

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Л. Е. МИХАЙЛОВ

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Конспект лекций

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
имени М. И. КАЛИНИНА

ЛЕНИНГРАД
1982

УДК 551.49

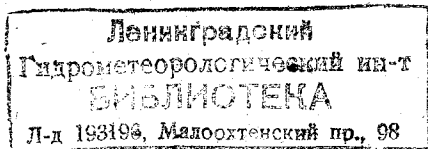
Михайлов Л. Е. Грунтовые воды. — Л., изд. ЛПИ, 1982.—40 с. (ЛГМИ)

В работе кратко изложены особенности, условия залегания, питания и разгрузки грунтовых вод, их связь с поверхностными и напорными водами. Приведена характеристика основных типов грунтовых вод по условиям залегания.

Лекции предназначаются для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и университетов.

Рецензенты: кафедра гидрогеологии Ленинградского горного института
им. Г. В. Плеханова;
профессор Н. И. Толстихин (ВСЕГИИ)

Научный редактор профессор С. А. Чекин



ВВЕДЕНИЕ

Конспект лекций по теме «Грунтовые воды» является частью курса «Гидрогеология», читаемого для студентов гидрологического факультета Ленинградского гидрометеорологического института. По содержанию этот курс соответствует требованиям программы, утвержденной 19 января 1977 г. учебно-методическим управлением по высшим учебным заведениям Министерства высшего и среднего специального образования СССР.

Важными пособиями и руководствами при подготовке настоящей работы послужили учебники для геологоразведочных вузов, геологоразведочных факультетов горных вузов и университетов, гидромелиоративных вузов и факультетов, написанные Ф. П. Саваренским, Г. Н. Каменским, Н. И. Толстихиным, А. М. Овчинниковым, П. П. Климентовым, Г. В. Вогомоловым, Д. М. Кацем и др., а также результаты теоретических, методических и производственных исследований, главным образом, Н. И. Толстихина и И. К. Зайцева.

При редактировании конспекта лекций профессором С. А. Чечкиным были сделаны ценные замечания, за что автор выражает свою глубокую признательность.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Грунтовыми водами называются безнапорные или с местным напором гравитационные воды зоны насыщения, формирующиеся в коре выветривания или в рыхлых поверхностных отложениях под прямым воздействием физико-географической среды.

В литературе распространено определение грунтовых вод как подземных вод первого от поверхности постоянно действующего водоносного горизонта, залегающего на первом регионально выдержанном водоупорном пласте (рис. 1). Но это определение недостаточно и в какой-то мере является суженным понятием.

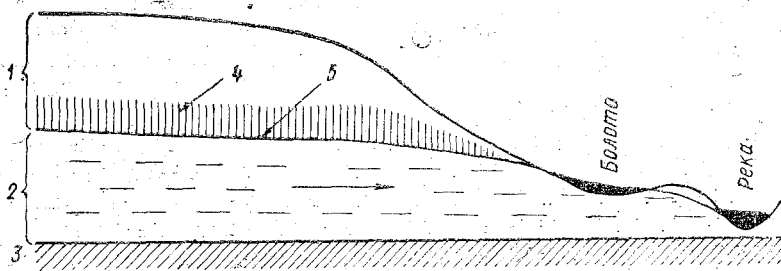


Рис. 1. Схема залегания грунтовых вод
1 — зона аэрации; 2 — грунтовые воды (зона насыщения); 3 — водоупорный слой; 4 — капиллярная кайма; 5 — уровень грунтовых вод

Гидрологи предлагают свое определение грунтовых вод. Они считают грунтовыми водами все неглубоко залегающие безнапорные и с местным напором подземные воды, дренируемые гидрографической сетью. Здесь уже в качестве классификационного признака выступает базис дренирования. Однако и это определение недостаточно, хотя оно и значительно шире.

Таким образом, грунтовые воды формируются в рыхлых поверхностных отложениях, а также в коре выветривания в трещинах коренных пород или в продуктах их разрушения. Формирование их происходит под влиянием естественных и искусственных факторов и отражает прямое воздействие физико-географической среды, т. е. климата, почв, растительности, хозяйственной деятельности человека.

Основные признаки грунтовых вод

1. В большинстве своем грунтовые воды являются водами безнапорными, имеют свободную поверхность и непосредственную

связь с атмосферой (давление на поверхность грунтовых вод равно атмосферному); на отдельных участках, где имеется локальное водоупорное перекрытие, приобретают местный небольшой напор, величина которого определяется положением уровня грунтовых вод на примыкающих участках, не имеющих водоупорного перекрытия (рис. 2).

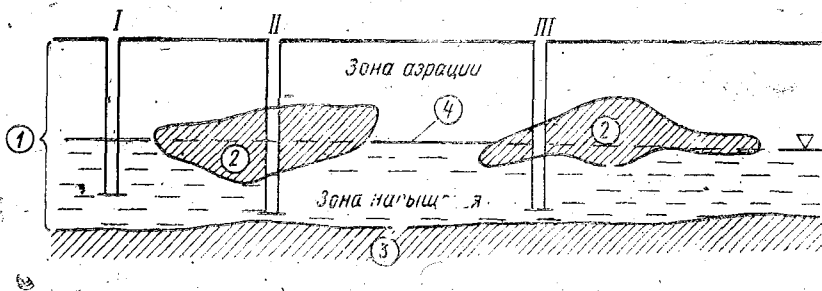


Рис. 2. Схема образования местных напоров грунтовых вод
 1 — флювиогляциальные пески; 2 — сохранившиеся линзы морены (водонепроницаемые); 3 — водонепроницаемый слой (водоупор); 4 — уровень грунтовых вод. I, II, III — скважины

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

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

- инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков и снеговых вод;
- фильтрации из рек, озер, различных каналов;
- конденсации водяных паров и внутригрунтового испарения;
- подтока (подпитывания) из более глубоких водоносных горизонтов.

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

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

Относительно однородные по литологическим особенностям и водным свойствам пласты горных пород, содержащие грунтовые воды, называются водоносным горизонтом или водоносным пластом. Если водоносный пласт имеет один и тот же литологический

состав и обладает примерно одинаковой водопроницаемостью, он называется однородным пластом. Различают изотропный однородный водоносный горизонт, имеющий одинаковую водопроницаемость во всех направлениях, и анизотропную толщу, в которой водопроницаемость больше в одном, чем в другом направлении. Такие водоносные породы, как ленточные глины, имеют водопроницаемость большую в горизонтальном направлении, чем в вертикальном. Или, например, лёсс и лёссовые породы имеют водопроницаемость в вертикальном направлении большую, чем в горизонтальном.

Анизотропность породы обусловлена ее структурными особенностями, а также неодинаковостью ее механического состава.

Неоднородные водоносные горизонты встречаются наиболее часто.

Характерные примеры неоднородного строения водоносных горизонтов

1. Водоносный горизонт сложен чередующимися пластами водоносных пород разной водопроницаемости.

2. Двухслойные водоносные горизонты, в которых водоносные пласты имеют разную водопроницаемость. Например, для аллювиальных отложений весьма характерно строение, при котором верхний слой (современный аллювий) имеет меньшую водопроницаемость, чем нижний (древний аллювий).

3. Водоносные горизонты с резкой сменой водопроницаемости в горизонтальном направлении.

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

Поверхность грунтовых вод называется уровнем или зеркалом грунтовых вод.

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

Выше зеркала грунтовых вод располагается капиллярная кайма (бахрома, оторочка) различной мощности, зависящей от литологического состава рыхлых горных пород: в крупно-обломочных, песчаных породах мощность капиллярной каймы незначительна, в то время как в пылеватых и глинистых горных породах она может достигать нескольких метров. Капиллярная кайма гидравлически связана с водоносным горизонтом грунтовых вод и испытывает такие же колебания, как и зеркало грунтовых вод.

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

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

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

При переполнении водой этих понижений образуется сочетание грунтового потока с бассейнами. Не следует, однако, представлять границу между грунтовым бассейном и грунтовым потоком как плоскость раздела неподвижных и подвижных грунтовых вод. Движение грунтового потока захватывает область грунтового бассейна с постоянным уменьшением скорости по глубине.

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

Уровень грунтовых вод на повышенных элементах местности всегда находится на более высоких абсолютных отметках по сравнению с его положением в речных долинах, балках и других понижениях. По пути движения поток может встретить препятствие в виде, например, возвышения водоупорного ложа, которое создает естественный подпор грунтового потока. На таком участке мощность потока резко уменьшается, уровень подземных вод приближается к поверхности земли, а на некоторых, главным образом, отрицательных элементах рельефа могут выходить источники (рис. 3).

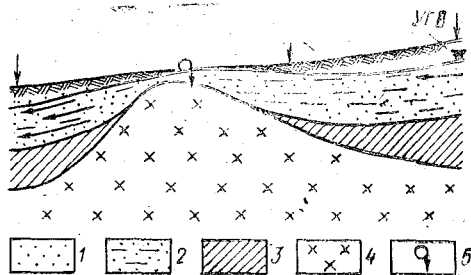


Рис. 3. Схема подпора грунтового потока
1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — глина; 4 — кристаллические породы;
5 — источник нисходящий

При пересечении речной долиной, оврагом или другими отрицательными формами рельефа воды грунтового потока будут разгружаться. На таких участках образуются пластовые выходы воды, выходы источников, мочажины. Как правило, грунтовые потоки образуют источники нисходящего типа.

Грунтовый поток, плавно понижающийся к месту разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую депрессионной поверхностью (рис. 4). Депрессионная поверх-

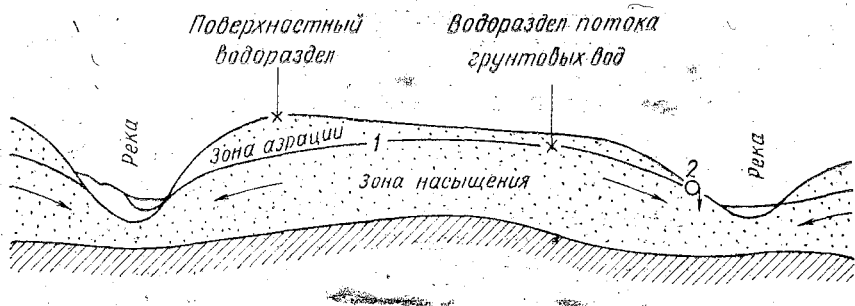


Рис. 4. Схематический разрез междуречного массива
1 — уровень грунтовых вод; 2 — источник. Стрелками показаны направления движения потока грунтовых вод

ность представляет собой неровную поверхность грунтовых вод, формирующуюся под влиянием не только сил тяжести и гидростатического давления, но и гидрометеорологических факторов (атмосферного давления, температуры воздуха, атмосферных осадков), транспирационной деятельности растений и искусственных факторов, связанных с гидротехническим, промышленным и другим строительством.

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

СВЯЗЬ ГРУНТОВЫХ ВОД С ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОДАМИ

Грунтовые воды обычно тесно связаны с поверхностными водотоками и водоемами (реками, озерами, водохранилищами, прудами и т. д.). Возможны различные формы связи (рис. 5), они определяются рельефом, геоморфологическими и климатическими условиями. Глубоко врезанные речные долины служат приемни-

ком грунтовых вод, дренируя прилегающие земли. При небольшом врезе, свойственном низовьям рек, особенно в дельтах, реки питают грунтовые воды. В районах с влажным и умеренным климатом речные долины, как правило, дренируют грунтовые воды, т. е. зеркало грунтовых вод имеет уклон к реке и речные воды питаются за счет грунтовых. В районах с засушливым климатом нередко уровень грунтовых вод понижается от реки. Здесь речные воды расходуются на питание грунтовых вод.

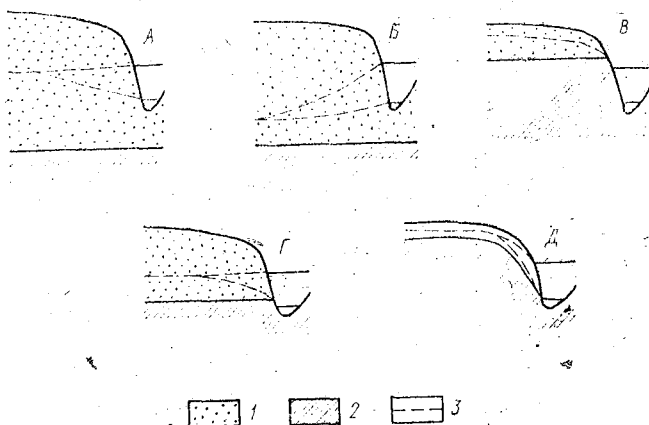


Рис. 5. Различные случаи взаимосвязи между поверхностными и грунтовыми водами (по М. А. Вевиоровской)

А — зеркало грунтового потока наклонено к реке (обратное соотношение наблюдается только в период паводков); Б — зеркало грунтового потока наклонено от реки, питание грунтовых вод происходит за счет инфильтрации речных вод; В — гидравлическая связь между грунтовыми и поверхностными водами отсутствует; Г — гидравлическая связь между грунтовыми и поверхностными водами отсутствует в период низкого уровня, но устанавливается в период высокого уровня; Д — река влияет на уровень грунтовых вод только в узкой приречной полосе. 1 — водопроницаемые породы; 2 — водоупорные породы; 3 — уровень грунтовых вод

В природных условиях отмечаются и более сложные взаимоотношения грунтовых и речных вод. Например, в горных районах с одного склона речной долины в русло реки могут поступать грунтовые воды, а другой противоположный берег в то же время оказывается поглощающим речные воды (рис. 6).

Вследствие гидравлической связи с поверхностными водами уровень грунтовых вод в прибрежной зоне в течение года изменяется. Например, во время половодий и паводков при высоком стоянии горизонта речных вод происходит поднятие уровня грунтовых вод в прибрежной полосе (рис. 7). Речные воды при этом

насыщают ближайшие к реке участки берегов, поверхность грунтовых вод $a-a$ и a_1-a_1 приобретает обратный уклон. После спада паводка восстанавливается прежнее положение поверхности грунтовых вод. Кривая подпора обычно распространяется в сторону от берегов речной долины на несколько сот метров, реже километров.

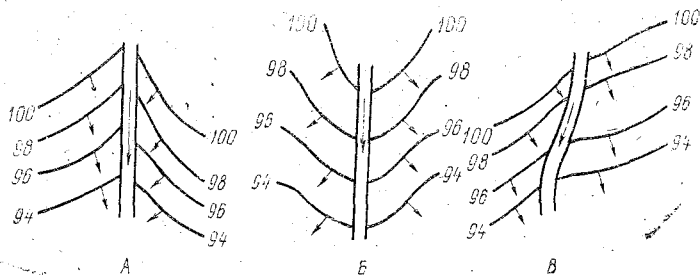


Рис. 6. Форма гидроизогипс при различных соотношениях между поверхностными и грунтовыми водами
 А — река питается грунтовыми водами, зеркало их наклонено к реке; Б — река питает грунтовые воды, зеркало наклонено от реки; В — река питает (левый берег) и дренирует (правый берег) грунтовые воды

При устройстве на реках водохранилищ подпор грунтовых вод носит относительно постоянный характер. При этом в первый период при заполнении водохранилища и некоторое время после его заполнения происходит движение воды из водохранилища в берега, поверхность грунтовых вод постепенно меняет свое положение (рис. 8). Новое положение депрессионной поверхности грунтовых вод в зоне подпора на больших реках устанавливается

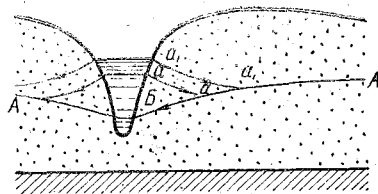


Рис. 7. Изменение депрессионной воронки грунтовых вод при временном подъеме уровня воды в реке ($a-a$). Депрессионная поверхность АБА при естественном уровне грунтовых вод

В течение нескольких месяцев, а иногда даже и на протяжении 2—3 лет.

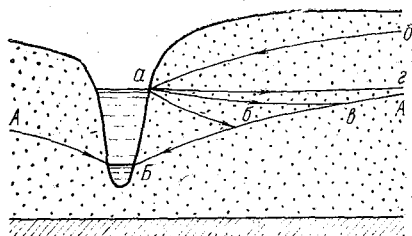


Рис. 8. Изменение депрессионной поверхности грунтовых вод при постоянном подпоре:
 АБА — естественный уровень; а-б, а-в, а-г, а-д — депрессионная воронка при постоянном подпоре

На отдельных участках уровень грунтовых вод при подпоре может находиться на очень небольшой глубине и местами даже вызывать заболочивание поверхности. Если это случается на территориях крупных населенных пунктов, городов или промышленных предприятий, приходится прибегать к искусственному понижению зеркала грунтовых вод.

СВЯЗЬ ГРУНТОВЫХ ВОД С НАПОРНЫМИ ВОДАМИ

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

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

— уровни практически совпадают. При снижении уровня грунтовых вод, например дренами, будет происходить подпитывание грунтовых вод напорными;

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

— уровень грунтовых вод постоянно ниже уровня напорных, поэтому последние подпитывают грунтовые воды. Величину подпитывания приближенно можно рассчитать по формуле

$$q = 10\,000 K_v \frac{H-h}{m},$$

где q — приток, м³/га в сутки; K_v — коэффициент фильтрации по

Вертикали покровного слоя, м/сутки; H — отметка пьезометрического уровня напорных вод, м; h — отметка уровня грунтовых вод, м; m — мощность водоносной части покровного слоя, м.

В ряде межгорных впадин (например, Чуйской, Ферганской и др.) питание грунтовых вод восходящими токами напорных вод в отдельных районах достигает 3—5 тыс. м³/га в год и более, что обуславливает природное неглубокое залегание грунтовых вод и связанное с ним заболачивание и засоление почв.

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

ФОРМА ПОВЕРХНОСТИ ГРУНТОВЫХ ВОД

Поверхность грунтовых вод изображается на карте при помощи гидроизогипс. Гидроизогипсами называются линии, соединяющие точки одинаковой поверхности грунтовых вод. Для построения карты гидроизогипс используются результаты замеров глубин залегания уровней грунтовых вод в скважинах, шурфах, колодцах, горных выработках, высотные отметки источников, сведения водомерных постов на поверхностных водоемах. Так как уровни грунтовых вод изменяются во времени, все данные, используемые для построения карты гидроизогипс, должны быть взяты на одну дату, т. е. получены по одновременным замерам всех точек наблюдения. В случае если имеются замеры уровня грунтовых вод в точках на различные даты, но которые можно использовать для построения карты гидроизогипс, необходимо все замеры уровней привести к одной определенной дате. Это возможно, если на участках проводились более или менее продолжительные наблюдения за колебаниями уровней грунтовых вод по нескольким скважинам, расположенным в аналогичных гидрогеологических условиях. В этом случае по данным колебаний в наблюдательных скважинах вычисляют величину поправки уровня для каждой из скважин, с учетом которой изменяют в них уровни и строят ориентировочную карту гидроизогипс.

Глубина залегания грунтовых вод в каждой точке пересчитывается на абсолютные или относительные отметки. Полученные отметки наносят на топографическую основу и по ним методом интерполяции строят гидроизогипсы. При интерполяции обычно применяют так называемый метод треугольников. Точки замеров уровней соединяют линиями, образующими треугольники. При этом стремятся линии провести таким образом, чтобы длинная сторона треугольника была перпендикулярна к направлению падения потока. Метод треугольников применим при построении любых изолиний. Однако при построении гидроизогипс в него вносятся некоторые изменения в зависимости от свойств потоков грунтовых вод. Грунтовый поток обычно разбивается реками и поверхностными водоемами на отдельные более мелкие потоки.

Поэтому через реки и другие поверхностные водоемы интерполяцию не проводят, а определяют отметки урезов воды в реках по водомерным постам и учитывают их при интерполяции как точки выхода грунтового потока на урез реки.

Величина сечения между гидроизогипсами зависит от масштаба карты и числа нанесенных на ней точек наблюдений (отметок уровня).

По карте гидроизогипс решаются важные практические задачи. Например, можно определить:

1) направление движения потока грунтовых вод путем проведения нормали к двум смежным гидроизогипсам;

2) уклон подземного потока путем деления сечения карты гидроизогипс на расстояние между двумя гидроизогипсами, взятое в масштабе карты;

3) взаимосвязь грунтовых вод с поверхностными водами по характеру сопряжения гидроизогипс с рекой (если грунтовый поток направлен к реке, то он дренируется ею, если поток грунтовых вод направлен от реки — река дренируется грунтовыми водами);

4) глубину залегания грунтовых вод в любом заданном пункте;

5) положение водоразделов подземных вод (направление потока расходится в противоположные стороны), участки сосредоточенного питания (участки замкнутых гидроизогипс с высокими отметками), участки выхода подземных вод на поверхность земли (зоны с нулевой глубиной до воды);

6) площадь подземного водосбора F и рассчитать величину расхода грунтового потока Q по формуле

$$Q = KBhI,$$

где Q — средний расход потока, м³/сут.; K — коэффициент фильтрации, м/сут.; h — мощность потока, м; B — ширина потока в плане по гидроизогипсе, м;

7) модуль подземного стока, отвечающий тому времени, для которого построена карта гидроизогипс.

$$M = \frac{Q}{F} \cdot 10^3 \text{ л/с.}$$

Помимо карты гидроизогипс при проектировании инженерных сооружений часто бывает необходимо знать площадную характеристику глубины залегания грунтовых вод. В этом случае составляют карту глубины залегания подземных вод. Такие карты составляются также методом интерполяции либо в изолиниях глубин (изобатах), имеющих то же сечение, что и гидроизогипсы, либо по выбранным зонам глубин.

Для построения карты глубина залегания грунтовых вод определяется по разности между отметкой горизонтали поверхности и гидроизогипсой в точках их пересечения. Кроме того, используются

данные замеров глубины грунтовых вод в скважинах и других наблюдательных точках.

Если для исследуемого участка известно положение водоупорного ложа, то по карте гидроизогипс можно определить мощность обводненной толщи для каждой интересующей точки, а для всей площади исследуемого района составить карту мощностей обводненной толщи.

При детальном гидрогеологическом исследовании составляют несколько карт гидроизогипс и глубин, соответствующих, например, наиболее высоким и наиболее низким положениям зеркала грунтовых вод. Такие данные получают как путем наблюдения за колебаниями уровня по специально созданным для этой цели наблюдательным точкам (скважинам, шурфам), так и от ближайших стационарных гидрогеологических станций, ведущих круглогодичные наблюдения за режимом грунтовых вод.

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

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

Существенное влияние на глубину залегания грунтовых вод оказывает растительность. Лес, например, в аридных районах снижает уровень грунтовых вод вследствие интенсивной транспирации. О величине транспирации можно судить по следующим опытным данным, полученным в Туркменской ССР. За вегетационный период (с апреля по октябрь) одно дерево в возрасте

14 лет испаряет воды (m^3): ива — 91,4; тополь — 82,9; шелковица — 65,8; абрикос — 32,9; лох — 24; туранга — 12,2 (по Л. В. Елисееву).

На этом иссушающем влиянии леса основаны рекомендации по созданию лесных полос вдоль оросительных каналов с целью перехвата фильтрационных вод и снижения этим уровня грунтовых вод.

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

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

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

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

УСЛОВИЯ ПИТАНИЯ И РАЗГРУЗКИ ГРУНТОВЫХ ВОД

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

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

Осадки, выпадающие в зимнее время, могут служить источником питания грунтовых вод преимущественно весной, после оттаивания замороженных за зиму горных пород и перехода твердых осадков в капельно-жидкое состояние. При оттепелях и положительной температуре почвенного слоя возможна инфильтрация осадков и в зимнее время. Величина инфильтрации зимних твердых осадков зависит от времени оттаивания почвы, рельефа местности, характера растительности, водопроницаемости почвы

и некоторых других факторов. При весеннем снеготаянии на ровном плато, например, условия для инфильтрации будут более благоприятны, чем на крутых склонах; на участках, покрытых растительностью, инфильтрация также оказывается более интенсивной, так как растительность замедляет скорость таяния снега и уменьшает поверхностный сток.

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

Передвижение инфильтрующихся с поверхности осадков происходит до тех пор, пока они не достигнут горизонта грунтовых вод. С этого момента вертикальное перемещение прекращается. В дальнейшем эти воды текут в виде грунтового потока по направлению наименьшего сопротивления в стороны ближайших естественных дрен (речных долин, балок, оврагов). Если инфильтрующаяся вода достигает бассейна грунтовых вод, она оказывает влияние на повышение его уровня.

В горных районах наряду с дождевыми и снеговыми осадками в питании грунтовых вод могут принимать участие роса, иней и другие виды осадков, при некоторых благоприятных природных условиях служащие источником увлажнения поверхности почвы и наземных предметов. Влажные ветры, дующие со стороны моря, т. е. воздушные массы, движущиеся в приморской полосе в глубь материка и несущие в себе влагу, встречая на своем пути преграды в виде гор, поднимаются. При этом происходит охлаждение влажных воздушных масс с выделением на поверхности каменистой породы и почвы некоторого количества влаги. При благоприятных условиях эта влага может принимать участие в питании подземных вод.

Повышение уровня грунтовых вод под влиянием выпадения атмосферных осадков и увеличение дебита нисходящих источников, питающихся грунтовыми водами, зависят от количества выпавших осадков и местных условий (водопроницаемости пород, глубины залегания уровня воды от поверхности земли и т. п.) и наступают через некоторое время после выпадения осадков. Известны примеры, когда максимальный дебит источников отмечался через

месяц и более после выпадения наибольшего количества атмосферных осадков. Имеются также факты, указывающие на то, что наибольшие дебиты некоторых источников фиксируются через несколько суток и даже часов после выпадения осадков. Последние данные наиболее характерны для трещиноватых и закарстованных пород, где подземные воды движутся с большими скоростями, чем в песчаных водоносных пластах.

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

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

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

Источники обычно выходят на поверхность на участках вскрытия водоносных горизонтов эрозионной сетью или по тектоническим нарушениям пород. Если разгрузка осуществляется из водоносных пластов, сложенных тонко- или мелкозернистыми песками, то в местных небольших понижениях концентрируются слабые выходы воды. Иногда вблизи таких выходов может иметь место пластовое высачивание, представляющее собой склон долины, равномерно увлажненный на выходе водоносного пласта. Нередко такие участки протягиваются вдоль склона в виде заболоченной полосы, на которой произрастает болотная растительность, а в углублениях накапливается вода. В засушливых районах на поверхности таких площадей вследствие испарения воды образуется очень тонкий слой в виде белого налета.

Максимальное число источников наблюдается в наиболее глубоко врезанных в водораздельный массив балках и оврагах. В соответствии с количеством вскрытых водоносных горизонтов в глубоких эрозионных врезках (балках) выходят источники на разных высотных отметках. В таких балках вскрываются как грунтовые, так и артезианские воды.

В равнинных областях встречаются преимущественно источники нисходящего типа, а в горных районах — восходящего и нисходящего.

Существенно заметить, что в полевых условиях при отнесении источников к тому или иному типу приходится сталкиваться с определенными трудностями. Так, при условии питания источников грунтовыми водами отмечается спокойное истечение воды из очага разгрузки, а в случае их питания напорными водами происходит относительно быстро излияние воды на поверхность из пород водонепроницаемого пласта или по тектоническому нарушению. Нередко одним из признаков для отнесения источника или группы источников к тому или иному типу оказывается недостаточно.

В полевых условиях, для того чтобы обоснованно установить причину появления разгрузки подземной воды через источники и увязать это природное явление с геологическим строением района исследований, приходится проводить несложные разведочные работы (расчистка или бурение мелких скважин), выполнять физико-химические анализы воды, а на некоторых (опорных) источниках организуют даже кратковременные наблюдения за их режимом.

Дебит источников различный. Наибольшие дебиты показательны для трещиноватых и особенно закарстованных пород, где их расходы нередко составляют несколько сотен литров и даже несколько десятков кубометров воды в секунду.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРУНТОВЫХ ВОД

Зональность явлений природы и, в частности, связь почв и растительного покрова с климатом, широтная и вертикальная зональность почв наиболее полно развиты В. В. Докучаевым. Его работы оказали большое влияние и на развитие представлений о зональности грунтовых вод, т. е. последовательной смене глубины залегания и химического состава грунтовых вод в зависимости от смены широтных и вертикальных климатических зон, а также от рельефа и геологического строения. Грунтовые воды, не подчиняющиеся зональности, называют а з о н а л ь н ы м и.

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

Не рассматривая подробно схемы зональности грунтовых вод, составленные различными авторами, отметим, что В. С. Ильин на

территории Европейской части СССР выделяет зональные и азональные воды. К первым из них относятся воды зоны тундры, высокие воды Севера, воды зоны неглубоких оврагов, прикаспийских балок; ко вторым — воды областей конечных морен, трещинные воды преимущественно в массивных породах, карстовые воды, болотные, воды флювиогляциальных отложений, солончаков.

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

Очень интересная схема зональности грунтовых вод предложена Г. Н. Каменским, который выделяет на территории СССР два генетических типа грунтовых вод: 1) грунтовые воды выщелачивания и 2) грунтовые воды континентального засоления (рис. 9).

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

Формирование грунтовых вод выщелачивания происходит в климатических поясах избыточного и переменного увлажнений. В поясе недостаточного увлажнения они могут образовываться лишь при благоприятных геолого-литологических условиях: высокой водопроницаемости горных пород и интенсивном дренировании водоносных горизонтов грунтовых вод. Здесь подземный сток преобладает над испарением, химический состав грунтовых вод

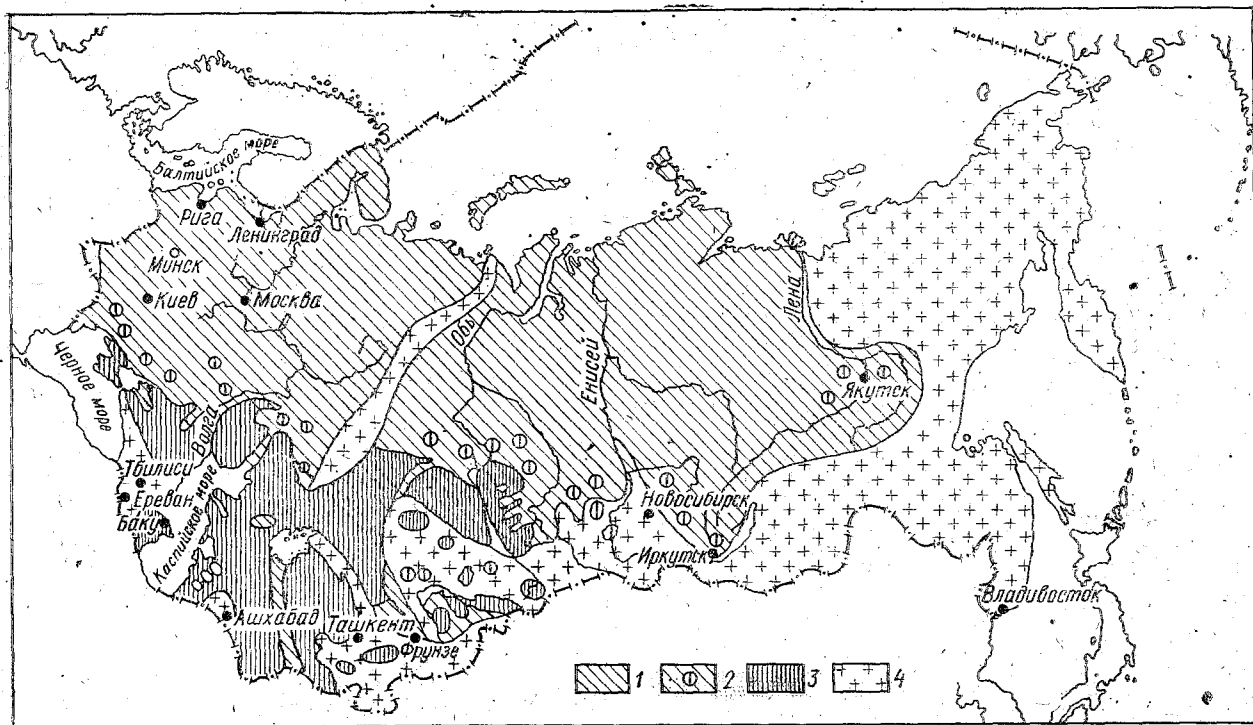


Рис. 9. Карта-схема грунтовых вод СССР (по Г. Н. Каменскому): 1 — грунтовые воды выщелачивания; 2 — грунтовые воды выщелачивания с внутризональными участками вод континентального засоления; 3 — грунтовые воды континентального засоления; 4 — грунтовые воды выщелачивания горных районов

формируется под влиянием процесса выщелачивания почв и пород при выветривании и почвообразовании.

Минерализация грунтовых вод в этой зоне увеличивается с севера на юг. На севере распространены гидрокарбонатные воды с минерализацией, обычно не превышающей 300 мг/л; южнее расположена широкая полоса грунтовых вод гидрокарбонатного кальциевого типа с сухим остатком 300—500 мг/л и общей жесткостью 4—5 мг-экв/л, еще южнее развиты грунтовые воды повышенной минерализации, сульфатные и сульфатно-хлоридные с сухим остатком более 1000 мг/л.

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

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

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

Кроме климатической зональности, грунтовые воды подчиняются гидродинамической и зональности питания.

Гидродинамическая зональность, зональность подземного оттока по Д. М. Кацу, проявляется в последовательном повышении и уменьшении глубины залегания грунтовых вод по мере ухудшения естественной дренированности территории. Показателем естественной дренированности является потенциальная величина подземного оттока грунтовых вод за пределы изучаемого района, выражаемая в слое воды (мм) или в объеме ($\text{м}^3/\text{га}$), оттекающем за год или более короткий период. Чем больше величина подземного оттока, тем лучше естественная дренированность земель. Естественную дренированность находят расчетом расхода подземного потока по формуле Дарси или определяют другими методами.

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

1) интенсивно дренированная (величина подземного стока 100—300 мм/год в суглинистых отложениях, 500—700 мм/год и более в галечниках);

2) дренированная (300—500 мм/год);

3) слабодренированная (150—300 мм/год);

4) весьма слабо дренированная (50—150 мм/год);

5) бессточная (менее 50 мм/год).

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

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

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

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

Зональность питания грунтовых вод наиболее отчетливо проявляется в зонах низкой дренированности аридных областей. Она заключается в последовательном увеличении минерализации грунтовых вод с удалением от источника питания: реки, канала, затопливаемых понижений рельефа и др. Поэтому в засушливых районах колодцы и скважины для водоснабжения обычно разме-

щают вдоль рек и каналов, что гарантирует необходимое качество воды и расход водозаборов.

К аazonальным грунтовым водам, не подчиняющимся климатической и гидродинамической зональности, по Д. М. Кацу, относятся грунтовые воды районов:

- 1) современного или древнего морского засоления пород;
- 2) выветривания соленосных дочетвертичных пород;
- 3) подпитывания грунтовых вод солеными напорными водами;
- 4) грязевых вулканов;
- 5) соляных куполов.

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

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ГРУНТОВЫХ ВОД ПО УСЛОВИЯМ ЗАЛЕГАНИЯ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

По условиям залегания выделяются следующие типы грунтовых вод:

- 1) речных долин;
- 2) ледниковых отложений;
- 3) степей, полупустынь и пустынь;
- 4) горных областей, межгорных впадин и предгорных наклонных равнин;
- 5) песчаных морских побережий.

Грунтовые воды речных долин

Речные долины обычно выполнены песчано-глинистыми аллювиальными отложениями, которые образуются в результате перетложения речными потоками рыхлых продуктов разрушения первичных пород. Водоносные горизонты, связанные с аллювиальными образованиями, обладают значительными ресурсами пресных вод. Вместе с тем аллювиальные отложения современных и древних крупных и малых рек в истоках и устьях обладают специфическими особенностями, от которых в значительной степени зависят как мощность водоносных горизонтов, так и общие ресурсы грунтовых вод.

Известно, что аллювиальные отложения по крупности, мощности и распространению зависят, главным образом, от кинетической энергии потока и изменения ее во времени. При этом крупность откладываемых частиц может колебаться от крупнообломочного гравелистого и песчаного материала до тончайших отложений пыли и глины.

Аллювиальные отложения имеют ясно выраженную слоистость как результат резких и значительных колебаний уровней и скорости течений потока. По вертикали эти образования представ-

ляют собой иногда частое чередование слоев неодинаковой крупности, состава и мощности. Выклинивание отдельных слоев на сравнительно коротких расстояниях придает пестроту строению и распространению аллювиальных отложений.

Различной крупности аллювиальные отложения обладают и различной водопроницаемостью, а наличие тонкозернистых глинистых прослоев часто изолирует один водоносный пласт от другого, или одну часть водоносного слоя от другого. Аллювиальные отложения откладываются по всей длине потока, однако характер их в частях потока различен.

В верховьях равнинных рек обычно откладывается слабо отсортированный крупнообломочный материал — галечник, гравий, грубый песок. В среднем течении, где, как правило, скорость потока меньше, происходит отложение более отсортированного материала, представленного крупными и среднезернистыми песками. В нижнем течении потока откладываются преимущественно мелко- и тонкозернистые разности, а в устьевых участках осаждаются обычно мельчайшие частицы, образующие слоистые отложения тонкозернистых песков, пылеватых и глинистых разностей.

Подобная схема аллювиальных отложений в качественном отношении на определенном отрезке времени присуща всем водотокам. Однако изменение кинетической энергии потоков во времени усложняет эту схему. В зависимости от увеличения или уменьшения скорости течения потока, образовавшиеся ранее аллювиальные отложения определенной крупности перекрываются другими более крупными или, наоборот, более мелкими образованиями. Вместе с изменением скорости потока во времени изменяется и продольный профиль дна водотока, что влечет за собой изменение в пространственном расположении и наклоне слоев новых отложений. Поэтому слоистость аллювиальных отложений, как правило, косая, диагональная и несогласная. При этом отдельные слои часто перемещаются и выклиниваются на сравнительно небольших расстояниях. Особенно отличаются тонкой и прерывистой слоистостью, подчас с резким изменением строения и состава рыхлых образований, дельтовые отложения, в образовании которых принимает участие не только текучая вода потока, но и вода водоема, в который впадает водоток.

Крупность аллювиальных отложений, их мощность и разнообразие литологических разностей во многом зависят от крупности и мощности водотока. Аллювиальные отложения небольших рек обычно характеризуются сравнительно однообразным литологическим составом пород, в то время как долины крупных рек, сформировавшихся в более ранние эпохи, характеризуются большим разнообразием литологического состава пород. Такие древнеаллювиальные отложения обычно представлены значительно более крупным материалом и имеют несравнимо большую мощность.

В разрезе аллювиальных отложений ряда крупных современных рек, унаследовавших древние речные долины (р. Волга, Ока,

Днепр и др.), можно выделить два яруса аллювиальных отложений. Верхний ярус представлен современными мелко- и среднезернистыми песками, пылеватыми суглинками и частично глинами. Нижний ярус аллювиальных отложений сложен грубозернистыми разностями, главным образом, песчано-гравелистыми породами.

Мощность аллювиальных отложений и площадь их распространения, как правило, увеличиваются по мере удаления от истоков потока и достигают наибольших значений вблизи устья. В обратной зависимости находится водопроницаемость аллювиальных отложений, значение которой по мере уменьшения крупности отложений постепенно снижается.

Образование аллювиальных отложений в условиях горных потоков подчиняется тем же закономерностям. Однако крупность отложений, их мощность, а также водопроницаемость изменяются на очень коротких расстояниях. Сравнительно менее заметно выражена слоистость аллювиальных отложений по вертикали. Характерной особенностью аллювиальных отложений горных потоков является переотложение крупнообломочного материала, представленного галечниками и скоплениями гравия.

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

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

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

Грунтовые воды в аллювиальных отложениях залегают на различных глубинах. В поймах рек уровень грунтовых вод обычно располагается близко от поверхности земли, а местами даже эти воды выходят на поверхность пойменных террас, образуя небольшие озера и болота. В пределах надпойменных террас глубина зеркал грунтовых вод увеличивается, но редко бывает большой. Обычно глубина залегания грунтовых вод надпойменных террас не превышает нескольких метров.

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

В областях избыточного и переменного увлажнения источниками питания грунтовых вод могут быть атмосферные осадки (твердые и жидкие), непосредственно выпадающие на поверхность аллювиальных отложений и инфильтрующиеся через толщу аллювия.

Другим источником питания грунтовых вод аллювиальных отложений могут быть подземные воды водоносных горизонтов водораздельных пространств, стекающие в долину через делювий склонов и насыщающие аллювиальные отложения террас и подруслового потока. Этот вид питания особенно существенное значение имеет в зимний период.

Через дно долины и ее склоны могут поступать в аллювиальные отложения и более глубокие напорные подземные воды, обладающие достаточным гидростатическим напором. Такое питание возможно в течение всего года.

Значительную роль в питании грунтовых вод аллювиальных террасовых образований играют разливы рек, покрывающие заливаемые части террас и фильтрующиеся в толщу аллювия.

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

В пределах климатического пояса недостаточного увлажнения источниками питания грунтовых вод аллювиальных отложений являются талые воды весеннего снеготаяния, насыщающие между-речные пространства и стекающие в толщу аллювия. Однако главным и часто единственным постоянным источником питания грунтовых вод подруслового и прируслового аллювия является непосредственная фильтрация вод реки через дно и берега. Такое питание может осуществляться в течение всего года.

В определенных условиях питание грунтовых вод происходит путем конденсации водяных паров воздуха.

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

Наиболее широко аллювиальные воды эксплуатируются при помощи неглубоких (2—8 м) копаных колодцев в сельских районах. Они также используются для водоснабжения промышленных предприятий и городов. При крупном водоснабжении водозабор осуществляется системой взаимодействующих буровых скважин с установкой рабочей части фильтра в нижней, наиболее водообильной толще аллювиальных отложений.

Подземной водой, забираемой из мощных древнеаллювиальных речных отложений, снабжается столица Индии г. Дели. Здесь при глубине скважин 100—150 м их дебит достигает 2000—2500 м³/сут при понижении уровня на 10—12 м.

Весьма мощный поток грунтовых вод находится в долине р. Нила. Водоносный горизонт вскрыт в песчано-гравелисто-галечниковых отложениях мощностью до 300 м при ширине потока 10 км. Сверху водоносный горизонт перекрыт глинами толщиной 10—12 м, снизу он подстилается глинами третичного возраста. Под руслом р. Нила крошечные глины размыты, поэтому здесь подземные воды гидравлически связаны с речными. Подземные воды долины р. Нила широко используются для орошения.

В верхней части долины р. Нила отбирается из подземного потока за время с февраля по август около 1000 млн. м³ воды, которой орошается свыше 100 тыс. га земли; в средней части долины забирается около 500 млн. м³ воды для орошения еще 80 тыс. га земли; в низовьях р. Нила дренируется речным руслом ежегодно не менее 500 млн. м³ воды. При меженном уровне, определенном в июле, общий расход подземного потока, подсчитанного египетскими специалистами, определен в количестве 9000 млн. м³ в год.

Воды аллювиальных отложений р. Инда, Чинаб и др. весьма широко используются для целей водоснабжения в Западном Пакистане. Водосодержащие горизонты в долинах названных рек сложены разнородными песками с гравием и слоями глин толщиной 4—7 м. Максимальная мощность аллювиальной толщи превышает 600 м; к бортам речных долин она уменьшается до 100—150 м. Поверхность грунтовых вод залегает на глубине 3—4 м. Дебиты отдельных скважин глубиной 200—300 м при диаметре фильтра 203 мм достигают 180 м³/ч при понижении уровня до 6 м от статического. В аллювиальной толще до глубины 200—300 м распространены пресные воды, а глубже — соленые.

На территории СССР аллювиальные воды для водоснабжения широко используются в долинах крупных рек — Волги, Днепра, Оки, Северной Двины, Печоры и др.

Грунтовые воды ледниковых отложений

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

Моренные суглинки и глины практически относятся к водоупорным породам, но обычно они включают большое количество линз наносными. Отдельные разновозрастные толщи моренных суглинков и глин часто разделены флювиогляциальными отложениями, развитыми на довольно значительных площадях. Иногда такие отло-

жения подстилают моренные суглинки и глины. В соответствии с этим выделяются водоносные горизонты надморенные, межморенные и подморенные. Характеризуясь общими условиями формирования (питания, стока), в гидравлическом отношении они различны: первые имеют свободную, ненапорную поверхность, вторые и третьи — напорные.

Водообильность линз и прослоев песков, залегающих среди моренных суглинков и глин, а также межморенных и подморенных флювиогляциальных отложений сильно изменяется в связи с тем, что эти отложения имеют весьма непостоянный литологический состав и часто выклиниваются, замещаясь неводоносными суглинками и глинами. Этим объясняется разная глубина залегания грунтовых вод в скважинах и колодцах, расположенных на расстоянии 30—40 м друг от друга в областях развития моренных отложений.

Наибольшие запасы грунтовых вод сосредоточены во флювиогляционных отложениях типа озов, камов и особенно зандрах, а также во флювиогляциальных отложениях древних долин стока талых вод ледника. Эти долины наиболее широко развиты в ГДР и ФРГ, Польше, Прибалтийских республиках и Белоруссии между грядами конечных морен. Ширина долин иногда достигает 25 км, а мощность флювиогляциальных песков и галечников в них достигает десятков метров. С песками и галечниками связаны крупные бассейны и потоки грунтовых вод, используемых для водоснабжения населенных пунктов и промышленных объектов. Более 50% потребляемой воды в Белоруссии и Прибалтийских республиках добывается из такого типа ледниковых отложений.

Зандр или зандровое поле — это дологоволнистая равнина, расположенная перед внешним краем конечных морен. Зандровое поле сложено слоистыми осадками ледниковых вод: галечниками, гравием, песками, являющимися продуктами перемывания морены. Зандры представляют собой слившиеся пологие плоские конусы выноса многочисленных потоков воды, образовавшихся за счет таяния ледника. В СССР зандры особенно широко развиты в Полесье (в бассейне р. Припяти), в Мещерской низменности, Привисленской и Прибалтийской низменности, Западно-Сибирской низменности. Зандры древних отложений обычно перекрыты покровными суглинками, а зандры последнего оледенения лишены покровных суглинков и обычно покрыты сосновыми лесами.

Озы — это возвышенности в виде валов или гряд, внешне напоминающие железнодорожные насыпи. Высота озов достигает 100 м, чаще 15—30 м; длина — десятки километров, ширина — десятки, реже сотни метров. Озы сложены флювиогляциальными галечниками и песками. Озы представляют собой отложения русел потоков, текших в трещинах ледника. После таяния ледника весь песчано-гравийно-галечниковый материал, скопившийся в ледяных руслах, оседал на поверхность донной морены.

Озовые гряды являются мощным коллектором грунтовых вод,

часто находящихся под гидростатическим напором.

Озы широко распространены в южной Карелии, на Кольском полуострове, в Ленинградской области.

Ка́мы — ледниковые аккумулятивные холмистые формы рельефа, беспорядочно разбросанные в виде округлых конусовидных куполов, часто с плоскими вершинами. Они сложены отсортированными гравием, песками и супесями.

Камы возникают у края материковых ледников в условиях их дегляциации. Здесь образуются обширные глыбы мертвого льда, при таянии которых моренный материал перемывается и сортируется. Глинистые частицы выносятся водными потоками, а пески и галечники отлагаются в промежутках между глыбами мертвого льда, в ледяных озерах и пещерообразных внутриледниковых каналах и трещинах. При стаивании льда и понижении уровня ледниковых озер песчаный материал постепенно приобретает беспорядочный холмистый рельеф. Иногда камы образуют обширные холмистые области в Карелии, в северо-западной части Европейской территории СССР, в Прибалтике, также в Польше и ГДР.

Области распространения флювиогляциальных отложений находятся в благоприятных современных климатических условиях. Достаточное количество атмосферных осадков, обычно превышающее величины испарения, а также слабо расчлененный рельеф поверхности создают условия, способствующие интенсивной инфильтрации влаги в хорошо водопроницаемые флювиогляциальные отложения. Глубина залегания горизонтов грунтовых вод в зависимости от рельефа местности колеблется от 2 до 12 м от поверхности земли.

По химическому составу грунтовые воды ледниковых и водноледниковых образований весьма пестрые. В зависимости от климатических условий значительно меняется их общая минерализация. В северных районах в климатическом поясе избыточного увлажнения преобладают пресные гидрокарбонатные кальциевые воды (невысокой минерализации (0,2—0,3 г/л) с большим содержанием органических веществ и часто железистых соединений).

По мере продвижения на юг минерализация грунтовых вод постепенно повышается. Однако редко это повышение выходит за пределы принятых норм для пресных вод (1 г/л). Химический состав грунтовых вод обычно меняется незначительно. Лишь при контакте с породами, содержащими легко растворимые соли, возможно изменение химического состава грунтовых вод и повышение их общей минерализации.

На всей площади распространения флювиогляциальные отложения представляют собой довольно мощные водоносные горизонты грунтовых вод, обеспеченные достаточно обильным питанием. В ряде случаев эти водоносные горизонты содержат огромные запасы грунтовых вод отличного качества.

Например, флювиогляциальные пески в долине р. Яузы, имею-

щие сравнительно небольшую мощность (около 40 м), содержат крупные запасы грунтовых вод и частично обеспечивают водоснабжение г. Москвы (Мытищинский водозабор) в размере нескольких десятков тысяч кубометров воды в сутки.

Иногда значительные скопления грунтовых вод образуются в озерно-ледниковых отложениях. Озерно-ледниковые отложения состоят, главным образом, из мелко- и тонкозернистых песков и ленточных глин. Ленточные глины представляют собой тонкое чередование слоев глин с более песчанистыми пропластками. Мощность песчаных пропластков незначительна, поэтому водообильность ленточных глин весьма невысокая.

Грунтовые воды в озерно-ледниковых отложениях приурочены, в основном, к песчаным слоям, которые часто подстилаются ленточными глинами.

Мощность озерно-ледниковых отложений обычно не выходит за пределы двух — трех десятков метров.

Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь

Степные и пустынные районы расположены за пределами распространения ледниковых отложений. Они расположены в южной части Украины, Прикаспийской низменности, Предкавказье, в южной части Казахстана и в Средней Азии, где находятся пустыни Каракум, Кызылкум, Сары-Ишикотрау, Муюнкум, Бетпак-Дала. Степи и особенно полупустыни и пустыни характеризуются малым количеством атмосферных осадков (в среднем около 150—250 мм в год) при высокой испаряемости (до 2500 мм в год и более). Речная сеть развита очень слабо. Реки, протекающие по пустыням, относятся к «транзитным», поскольку они не получают питания по пути движения. Реки Амударья, Сырдарья и др. после выхода из гор расходуют свои воды на питание грунтовых вод и испарение.

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

В степях зимние осадки сносятся ветром в балки и овраги, где создаются более благоприятные условия для накопления подземных вод. В эти же понижения направлен поверхностный сток, возникающий при редких дождях. Наблюдения показывают, что в понижениях рельефа грунтовые воды залегают на небольшой глубине и нередко имеют удовлетворительный химический состав. Как в понижениях (лиманах), так и на других участках степей,

полупустынь и пустынь пресные воды залегают в виде различных размеров линз на соленой грунтовой воде.

На возвышенных участках степей грунтовые воды необильны и обычно сильно минерализованы.

Грунтовые воды в лёссовых образованиях и лёссовидных суглинках наиболее широко распространены на территории Азово-Кубанской и Причерноморской низменностях, степного Крыма, левобережной Приднепровской возвышенности, Полтавского плато, Сало-Ергенинского плато и склонов Ставропольской возвышенности. Здесь они залегают обычно в нижней части разреза, вследствие хорошей вертикальной водопроницаемости лёссовых отложений. Водоупором для грунтовых вод служит сравнительно небольшой мощности толща красно-бурых глин. Глубина залегания зеркала грунтовых вод составляет 20—30 и более метров.

В лёссах и лёссовидных суглинках в период весеннего снеготаяния возможны временные скопления гравитационной воды на местных водоупорах типа верховодки. Этими водоупорами могут служить погребенные почвы или участки уплотненных лёссовидных суглинков.

Минерализация грунтовых вод лёссовых отложений пестрая, но она закономерно повышается по направлению на юг и юго-восток. В северной части зоны развития лёссовидных образований минерализация грунтовых вод невысокая, сухой остаток не выходит за пределы 1 г/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые. К югу от линии, проходящей примерно через Котовск — Первомайск — Кировоград — Лозовая, грунтовые воды, как правило, обладают повышенной минерализацией от 1 до 3 г/л. Соответственно изменяется и химический состав грунтовых вод от гидрокарбонатных натриевых к сульфатным натриевым и реже сульфатным кальциевым. В крайней южной части лёссовой зоны по побережью Черного и Азовского морей и в Пришывашье минерализация грунтовых вод возрастает до 20 г/л и более. По химическому составу эти воды преимущественно хлоридные натриевые.

Среди засоленных грунтовых вод на отдельных участках, чаще под степными блюдцами, а также в верховьях балок и лощин встречаются пресные воды с минерализацией до 1 г/л.

Пустыни и полупустыни расположены в бессточных областях. Поверхностные воды здесь или стекают во внутренние замкнутые озера, не имеющие связи с океаном, или по пути движения расходуются на фильтрацию в песчаные породы и испарение, не достигая озер. Наиболее крупная в СССР Арало-Каспийская бессточная область.

Воды бессточных озер расходуются главным образом на испарение, что приводит к накоплению в бессточных впадинах различных солей. Следовательно, эти впадины выполняют ту же роль, что моря и океаны, аккумулирующие водорастворимые соли. Вода этих озер, естественно, сильно минерализована. Неглубокие озе-

ра летом полностью пересыхают и на поверхности образуется соленая корка с трещинами усыхания.

С поверхности суши испаряются не только атмосферные осадки, но и при определенных условиях также грунтовые воды. При большой глубине залегания грунтовых вод испарение с их поверхности незначительно; если же глубина залегания грунтовых вод не превосходит высоты капиллярного поднятия, испарение резко увеличивается вследствие непрерывного подъема грунтовой воды по капиллярам к поверхности земли. Этот процесс ведет к засолению почвенного покрова и образованию солончаков.

В сухих степях и полупустынях грунтовые воды иногда залегают на небольшой глубине. В Прикаспийской низменности, например, грунтовые воды часто залегают на глубине всего нескольких метров от поверхности, причем, как правило, они сильно минерализованы. Только на повышенных элементах рельефа, на участках дренирования горизонта грунтовых вод речными долинами, на сравнительно небольших участках понижений, где накапливаются и в большом количестве просачиваются поверхностные воды, создаются благоприятные условия для опреснения грунтовых вод.

Грунтовые воды пустынь большей частью сильно минерализованы и непригодны для питья. Этому способствуют климатические условия и равнинный характер рельефа, вследствие которого замедляется движение грунтовых вод. Однако на поверхности минерализованных грунтовых вод во многих районах «плавают» линзы пресных вод, занимающие нередко значительную площадь. В Кызылкумах и других пустынях открыты и бассейны артезианских вод с пресной и солоноватой водой. Существовавшее ранее представление о бедности пустынь подземными водами, пригодными для водоснабжения и орошения, опровергнуто.

В Средней Азии наиболее распространены песчаные пустыни.

Источники питания грунтовых вод — атмосферные осадки, временные поверхностные водотоки, реки, подземный приток со стороны предгорных равнин и конденсационные воды. Например, соотношение источников питания грунтовых вод Каракумов следующее: фильтрация из рек — около 74%, подземный приток из области Копет-Дага — 11%, местная инфильтрация атмосферных осадков через оголенные пески — около 15% (по В. Н. Кунину).

Расходование грунтовых вод происходит путем испарения (в большинстве внутригрунтового) и транспирации растительностью, корни многих видов которой проникают до 20—25 м.

Минерализация грунтовых вод высокая, она увеличивается с удалением от источников питания и в большинстве районов — с глубиной. Наличие пресных линз обуславливает пестроту минерализации. Пресные линзы образуются преимущественно за счет атмосферных осадков и конденсации водяных паров. Обладая меньшим удельным весом, пресные воды находятся на поверхности соленых и благодаря малой скорости диффузии не смешиваются

с ними. Выделяются следующие типы пресных линз (по В. Н. Кунину).

Подтакрырные линзы. На такырах*, имеющих ровную глинистую поверхность без растительности, собираются осадки и временный поверхностный сток. Эти воды просачиваются по трещинам глинистой корочки и образуют пресную линзу на поверхности соленой воды. Объем таких линз изменяется от десятков до сотен тысяч кубометров. Линзы широко используют для водоснабжения (с помощью колодцев). Однако при усилении эксплуатации возможно подтягивание соленых вод. Создавая на такырах систему водосборных канав, впадающих в специально вырытые наливные колодцы, население издавна увеличивает пополнение пресных линз, уменьшая потери поверхностных вод на испарение и сток.

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

Подпесчаные линзы формируются под массивами барханных песков, дюнами и другими формами песчаных накоплений в условиях, когда минерализация подстилающих вод не превышает 20—40 г/л. Они приурочены к мелкозернистым пескам. Запасы пресных вод изменяются в очень широких пределах, местами достигают миллиардов кубометров. Источники питания подпесчаных линз — атмосферные осадки и конденсационные воды.

В формировании подпесчаных линз Н. А. Огильви и В. Н. Чубаров большое значение придают растительности, закрепляющей пески. По их наблюдениям в Каракумах на площади развития Ясханской пресной линзы при отсутствии растительности гравитационное просачивание воды возможно даже при залегании грунтовых вод на глубине 30—35 м. В песках, закрепленных растительностью, условия для инфильтрации неблагоприятны. Внутригрунтовая конденсация водяных паров в зоне аэрации составляет 17 мм в год. На незакрепленных песках эта влага также может просачиваться вниз, пополняя линзы. Относительно интенсивная внутригрунтовая конденсация происходит в слое от 1—2 до 6—10 м. Внутригрунтовое испарение с зеркала грунтовых вод равно 0,5—0,6 мм в год, т. е. меньше пополнения линзы осадками и конденсационной влагой. Это питание линзы примерно балансирует ее современный подземный сток.

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

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

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

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

В отдельных пустынных зонах грунтовые воды пресного состава вскрываются колодцами и скважинами только вблизи поверхностных водотоков и постоянных оросительных каналов. Питание этих вод на таких участках осуществляется за счет фильтрационных потерь речных и оросительных вод. На некотором удалении от речных русел и оросительных каналов минерализация грунтовых вод заметно повышается вследствие недостаточного питания и интенсивного испарения с поверхности при неглубоком залегании их уровня.

Следовательно, в ирригационных районах оросительные воды служат дополнительным, а нередко основным источником питания грунтовых вод. По данным Д. М. Каца, в некоторых районах Узбекской ССР поглощение оросительных вод составляло около 450 мм в год, при этом фильтрационные потери из ирригационных каналов в среднем достигали 70%. На участках с высокой водопроницаемостью фильтрация оросительных вод существенно снижает степень минерализации грунтовых вод.

Грунтовые воды горных областей, межгорных впадин и предгорных наклонных равнин

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

Горным хребтам свойственны интенсивная расчлененность рельефа и вертикальная зональность климата — увеличение осадков и понижение температуры воздуха с повышением местности над уровнем моря. Питаемые атмосферными осадками грунтовые воды выклиниваются на склонах речных долин и ущелий, образуя источники. Благодаря интенсивной циркуляции — воды пресные. Исключение представляют источники, выходящие из соленосных отложений. Часть грунтовых вод перетекает в отложения предгорных шлейфов, питая артезианские водоносные горизонты. Горные

хребты с окаймляющими их предгорными шлейфами являются областями питания подземных вод равнинных территорий.

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

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

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

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

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

3. Район неглубокого залегания и повышенной минерализации грунтовых вод (в аридных областях) занимает периферическую часть конуса и примыкающие межконусные понижения. Вследствие низкой естественной дренированности (4-я и 5-я гидродинамические зоны) грунтовые воды залегают на неорошаемых землях на глубине 4—6 м, на орошаемых — в основном на глубине до 3 м. Грунтовые воды также подпитываются напорными, но выклинивания не происходит. Скважины, вскрывающие напорные воды, нередко фонтанируют. Грунтовые воды активно участвуют в почвообразовании, могут вызывать заболачивание и засоление.

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

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

Предгорные равнины представляют в большинстве своем слившиеся конусы выноса рек. Здесь могут быть выделены те же гидрогеологические районы, что и на конусах выноса. В районе выклинивания так же, как и на конусах выноса, разгружаются пресные грунтовые и напорные воды, вызывающие заболачивание почв и питающие источники и карасу. Ширина зоны выклинивания может достигать многих километров.

Следует отметить, что при слабом питании подземных вод на предгорных шлейфах они не выходят на поверхность — источников и карасу нет. В этом случае грунтовые воды приближаются к поверхности земли (глубина залегания их в среднем 3—5 м) и расходуются здесь на испарение и транспирацию. В аридных районах на этой своеобразной площади выклинивания формируются грунтовые воды высокой минерализации, а почвенный покров отличается природным засолением. Напорные воды могут быть пресными и фонтанировать из скважин. Подобная область выклинивания подземных вод наблюдается, например, в зоне Южного Голодностепского канала. С удалением от площадей выклинивания глубина залегания грунтовых вод постепенно увеличивается до 10—15 м и более.

Мощные континентальные отложения предгорных накоплений равнин нередко являются природными коллекторами огромных запасов как грунтовых, так и артезианских вод. Запасы подземных вод в данных геологических структурах формируются путем поглощения вод поверхностных водотоков, а также инфильтрации атмосферных осадков. Подземные воды, находящиеся в сфере активного водообмена, обычно имеют невысокую минерализацию.

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

Воды предгорных равнин так же, как и воды сухих дельт, широко используются для орошения и водоснабжения. Еще в глубокой древности эти воды каптировались и выводились самотеком через кяризы.

Кяризы — это подземные галереи, которые своей верхней частью прорезают водоносный слой, перехватывают часть потока грунтовых вод и выводят его на поверхность, проходя с меньшим уклоном, чем уклон поверхности земли. Кяризы и до сих пор существуют в Закавказье и Средней Азии. Количество воды, получаемой кяризами, очень различно в зависимости от литологических особенностей водоносных слоев и условий их питания. Так, по данным Н. М. Победоносцева, в Азербайджанской ССР в настоящее время насчитывается около 900 действующих кяризов с суммарным дебитом в зависимости от времени года 20—30 м³/с. Дебит отдельных кяризов достигает 200—250 л/с, а их средние расходы от 25 до 50 л/с. Значительная глубина заложения головных частей кяризов (до 30—60 м) и большая длина водосборных штолен кяризов обуславливают устойчивость их расходов.

Насколько велико значение таких кяризов для сельского хозяйства можно видеть из того, что в Азербайджане водой кяризов орошается до 50 тыс. га земли.

В Иране количество кяризов достигает 300 при общей их длине свыше 15 тыс. км. Наибольшая глубина головных колодцев, через которые при строительстве кяризов подается горная порода на поверхность, достигает 250 м. Суммарный расход, каптируемый кяризами подземной воды, составляет 560 м³/с. Этой подземной водой в Иране орошается до 50% земель и снабжается 18 тыс. населенных пунктов.

Грунтовые воды песчаных морских побережий

Эти воды приурочены к дюнным мелкозернистым однородным пескам. Причем, зеркало грунтовых вод в сглаженном виде повторяет дневную поверхность. Установлено, что в дюнных песках морских побережий и на песчаных островах пресные грунтовые воды на определенной глубине сменяются солеными водами. Пресные воды лежат на соленых водах глубокой выпуклой линзой.

Образование таких линз объясняется условиями гидродинамического равновесия, обусловленного различной плотностью пресной и соленой воды. Механизм образования сводится к тому, что атмосферные осадки, выпадающие на поверхность песчаных образований, и сконденсированные водяные пары воздуха просачиваются вглубь и достигают поверхности морской соленой воды. Накапливающаяся пресная вода давит на поверхность соленой морской воды и прогибает ее поверхность. Уровень пресной воды в подобных случаях всегда лежит выше уровня окружающего моря. Чем дальше от береговой полосы, тем выше уровень стояния пресной воды и тем больше слой пресной воды, под которым залегает соленая морская вода (рис. 10).

В результате длительного процесса накопления инфильтрационных и конденсационных вод создается мощная линза пресных вод, как бы плавающих на соленых морских водах.

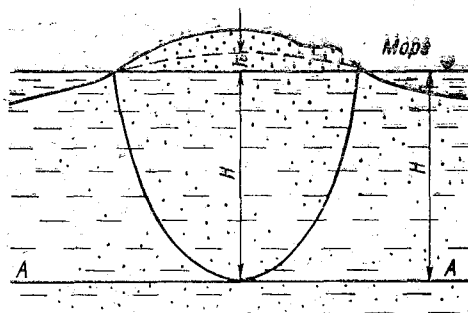


Рис. 10. Глубина залегания грунтовых пресных вод на песчаном острове в море

Количество пресных вод можно определить эмпирическим путем, оконтурив линзу при помощи бурения.

Однако в этом трудоемком способе определения количества пресной воды нет надобности, поскольку гидродинамическое равновесие создается соотношением мощности пресной линзы и плотности соленой морской воды. Поскольку плотность морской воды в среднем равна 1,024, а плотность пресной воды равна 1, можно составить следующее уравнение:

$$H + h = 1,024 H, \text{ откуда } h = 0,024 H.$$

Таким образом, превышение уровня пресной воды на острове над уровнем моря составляет приблизительно $\frac{1}{42}$ глубины распространения пресной воды, считая от уровня моря. Отсюда легко определить и мощность горизонта пресных вод:

$$h + H = h + 42 h = 43 h.$$

Аналогичные условия складываются на орошаемых массивах, где часто на глубине залегают более или менее минерализованные грунтовые воды. В этом случае при орошении какого-либо участка инфильтрующиеся пресные воды, достигая минерализованных грунтовых вод, растекаются по их поверхности. Мелкозернистые и пылеватые породы и малые уклоны зеркала грунтовых вод создают условия чрезвычайно медленного движения их. Проникающие с поверхности земли пресные воды, накапливаясь, прогибают зеркало соленых вод, вытесняя их в стороны.

Грунтовые воды дюн широко используются для водоснабжения некоторых городов и селений в Голландии. Пресные грунтовые воды в дюнах и на морских островах отмечены на побережьях Балтийского, Каспийского и Средиземного морей.

При эксплуатации грунтовых вод песчаных морских побережий следует отбирать только то количество воды, которое восполняется местным питанием и подтоком вод со стороны суши. При несоблюдении этого правила вода в колодцах и скважинах осолоняется вследствие притока морской воды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Климентов П. П., Богданов Г. Я. Общая гидрогеология. — М.: Недра, 1977, с. 211—229.
2. Справочное руководство гидрогеолога. (под редакцией В. М. Максимова). Том. I. — Л.: Недра, 1967, с. 120—131.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Основные особенности и условия залегания грунтовых вод	4
Связь грунтовых вод с поверхностными водами	8
Связь грунтовых вод с напорными водами	11
Форма поверхности грунтовых вод	12
Условия питания и разгрузки грунтовых вод	15
Зональность грунтовых вод	18
Основные типы грунтовых вод по условиям залегания и их характеристика	23
Грунтовые воды речных долин	23
Грунтовые воды ледниковых отложений	27
Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь	30
Грунтовые воды горных областей, межгорных впадин и предгорных наклонных равнин	34
Грунтовые воды песчаных морских побережий	37
Литература	39

Леонид Ефимович Михайлов

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Конспект лекций

Редактор *Т. В. Иващенко*

Корректор *Р. В. Федорова*

Сдано в набор 18.03.82. Подписано к печати 20.12.82. М-33212. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага тип. № 2. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 2,5. Уч.-изд. л. 3,0.
Тираж 400 экз. Темплан 1982 г. Поз. 284. Зак. 187. Цена 20 коп.

Издание ЛПИ им. М. И. Калинина, 195251, Ленинград, Политехническая, 29,
Типография ВВМУПП им. Ленинского комсомола