетный момент t за счет неограниченного в плане пласта определяют по формуле

$$Q_t = \frac{2\pi TS_0}{\ln \frac{\sqrt{\pi at} + r_0}{r_0}}. \quad (11.5)$$

Контур дренажа для каждого водоносного пласта, пересекаемого зоной водопроводящих трещин, это — линия пересечения почвы пласта с боковыми границами данной зоны. Понижения напора на таком дренажном контуре задают в соответствии

с высотным положением подошвы дренируемого пласта. Если над верхней границей зоны водопроницающих трещин залегает пачка слабопроницаемых пород, экранирующая водный объект (водообильный водоносный горизонт или водоем), то, кроме бокового притока, в выработанное пространство поступает водоприток по площади очистных работ. Оценку водопритока выполняют по формуле

$$Q_F = \frac{k_z H_z F}{z}, \quad (11.6)$$

где k_z — коэффициент фильтрации вкрест напластования пород массива между верхней границей зоны водопроницающих трещин и нижней границей водного объекта; z — мощность слабопроницаемого массива; H_z — фиксированный напор в водном объекте, отсчитываемый от верхней границы зоны водопроницающих трещин; F — площадь очистных работ в контурах водного объекта.

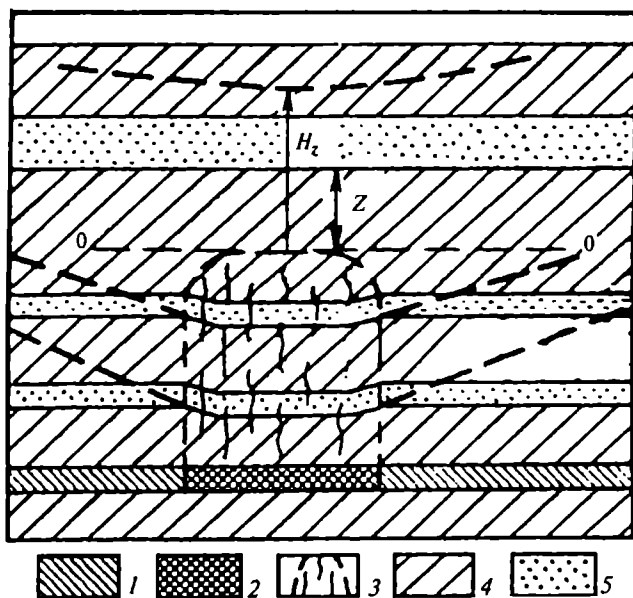


Рис. 11.2. Схема формирования водопроницающих трещин:
 1 — разрабатываемый пласт; 2 — выработанное пространство; 3 — зона водопроницающих трещин; 4 — относительный водоупор; 5 — водоносные (водообильный) горизонты; 0-0 — плоскость сравнения

При оценке водопритока из пласта, вскрываемого движущимся забоем лавы или зоной водопродводящих трещин, можно использовать формулу

$$q \approx T \frac{S_k}{a} v, \quad (11.7)$$

где q — удельный водоприток; S_k — понижение напора пласта на контуре дренажа; v — скорость движения забоя; a — коэффициент проводимости.

Формула (11.7) справедлива при $v^2 t / a > 2$. Влияние возрастания площади очистных работ на величину бокового притока в шахту или карьер за счет неограниченного в плане водоносного пласта оценивают по формуле

$$Q_t = \frac{4\pi T S_0}{\ln \frac{7a}{v_F}}, \quad (11.8)$$

где S_0 — понижение напора на контуре дренажа пласта; v_F — скорость увеличения площади очистных работ F_t ($v_F = \frac{F_t}{t}$, где t — расчетный момент времени). Формула (11.8) справедлива при $v_F < 1,2a$. Водопритоки к стволам из каждого вскрытого при проходке водоносного пласта оценивают по формулам (11.4) и (11.5).

Метод *гидрогеологической аналогии* используют для прогноза водопритока в шахту, карьер или к отдельному участку горных работ при отсутствии данных о фильтрационных параметрах дренируемых водоносных горизонтов.

Аналог рассматриваемого объекта — горная выработка, эксплуатирующаяся в сходных гидрогеологических условиях при одинаковой технологии ведения горных работ. В частном случае метод аналогии может быть использован для оценки изменений притоков в эксплуатируемую шахту или карьер при перспективном развитии горных работ. В простейшем варианте метод аналогии предполагает равенство прогнозируемого водопритока и водопритока к объекту-аналогу.

Объект-аналог характеризуют сведения о водопритоках, геологическом строении, гидрогеологической структуре карьерного или шахтного поля, технологических особенностях горных работ.

Основанием применения метода гидрогеологической аналогии служит длительный опыт строительства в обводненных породах данного района, наличие результатов наблюдений за водопритоками с учетом развития горных работ (в плане или в глубину), а также деятельности горного предприятия — скорости продвижения забоев, их протяженности, величины добычи.

Впервые этот метод применен по предложению Д.И. Щеголева на шахтах Донбасса, а затем получил распространение в других регионах — в Подмосковном бассейне, Кузбассе, Кривбассе, Львовско-Волынском бассейне и др. В настоящее время получено достаточно большое число эмпирических формул, позволяющих прогнозировать ожидаемые водопритоки в зависимости от имеющейся гидрогеологической и горно-технической информации. Приведем наиболее часто применяемые в отечественной практике формулы расчета водопритоков по этому методу:

$$Q_2 = Q_1 \sqrt{\frac{S_2}{S_1}}; \quad (11.8)$$

$$Q_2 = Q_1 \frac{F_2}{F_1} \sqrt{\frac{H_2}{H_1}}; \quad (11.9)$$

$$Q_2 = Q_1 \frac{K_2}{K_1} \sqrt{\frac{H_2}{H_1}} \sqrt{\frac{F_2}{F_1}}; \quad (11.10)$$

$$Q_2 = Q_1 \frac{K_2}{K_1} \sqrt{\frac{H_2 L_2}{H_1 L_1}}; \quad (11.11)$$

$$Q_2 = a' H_2^{0,35} P_2^{0,7}; \quad (11.12)$$

$$Q_2 = a'' H_2^{0,35} L^{0,75}; \quad (11.13)$$

$$Q_2 = k_b P_1; \quad (11.14)$$

$$Q_2 = c \frac{\Delta HF^{0,61}}{0,56H}; \quad (11.15)$$

$$Q = \frac{q'F'}{8760}; \quad (11.16)$$

$$Q_2 = 15,3 - 0,0114H - 10,02L + 0,0036F_0 + 0,28F' - \\ - 0,07P - 277,7m + 10,667H_d + 2,084H_T + 0,006V_d, \quad (11.17)$$

где индексы «1» и «2» — соответственно фактическое состояние и проектное решение; Q — водоприток, м³/ч; S — понижение, м; k — коэффициент фильтрации, м/сут; F — площадь дренирования системы горных выработок (площадь отработки), м²; H — мощность дренируемого водоносного комплекса, м; L — протяженность лав, м; P — производительность предприятия, тыс. т/год; k_b — коэффициент водообильности, представляющий собой отношение объема откаченной воды к массе добытого за расчетный период полезного ископаемого, м³/т (табл. 11.3); F' — площадь отработки за 1 год, м²; a' , a'' , c — коэффициенты, получаемые из решения соответствующих формул для фактического (известного) состояния водообильности; F_0 — общая площадь горных выработок, м²; m — мощность отрабатываемого пласта, м; H_d — мощность зоны дренирования, м; H_T — мощность зоны обрушения и распространения техногенных трещин, м; V_d — объем горных пород, попадающих в зону дренирования, м³/год; q' — единичный водоприток, м³/м².

Значения единичных водопритоков q' рекомендуется принимать с учетом размеров площади F' выработок, отрабатываемых за год:

F' , тыс. м ²	q' , м ³ /м ²	F' , тыс. м ²	q' , м ³ /м ²
500	1,14	4000	0,06
1000	0,38	3000	0,047
2000	0,18	9000	0,043

Средние значения коэффициента водообильности для угольных бассейнов (по С.В. Троянскому)

Бассейн	$K_{\text{в}}, \text{м}^3/\text{т}$
Кизеловский	10,0
Подмосковный	8,0
Кузнецкий	3,2
Донецкий	2,8
Челябинский	2,0
Карагандинский	0,4

Формулы (11.8)—(11.17) позволяют схематизировать сложную гидрогеологическую обстановку и получать достоверные результаты.

Для месторождений¹ платформенного типа метод аналогии может быть дополнен прогнозом по величине *удельного дебита* q депрессионной воронки. Под влиянием водоотлива в напорном водоносном горизонте создается относительно постоянная депрессионная воронка, основание которой перемещается в пределах шахтного поля. При усредненной гипсометрии пласта полезного ископаемого можно определить средний удельный дебит депрессионной воронки, равный $q = Q_1 / S_1$.

Прогнозную величину притока воды устанавливаем по формуле

$$Q_2 = qS_2. \quad (11.18)$$

Метод удельных дебитов может применяться и при наличии безнапорных вод в условиях относительно мощных потоков широкого площадного распространения. Расчет выполняется по формуле

$$Q_2 = \frac{Q_1(2H - S_2)S_2}{(2H - S_1)S_1}, \quad (11.19)$$

где S_1 и S_2 — соответственно сниженный уровень воды при работе в действующей шахте и предполагаемое снижение уровня, необходимое для работы на объекте-аналоге.

В целом, методы аналогии целесообразно использовать при изучении перспектив развития горных работ на эксплуатируемом объекте.

Надежные прогнозные оценки водопритоков дает *метод водного баланса*, учитывающий сработку естественных запасов природных вод в процессе ведения горно-строительных и эксплуатационных работ. Водопритоки подземных вод определяют по следующим формулам:

◆ за счет статических запасов —

$$Q_{ст} = \frac{1}{T} \sum_i^n \mu_i V_i ; \quad (11.20)$$

◆ за счет динамических запасов —

$$Q_d = 8,64 \cdot 10^{-5} M_0 F , \quad (11.21)$$

где T — время работы водоотлива, равное времени ведения горных работ в водоносных породах, сут; μ_i — коэффициент водоотдачи блока массива, доли ед.; V_i — объем выделенного в водоносном горизонте блока с известной водоотдачей; M_0 — среднегодовой модуль подземного стока, л/с·км²; F_n — площадь питания водоносного горизонта, м².

Общий водоприток в систему горных выработок определяется суммой водопритоков, формирующихся за счет статических и динамических запасов. Величины водопритоков, установленные методом водного баланса, позволяют оценить природную обеспеченность района ведения работ запасами подземных и поверхностных вод. Этот метод используют в различных регионах, в том числе там, где распространены многолетнемерзлые породы.

§ 4. Определение водопритоков в открытые горные выработки

Водопритоки в открытые горные выработки — котлованы, траншеи и карьеры — формируются, в общем случае, в результате инфильтрации атмосферных осадков, а также дренирования

водоносных горизонтов вод поверхностных водоемов или водотоков, попадающих в область депрессии. Таким образом, общий приток

$$Q_k = Q_{\text{атм}} + Q_{\text{подз}}, \quad (11.22)$$

где Q_k — общий водоприток в карьер (котлован), м³/ч; $Q_{\text{атм}}$ — водоприток в карьер (котлован), формирующийся за счет атмосферных осадков, м³/ч; $Q_{\text{подз}}$ — водоприток в карьер (котлован), формирующийся за счет дренирования водоносных горизонтов, м³/ч.

Соотношение между этими составляющими может быть самым разнообразным и зависит от климатической зоны и тектонической структуры, в которой сооружается и эксплуатируется открытая горная выработка.

Количество воды, поступающей в открытую горную выработку со стороны водотока или водоема, определяется характеристикой реки и донными отложениями. Из рек горного типа с аллювием из грубообломочного материала водопоступление, как правило, существенное, вплоть до катастрофического, не позволяющее вести горные работы ниже местного базиса эрозии. Из рек платформенного типа, аллювий которых часто представлен глинистым материалом, водопоступление либо незначительное, либо вообще отсутствует.

Для определения величины перетекания проводят гидрогеологические исследования, предусматривающие выполнение опытных откачек. В результате устанавливают фильтрационные характеристики пород массива, отделяющего водоток от открытой горной выработки, и характер гидравлической взаимосвязи между водоносным горизонтом и водотоком.

Величина водопоступления в открытую горную выработку за счет атмосферных осадков определяется по формуле

$$Q_{\text{атм}} = \frac{x F k_c}{8760}, \quad (11.23)$$

где x — осадки, мм/год; F — площадь водосбора, м²; k_c — коэффициент стока, $k_c = 0,6+0,95$ в зависимости от климатической зоны и типа грунта; 8760 — число часов в году.

Водопритоки за счет атмосферных осадков рассчитывают по данным многолетних среднегодовых наблюдений и максимальным значениям в последние годы. Для этого используют справки метеорологических районных станций либо справочный материал по фондовым данным.

Водопритоки, формирующиеся за счет подземных вод, должны учитывать дренирование всех пересекаемых и вскрываемых водоносных горизонтов, т.е.

$$Q_{\text{подз}} = \sum_i^n Q_n, \quad (11.24)$$

где n — число дренируемых водоносных горизонтов; Q_n — водоприток из каждого водоносного горизонта, м³/ч.

Водоприток отдельного водоносного горизонта складывается из статических запасов воды, заключенных в порах и трещинах массива пород, и воды, поступающей из области питания, т.е.

$$Q_{\text{подз}} = Q_{\text{ст}} + Q_{\text{дин}}. \quad (11.25)$$

Статические запасы определяются как произведение объема осушаемого блока массива пород на величину водоотдачи (табл. 11.4).

Таблица 11.4

Средние значения коэффициента водоотдачи горных пород (по О.Б. Скиргелло)

Порода	μ, доли ед.
Тонкозернистые пески и супеси	0,10—0,15
Мелкозернистые и глинистые пески	0,15—0,20
Среднезернистые пески	0,20—0,25
Крупнозернистые и гравелистые пески	0,25—0,35
Песчаники на глинистом цементе	0,02—0,03
Бурые угли	0,02—0,05
Известняки трещиноватые	0,008—0,10

Объем осушаемого блока массива пород определяется с учетом размеров депрессионной воронки, зависящих от величины понижения и фильтрационных свойств горных пород.

При небольших размерах открытой горной выработки величиной водопритока за счет сработки статических запасов можно пренебречь, при больших размерах (например, карьеры КМА, где площади карьерных полей достигают десятков квадратных километров) дополнительно учитывается водопоступление, связанное с упругими свойствами воды. В этих случаях оно может составлять от 10 до 200—300 м³/ч.

Водопритоки в открытые горные выработки определяют по аналитическим формулам, учитывающим изложенные ранее особенности и форму выработок в плане, а также методами аналогии и моделирования.

При изометричной в плане форме карьера или котлована водоприток за счет сработки динамических ресурсов определяется в соответствии с принципом большого колодца по следующим формулам:

- ◆ при безнапорной фильтрации —

$$Q_{\text{под}} = \frac{1,37kS(2H - S)}{\lg(R_r + r_0) - \lg r_0}; \quad (11.26)$$

- ◆ при напорной фильтрации —

$$Q_{\text{под}} = \frac{2,73kmS}{\lg(R_r + r_0) - \lg r_0}. \quad (11.27)$$

Максимальное понижение при безнапорной фильтрации определяется с учетом «гидравлического скачка» Δh (или участка высачивания), т.е.

$$S = H - \Delta h. \quad (11.28)$$

При этом величину Δh можно рассчитать по эмпирической формуле, полученной на основании обработки многочисленных данных наблюдений на карьерах:

$$\Delta h = 5,56 \frac{H}{k}. \quad (11.29)$$

Если карьер в плане имеет вытянутую форму, то используется предложенный С.В. Троянским метод, названный «определение водопритока в разрезную траншею».

При безнапорной фильтрации формула имеет следующий вид:

$$Q_{\text{ном}} = \frac{kB(2H - S)S}{R_t} + \frac{2,73kmS}{\lg(R_t + \frac{b}{2}) - \lg \frac{b}{2}}; \quad (11.30)$$

♦ при напорной фильтрации —

$$Q_{\text{ном}} = \frac{2kmBS}{R_t} + \frac{2,73kmS}{\lg(R_t + \frac{b}{2}) - \lg \frac{b}{2}}, \quad (11.31)$$

где b — ширина карьера в нижней части, м; B — протяженность карьера, его длинная вытянутая сторона, м; R_t — величина радиуса депрессии на рассматриваемый момент времени, м.

Замечание о необходимости учета величины участка высачивания при безнапорной фильтрации остается в силе и для данных условий.

Применительно к карьерам вытянутой в плане формы Ю.Г. Невельштейном получены формулы расчета водопритоков, учитывающие этапы развития горных работ:

♦ на период строительства карьера —

$$Q_{\text{ном}} = \frac{HR\mu}{24t} \left[\frac{Bb}{R_t} + 0,66(B + R) + \frac{0,34R_t}{\lg R_t} \right]; \quad (11.32)$$

♦ то же, при напорной фильтрации —

$$Q_{\text{ном}} = \frac{m\mu}{24t} \left[\frac{Bb}{\rho} + 0,66(B + b) + \frac{0,38\rho}{\lg \rho} \right], \quad (11.33)$$

♦ на период эксплуатации карьера —

$$Q_{\text{ном}} = 0,00015\mu HR \left(\frac{B}{R_t} + 0,66 \right); \quad (11.34)$$

то же, при напорной фильтрации —

$$Q_{\text{под}} = 0,000115 \mu m \rho \left(\frac{B}{\rho} + 0,66 \right), \quad (11.35)$$

где $\rho = \frac{R_i}{2H/m-1}$ (m — мощность напорного водоносного горизонта, м; H — величина полного напора, м).

В случае расположения карьера вдоль реки, имеющей гидравлическую связь с дренируемым им безнапорным горизонтом, водоприток определяется как сумма водопоступления со стороны реки и водораздела:

$$Q_{\text{под}} = Q_p + Q_{\text{вод}}, \quad (11.37)$$

где Q_p — водоприток со стороны реки, м³/ч; $Q_{\text{вод}}$ — водоприток со стороны водораздела.

$$Q_{\text{вод}} = \frac{k_1 H_1^2}{2R_1} 2d, \quad (11.38)$$

где k_1 — коэффициент фильтрации водоносного горизонта со стороны водораздела, м/сут; H_1 — мощность водоносного горизонта со стороны водораздела, м; d — половина длинной стороны карьера, м.

$$Q_p = \frac{\pi k H}{0,5 \ln \frac{1 + (2\bar{h} - \bar{B})^2}{1 + \bar{B}^2} + (2\bar{h} - \bar{B}) \operatorname{arctg} \frac{1}{2\bar{h} - \bar{B}} - \bar{B} \operatorname{arctg} \frac{1}{\bar{B}}}, \quad (11.39)$$

где $\bar{h} = \frac{h}{d}$; $\bar{B} = \frac{B}{d}$; h — расстояние от центра карьера до реки, м; B — половина ширины карьера, м; k, H — соответственно коэффициент фильтрации и мощность водоносного горизонта со стороны реки.

Для котлованов и небольших карьеров изометричной в плане формы при безнапорной фильтрации водоприток в них за счет подземных вод и перетекания воды может быть найден по формуле

$$Q_{\text{под}} = \frac{\pi k S (2H - S)}{24 \ln \frac{2l}{r_0}}, \quad (11.40)$$

где l — расстояние от реки до центра котлована, карьера, м.

Для оценки достоверности определенные разными методами значения водопритоков в карьеры и котлованы сопоставляются и при помощи метода водного баланса проверяются на обеспеченность природными ресурсами.

§ 5. Определение водопритоков при прорывах подземных вод

Оценка ожидаемых водопритоков при прорывах воды в горные выработки проводилась для шахт Среднего Урала, Донбасса, Московского бассейна, рудников Северного Урала, карьеров КМА. С.В. Троянский впервые объяснил причины катастрофичности поступления воды при ее прорыве в горные выработки в начале 40-х гг. XX в.; другие исследователи предложили эмпирические формулы для определения величины водопритоков в зависимости от различных факторов, с которыми связаны прорывы.

В общем виде задачу по оценке величины водопритока при прорывах решил В.А. Мироненко. Ожидаемое количество воды в результате прорыва он рекомендует определять по формуле

$$Q = \frac{4\pi km S r^2 \bar{E}_i \left(\ln \frac{2,25 a_n}{r^2} \right)}{2,25 a_n}, \quad (11.41)$$

где km — коэффициент водопроницаемости напорного горизонта; a_n — коэффициент пьезопроводности; r — радиус «гидрогеологического окна», через которое происходит прорыв воды; t — время от начала прорыва воды; S — понижение уровня воды в результате прорыва; \bar{E}_i — функция, определяемая по табл. 11.5

Определение значения функции $\bar{E}_i(x)$

x	$\bar{E}_i(x)$	x	$\bar{E}_i(x)$	x	$\bar{E}_i(x)$
4,0	19,6309	4,7	32,2639	9,0	1037,88
4,1	21,0485	4,8	36,6979	10,0	2192,23
4,2	22,5574	4,9	37,3325	11,0	6071,41
4,3	21,2274	5,0	40,3853	12,0	11 959,6
4,4	36,0090	6,0	85,9808	13,0	37 193,7
4,5	27,9337	7,0	191,508	14,0	93 192,5
4,6	30,041	8,0	440,360	15,0	234 956

Формула правомочна как для открытых, так и для подземных горных выработок при условии $r^2 / (at) < 0,05$. Величина радиуса гидрогеологического окна определяется с учетом величины заходки и ширины горной выработки.

§ 6. Прогноз уровней дренируемых водоносных горизонтов

В результате работы шахтного (карьерного) водоотлива вокруг дрены строящегося или эксплуатируемого горного предприятия формируется депрессия — область сниженных уровней и/или напоров. Ее развитие в плане, в глубину и во времени может быть прослежено и оценено по аналитическим формулам с учетом режима фильтрации для каждого осушаемого водоносного горизонта.

В зависимости от имеющейся информации может использоваться одна из формул:

♦ в случае безнапорной фильтрации и дрен совершенного типа —

$$y_i = \sqrt{h^2 - 0,73 \frac{Q}{k} \lg \frac{x}{r_0}}; \quad (11.42)$$

$$y_i = \sqrt{H^2 - 0,73 \frac{Q}{k} \lg \frac{R_i + r_0}{x}}; \quad (11.43)$$

$$y_i = \sqrt{h^2 + (2H - S)S \frac{\lg x - \lg r_0}{\lg(R_i + r_0) - \lg r_0}}; \quad (11.44)$$

♦ то же, при напорной фильтрации:

$$y_i = H - 0,366 \frac{Q}{km} \lg \frac{R_i + r_0}{r_0}; \quad (11.45)$$

$$y_i = h + 0,366 \frac{Q}{km} \lg \frac{x}{r_0}; \quad (11.46)$$

$$y_i = h + S \frac{\lg x - \lg r_0}{\lg(R_i + r_0) - \lg r_0}; \quad (11.47)$$

где y_i — сниженный напор на заданный момент времени, м; h — столб воды на стенке дрены, м; Q — водоприток в дрену на расчетный момент времени, м³/сут; k — коэффициент фильтрации породы, м/сут; x — расстояние от стенки дрены до точки, для которой делается расчет, м; m — мощность напорного водоносного горизонта, м; H — мощность безнапорного водоносного горизонта или полный напор для напорного водоносного горизонта до начала работ по его дренированию, м; r_0 — приведенный радиус дрены, см. формулу (11.3), м; R_i — радиус влияния на заданный момент времени, м.

Расчет понижений дает возможность проследить за уровнем режимом в водоносных горизонтах и оценить влияние водоотлива на водозаборы, если они располагаются в районе горного предприятия. При безнапорной фильтрации область депрессии распространяется в зависимости от фильтрационных свойств пород на сотни метров и даже километры, при напорной — на первые десятки километров. В слабопроницаемых породах площади депрессий существенно меньше, чем в хорошо проницаемых, а депрессионные кривые более крутые.

Понижения уровня грунтовых вод можно достигнуть за счет организации самотека вод при помощи подземных галерей, которые закладываются в глубину массива, прорезая водоносный

слой. Подземные галереи такого типа чаще всего применяют на оползневых склонах с целью предотвращения оползневых процессов. Подобная дренажная конструкция была применена в Одессе и обеспечила устойчивое состояние протяженного (более 1 км) оползневого участка морского берега.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Приведите гидрогеологические характеристики, необходимые для определения водопритоков в горные выработки.
2. Какие методы используют для оценки водопритоков на горных предприятиях?
3. Перечислите особенности определения водопритоков на горных предприятиях.
4. Назовите характерные черты оценки водопритоков при прорывах воды в горные выработки.

ГЛАВА 12. ИНЖЕНЕРНЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАБОТЫ, ВЫПОЛНЯЕМЫЕ С ЦЕЛЬЮ УПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫМ РЕЖИМОМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Знать — значит измерять.

Иоганн Кеплер

§ 1. Мероприятия по регулированию поверхностного стока на карьерных и шахтных полях

Производство горных работ сопровождается рядом мероприятий, обеспечивающих защиту карьеров и шахт от атмосферных осадков, речных, озерных и болотных вод. Простейшее из обязательных гидротехнических мероприятий при ведении горных работ — проведение нагорных канав, предназначенных для перехвата вод поверхностного стока на склонах и отвода их за пределы карьерного (шахтного) поля (рис. 12.1). Расчет параметров нагорных канав выполняют с учетом метеорологических условий района месторождения и рельефа поверхности. Для отвода дренажных вод обычно используют канавы или каналы.

Мелкие водотоки (ручьи, небольшие речки), протекающие в пределах карьерного поля, отводятся по каналам или туннелям (в условиях гористого рельефа). При необходимости производства горных работ в русловой части долин крупных рек отвод потока за пределы площади горного отвода выполняют при помощи дамб и плотин. Если карьерное поле находится в пойменной части речной долины, то площадь горного отвода обычно оконтуривают дамбами, предохраняющими карьер от затопления в паводковые периоды. Дамбами и плотинами перекрывают также крупные овраги и балки, подсекаемые горными выработ-

ками. Небольшие водоемы, расположенные в пределах горного отвода, при подходе фронта открытых горных работ обычно ликвидируют путем откачки воды; крупные болотные массивы ликвидируют, выполняя мелиоративные мероприятия.

С помощью внешних отвалов управляют поверхностным стоком, отжимая мелкие водотоки за пределы горного отвода. Для пропуска поверхностного стока под отвалами скальных пород, отсыпаемых в крупных логах или речных долинах, в основании отвалов создают зону повышенной проницаемости путем послойной отсыпки крупногабаритных блоков.

На шахтных полях гидротехнические мероприятия обычно выполняют при ведении горных работ на малых глубинах, когда поверхностные воды могут быть причиной внезапных повышенных водопритоков в шахту. Борьба с поверхностными водами в этом случае сводится к отводу мелких водотоков, ликвидации водоемов и болот, откачке вод из затопленных мульд сдвижения. Иногда скопления поверхностных вод в мульдах сдвижения ликвидируют с помощью сбросных скважин, пробуренных в горные выработки.

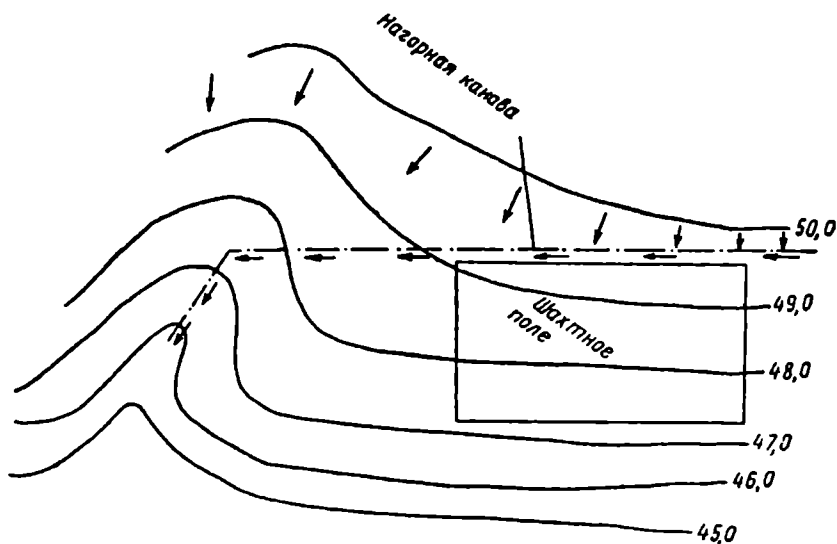


Рис. 12.1. Схема отвода ливневых и талых вод от шахтного поля

Борьбу с атмосферными водами, затапливающими территории шахтных полей, осуществляют с помощью дренажных траншей, канав, планировки рельефа. Шахтные поля, расположенные на пойменных участках речных долин, защищают от паводковых вод с помощью дамб (рис. 12.2). Провалы, крупные трещины и воронки, образующиеся на земной поверхности, ликвидируют путем засыпки их глинистыми породами. Сток атмосферных вод регулируют путем создания сети водоотводных и нагорных канав.

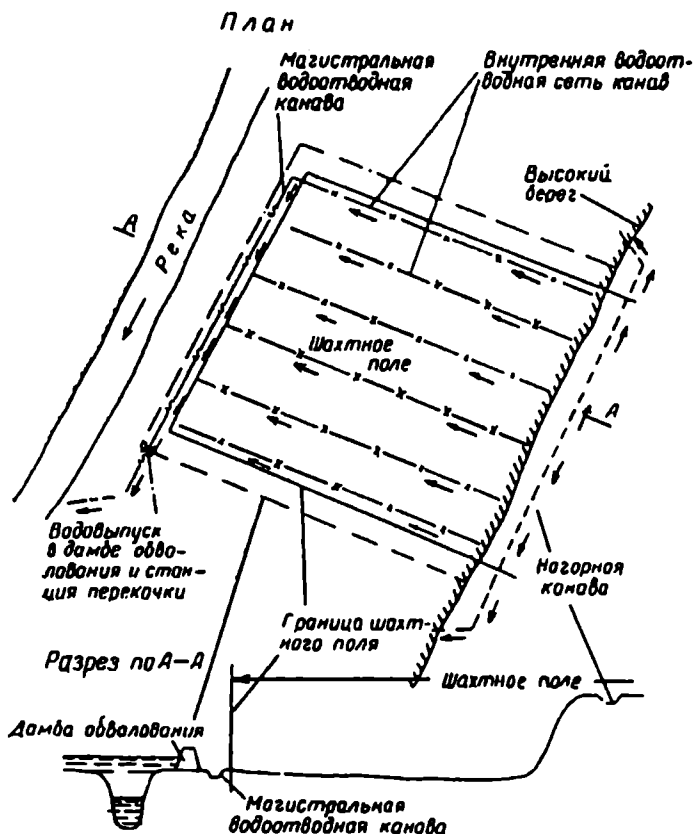


Рис. 12.2. Обвалование шахтного поля дамбами

При подземных горных работах в районах развития карста проводят комплекс крупных гидротехнических работ по изоляции русел или отводу поверхностных водотоков за пределы шахтных полей, осуществляют ликвидацию карстовых воронок и планировку поверхности. Гидрогеологические работы при обосновании и выполнении мероприятий по регулированию поверхностного стока должны включать в себя наблюдения за режимом водоемов и водотоков, уровнями грунтовых вод, водопритоками в карьеры и шахты.

§ 2. Охрана подземных вод от истощения и загрязнения

Под *истощением* подземных вод подразумевается извлечение их из недр в объемах, превышающих восполнение естественных запасов. Признаком истощения является прогрессирующее снижение динамических уровней эксплуатируемого водоносного горизонта, часто при постоянном расходе. В результате длительной эксплуатации водоносных горизонтов вокруг водозаборов образуются огромные депрессионные воронки — так называемые районные депрессии с наибольшим понижением в центре. Истощению подземных вод способствует также неконтролируемый самоизлив артезианских вод из скважин, достигающий порой тысяч кубических метров в сутки.

Под *загрязнением* подземных вод понимают изменение их качества в размерах, превышающих допустимые концентрации отдельных компонентов, и общей минерализации воды. Основными источниками загрязнения являются бассейны промышленных и бытовых стоков, участки складирования отходов, загрязненные воды поверхностных водоемов, неисправная канализационная сеть, избыточное применение удобрений и ядохимикатов. К естественным источникам загрязнения относят сильно минерализованные подземные или морские воды, которые могут внедряться в пресный водоносный горизонт при эксплуатации водозаборных сооружений.

Грунтовые воды и верховодка более всего подвержены загрязнению из-за отсутствия сверху пластов водоупорных пород. Артезианские воды загрязняются в значительно меньшей мере, преимущественно при сбросе сточных вод через систему поглощающих скважин. При отсутствии водонепроницаемых кровных пород интенсивно загрязняются трещинные и карстовые воды.

Различают *химическое, бактериальное, радиоактивное, механическое и тепловое загрязнения*. Химическое загрязнение — наиболее распространенное, стойкое; может быть органическим (фенолы, нафтеновые кислоты, ядохимикаты) и неорганическим (соли, кислоты, щелочи), токсичным (мышьяк, соли цинка, ртути, свинца) и нетоксичным. Наибольшего распространения (до 10 км и более) этот вид загрязнения достигает при наличии сильнопроницаемых пород и значительных уклонах подземного потока.

Бактериальное загрязнение выражается в появлении в подземных водах патогенных (болезнетворных) бактерий. Этот вид загрязнения носит временный характер. Его интенсивность зависит от водопроницаемости пород и времени выживания бактерий.

Радиоактивное загрязнение связано с попаданием в воды радиоактивных элементов; при этом наиболее вредны «долгоживущие» — ^{90}Sr , U , ^{226}Ra , Cs .

Механическое загрязнение характеризуется попаданием в воды по крупным трещинам и пустотам песка, шлака и др.

Тепловое загрязнение обусловлено повышением температуры вод в результате их смешивания с более нагретыми поверхностными или технологическими водами, например, водами ТЭЦ, цехов горячего производства.

Инженерные мероприятия по предупреждению истощения и загрязнения подземных вод месторождений твердых полезных ископаемых предусматривают:

- ◆ сокращение извлекаемых объемов подземных вод путем оптимизации параметров систем дренажа;
- ◆ использование дренажных вод для водоснабжения;

- ◆ искусственное восполнение запасов подземных вод;
- ◆ оперативный и систематический контроль за качеством подземных вод;
- ◆ очистку шахтных и карьерных вод;
- ◆ санитарную охрану водозаборов (в том числе дренажей, используемых для водоснабжения).

Для месторождений со сложными гидрогеологическими условиями необходима разработка взаимосвязанных систем дренажа карьерных (шахтных) полей и водоснабжения региона. Оптимизация систем дренажа достигается за счет рационального ограничения дренирования породного массива.

При ведении открытых горных работ пределы рационального снижения напоров водоносных горизонтов следует контролировать расчетами устойчивости бортов карьеров; в первом приближении понижение уровня подземных вод должно быть ограничено отметкой подошвы карьера. При подземной разработке месторождений в общем случае следует считать нерациональным дренирование всех водоносных горизонтов, залегающих над выработанным пространством.

Эффективным мероприятием по охране подземных вод считается возведение *барражных** (противофильтрационных) *завес*, особенно в случаях, когда использование обычных методов дренирования приводит к региональному истощению водоносных пластов, нарушению нормальных условий водоснабжения района или загрязнению подземных вод.

Использование дренажных вод для водоснабжения ограничивается их загрязненностью. Дренажные воды могут приобретать повышенную минерализацию за счет смешивания вод различных водоносных горизонтов, дренируемых комбинированными скважинами. Качество подземных вод, поступающих в открытые или подземные выработки, обычно резко снижается за счет повышенного содержания взвешенных породных частиц, нефтепродуктов, фенолов. Загрязненность дренажных вод трудно

*Барраж — фр. barrage — заграждение.

поддается прогнозу и регулированию, так как зависит от характера вскрытия водоносных горизонтов и комплексов, литологического состава пород, протяженности фронта работ, применения горно-транспортной техники, организации системы водоотвода. Дренажные воды можно использовать для водоснабжения (технического и питьевого) в тех случаях, когда изолированные водоносные горизонты с водами удовлетворительного качества дренируются водопонижающими или самоизливающими скважинами.

Складирование отвалов горных пород, содержащих токсические соединения (например, пирит) или легко растворимые соли (например, калийные), также может приводить к химическому загрязнению подземных вод. Крупными потенциальными источниками загрязнения подземных вод следует считать хвостохранилища.

Наряду с бережным использованием подземных вод целесообразны мероприятия по восстановлению их запасов, для чего создают инфильтрационные бассейны речных, дренажных, талых или дождевых вод.

Очистка шахтных и карьерных вод — обязательное инженерное мероприятие, сложность и масштабы которого зависят от характера загрязнения дренажных вод. Как правило, дренажные воды перед их сбросом в гидрографическую сеть подлежат механической очистке от твердых взвесей в бассейнах-отстойниках. Технология последующей химической (иногда биологической) очистки этих вод разнообразна и зависит от вида и степени их загрязненности. Иногда возникают благоприятные условия для очистки загрязненных вод при их перетекании через слабопроницаемые отложения, поглощающие нежелательные примеси.

В целом, очистка дренажных вод — сложное и дорогостоящее мероприятие, поэтому в горно-добывающих районах максимальное внимание необходимо уделять профилактике загрязнения подземных вод. Профилактические мероприятия направлены на борьбу с утечками промышленных стоков из накопителей и предусматривают: экранирование ложа бассей-

нов-накопителей и регулирование уровней воды в них; перехват инфильтрующихся сточных вод дренажными устройствами; создание гидрозавес вокруг бассейнов. Радикальные мероприятия — организация безотходной технологии горно-обогательных предприятий и сокращение до минимума объема жидких химических отходов. Перспективно захоронение загрязненных производственных отходов или дренажных высокоминерализованных вод в глубокие горизонты при обязательном гидрогеологическом обосновании.

Профилактика загрязнения подземных вод включает в себя мероприятия по созданию зон санитарной охраны вокруг эксплуатирующихся и проектируемых водозаборов. Ближайшая к водозабору зона радиусом 30—50 м — зона строгого режима. В ее пределах запрещено производство всех видов работ (кроме имеющих отношение к сооружению водозабора), должна быть обеспечена изоляция водоносных горизонтов от загрязнения с поверхности, не допускается складирование химических веществ, нефтепродуктов.

Вокруг зоны строгого режима устанавливают зону регулирования, т.е. ограничения земляных и строительных работ, создания нефтебаз и других объектов, являющихся потенциальным источником загрязнения подземных вод. Размеры зоны ограничений зависят от геологических и гидрогеологических условий и могут достигать нескольких километров. Определение размеров этой зоны выполняют с учетом народнохозяйственной важности водозабора, аргументируют гидродинамическими расчетами области формирования водопритока к водозабору, а также оценками особенностей массопереноса и характера миграции возможного загрязнителя.

При значительном нарушении естественного гидродинамического режима подземных вод, существовании явных или потенциальных источников их загрязнения необходимо создание системы контроля за качеством подземных вод. Такая система предусматривает наличие сети наблюдательных скважин для отбора проб воды с целью систематического определения изменений ее химического состава. В общем случае, наблюдательная

сеть представляет собой лучи скважин, ориентированные от источников загрязнения (хранилищ промышленных стоков) в направлении к границам разгрузки подземных вод (карьерам, шахтам, дренажным и водозаборным сооружениям).

Сеть скважин для гидрохимического опробования должна быть увязана с сетью пьезометров, используемых для наблюдений за гидродинамическим режимом подземных вод. Вместе с тем имеются различия в требованиях к сети гидрохимического опробования и к гидродинамическим наблюдениям. В основном, они сводятся к повышенной плотности наблюдений за гидрохимическим режимом водоносных комплексов в плане и в разрезе на участках вблизи источников загрязнения.

Организация системы наблюдений за изменениями гидродинамического и гидрохимического режимов, на основе которых выполняются разработка и реализация мероприятий по управлению режимом подземных вод с последующим их контролем носит название *мониторинга подземных вод*. Наряду с контрольными функциями, наблюдения за гидрохимическим режимом подземных вод позволяют уточнить миграционные параметры, принятые при проектировании хранилищ промышленных стоков, а в случае необходимости обосновать дополнительные инженерные мероприятия по защите подземных вод от загрязнения.

§ 3. Гидрогеологические наблюдения при ликвидации горных выработок, выполнении горных работ вблизи затопленных выработок и скважин, рекультивации карьеров и отвалов

Ликвидация шахт и карьеров связана с затоплением выработок, с частичным или полным восстановлением естественного режима подземных вод. Затопление горных выработок подземными и поверхностными водами происходит в течение нескольких лет после прекращения эксплуатации систем водоотлива.

При погашении горных выработок на шахтах между отработанными и эксплуатируемыми участками обычно оставляют барьерные целики (по пласту полезного ископаемого), размеры которых обеспечивают их сохранность. Ширину барьерного целика принимают равной $0,05Z + 0,002l$ (где Z — глубина залегания пласта; l — протяженность теодолитного хода от целика до репера). В любом случае ширина барьерного целика вблизи затопленной выработки должна быть не менее 20 м.

Выработки, пронезывающие барьерные целики, при погашении горных работ перекрывают непроницаемыми бетонными или металлическими перемычками. Затопление подземных горных выработок контролируют замерами напоров в них по наблюдательным скважинам, вскрывающим выработанное пространство с земной поверхности, а также из выработок, расположенных выше или ниже затопляемого горизонта. Наблюдательные скважины должны вскрывать затопленные выработки на участках с минимальными отметками их почвы. Наблюдения осуществляют одновременно с замерами напоров водоносных горизонтов и определением водопритоков в шахту (с частотой порядка одного раза в месяц).

Если планируют вести горные работы в пределах барьерного целика или под затопленными выработками (в последнем варианте потенциальная зона водопродвижающих трещин может распространиться до нижней границы затопленных выработок), то необходимо организовать выпуск воды из них. Обычно его осуществляют скважинами, вскрывая затопленную выработку из выработок нижежащих горизонтов или из полевых штреков (рис. 12.3).

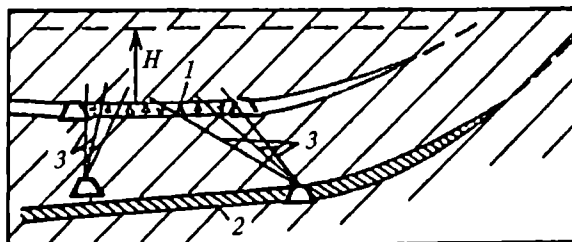


Рис. 12.3. Схема выпуска воды из затопленных подземных выработок:
 1 — затопленное выработанное пространство; 2 — пласт, намеченный к отработке под затопленным выработанное пространство; 3 — водоспускные скважины; H — напор

Полноту выпуска воды из выработок контролируют наблюдениями за уровнями воды в них и соотношением объемов выпущенной и оставшейся в выработанном пространстве воды (определяют с учетом коэффициента заполнения выработанного пространства водой). *Коэффициент заполнения выработок водой* — отношение объема пустот, заполненных водой, к объему вынутого полезного ископаемого. Он зависит от давности их погашения и устойчивости вмещающих пород. На угольных шахтах величина этого коэффициента составляет 0,3—0,5 для очистных выработок и 0,3—1,0 для подготовительных и капитальных.

Наблюдения за уровнями в затопляемых, затопленных и осушаемых выработках сопровождаются замерами водопритоков по участкам шахты и замерами высачивания на барьерных целиках. Параллельно проводят наблюдения за фильтрационными деформациями барьерных целиков, наличием и образованием на земной поверхности над затопленными выработками провальных воронок, трещин, потенциально или явно связанных с выработанным пространством, скоплением в них воды или снега.

Если горные работы ведут под затопленными выработками в окрестности разведочных скважин или тектонических нарушений, которые пересекают затопленное пространство, то вокруг скважин или около нарушений необходимо оставлять предохранительные целики: в процессе ведения горных работ в этих опасных зонах проводят систематические наблюдения за водопритоками в выработки.

Затопление карьеров подземными и атмосферными водами сопровождается подъемом уровней подземных вод и соответствующим изменением напряженного состояния массива пород в бортах карьеров. Минимальный коэффициент устойчивости борта обычно фиксируется при подтоплении его на 30 % высоты, при этом нередко происходят крупные деформации прибортового массива.

При планомерном затоплении карьера организуют наблюдения за напорами подземных вод и подъемом уровней

водоема в карьере. Такие наблюдения выполняют чаще всего при затоплении участка карьера, сопредельного с эксплуатируемыми участками, в пределах которых необходимо контролировать водопритоки в карьер, положение уровней подземных вод в прибортовом массиве и в основании внутренних отвалов.

Затопление карьеров обычно сопровождается деформациями уступов, сложенных лёссовидными породами, эрозийными деформациями берм и откосов уступов за счет неорганизованного стока атмосферных осадков. При затоплении крупных карьеров серьезную проблему представляют собой деформации их бортов за счет волнового воздействия. Для контроля и регулирования этих процессов, а также своевременной организации инженерных мероприятий необходимы систематические наблюдения за развитием эрозийных деформаций и положением уровней подземных вод в бортах карьеров.

Погашенные карьеры можно с успехом использовать как емкости для гидроотвалов, однако для оценки возможности гидроотвалообразования также необходимы гидрогеологические исследования и наблюдения. Систематические режимные наблюдения, выполняемые при эксплуатации карьеров, должны включать в себя контроль уровней подземных вод в отвалах и гидроотвалах. Отсыпку вскрышных пород на подошве карьеров следует сопровождать замерами уровней подземных вод в теле отвала и в его основании для оценки устойчивости.

При эксплуатации и рекультивации гидроотвалов также выполняют гидрогеологические наблюдения, предусматривающие измерение уровней в прудке-отстойнике и уровней подземных вод в теле отвала (особенно — в пределах ограждающих дамб), а также регистрацию фильтрационных деформаций откосов гидроотвала.

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Каковы инженерные мероприятия по защите карьеров от паводковых и ливневых вод, поверхностных водотоков и водоемов?

2. Назовите средства борьбы с подтоплением территорий шахтных полей.

3. Перечислите наиболее радикальные меры охраны подземных вод от загрязнения?

4. В каких породах процессы загрязнения подземных вод развиваются с максимальной скоростью?

5. Можно ли использовать дренажные воды для водоснабжения?

6. Как осуществляют восстановление запасов подземных вод при разработке месторождений полезных ископаемых?

7. Перечислите направления профилактики загрязнений подземных вод в горно-промышленных районах.

8. Как контролируют качество подземных вод на шахтах и карьерах?

9. С какой целью выполняют осушение затопленных подземных выработок?

10. Что включают в себя систематические режимные наблюдения на карьерных и шахтных полях?

ГЛАВА 13. ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ученый должен организовать факты. Наука создается из фактов, как дом из кирпичей. Но накопление фактов не в большей мере является наукой, чем куча кирпичей домом.

А. Пуанкаре

§ 1. Гидрогеологические работы при разведке месторождений полезных ископаемых

Цель гидрогеологических исследований на стадии разведки месторождения — оценка условий строительства и эксплуатации горно-добывающих предприятий, обоснование проектирования дренажных и природоохранных мероприятий. Комплекс гидрогеологических работ на этой стадии предусматривает: гидрогеологическую съемку района месторождений; наблюдения за естественным режимом подземных вод; опытно-фильтрационные опробования водоносных горизонтов, влияющих на эксплуатацию горно-добывающего предприятия; определение химического состава и физических свойств подземных вод. Одновременно проводят поиски и разведку источников водоснабжения предприятия.

По результатам разведки должны быть установлены основные *гидрогеологические характеристики месторождения*:

◆ гидрогеологическая структура месторождения, т.е. условия залегания, мощность водоносных горизонтов и разделяющих их слабопроницаемых пластов (относительных водоупоров);

◆ фильтрационные параметры водоносных горизонтов (пластов) и относительных водоупоров;

◆ изменчивость фильтрационных свойств водоносных горизонтов и водоупоров по площади их развития;

◆ условия на границах водоносных горизонтов, распределение напоров этих горизонтов по изучаемой площади.

В состав опытно-фильтрационных работ ОФР на месторождениях входят: откачки из скважин, колодцев и котлованов; нагнетания воды в скважины; выпуски из самоизливающихся скважин; наливы в шурфы.

Основным видом горных выработок, предназначенных для изучения массива горных пород, являются скважины. На рис. 13.1 изображен схематический разрез скважины, пробуренной на водоносный горизонт. Как видно, нижняя часть скважины служит отстойником, где вода освобождается от содержащихся в ней мелких частиц. Над отстойником находится водоприемная часть скважины — фильтр (конструктивные особенности фильтров были отмечены ранее). Выше водоприемной части располагаются колонны эксплуатационных обсадных труб, которые удерживают («обсаживают») стенки скважины от обрушения и служат для размещения в них водоподъемных труб и насоса. Расположенный выше кондуктор предназначен для задания точного направления обсадных труб. С наружной стороны кондуктора создается цементная или глинистая рубашка — замок, предотвращающая засорение водоносного горизонта с поверхности. В верхней части скважины (оголовке) монтируют механическое и электрическое оборудование (двигатель, щит управления, контрольно-измерительные приборы).

В зависимости от назначения откачки подразделяют на пробные, опытные и опытно-эксплуатационные. *Пробные откачки* производят на первых этапах поисково-разведочных работ, используя для этого скважины, пробуренные в процессе гидрогеологических исследований. Цель опробования — получение характеристик фильтрационных свойств и водообильности пород на участках распространения водоносного горизонта, ориентировочных параметров качества подземных вод, установление их свободной или пьезометрической поверхности.

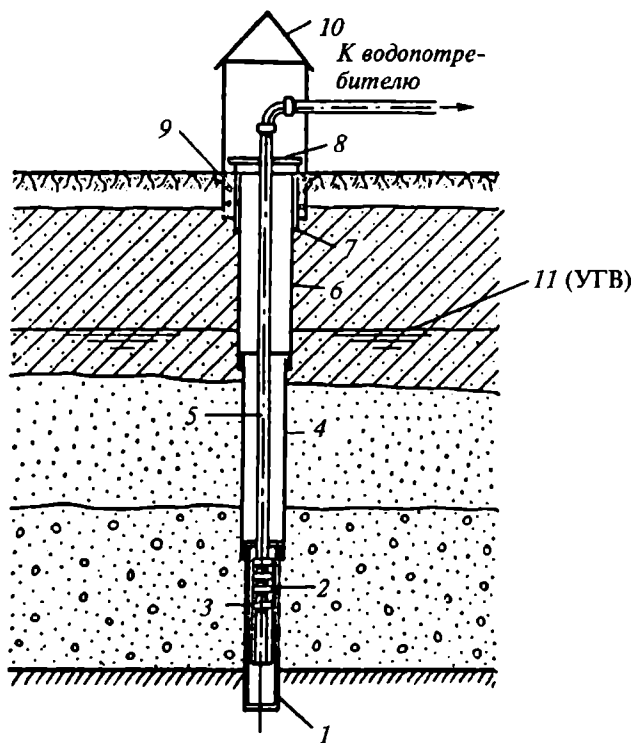


Рис. 13.1. Буровая скважина:

1 — отстойник; 2 — фильтр скважины; 3 — насос с погружным электродвигателем; 4 — эксплуатационная колонна труб; 5 — насосные (водоподъемные) трубы; 6 — колонна обсадных труб; 7 — кондуктор; 8 — устье скважины (оголовок); 9 — затрубная цементация; 10 — павильон (шатер); 11 — статический уровень грунтовых вод

На стадии детальной разведки месторождения основной вид гидрогеологических работ — опытные опробования водоносных горизонтов, позволяющие определить их фильтрационные параметры.

Опытные откачки из скважин подразделяют на кустовые и одиночные. Кустовая откачка в отличие от одиночной сопровождается наблюдениями за изменениями напора не только в одной скважине (центральной), но и в нескольких наблюдательных (пьезометрах) скважинах, пробуренных в виде куста

(рис. 13.2). В процессе откачки периодически замеряют объем водоотбора из скважины (дебит), напоры воды в скважине и пьезометрах. Основное требование к опытной откачке — стабильность водоотбора (дебита) во времени.

Продолжительность опытной откачки назначают предварительно, а затем уточняют в процессе работы, ориентируясь на установление стационарного или квазистационарного режима фильтрации в окрестностях опробуемой скважины. В первом случае (стационарный режим) должна быть зафиксирована стабильность понижений напоров, во втором (квазистационарный режим) — снижение напоров по всем пьезометрам с одинаковой скоростью. Выполнение этих условий обеспечивает доброкачественность последующей интерпретации результатов эксперимента.

В процессе откачки фиксируют понижения напоров, отсчитываемые от статического положения (до начала эксперимента), что позволяет при обработке результатов опробования не учитывать в расчетной схеме возможное инфильтрационное питание опробуемого водоносного пласта. После прекращения откачки замеряют изменения во времени понижений напора в центральной и наблюдательных скважинах.

Опытные откачки проводят в режиме постоянного водоотбора из центральной скважины, который осуществляют с применением компрессорных* установок (*эрлифтов*)** или погружных электронасосов; замеры напоров производят уровнями различной конструкции.

Наиболее достоверные данные о фильтрационных параметрах водоносных горизонтов и относительных водоупоров могут быть получены по результатам кустовых откачек. Одиночные откачки дают возможность получить ориентировочные сведения

* Компрессия — лат. *compressio* — сжатие; компрессор — устройство для сжатия и подачи газа под давлением не ниже 0,2 МПа.

**Эрлифт (англ. *air* — воздух, *lift* — поднимать) — устройство для подъема жидкости, представляющее собой вертикальную трубу, частично опущенную в жидкость. При подаче в нижний конец воздуха в трубе образуется воздушно-жидкостная смесь, которая поднимается над уровнем жидкости.

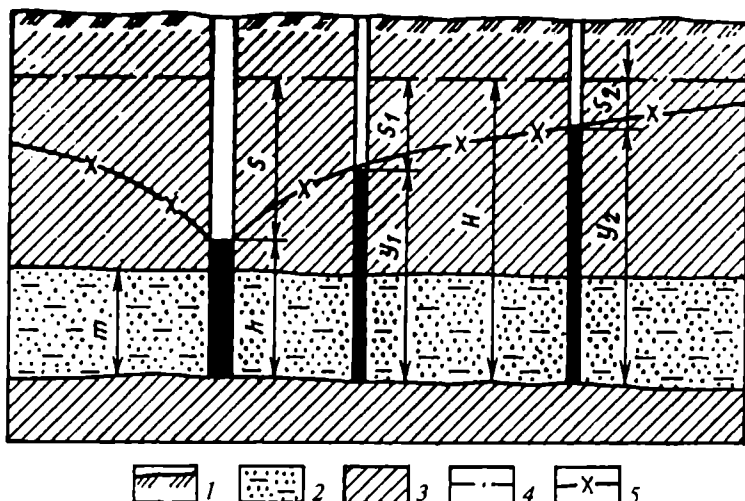


Рис. 13.2. Схема опытного «куста» скважин:

1 — почвенно-растительный слой; 2 — песок водоносный; 3 — водоупорные породы; 4 — пьезометрический уровень; 5 — депрессионная кривая

о фильтрационных параметрах водоносных пластов, их обычно интерпретируют в совокупности с результатами кустовых откачек. Данные одиночных откачек позволяют судить, главным образом, о качественных изменениях фильтрационных параметров водоносных горизонтов по площади их развития.

Определение фильтрационных параметров выполняют согласно выбранной схеме, учитывающей гидрогеологическое строение водоносного комплекса и условия опробования, в также информацию, полученную в процессе опытных откачек. В частности, расчетную схему устанавливают при помощи графиков прослеживания понижений напора S во времени t (рис. 13.3). Прямолинейность графика свидетельствует, что условия откачки отвечают схеме «неограниченного» изолированного пласта (влияние возмущения не распространилось до границ пласта). Отклонение графиков от прямой на конечной стадии откачки свидетельствует о влиянии границ опробуемого пласта или о проявлении дополнительного питания за счет перетекания из смежных пластов.

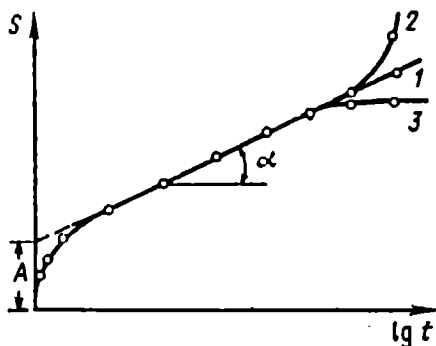


Рис. 13.3. Графики прослеживания понижений напора S в процессе опытной откачки для различных пластов:

1 — неограниченного; 2 — ограниченного непроницаемым контуром; 3 — с перетеканием из смежных горизонтов через относительные водоупоры

Для расчета проводимости пласта целесообразно использовать результаты конечного этапа кустовой откачки с предположкой о стационарности режима фильтрации и вычислять проводимость по формуле

$$T = 0,366 \frac{Q}{S_1 - S_2} \lg \frac{r_2}{r_1}, \quad (13.1)$$

где Q — дебит откачки; S_1, S_2 — соответственно понижения по пьезометрам, расположенным на расстояниях r_1 и r_2 от центральной скважины.

Оценку проводимости и коэффициента пьезопроводности (уровнепроводности) пласта можно выполнить, используя результаты откачки, соответствующие квазистационарному режиму фильтрации, с использованием графика прослеживания понижений напоров во времени. В этом варианте

$$T = 0,183 \frac{Q}{\operatorname{tg} \alpha}, \quad (13.2)$$

где α — угол наклона прямой к оси абсцисс графика временного прослеживания понижений напора по пьезометрам или по центральной скважине.

Формула (13.2) позволяет определить проводимость пласта по результатам как кустовых, так и одиночных откачек. Коэффициент пьезопроводности (уровнепроводности) находят с помощью графика временного прослеживания понижений напора по формуле

$$\lg a = 2 \lg r - 0,35 + \frac{A}{\operatorname{tg} \alpha}, \quad (13.3)$$

где a — коэффициент пьезопроводности (уровнепроводности); r — расстояние центральной скважины до пьезометра, по которому фиксируют понижения; A — отрезок на оси ординат, отсекаемый прямой $S = f(\lg t)$.

При оценке коэффициента пьезопроводности следует учитывать размерности понижений напора S и времени t , принятые при построении графика $S = f(\lg t)$. Формулу (13.3) используют в основном при обработке результатов кусковых откачек.

Рассмотренный метод определения фильтрационных параметров, называемый графоаналитическим, может быть применен также для интерпретации результатов наблюдений за восстановлением напоров в центральной скважине или в пьезометрах после прекращения откачки.

При опробовании слоистых водоносных толщ прибегают к более сложным расчетным схемам. Простейший вариант — схема опробования водоносного пласта, отделенного относительным водоупором от водообильного водоносного горизонта, напоры которого неизменны в процессе откачки (рис. 13.4). Такая откачка характеризуется постепенной стабилизацией понижений напора опробуемого пласта, что свидетельствует о полной компенсации отбираемого расхода за счет перетекания из водообильного горизонта через относительный водоупор.

Величины стабильных понижений напора в ближайших к центральной скважине пьезометрах можно использовать для определения проводимости опробуемого пласта по формуле (13.1) и расчета характеристики относительного водоупора по зависимости

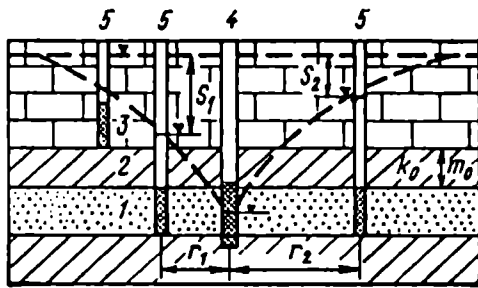


Рис. 13.4. Схема опробования слоистой водоносной толщи:

1 — опробуемый водоносный пласт; 2 — относительный водоупор; 3 — водообильный горизонт; 4 — водопонижающая (центральная) скважина; 5 — пьезометры

$$S_r = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{1,12 \sqrt{Tm_0}}{r k_0}, \quad (13.4)$$

где S_r — понижение в пьезометре, расположенном на расстоянии r от центральной скважины; T — проводимость опробуемого пласта; k_0, m_0 — соответственно коэффициент фильтрации и мощность водоупора.

Возможность оценки проводимости пласта и характеристик водоупора по формулам (13.1) и (13.2) необходимо контролировать

критерием $r / \sqrt{\frac{Tm_0}{k_0}} < 0,1$. Для надежного определения

фильтрационных параметров в схеме с перетеканием через относительный водоупор нужно иметь данные о понижениях напора как минимум по двум пьезометрам.

В результате опробования получают расчетные гидрогеологические параметры:

- ◆ проводимость водоносных горизонтов (пластов); коэффициенты фильтрации напорных водоносных горизонтов;
- ◆ коэффициенты пьезопроводности и упругую водоотдачу напорных водоносных пластов;

- ◆ коэффициенты урвнепроводности и гравитационную водоотдачу безнапорных водоносных горизонтов;
- ◆ параметры перетекания, коэффициенты фильтрации относительных водоупоров, емкостные характеристики водоупоров большой мощности;
- ◆ характеристики связи поверхностных и подземных вод.

Наблюдения за режимом подземных вод по створам пьезометров, ориентированным перпендикулярно к водотокам, позволяют оценить интенсивность инфильтрационного питания подземных вод и параметры их связи с водотоками. Достоверность гидрогеологических параметров водоносных пластов и комплексов может быть повышена на стадиях детальной (эксплуатационной) разведки или на стадии строительства горнодобывающего предприятия путем проведения крупномасштабных экспериментов — опытно-эксплуатационных водопонижений, сопровождаемых наблюдениями за изменением режима подземных вод на участках, соизмеримых с площадью карьерных и шахтных полей.

Эти испытания, выполняемые на одной или нескольких скважинах, позволяют определить производительность водозабора или установить закономерности изменения уровней водоносного горизонта при его эксплуатации, а также возможное изменение состава подземных вод. Откачки проводят в самое неблагоприятное по условиям питания подземных вод время с дебитом, близким к проектному водоотбору, в течение не менее 1—3 мес. Интерпретация результатов опытно-эксплуатационных водопонижений чаще всего основана на применении математического моделирования.

Наливы и нагнетания в скважины проводят обычно для оценки водопроницаемости обводненных пород в тех случаях, когда откачки затруднены (глубокое залегание подземных вод, слабая водоотдача, невозможность обеспечить ощутимые понижения), а также при изучении фильтрационных свойств слабо- и необводненных пород зоны аэрации. Кроме того, их используют для определения водопроницаемости

трещиноватых твердых (скальных) пород, выявления необходимости цементации скальных оснований инженерных сооружений, выбора противофильтрационных мероприятий, проверки качества цементационных работ по закреплению массива горных пород.

Нагнетания позволяют получить данные об относительной водопроницаемости пород, характеризуемой величинами удельного водопоглощения q и приведенного расхода Q_n .

Под *удельным водопоглощением* понимают расход воды Q , поглощаемой скважиной на 1 м длины опробуемого интервала при напоре, равном 1 м:

$$q = Q/lH, \quad (13.5)$$

где l — длина интервала нагнетания, обычно равная 5 м; H — напор над статическим уровнем воды в опробуемом интервале.

Размерность удельного водопоглощения — л/мин·м², на практике, для упрощения, — л/мин. Испытания проводят поинтервально, при нескольких ступенях напора — 5, 10 и 15 м до стабилизации расхода. Приведенный расход Q_n представляет собой расход воды на 1 м длины опытного интервала при напоре 100 м, выдержанном в течение 10 мин:

$$Q_n = Q_{100}/l, \quad (13.6)$$

где Q_{100} — расход воды, поглощаемой интервалом скважины.

Приведенный расход выражается в л/мин или аналогичным показателем люжон, используемым за рубежом, т.е. 1л/мин = = 1 люжон. Для выполнения нагнетаний требуется специальная аппаратура — изолирующие устройства (тампоны), расходомеры, манометры и т.д. (рис. 13.5).

Оценивать проводимость отдельных водоносных пластов неоднородных в разрезе толщ можно путем поинтервального нагнетания воды в скважину. Ориентировочную оценку проводимости T_i изолированных по стволу скважины интервалов выполняют с использованием формулы

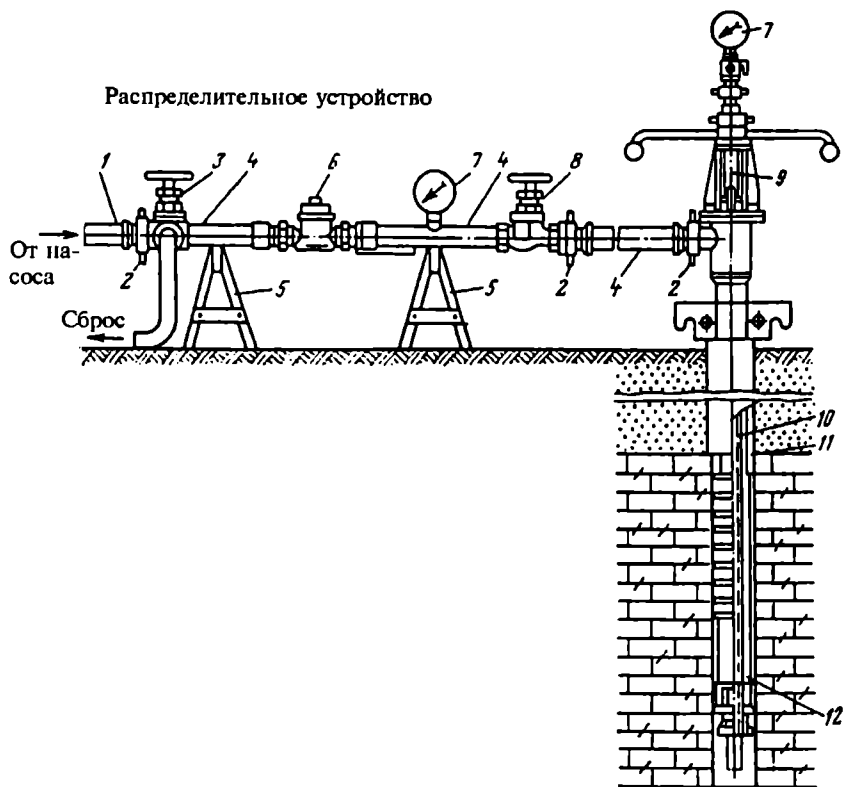


Рис. 13.5. Унифицированный комплект оборудования для опытных нагнетаний:

1 — шланг; 2 — универсальная гайка; 3 — сбросной вентиль; 4 — патрубок; 5 — подставки; 6 — водомер; 7 — манометр; 8 — перекрывающий вентиль; 9 — головка тампона; 10 — наружные упорные трубы; 11 — натяжные штанги; 12 — тампон

$$T_i = \frac{Q_i}{\Delta H_i}, \quad (13.7)$$

где Q_i — расход нагнетания в изолированный интервал; ΔH_i — напор над средней точкой опробуемого интервала.

При совместном опробовании водоносных пластов слоистых толщ откачками или нагнетаниями разделение неоднород-

ного комплекса по проницаемости может быть выполнено по результатам *расходомерического каротажа** скважины. Расходомерия заключается в фиксировании расхода потока на определенном интервале по стволу скважины. Проводимость по результатам расходомерии оценивают с использованием зависимости

$$T_i = \frac{\Delta Q_i}{Q} T, \quad (13.8)$$

где T_i — проводимость интервала по скважине, на котором фиксируется расход поглощения ΔQ_i (при нагнетании) или расход, поступающий в скважину (при откачке); Q — суммарный расход по скважине; T — суммарная проводимость опробуемого комплекса.

Опытные наливы в скважины целесообразно применять в рыхлосвязных и трещиноватых породах коры выветривания, относительная проницаемость которых характеризуется высоким удельным водопоглощением и где соответственно трудно обеспечить надежную изоляцию опробуемого участка и избыточный напор для нагнетания. В России получили распространение испытания по методу В.М. Насберга (рис. 13.6). Наливы проводят при постоянном столбе воды в опытном интервале и установившемся расходе в течение 30 мин в обычных условиях и 2 ч в фильтрационно неустойчивых породах.

Коэффициент фильтрации вычисляют по формуле

$$k_\phi = 0,423 \frac{Q}{lh^2} \lg \frac{2h}{r}, \quad (13.9)$$

где Q — установившийся расход воды; r — радиус скважины; l — длина интервала опробования; h — высота столба воды в скважине.

*Каротаж (фр. carottage) — исследование геологического разреза буровых скважин путем измерения показателей свойств пород и изучения физических полей массива горных пород.

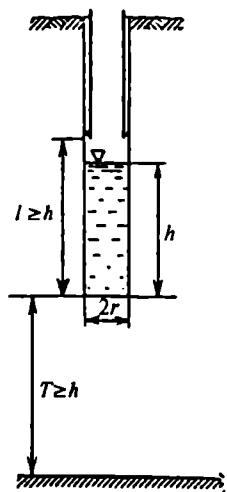


Рис. 13.6. Схема опытного налива воды в скважину в необводненных породах по методу В.М. Насберга

Значение коэффициента фильтрации k определяется как установившаяся скорость инфильтрации v при напорном градиенте, равном единице (в условиях опыта $I \approx 1$); т.е. $k = v = Q/F$, где F — площадь поперечного сечения зумпфа, через которую осуществляется инфильтрация воды с расходом Q . Способ не позволяет учитывать действие капиллярных сил и боковое растекание потока, поэтому его целесообразно применять при опробовании хорошо проницаемых пород — крупнозернистых песков, гравийно-галечниковых и трещиноватых отложений.

При наливах в шурф по способу Н.С. Нестерова для уменьшения влияния капиллярных сил и бокового растекания на дне

Формула применима при условии, что T (расстояние от забоя скважины до водоупора) больше или равно h .

Для оценки проницаемости покровных отложений вкрест их напластования применяют *опытные наливы в шурфы*, обеспечивающие фильтрационное опробование пород на глубину до 15 м. В зависимости от литологического состава опробуемых пород и применяемого оборудования наливы в шурфы выполняют способами А.К. Болдырева, Н.С. Нестерова или Н.К. Гиринского.

Согласно способу А.К. Болдырева, в испытуемой породе до заданной глубины отрывают шурф сечением $1 \times 1,5$ м, на дне которого устраивают зумпф круглого сечения диаметром 0,5 и глубиной 0,15—0,20 м. Высота столба воды в зумпфе, равная 10 см, поддерживается постоянной и контролируется по рейке (допустимы отклонения не более 1 см). Расход воды фиксируют по водомерной трубке мерного бака каждые 10—15 мин. В процессе опыта строят график зависимости расхода от времени; опыт продолжают до стабилизации расхода.

При наливах в шурф по способу Н.С. Нестерова для уменьшения влияния капиллярных сил и бокового растекания на дне

шурфа устанавливают concentрично два цилиндрических кольца диаметром 25 и 50 см и высотой 20—25 см. В процессе опыта воду при помощи сосудов Мариотта подают в оба кольца, подерживая в них постоянный столб воды $H_0 = 10$ см. Предполагается, что вода из кольцевого зазора между внутренним и внешним цилиндрами расходуется преимущественно на боковое растекание, в то время как через площадь F внутреннего кольца происходит инфильтрация в вертикальном направлении.

Коэффициент фильтрации определяют по формуле

$$k = Ql / f(H_0 + h_k + l),$$

где h_k — капиллярное давление, принимаемое равным 50 % высоты капиллярного поднятия в испытуемых породах; l — глубина инфильтрационного просачивания воды под дном шурфа (определяется после окончания опыта путем бурения двух скважин в центре шурфа и в 3—4 м от него — по влажности вскрываемых в них пород).

Способ Нестерова применим для опробования любых пород, однако наиболее целесообразно его использовать для песчаных и глинистых образований (песков, супесей, суглинков, лёссов и др.).

При выполнении наливов в режиме поддержания постоянного уровня в шурфе процесс инфильтрации воды в ненасыщенные покровные отложения описывается следующей зависимостью:

$$WQ = k_0 \mu F (h_0 + h_k) + k_0 Q, \quad (13.10)$$

где W — расход инфильтрации (на расчетный момент времени); Q — объем воды, просочившийся с начала опыта до расчетного момента; k_0 и μ — соответственно коэффициент фильтрации и водоотдача (недостаток насыщения) покровных отложений; F — площадь дна шурфа; h_0 — столб воды над дном шурфа; h_k — высота капиллярного поднятия в опробуемых отложениях.

График, отвечающий уравнению (13.10), представляет собой прямую, тангенс угла наклона которой равен искомой величине коэффициента фильтрации изучаемой толщи.

Гидрогеофизические работы в гидрогеологических скважинах предусматривают: расходометрический каротаж; запуск индикаторов-трассеров (определителей направления); установку датчиков гидростатического давления для замера напоров в водоносных пластах и относительных водоупорах. Результаты этих работ используют для уточнения гидрогеологической структуры водоносных комплексов, выбора расчетных схем при интерпретации параллельных опытно-фильтрационных опробований водоносных горизонтов, непосредственного определения фильтрационных параметров. Натурные наблюдения и эксперименты дополняет комплекс лабораторных испытаний горных пород, предусматривающий определение проницаемости песков и сжимаемости глинистых пород.

На стадии детальной разведки месторождения гидрогеологические исследования должны быть тесно увязаны с намеченной проектом схемой открытых или подземных горных работ. В частности, опытно-фильтрационные работы целесообразно выполнять на участках строительства шахтных стволов, по трассам капитальных подземных выработок, разрезных траншей, на участках водозаборов. Полученные на стадии разведки гидрогеологические характеристики уточняют на стадии строительства и эксплуатации горно-добывающего предприятия, для чего организуют наблюдения за режимом подземных вод.

§ 2. Гидрогеологические наблюдения и эксперименты на стадиях строительства и эксплуатации горно-добывающих предприятий

Гидрогеологическая служба строящихся и эксплуатируемых горно-добывающих предприятий решает следующие задачи: уточнение гидрогеологических условий эксплуатации месторождения; контроль безопасности горных работ; оценка эффективности дренажных мероприятий; изучение техногенного режима подземных вод с целью уточнения гидрогеологических параметров водоносных горизонтов, условий их питания и разгрузки; охрана подземных вод от истощения и загрязнения, контроль качества шахтных вод; разработка предложений по по-

вышению эффективности дренажных и природоохранных мероприятий, по снижению потерь полезного ископаемого. Состав и объем наблюдений и экспериментов зависит от сложности гидрогеологических условий месторождения.

На шахтах и карьерах необходимо проводить наблюдения за водопритоками в горные выработки и за уровнями дренируемых водоносных горизонтов. Эти наблюдения выполняют геологические службы систематически — с частотой от одного до трех раз в месяц, с существенным сокращением интервала между наблюдениями в паводковые периоды. Наблюдения за уровнями дренируемых водоносных горизонтов ведут по сети пьезометров, число которых на поле шахты или карьера может изменяться от 2—3 до 50—100 в зависимости от сложности гидрогеологической структуры месторождения, неоднородности водоносных горизонтов, характера решаемых гидрогеологических задач.

Систематически замеряют напоры воды в затопляемых подземных горных выработках и уровни поверхностных водотоков и водоемов. В состав обязательных гидрогеологических работ входят наблюдения за изменением состава шахтных и карьерных вод, которые контролируют отбором проб на химический анализ.

В ходе строительства и эксплуатации карьеров периодически проводят обследование карьера и гидрогеологическую съемку прилегающей к нему территории. При обследовании карьера замеряют водопритоки по отдельным участкам, объемы наледей, фиксируют масштабы фильтрационных деформаций рыхлых отложений, деформации бортов и уступов, отмечают последствия влияния подземных вод и атмосферных осадков на условия эксплуатации горно-транспортного оборудования и влажность полезного ископаемого. Гидрогеологическая съемка территории месторождения направлена на выявление и анализ источников питания подземных вод, оценку потерь карьерных вод при отводе их по открытым канавам, фиксацию изменений рельефа поверхности в ходе строительных работ или при развитии эрозионных процессов.

В подземных горных выработках гидрогеологическое обследование предусматривает определение водопритоков по от-

дельным участкам шахты, фиксацию концентрированных водопроявлений, наблюдения за выносом рыхлого материала, определение водопритоков при посадках основной кровли выработок, наблюдения при подходе забоев к опасным зонам (затопленным выработкам, тектоническим нарушениям, карстовым полостям). При проходке подземных выработок в сложных гидрогеологических условиях — в зонах, опасных по прорывам подземных вод из карстовых полостей и тектонических нарушений, на участках повышенной проницаемости массива горных пород, вблизи затопленных выработок, обычно выполняют бурение опережающих скважин (шпуров) из забоя выработок. В процессе бурения осуществляют наблюдения за напорами и дебитами подземных вод, выносом рыхлого материала.

На шахтных полях фиксируют деформации земной поверхности над участками очистных горных работ, выполняют наблюдения за затопленными мульдами сдвижения, инфильтрацией атмосферных вод по трещинам и провалам, проводят гидрометрические работы на малых реках и ручьях, протекающих в пределах горного отвода.

Геологическая служба участвует в контроле режима и условий эксплуатации технических средств дренажа: проводит периодические контрольные замеры дебитов водопонижающих скважин, определяет производительность насосного оборудования систем шахтного и карьерного водоотлива. Одновременно ведут наблюдения за состоянием водосборников, водоотводных канав, дренажных штреков, водопонижающих скважин, сквозных фильтров и других элементов систем дренажа. На основе полученной информации разрабатывают рекомендации по совершенствованию дренажных схем и корректировке проектных решений. Периодическому контролю состояния и оценке эффективности подлежат расположенные в пределах шахтных и карьерных полей гидротехнические сооружения.

На месторождениях со сложными гидрогеологическими условиями на первых стадиях строительства горно-добывающего предприятия нередко проводят опытно-эксплуатационные водопонижения с целью обоснования технической эффективности

дренажных скважин. Опытные работы сопровождаются наблюдениями за напорами дренируемых водоносных горизонтов и дебитами водопонижающих скважин. Собранный материал используется при проектировании систем дренажа.

В первоначальный период эксплуатации шахты целесообразно экспериментально определить техногенные изменения проницаемости массива горных пород над выработанным пространством. Это имеет первостепенное значение при изучении закономерностей формирования водопритоков в шахты и планировании очистных работ под водными объектами.

Так, по результатам наблюдений за изменением напоров в подработанной водоносной толще можно определить высоту зоны водопроводящих трещин. Размеры этой зоны, в частности ее высота, являются основными параметрами, позволяющими оценить возможность выемки полезного ископаемого, например, угольных пластов под водными объектами. Натурное определение высоты зоны водопроводящих трещин выполняют по результатам наблюдений за изменением напоров в подработанной водоносной толще. Напоры в отдельных пластах или слоях фиксируют по нескольким пьезометрам, которые оборудуют на различных отметках над выработанным пространством или в непосредственной близости от границ выемочного участка.

Положение верхней границы зоны водопроводящих трещин фиксируют после посадки основной кровли по полному снижению гидростатического давления (до величины атмосферного) в пьезометрах, расположенных в пределах зоны таких трещин. Частичное снижение гидростатических напоров по пьезометрам характеризует относительно водоупорную часть подработанного массива, для которой характерно ограниченное развитие техногенной трещиноватости. Пьезометры, не реагирующие на посадку основной кровли, характеризуют водоносные пласты, находящиеся вне влияния горной выработки.

При оценке безопасных условий выемки полезного ископаемого под водоемом или затопленной горной выработкой положение верхней границы зоны водопроводящих трещин следует принимать с некоторым запасом, на отметках, которые соот-

ветствуют положению пьезометров, зафиксировавших малое снижение напоров при подработке изучаемого массива горных пород. Замеры гидростатических напоров в массиве горных пород над выработанным пространством выполняют с помощью обычных открытых пьезометров (скважин с фильтрами) или с применением датчиков гидростатического давления.

Изменение проницаемости массива горных пород над выработанным пространством определяют по результатам расходомерии скважин, пробуренных на участке ведения очистных работ и за его пределами. Сопоставление расходограмм по скважинам, вскрывающим подработанный массив и породы в естественном залегании, дает возможность выделить зону водопроводящих трещин, ориентируясь на интервал резкого изменения расхода воды по стволу скважины, пробуренной на участке очистных работ. Высоту зоны водопроводящих трещин можно определить по результатам сейсмического исследования массива горных пород над выработанным пространством и того же массива в условиях естественного залегания. Зону водопроводящих трещин выделяют по резкому снижению скорости прохождения продольных упругих волн через осушенный породный массив.

Техногенная проницаемость массива пород над выработанным пространством может быть изучена с помощью термометрических наблюдений, совмещенных с пьезометрией этого массива. Замер температур и гидростатического напора в ряде точек, расположенных на разных отметках над выработанным пространством, позволяет проанализировать характер конвективного переноса тепла подземными водами по вертикальному направлению, определить действительную скорость вертикального потока и оценить коэффициенты фильтрации массива на разных интервалах.

§ 3. Определение гидрогеологических параметров по результатам наблюдений за техногенным режимом подземных вод

Результаты режимных гидрогеологических наблюдений за уровнями (напорами) дренируемых водоносных горизонтов, водопритоками к карьерам (шахтам) и дренажным сооружениям

позволяют получить достоверные значения гидрогеологических параметров. Определение параметров проводят на основе математических моделей, которые дают возможность использовать весь объем исходной гидрогеологической информации. Рассмотрим примеры оценки основных фильтрационных параметров с использованием аналитических зависимостей.

1. В условиях установившегося режима фильтрации к горной выработке проводимость водоносного пласта может быть найдена по формуле

$$T = \frac{Q \ln \frac{R}{r_0}}{2\pi S_0}, \quad (13.11)$$

где Q — замеренный приток к выработке; R — приведенный радиус области фильтрации (определяется по табл. 7.1); S_0 — зафиксированное на контуре горной выработки понижение напора (относительно естественного положения уровня дренируемого водоносного горизонта).

2. В условиях установившегося режима фильтрации к выработке или к дренажным сооружениям при наличии отдельных замеров притоков по отдельным участкам дренажного контура расчет проводимости дренируемого пласта выполняют с помощью выражения

$$T = \frac{Q_n L_n}{S_n B_n}, \quad (13.12)$$

где Q_n — замеренный водоприток к участку дренажного контура, относительно которого построена расчетная лента тока; S_n — понижение напора на контуре дренажа (в пределах ленты тока); L_n и B_n — соответственно длина и средняя ширина ленты тока.

Формулы (13.11) и (13.12) учитывают возможность комплексного питания подземных вод как за счет водоемов или водотоков на внешних контурах дренируемого пласта, так и за счет инфильтрации атмосферных осадков.

3. Если водопритоки к выработке формируются только за счет инфильтрационного питания, то интенсивность инфильтрации определяют по формуле

$$W = Q_v / F_d, \quad (13.13)$$

где Q_v — замеренный водопристок к выработке (или к группе выработок); F_d — площадь воронки депрессии вокруг выработки (группы выработок).

4. Если дренируемый пласт в пределах ленты тока получает питание только за счет инфильтрации, то ее интенсивность можно установить по зависимости

$$W = \frac{Q_l}{L_n B_n}, \quad (13.14)$$

где W — замеренный водопристок к дренажному контуру в пределах расчетной ленты длиной L_n и шириной B_n .

5. Если в пределах ленты тока замерены напоры на ее границах, то проводимость пласта, питание которого осуществляется исключительно за счет инфильтрации, находят по выражению

$$T = \frac{W L_n^2}{2(H_{0.l} - H_{г.л})}, \quad (13.15)$$

где $H_{0.l}$ — напор на внешней непроницаемой границе ленты (на внешней границе воронки депрессии); $H_{г.л}$ — напор на границе дренажа ленты.

6. По данным наблюдений за неустановившимся режимом фильтрации к горным выработкам или к дренажным сооружениям можно определить водоотдачу дренируемого водоносного пласта μ

$$\mu = W_i / Q_\Sigma, \quad (13.16)$$

где W_i — объем горных пород, осушенных за расчетный период (для напорного режима дренируемого водоносного пласта этот

объем соответствует разности напоров по площади воронки депрессии на начало и конец расчетного периода); Q_{Σ} — суммарный объем воды, отобранный за расчетный период.

7. В условиях неустановившегося режима фильтрации проводимость дренируемых водоносных пластов может быть установлена по лентам тока, конфигурация которых мало изменяется во времени. Расчет проводимости по такой недеформируемой ленте проводят применительно к фрагменту, примыкающему к контуру дренажа с замеренным притоком Q_n . Внешнюю границу фрагмента фиксируют на расстоянии L_n от контура дренажа; это расстояние отвечает сечению со снижением напора $S_L \geq 0,6S_r$ (S_r — снижение напора на контуре дренажа). Расчет проводимости выполняют по формуле

$$T = \frac{Q_n L_n}{(S_r - S_L) B_L}, \quad (13.17)$$

где B_L — средняя ширина фрагмента ленты длиной L_n .

8. Оценка коэффициентов пьезопроводности (уровнепроводности) дренируемого пласта возможна при замере напоров в точках, расположенных на определенном расстоянии от контуров дренажа. В частности, коэффициент пьезопроводности можно определить в пределах недеформируемой ленты тока по формуле:

$$a^* = 0,25 \left[x / (1 - S_{x,t} / S_r) \right]^2 / t, \quad (13.18)$$

где $S_{x,t}$ — понижение напора на расчетный момент t в точке, расположенной на расстоянии x от контура дренажа (по оси ленты тока); t — продолжительность расчетного периода, отсчитываемого от момента «мгновенного» снижения напора на контуре дренажа (на контуре горной выработки) на величину S_r .

Формулой (13.15) можно пользоваться при условии, что $(S_{x,t} / S_r) < 0,5$.

9. При наличии в пределах ленты тока трех точек с замеренными напорами на два расчетных момента времени коэффициент пьезопроводности находится для любых граничных условий:

$$a^* = \frac{0,25\Delta H_2 (L_{1-2} + L_{2-3})(B_{1-2} + B_{2-3})}{\Delta t \left[\frac{(H_2 - H_1)B_{1-2}}{L_{1-2}} - \frac{(H_3 - H_2)B_{2-3}}{L_{2-3}} \right]}, \quad (13.19)$$

где H_1, H_2, H_3 — напоры в сечениях расчетной ленты на конечный момент расчетного периода; L_{1-2}, L_{2-3} — расстояния между расчетными сечениями по оси ленты; B_{1-2}, B_{2-3} — средняя ширина фрагментов ленты между расчетными сечениями; ΔH_2 — изменение напора в среднем сечении за расчетный период времени Δt .

КОНТРОЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ

1. С какой целью выполняют опытно-фильтрационные работы при разведке месторождений?

2. Поясните методику выполнения откачек и способов интерпретации ее результатов.

3. Для чего проводят опытно-эксплуатационные водопонижения на шахтных и карьерных полях?

4. В каких геологических условиях выполняют наливывы и нагнетания?

5. Перечислите состав гидрогеологических наблюдений на стадии детальной разведки месторождений.

6. Какие наблюдения выполняют в период строительства горных предприятий?

7. Какие эксперименты необходимы для обоснования возможности консервации запасов полезного ископаемого в целиках под водными объектами?

8. С помощью каких наблюдений можно оценить: а) проводимость дренируемых пластов; б) коэффициенты пьезопроводности (уровнепроводности)?

- ◆ Аврелий Марк (121—180) — римский император.
- ◆ Аристотель (384—322 до н.э.) — древнегреческий философ и ученый.
- ◆ Вернадский Владимир Иванович (1878—1945) — российский ученый, академик, основатель геохимии, биогеохимии, радиогеологии.
- ◆ Воейков Александр Иванович (1842—1916) — российский климатолог и географ, основоположник климатологии в России.
- ◆ Кусто Жак Ив (1910—1997) — французский океанограф.
- ◆ Леонардо да Винчи (1452—1519) — итальянский живописец, скульптор, архитектор, ученый, инженер.
- ◆ Палисси Бернар (ок. 1510—1589) — французский естествоиспытатель.
- ◆ Пиндар (ок. 518—442 до н.э.) — древнегреческий поэт-лирик.
- ◆ Плиний Старший (23—79 г.) — римский писатель, ученый.
- ◆ Пуанкаре Анри (1854—1912) — французский математик, физик и философ.
- ◆ Фейербах Людвиг (1804—1872) — немецкий философ.
- ◆ Чаадаев Петр Яковлевич (1794—1856) — российский мыслитель и публицист.
- ◆ Эйнштейн Альберт (1879—1955) — физик-теоретик.
- ◆ Эккерманн Иоганн (1792—1854) — секретарь Гете Иоганна Вольфганга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко С.С., Куликов Г.В.* Подземные промышленные воды. — М.: Недра, 1984.
2. *Бондаренко С.С., Лубенский Л.А., Куликов Г.В.* Геолого-экономическая оценка месторождений подземных вод. — М.: Недра, 1988.
3. *Вернадский В.И.* История природных вод. Избр. соч. т. IV, кн. 2. — М.: Изд-во АН СССР, 1960.
4. *Гавич И.К.* Гидрогеодинамика. — М.: Недра, 1988.
5. *Гальперин А.М., Зайцев В.С., Норватов Ю.А.* Гидрогеология и инженерная геология. — М.: Недра, 1989.
6. *Гидрогеология* / Под ред. В.М. Шестакова и М.С. Орлова. — М.: Изд-во МГУ, 1984.
7. *Гидрогеологические исследования в горном деле* / В.А. Мироненко, Ю.А. Норватов, А.И. Сердюков и др. — М.: Недра, 1976.
8. *Гидрогеология Европы: Т.1. Общая характеристика подземных вод* / Под ред. Н.А. Маринова и Н.И. Толстихина. — М.: Недра, 1989.
9. *Гольдберг В.М., Газда С.* Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. — М.: Недра, 1984.
10. *Гольдберг В.М., Скворцов Н.П.* Проницаемость и фильтрация в глинах. — М.: Недра, 1986.
11. *Зекцер И.С.* Подземные воды как компонент окружающей среды. — М.: Научный мир, 2001.
12. *Калмыков Е.П.* Борьба с внезапными прорывами воды в горные выработки. — М.: Недра, 1972.
13. *Керкис Е.Е.* Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. — М.: Недра, 1975.
14. *Кириухин В.А., Коротков А.И., Павлов А.Н.* Общая гидрогеология. — Л.: Недра, 1988.
15. *Климентов П.П., Богданов Г.Я.* Общая гидрогеология. — М.: Недра, 1977.
16. *Климентов П.П.* Общая гидрогеология. — М.: Недра 1980.
17. *Климентов П.П., Кононов В.М.* Методика гидрогеологических исследований. — М.: Недра. 1978.
18. *Крайнов С.Р., Швец В.М.* Гидрогеохимия. — М.: Недра, 1992.
19. *Ковалевский В.С.* Комбинированное использование ресурсов поверхностных и подземных вод. — М.: Научный мир, 2001.
20. *Лебедев А.В.* Методы изучения баланса грунтовых вод. — М.: Недра, 1976.
21. *Мироненко В.А., Мольский Е.В., Румынин В.Г.* Горнопромышленная гидрогеология: Учебник для вузов. — М.: Недра, 1989.

22. *Мироненко В.А., Шестаков В.М.* Основы гидрогеомеханики. — М.: Недра, 1974.
23. *Мироненко В.А.* Динамика подземных вод. — М.: Изд-во МГТУ, 1996.
24. *Мироненко В.А., Румынин В.Г.* Проблемы гидрогеоэкологии: В 3-х т. — М.: Изд-во МГТУ, 1999.
25. *Момчилов В.С.* Защита шахт от подземных вод. — М.: Недра, 1989.
26. *Норватов Ю.А.* Изучение и прогноз техногенного режима подземных вод. — Л.: Недра, 1988.
27. *Опытно-фильтрационные работы* / Под ред. В.М. Шестакова и Д.Н. Башкатова. — М.: Недра, 1974.
28. *Основы гидрогеологии: Гидрогеодинамика* / Под ред. И.С. Зекцера. — Новосибирск, Наука, 1983.
29. *Основы гидрогеологии: Методы гидрогеологических исследований* / Под ред. Н.И. Плотникова. — Новосибирск, Наука, 1984.
30. *Основы гидрогеологии: Геологическая деятельность и история воды в земных недрах* / Под ред. Е.В. Пиннекера. — Новосибирск, Наука, 1982.
31. *Отведение и очистка поверхностных сточных вод: Учебное пособие для вузов* / В.С. Дикаревский, А.М. Курганов, А.П. Нечаев М.И. Алексеев. — Л.: Стройиздат, 1990.
32. *Пиннекер Е.В.* Экологические проблемы гидрогеологии. — Новосибирск, Наука, 1999.
33. *Пиннекер Е.В.* Проблемы региональной гидрогеологии. — М.: Наука, 1977.
34. *Плотников Н.И.* Поиск и разведка пресных подземных вод. — М.: Недра, 1985.
35. *Плотников Н.И.* Введение в экологическую гидрогеологию. — М.: Изд-во МГУ, 1998.
36. *Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.* Основы геомеханики. — М.: Недра, 1986.
37. *Саваренский Р.П.* Гидрогеология. М. — Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.
38. *Саваренский Ф.П.* Гидрогеология. — М. — Л.: изд. ГОЕТИ, 1939.
39. *Троянский С.В., Белицкий А.С., Чекин А.И.* Общая и горнорудничная гидрогеология. — М.: Гос. научно-техн. изд. лит. по горному делу, 1960.
40. *Шварцев С.Л.* Общая гидрогеология. — М.: Недра, 1996.
41. *Шестаков В.М.* Прикладная гидрогеология: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 2001.
42. *Шестаков В.М.* Гидрогеомеханика: Учебное пособие. — М.: Изд-во МГУ, 1998.
43. *Фисенко Г.Л., Мироненко В.А.* Дренаж карьерных полей. — М.: Недра, 1972.
44. *Фрид Ж.* Загрязнение подземных вод. — М.: Недра, 1981.

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ВВЕДЕНИЕ	7
РАЗДЕЛ I	
ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ	13
ГЛАВА 1. ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ ЗЕМЛИ И КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ	15
§ 1. Запасы воды на Земле	15
§ 2. Элементы гидрологического круговорота воды	24
§ 3. Геологический круговорот	42
§ 4. Уравнение водного баланса	44
Контрольные вопросы	46
ГЛАВА 2. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СОСТОЯНИИ И СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД	47
§ 1. Понятие о факториальных и рекультативных характеристиках горных пород	47
§ 2. Показатели плотности	50
§ 3. Показатели скважности	52
§ 4. Показатели трещиноватости	57
§ 5. Показатели влажности	59
§ 6. Зерновой состав	60
Контрольные вопросы	61
ГЛАВА 3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	62
§ 1. Воды подземной гидросферы	62
§ 3. Теории происхождения подземных вод	72
§ 3. Строение подземной гидросферы	79
§ 4. Классификации подземных вод	85
Контрольные вопросы	98

ГЛАВА 4. СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД	99
§ 1. Структура и физические свойства подземных вод.....	99
§ 2. Факторы формирования состава подземных вод	106
§ 3. Геохимические условия формирования химического состава подземных вод	110
§ 4. Процессы формирования состава подземных вод.....	114
§ 5. Химический состав подземных вод и способы его определения.....	119
§ 6. Химические свойства подземных вод	125
§ 7. Биологические свойства подземных вод.....	128
§ 8. Оценка качества воды	130
Контрольные вопросы	137

ГЛАВА 5. ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	138
---	-----

§ 1. Условия питания подземных вод. Дренажное водоносных горизонтов.....	138
§ 2. Грунтовые воды.....	146
§ 3. Артезианские воды.....	154
§ 4. Трещинные воды.....	162
§ 5. Карстовые воды.....	165
§ 6. Подземные воды криолитозоны.....	168
§ 7. Природный режим подземных вод.....	171
Контрольные вопросы	178

РАЗДЕЛ 2

ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД	179
-------------------------------------	-----

ГЛАВА 6. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД	181
--	-----

§ 1. Основные понятия о движении подземных вод.....	181
§ 2. Напряжения в водонасыщенных горных породах.....	188
§ 3. Гидродинамические элементы подземного потока	190
§ 4. Фильтрационные и емкостные свойства горных пород.....	197
§ 5. Законы фильтрации	203
§ 6. Классификация потоков и виды движения подземных вод	217
§ 7. Движение подземных вод в напорном пласте	223
§ 8. Движение подземных вод в безнапорном пласте.....	225
Контрольные вопросы	226

ГЛАВА 7. ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД К ИСКУССТВЕННЫМ ДРЕНАМ ПРИ УСТАНОВИВШЕЙСЯ ФИЛЬТРАЦИИ	228
§ 1. Общие сведения.....	228
§ 2. Движение подземных вод к одиночной совершенной вертикальной дрене в безнапорном пласте.....	231
§ 3. Движение подземных вод к одиночной совершенной вертикальной дрене в напорном пласте.....	237
§ 4. Приток подземных вод к вертикальной дрене несовершенного типа.....	243
§ 5. Расход воды поглощающими дренами.....	246
§ 6. Приток воды в совершенную горизонтальную дрину.....	247
Контрольные вопросы.....	250

ГЛАВА 8. ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДРЕН ПРИ УСТАНОВИВШЕЙСЯ ФИЛЬТРАЦИИ.....

§ 1. Общие сведения.....	251
§ 2. Расчет системы произвольно расположенных взаимодействующих скважин.....	253
§ 3. Расчет закономерно расположенных взаимодействующих скважин.....	258
Контрольные вопросы.....	262

РАЗДЕЛ 3

ГОРНО-ПРОМЫШЛЕННАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....

ГЛАВА 9. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ.....

§ 1. Формирование техногенного режима подземных вод.....	265
§ 2. Формирование водоприток в горные выработки.....	271
§ 3. Влияние подземных вод и атмосферных осадков на условия строительства и эксплуатации горно-добывающих предприятий.....	274
Контрольные вопросы.....	280

ГЛАВА 10. ДРЕНАЖ КАРЬЕРНЫХ И ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ.....

§ 1. Гидрогеологические классификации месторождений полезных иско- паемых.....	282
§ 2. Гидрогеологические и инженерно-геологические классификации условий строительства подземных сооружений.....	288
§ 3. Мероприятия по дренированию месторождений полезных иско- паемых.....	296

§ 4. Системы дренажа карьерных и шахтных полей	310
§ 5. Схемы дренирования (осушения) карьерных и шахтных полей	311
§ 6. Дренирование территорий в практике строительства подземных сооружений	321
Контрольные вопросы	331

ГЛАВА 11. ПРОГНОЗ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

§ 1. Общие сведения.....	332
§ 2. Расчет водопритоков в одиночные горные выработки аналитическими методами.....	333
§ 3. Расчет водопритоков в систему подземных горных выработок	339
§ 4. Определение водопритоков в открытые горные выработки	348
§ 5. Определение водопритоков при прорывах подземных вод.....	354
§ 6. Прогноз уровней дренируемых водоносных горизонтов.....	355
Контрольные вопросы	357

ГЛАВА 12. ИНЖЕНЕРНЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАБОТЫ, ВЫПОЛНЯЕМЫЕ С ЦЕЛЬЮ УПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫМ РЕЖИМОМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. Мероприятия по регулированию поверхностного стока на карьерных и шахтных полях	358
§ 2. Охрана подземных вод от истощения и загрязнения	361
§ 3. Гидрогеологические наблюдения при ликвидации горных выработок, выполнении горных работ вблизи затопленных выработок и скважин, рекультивации карьеров и отвалов.....	366
Контрольные вопросы	369

ГЛАВА 13. ИЗУЧЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

§ 1. Гидрогеологические работы при разведке месторождений полезных ископаемых	371
§ 2. Гидрогеологические наблюдения и эксперименты на стадиях строительства и эксплуатации горно-добывающих предприятий.....	385
§ 3. Определение гидрогеологических параметров по результатам наблюдений за техногенным режимом подземных вод.....	389
Контрольные вопросы	393

ГОРНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ

Анатолий Моисеевич Гальперин
Владимир Сергеевич Зайцев
Геннадий Николаевич Харитоненко
Юлий Александрович Норватов

ГЕОЛОГИЯ

Часть III ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Режим выпуска «стандартный»

Редактор текста Л.С. Дмитриева
Компьютерная верстка и подготовка
оригинал-макета З.С. Люкманова
Дизайн серии Е.Б. Капралова
Зав. производством Н.Д. Урбушкина

*Диапозитивы изготовлены
в Издательстве МГГУ*

Подписано в печать 20.03.2009. Формат 60×90/16.
Бумага офсетная № 1. Гарнитура «Times».
Печать офсетная. Усл. печ. л. 25,5.
Допечатка тиража — 500 экз. Заказ 676

«МИР ГОРНОЙ КНИГИ»

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
ГОРНОГО УНИВЕРСИТЕТА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ГОРНАЯ КНИГА»

*Оригинал-макет подготовлен в издательстве
«Горная книга»*

Отпечатано в ОАО
«Московская типография № 6»
115088 Москва, ул. Южнопортовая, 24

Магниевые штампы изготовлены в Первой
Образцовой типографии

119991 Москва, ГСП-1, Ленинский проспект, 6,
«Мир горной книги», Издательство МГГУ,
издательство «Горная книга»;
тел. (495) 236-97-80; факс (495) 956-90-40;
тел./факс (495) 737-32-65

