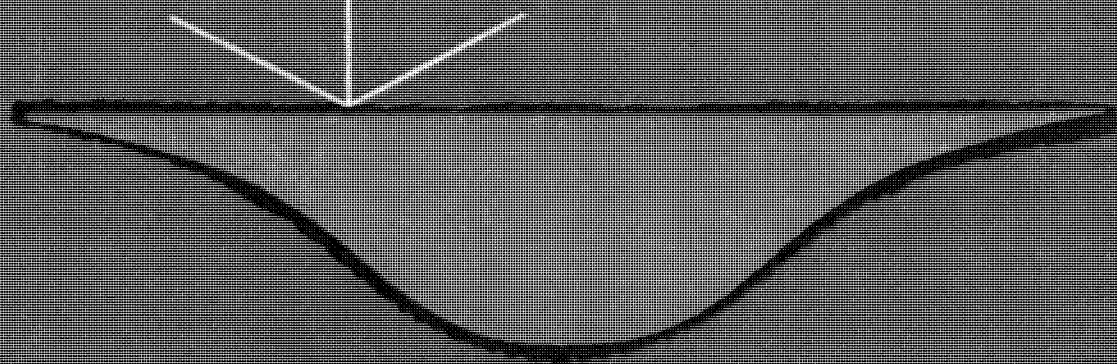


П.П.КЛИМЕНТОВ

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ



ПРОФ. П. П. КЛИМЕНТОВ

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

**3-е издание,
переработанное и дополненное**

**Допущено
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника
для геологоразведочных техникумов**



ИЗДАТЕЛЬСТВО „ВЫСШАЯ ШКОЛА“

Москва — 1971

Климентов П. П.

К48 Общая гидрогеология. Учебник для геологоразведочных техникумов. М., «Высшая школа», 1971.
 224 с. с илл.

В учебнике описаны воды атмосферы и воды на поверхности Земли; охарактеризованы физические свойства, химический и бактериологический состав подземных вод, а также их происхождение и классификация. Более полно описаны грунтовые, артезианские воды и типы подземных вод области многолетней мерзлоты, имеющие большое значение в народном хозяйстве.

Предназначается для учащихся геологоразведочных техникумов.

552

2—9
192—71

Проф. Петр Платонович Климентов

ОБЩАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Редактор *В. С. Капышева*

Художник *Л. М. Чернышев*

Технический редактор *Э. М. Чижевский*

Корректор *Г. И. Кострикова*

Г—11914	Сдано в набор 22/1—71 г.	Подп. к печати 12/VII—71 г.
Формат 60×90 ¹ / ₁₆	Объем 14 печ. л.	Уч.-изд. л. 13,79
Изд. № Е-202	Тираж 11 000 экз.	Цена 56 коп.

План выпуска литературы для вузов и техникумов
издательства «Высшая школа» на 1971 г. Позиция № 192

Москва, К-51, Неглинная ул., д. 29/14.

Издательство «Высшая школа»

Московская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Хохловский пер., 7. Зак. 2421.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Гидрогеология (геология подземных вод) — наука о подземных водах земной коры. Она изучает геологическую роль, происхождение, формирование, закономерности распространения и движения подземных вод, а также их физические и химические свойства. Подземные воды, рассматриваемые в неразрывной связи и взаимодействии с другими видами природных вод и горными породами, являются одним из наиболее важных и активных видов геологической материи, существенно влияющих на ход геологических процессов земной коры и условия ее образования. Поэтому их изучение имеет не только большое практическое, но и огромное познавательное значение, являясь важнейшим звеном в правильном материалистическом понимании истории развития Земли.

Таким образом, гидрогеология, изучающая подземные воды как своеобразное природное тело Земли и как одно из наиболее важных полезных ископаемых, является одной из основных научных отраслей геологии и относится к циклу естественноисторических наук. Благодаря этому, а также исходя из необходимости всестороннего познания природы и требований практики, гидрогеология выросла в своеобразную самостоятельную науку, призванную способствовать полному и рациональному использованию подземных вод и других минерально-сырьевых ресурсов в интересах социалистического народного хозяйства.

Советская гидрогеология принципиально отличается от буржуазного учения о подземных водах диалектическим подходом при рассмотрении вопросов происхождения земной коры и развития природных вод, широтой охвата анализа природных явлений, связанных с формированием и проявлением подземных вод. В капиталистических странах учение о подземных водах нередко имеет описательное направление, и поэтому оно лишено историко-геологической основы, а в некоторых странах гидрогеология даже не выделяется в особую отрасль знаний и включается в качестве раздела в гидрологию.

В настоящем учебнике освещены основные положения первого раздела гидрогеологии — «Общая гидрогеология» (см. «Введение»).

Предыдущее издание учебника было выпущено в 1962 г. За это время появилось много новых данных, поэтому во все главы внесены существенные дополнения и изменения в соответствии с новой учебной программой, утвержденной в 1967 г.

Отзывы и замечания просьба направлять по адресу: Москва, К-9, проспект Маркса, 18, Московский орден Трудового Красного Знамени геологоразведочный институт имени С. Орджоникидзе, кафедра гидрогеологии и радиогидрогеологии.

Автор

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеология, как и многие другие научные и прикладные дисциплины, возникла и развивалась из необходимости удовлетворения запросов народного хозяйства. Первые сведения о подземных водах, надо думать, были уже в глубокой древности. Эти сведения, вероятно, заключались в умении по небольшому числу местных примет выбирать участки для заложения копанных колодцев, а позднее и для заложения кяризов¹ и буровых скважин. Очевидно, практические навыки добывания воды быстрее развивались в засушливых районах, где было мало поверхностных вод. Такие районы в Советском Союзе расположены на юго-востоке с редкими поверхностными водотоками и где мало также пресных подземных вод. Нельзя считать случайным, что большинство поселений расположено по берегам рек и речек. Здесь легко использовать наряду с поверхностными водами и пресные подземные воды, залегающие часто на незначительной глубине в песчаных отложениях. Нередко у основания склонов речных долин выходят источники с водой высокого качества. Воды этих источников широко используются для водоснабжения и других целей.

По данным проф. В. С. Мартыновского, общие запасы воды на нашей планете достигают астрономической цифры: 15 триллионов кубометров. Это составляет более 500 миллионов кубометров на каждого жителя Земли. Существенно подчеркнуть, что на пресные воды приходится только три процента от общего количества влаги. Поэтому многие страны мира уже испытывают в ней существенный недостаток. Крупные ученые пришли к выводу о том, что ограниченные запасы пресной воды поставили перед человечеством серьезную проблему поисков и разработки новых методов опреснения морской воды.

Подземные воды имеют исключительно большое значение для народного хозяйства: они широко используются в быту, промышленности и сельском хозяйстве. Достаточно указать, что в настоящее время население земного шара ежедневно потребляет свыше 8 000 000 000 м³ воды, из которых около 1 600 000 000 м³ приходится на подземные [3].

Для всех технических и бытовых нужд в СССР в настоящее время используется каждые сутки около 690 000 000 м³ воды. Это количество воды примерно равно речному стоку р. Волги.

Чтобы поддержать жизнь одного человека, ежегодно необходимо почти 2700 м³ воды. Для получения 1 кг растительной пищи требуется 2000 л воды, а 1 кг мяса — 20 000 л воды.

¹ Кяризы — водозахватные сооружения, служащие для собирания подземных вод и вывода их самотеком на поверхность земли.

Обычно подземные воды извлекаются на поверхность для использования при помощи скважин, копаных колодцев, галерей и иного вида водозахватных сооружений.

В глубоких пластах горных пород нередко вскрываются скважинами теплые и горячие воды, а иногда и минерализованные воды и рассолы, содержащие редкие элементы (йод, бром и др.), термальные воды используются для теплофикации населенных пунктов и в сельском хозяйстве, а минерализованные воды и рассолы — в промышленности [13].

Из истории известно также, что центры древней цивилизации нередко располагались на площадях, на которых легко можно было добывать не только поверхностную, но и подземную воду. В отдельных районах развитие цивилизации прекращалось, если исчерпывались запасы имевшихся водных источников.

При кочевом образе жизни пресную подземную воду добывали для питьевых целей, с развитием оседлости стали использовать эту воду и для орошения. Там, где не было соляных залежей, добывали соль путем выпаривания воды соленых источников. По мере увеличения численности населения возрастала потребность в добыче соли. Тогда стали закладывать на подземные рассолы копаные колодцы и рассолоподъемные скважины.

В некоторых районах СССР (Старая Русса, Сольвычегодск, Тотьма, Солигалич, Соликамск и др.), где ранее проводилась выварка соли из подземных рассолов, и до настоящего времени сохранилась часть буровых скважин, закрепленных деревянными сверлевыми трубами, из которых вытекает соленая вода.

На Дальнем Востоке, на площадях соляных залежей, большое практическое значение имеет выпаривание соли из высокоминерализованных вод горячих источников (за счет их тепла). Теплом горячих источников можно также пользоваться для выпаривания соли из морской воды, подаваемой по трубам к выходам горячих источников. Последнее мероприятие в течение многих лет практикуется в Японии.

Известно, что некоторые месторождения твердых полезных ископаемых образовались в результате геохимической деятельности подземных вод в минувшие геологические эпохи. Перемещение химических элементов в земной коре, накапливание их в форме рудных залежей — нередко результат сложных гидрогеохимических процессов, возникающих при движении подземных вод и взаимодействии их с горными породами. Так сформировались гидротермальные, инфильтрационные, метасоматические и другие рудные месторождения¹. Передвижение подземных вод и сложное взаимодействие их с минеральными образованиями играют существенную

¹ Гидротермальные и инфильтрационные месторождения образовались в результате отложения минералов и рудных веществ из водных растворов; метасоматические — обусловлены процессами метасоматоза, т. е. замещения одних минералов или горных пород другими при взаимодействии горных пород с расплавом, гавами или растворами.

роль и в дальнейшей истории месторождений, приводя в одних районах к вторичному обогащению, а в других — к разрушению месторождений.

Следует особо подчеркнуть, что как в царской России, так и в то же время в некоторых других капиталистических странах имели место лишь зачатки учения о подземных водах. Этого нельзя сказать в отношении условий водозабвата: остатки старинных водопроводов, колодцев, буровых скважин, фонтанов и капитальных сооружений свидетельствуют о высоком техническом уровне и мастерстве русских людей в вопросах использования подземных вод для водоснабжения, добычи солей и минеральных вод. Высокая культура строительства водозахватных каптажных сооружений и кяризов существовала уже в первые века нашей эры у народов, населявших территории Кавказа и Средней Азии.

Существенную роль в обобщении опыта использования водных ресурсов в России, их учета и изучения сыграла учрежденная в 1724 г. Российская академия наук, экспедиции которой были направлены в различные районы страны (С. П. Крашенинников, Н. И. Лепехин, Н. Я. Озерцовский, Н. П. Рычков, А. Ф. Зуев, П. С. Паллас и др.).

Значение подземных вод в геологических процессах впервые было отмечено еще в 1757—1759 гг. гениальным русским ученым М. В. Ломоносовым. В работе «Слово о рождении металлов от трясения земли» Ломоносов писал: «Между тем дождевая вода сквозь внутренности горы процеживается и распущенные в ней минералы несет с собой, и в оные расселины выжиманием или капаньем вступает; каменную материю в них оставляет таким количеством, что в несколько времени наполняет все оные полости. Удостоверяет о сем повседневно искусство рудокопов, которые в рудниках... весьма часто находят новые минералы, которыми не токмо разбиты старые руды, в кучу собранные, снова срастаются, но и старые рудники новою материею наполняются».

В этой же работе Ломоносов следующим образом охарактеризовал взаимодействие подземных вод с горными породами: «Ибо дождевая вода, когда горы проникает, тончайшие земляные частицы, из которых камни сседаются, в себе разводит, и от тех силу получает другие тела претворять в камень, оставляя в их скважинах оныя частицы, которые прежде из каменной горы взяла с собой».

Подземные воды — постоянный источник питания многих рек, протекающих в районах с влажным климатом, а иногда и в районах с засушливым климатом. В европейской части СССР подземные воды во многих районах служат главным источником водоснабжения городов.

Наибольшую ценность подземные воды приобретают в тех областях, где мало или нет совсем поверхностных вод. Иногда для получения большого количества воды хорошего качества сооружают длинные водоводы. Примером может служить г. Баку, эксплуа-

тирующий для целей водоснабжения подземные воды, захватываемые на расстоянии 185 км от города.

В СССР крупные гидрогеологические исследования проводились для водоснабжения многих городов и промышленных предприятий, а также для проектирования и строительства Волховской, Свироской и других гидроэлектростанций; канала имени Москвы; Беломорско-Балтийского канала; Куйбышевской, имени XXII съезда КПСС и Каховской гидроэлектростанций; Волго-Донского канала имени В. И. Ленина; Северо-Крымского канала; Московского метрополитена имени В. И. Ленина; Ленинградского метрополитена имени В. И. Ленина; Московского университета имени М. В. Ломоносова и некоторых других крупных инженерных сооружений.

Известно, что для бесперебойной работы тепловых электростанций требуется большое количество воды. Так, например, для электростанций мощностью в 1,5 млн. киловатт необходимо 4 750 000 м³/сут воды, т. е. примерно четыре таких потока, как р. Москва.

В СССР бурно растущая промышленность, строительство новых и расширение существующих городов и населенных пунктов требуют все возрастающего количества хорошей питьевой и технической воды. Требования к санитарной оценке питьевой воды, как и нормы потребления воды, в настоящее время значительно повышены. Какое количество воды потребляется, например, промышленностью, видно из следующих данных: для выплавки 1 т меди необходимо 500 м³, 1 т чугуна — 200 м³, на изготовление 1 т бумаги расходуются около 1000 м³, 1 т стекла — 20 м³ воды и т. д.

Новые промышленные предприятия и населенные пункты нередко располагаются в районах, бедных поверхностными водами. В таких районах исключительная роль принадлежит гидрогеологии, которая призвана, пользуясь новейшими достижениями науки и техники, открывать и давать обоснованные прогнозы о новых, несущих воду геологических структурах и водоносных пластах.

В пустынных и полупустынных областях развитие промышленности и сельского хозяйства в основном зависит от наличия воды. «Вода — дороже алмаза, сама жизнь», — говорят в Туркмении. Существенно подчеркнуть, что вода в аридных зонах земного шара нередко обходится дороже нефти. Так, по данным В. С. Мартыновского, стоимость естественной пресной воды с каждым годом повышается и в настоящее время она составляет 3—8 коп. за 1 м³. Там, где отсутствуют поверхностные воды или же вследствие высокой минерализации они оказываются непригодными для орошения, проводятся крупные гидрогеологические исследования — поиски подземных вод. В случае отсутствия подземных вод, пригодных по составу для питьевого и технического водоснабжения, в таких районах иногда выполняются крупные гидрогеологические и инженерно-геологические исследования для выявления возможности строительства водохранилищ в речных долинах и пропуска воды по каналам на большие расстояния. При Советской власти был сооружен

Каракумский канал имени Ильича длиной 845 км. Водой, транспортируемой по этому каналу, огромная бесплодная земельная площадь превращена в цветущий оазис.

Существенно подчеркнуть, что в последнее время при проведении гидрогеологических и геологоразведочных работ в засушливых областях выявлено значительное количество бассейнов подземных вод. Только в одной Казахской республике, например, выявлено 70 бассейнов напорных (артезианских) и грунтовых вод с общей площадью около 2 млн. км² (данные У. М. Ахмедсафина).

Важно также указать, что в отличие от качества поверхностных вод, часто не удовлетворяющих санитарным требованиям, подземные воды (особенно артезианские) по физическим и бактериологическим данным отличаются высокими показателями: зимой вода не замерзает и имеет относительно невысокую и постоянную температуру.

В районах, где нет или мало пресной воды, строятся установки, опресняющие соленую морскую или подземную воду. Производительность таких установок на территории Советского Союза составляет 5000 м³/сут воды. Проектируется строительство более производительных опреснительных установок.

Известно, что до последнего времени опреснительные установки работали на энергии, получаемой от сжигания нефти, природных газов и угля. При переходе на использование атомной энергии, возможно, будут опресняться не тысячи, а сотни тысяч и даже миллионы кубометров воды в сутки. Дистиллят можно получать также и из минерализованных подземных вод.

При проектировании орошения засушливых районов надо считаться с тем, что в этих районах нередко происходит засоление почвенного покрова. Естественной причиной засоления часто служит неглубокое (2—3 м) залегание уровня подземных вод, которые поднимаются по капиллярам до поверхности земли; при высокой температуре и невысокой относительной влажности воздуха эти воды с поверхности земли быстро испаряются, а растворенные в них соли накапливаются на поверхности и в верхних слоях почвы. Искусственные причины засоления почвы иногда обусловлены повышенными нормами полива, вызывающими резкий подъем уровня подземных (обычно грунтовых) вод.

В областях естественного избыточного увлажнения почвенные и подпочвенные слои местами оказываются сильно переувлажненными, вследствие чего образуются заболоченные пространства, покрытые густой болотной растительностью или тонким слоем воды.

Естественно, что в районах орошаемого земледелия и избыточного увлажнения почв приходится применять меры по снижению уровня грунтовых вод и выполнять другие работы для предохранения земельных угодий от дальнейшего засоления и заболачивания.

В Советском Союзе проводятся работы по полезащитным лесонасаждениям и строительству прудов и водоемов для обеспечения высоких устойчивых урожаев в степных и лесостепных районах.

Одновременно осуществляются мероприятия по закреплению подвижных песков, распространенных на значительных площадях побережий Дона, Днепра, в Прикаспии, Каракумах, Кызылкумах и т. д., по борьбе с эрозией (размыванием) почв, снегозадержанию, лиманному орошению и т. п. Все эти работы влекут за собой изменение гидрогеологических условий и требуют участия специалистов-гидрогеологов.

Иногда подземные воды играют и отрицательную роль. В некоторых районах на склонах и в обрывах речных долин и морских побережий подземные воды наряду с другими факторами вызывают смещения земляных масс, так называемые оползни (в некоторых районах Поволжья, в районе г. Одессы, на южном побережье Крыма и в других местах).

В настоящее время гидрогеология стала сложной комплексной наукой, включающей следующие крупные самостоятельные разделы: 1) общая гидрогеология, 2) динамика подземных вод, 3) методика гидрогеологических исследований, 4) гидрогеохимия, 5) гидрогеология месторождений полезных ископаемых, 6) учение о минеральных (лечебных) водах, 7) радиогидрогеология, 8) региональная гидрогеология СССР.

1. *Общая гидрогеология* рассматривает общие вопросы происхождения, формирования и проявления подземных вод земной коры, их физические и химические свойства, взаимодействие с вмещающими горными породами, а также факторы, предопределяющие их распространение и закономерности движения. При этом подземные воды, являющиеся только частью природных вод гидросферы, рассматриваются в неразрывной связи и взаимодействии с поверхностными водами. Большую роль в развитии общей гидрогеологии сыграли советские гидрогеологи: Ф. П. Саваренский, А. Ф. Лебедев, О. К. Ланге, Г. В. Богомолов, А. М. Овчинников и др.

2. *Динамика подземных вод* изучает закономерности движения подземных вод под влиянием естественных и искусственных факторов и разрабатывает методы количественной оценки и управления этим движением в нужном для человека направлении. Теоретические основы этого раздела гидрогеологии созданы главным образом советскими учеными: Н. Е. Жуковским («Теоретические исследования движения подпочвенных вод», 1889); Н. Н. Павловским («Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями и ее основные приложения», 1922 и «Неравномерное движение грунтовых вод», 1930, 1932); Г. Н. Каменским («Основы динамики подземных вод», 1943) и др.

В последующее время развитие динамики подземных вод происходит по линии дальнейшей разработки и совершенствования новых методов гидрогеологических расчетов, более широкого использования математической физики и гидрогеологического моделирования (искусственное воспроизведение на различных моделях процессов фильтрации подземных вод и связанных с ними явле-

ний). При решении сложных гидрогеологических задач стало шире применяться моделирование. Наметилась тенденция использования электронных вычислительных машин (ЭВМ).

3. *Методика гидрогеологических исследований* — учение о методах и приемах изучения гидрогеологических условий, выявления запасов подземных вод, их качества, режима и особенностей движения в целях решения различных народнохозяйственных задач (гидротехническое, гражданское, промышленное и другие виды строительства; водоснабжение; осушение; орошение; разведка вод в лечебных и промышленных целях; проектирование разработки нефтяных и газовых месторождений; захоронение сточных вод и пр.).

4. *Гидрогеохимия* изучает процессы формирования химического состава подземных вод, закономерности пространственного и хронологического распределения и миграции химических элементов в подземных водах в тесной взаимосвязи с геохимией различных геологических формаций, учетом длительности геологической истории и гидрогеологических условий, характеризующих водонапорные системы в их развитии. При этом подземные воды рассматриваются как сложные своеобразные природные химические соединения, находящиеся в непрерывном взаимодействии с вмещающими их горными породами и другими видами природных вод земной коры.

На выяснении геологической и геохимической роли подземных вод основаны широко применяющиеся в последние годы гидрогеохимические методы поисков скрытых месторождений полезных ископаемых (нефти, газа, полиметаллических руд, редких элементов).

Большую роль в выяснении процессов формирования подземных вод, их миграции и геологической роли, а также в наиболее эффективном применении гидрогеохимических методов поисков оказывают палеогидрогеологические методы, заключающиеся в реконструкции древних гидрогеологических условий и их особенностей в процессе развития водонапорных систем, на основе всестороннего изучения геологического строения и гидрогеологических условий современных водонапорных систем. Разработкой теоретических основ и методов изучения древних гидрогеологических условий занимается палеогидрогеология, которая в последнее время начинает выделяться в самостоятельную отрасль гидрогеологии (В. И. Вернадский, О. А. Алёкин, А. А. Сауков, А. Н. Бунеев, А. А. Бродский, П. А. Удодов и др.).

5. *Гидрогеология месторождений полезных ископаемых* изучает подземные воды применительно к задачам геологопромышленной оценки месторождений, их проектирования, освоения и разработки. В настоящее время самостоятельно развиваются два направления: 1) гидрогеология месторождений твердых полезных ископаемых и 2) гидрогеология нефтегазоносных месторождений, что объясняется различными условиями формирования указанных полезных ископаемых, спецификой их разведки и условий эксплуатации.

Основные задачи «гидрогеологии месторождений твердых полезных ископаемых» заключаются в детальном изучении подземных вод месторождений, в определении величины водопритока в выработки, в установлении наиболее эффективных мер борьбы с поступающими в выработки подземными водами.

6. В «Учении о минеральных (лечебных) водах» разрабатываются вопросы формирования ионно-солевого и газового состава минеральных вод и происхождения их основных генетических типов, представления о месторождениях и ресурсах минеральных вод, а также решаются вопросы их практического курортного и некурортного использования.

7. *Радиогеология* — один из наиболее молодых и перспективных разделов гидрогеологии. Занимается изучением закономерностей распространения и миграции в подземных водах радиоактивных элементов, а также обоснованием наиболее рациональных методов их поисков и разработки.

8. *Региональная гидрогеология СССР* выявляет закономерности регионального распространения грунтовых и артезианских вод, их связи с геологическими структурами земной коры, а также районированием территорий в соответствии с их гидрогеологическими условиями. Этот раздел гидрогеологии базируется на современных представлениях о формировании и развитии геологических структур, на учении о водонапорных системах и зональности подземных вод.

В связи с широким развитием в Советском Союзе орошения и осушения земель все большую самостоятельность начинает приобретать **мелиоративная гидрогеология**, призванная разрабатывать и изучать методы улучшения гидрогеологических условий территорий в целях их наиболее рационального сельскохозяйственного освоения.

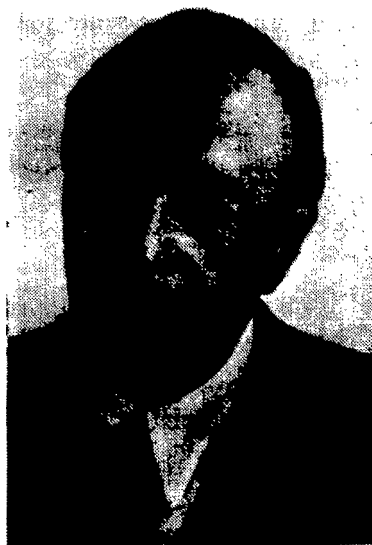
Первая в России кафедра гидрогеологии была организована в 1914 г. на инженерном факультете Московского сельскохозяйственного института (ныне Московский гидромелиоративный институт).

Широкое развитие гидрогеология получила в нашей стране после Великой Октябрьской социалистической революции. Только в советское время она окончательно оформилась в самостоятельную научную и прикладную дисциплину.

В связи с восстановлением разрушенного войной народного хозяйства и началом развития социалистического хозяйства потребовались многочисленные кадры различных специалистов. Для подготовки инженеров-гидрогеологов в 1920 г. в Московской горной академии была учреждена гидрогеологическая специальность. Позднее гидрогеологическая специальность была введена в некоторых других институтах страны. В институтах стали преподавать наиболее видные гидрогеологи: Ф. П. Саваренский, Н. Ф. Погребов, А. Н. Семихатов, В. С. Ильин и др., которые внесли в советскую науку особенно большой вклад.

Ф. П. Саваренский — выдающийся ученый и педагог; он создал первый в Советском Союзе фундаментальный учебник по гидрогеологии. В 1943 г. Ф. П. Саваренский был избран действительным членом Академии наук СССР. Это был первый академик-гидрогеолог.

Под непосредственным руководством Н. Ф. Погребова проводилось изучение подземных вод под Ленинградом, в Донецком бассейне и на оползневых участках в Крыму.



Академик Ф. П. Саваренский
(1881—1946)

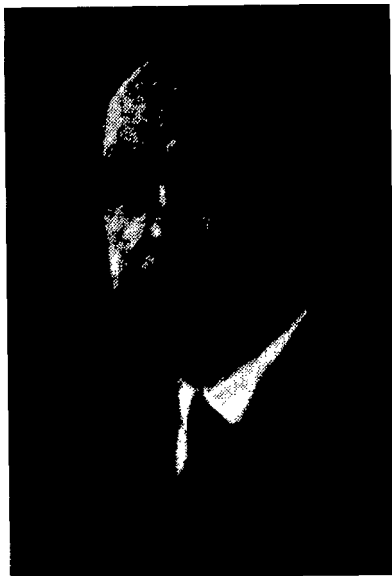
А. Н. Семихатов в 1925 г. впервые опубликовал монографию «Подземные воды СССР».

В. С. Ильин составил карту гидрогеологического районирования грунтовых вод европейской части СССР. В более позднее время карты гидрогеологического районирования для территории СССР были составлены О. К. Ланге, Г. Н. Каменским, И. В. Гармоновым, В. И. Духаниной и др.

М. И. Сумгин, Н. И. Толстихин и другие ученые в монографиях и статьях осветили своеобразный гидрогеологический режим области многолетней («вечной») мерзлоты.

Минеральные воды, имеющие лечебное значение, изучались Н. А. Огильви, Н. И. Толстихиным, А. М. Овчинниковым, В. В. Ивановым и др.

Большое значение для развития гидрогеологии имели работы А. Ф. Лебедева, который особенно много внимания уделял исследованиям движения воды в породах зоны аэрации и вопросам питания подземных вод. На основании многолетних наблюдений и хорошо организованных опытов Лебедев сформулировал новые научные положения теории образования грунтовых вод за счет конденсации на частицах горных пород водяных паров из воздуха. В дальнейшем эти исследования послужили развитию в работах почвоведов и гидрогеологов.



Профессор А. Ф. Лебедев
(1882—1936)

Изучением подземных вод нефтяных месторождений занимались В. А. Сулин, Н. К. Игнатович, Н. И. Толстихин, А. А. Карцев, М. А. Жданов и др. Следует отметить, что в последние годы глубоким бурением на территории СССР установлено широкое распространение в осадочных толщах пород высокоминерализованных подземных вод и рассолов.

Разработкой теории движения подземных вод занимались П. Я. Полубаринова-Кочина, Г. Н. Каменский, Н. К. Гирииский, В. Н. Щелкачев и др. П. Я. Полубариновой-Кочиной опубликовано учебное пособие «Теория движения грунтовых вод», Г. Н. Каменским написан учебник «Основы динамики подземных вод».

Методические и теоретические вопросы, связанные с изучением и разведкой подземных вод, подробно разобраны в работах Г. Н. Каменского, А. И. Силина-Бекчурина, Г. В. Богомолова, П. П. Климентова и др.

Разработкой основных вопросов гидрогеологии месторождений твердых полезных ископаемых занимались Д. И. Щеголев, С. В. Троянский, П. П. Климентов, С. П. Прохоров, М. В. Сыроватко и др.

Подземные воды, залегающие в толщах горных пород, являются частью водной оболочки (гидросферы) Земли, они тесно связаны с поверхностными водами и водами атмосферы. Детальное изучение поверхностных вод является предметом гидрологии, а атмосферных вод — метеорологии и климатологии.

Формы залегания и условия движения подземных вод определяются литологическими особенностями и положением в пространстве пластов горных пород. Пласты горных пород служат естественными резервуарами подземных вод. Поэтому изучать гидрогеологические условия того или иного района можно лишь наряду с детальным освещением его геологического строения.

Наиболее тесно гидрогеология связана со следующими геологическими дисциплинами: региональной геологией, литологией, четвертичной геологией, геоморфологией, тектоникой и учением о полезных ископаемых.

Гидрогеология связана также и с другими отраслями наук (кроме названных выше): почвоведением, геохимией, гидрохимией, геофизикой и др.

Подземные воды, распространенные в недрах земли, находятся в постоянном движении. Для определения количества воды, протекающей через тот или иной пласт горной породы в сторону ближайшей естественной дрены (например, речной долины) или искусственного водозахватного сооружения (например, скважины), пользуются методами гидравлики (наука о закономерностях движения жидкости) и гидрологии. Для изучения качественного состава подземных вод применяются те же методы, что и в химии, физике, микробиологии.

Все больше внимания в последние годы стали уделять вопросам возможного использования в народном хозяйстве природного тепла горячих подземных вод, особенно в районах с недостаточным количеством топлива.

Задачи, стоящие перед геологической службой, заключаются в необходимости проведения на широких площадях геологических и гидрогеологических съемок. Карты, составленные по результатам выполнения съемочных работ, должны служить научной основой для более успешного проведения поисковых и разведочных исследований на все виды минерального сырья, включая и такое важнейшее полезное ископаемое, каковым является подземная вода.

В результате выполнения весьма большого объема полевых и камеральных работ составляется несколько сводных гидрогеологических карт. При этом карты составляются как для всей территории СССР, так и для отдельных, наиболее важных в народнохозяйственном отношении районов. Для территории СССР, например, предусмотрено составить в более крупном масштабе общую гидрогеологическую карту и карту водоносности четвертичных отложений.

Без данных гидрогеологических исследований в настоящее время не обходится ни одно более или менее крупное строительство. Данные этих исследований дают возможность планирующим, проектным и строительным организациям правильно решать вопросы водоснабжения городов, промышленных и сельскохозяйственных предприятий, проводить орошение земельных массивов в засушливых районах и осушать заболоченные территории, вести работы для гидротехнических и промышленных целей ниже уровня подземных вод, планомерно эксплуатировать обводненные месторождения твердых полезных ископаемых и решать многие другие важные народнохозяйственные задачи. Подземные воды могут служить источником химического сырья для промышленности и иметь лечебное значение.

Следует отметить, что гидрогеологические исследования и разведка подземных вод существенно отличаются от геологоразведочных работ, проводимых в целях разведки залежей твердых полезных ископаемых. Основное различие обусловлено подвижностью подземных вод и относительно быстрой изменчивостью их запасов (ресурсов) в зависимости от условий питания и разгрузки.

В Советском Союзе гидрогеологические исследования развиваются по плану, с широким охватом многих природных явлений. Для разработки научных проблем и разрешения крупных народнохозяйственных задач в СССР созданы Институт водных проблем при АН СССР, Всесоюзный научно-исследовательский институт гидрогеологии и инженерной геологии Министерства геологии СССР (ВСЕГИНГЕО), Всесоюзный научно-исследовательский институт водоснабжения, канализации, гидротехнических сооружений и инженерной гидрогеологии (ВОДГЕО), Второе гидрогеологическое управление Министерства геологии СССР и другие учреждения.

Из кратко охарактеризованных выше основных задач и содержания видно, что современная гидрогеология из науки, изучающей природные процессы, становится наукой, управляющей этими процессами и направляющей их на службу обществу. При этом в гидрогеологии широко используются как теоретические, так и экспериментальные методы исследования, основанные прежде всего на глубоком и всестороннем анализе конкретной геологической обстановки. Будучи тесно связанной с науками геологического цикла (см. выше), она (гидрогеология), помимо специальных гидрогеологических методов, широко использует наиболее точные и прогрес-

сивные методы исследования этих наук, в свою очередь обогащая их методами гидрогеологического анализа, расширяя и углубляя их содержание.

В соответствии с решениями XXII и XXIII съездов КПСС и Программой Коммунистической партии Советского Союза гидрогеологической науке наряду с другими науками геологического цикла отводится решающая роль в обеспечении минерально-сырьевой базы страны и ускорении научно-технического прогресса, в развитии гидротехнического, гражданского и других видов строительства, в сфере рационального ведения водного хозяйства страны и неуклонного развития сельскохозяйственного производства.

ОБЩИЙ КРУГОВОРОТ ВОДЫ В ПРИРОДЕ

На земном шаре вода находится в атмосфере, на поверхности земли и в земной коре.

В атмосфере вода находится в нижнем ее слое, в так называемой тропосфере, и встречается в различных состояниях: паробразном, капельно-жидком (в виде мелких капель) и в твердом, в виде ледяных кристалликов и града (смерзшаяся капельно-жидкая вода).

Поверхностная вода, т. е. вода в океанах, морях, озерах, реках и водоемах, находится в жидком состоянии и в твердом — в виде снега и льда. Воды океанов, морей и поверхностные воды суши принято называть гидросферой. Вода содержится также в тканях всех животных и растений — в так называемой биосфере.

В земной коре — литосфере — вода содержится в следующих видах: паробразном, гигроскопическом, жидком (пленочном, капиллярном и свободном), твердом, кристаллизационном (химически связанном, см. главу V). В верхней части литосферы высокоминерализованные воды и рассолы вскрыты на глубинах 4000—5000 м, т. е. на глубинах, практически достигнутых буровыми скважинами [13].

Общее количество воды, находящейся на земном шаре, определено только приближенно. По последним данным, общий объем океанической воды составляет около 1370 млн. км³, на поверхности суши в реках и озерах находится около 751 200 км³ воды, в виде снега и льда — около 20 млн. км³. Количество связанной воды (в минералах и горных породах) не поддается точному учету. По мнению В. И. Вернадского, общий объем воды в земной коре до глубины 16 км приблизительно равен 400 млн. км³. По определению А. А. Черкасова, в верхней части земной коры (мощностью 5 км) содержится 49,5 млн. км³ воды, при этом, вероятно, на долю связанной воды приходится большая часть. В атмосфере содержится 12300 км³ воды, что составляет около 1/41 годового количества осадков.

Следовательно, всего на земном шаре (в океанах, морях, на поверхности суши и в земной коре) в настоящее время находится около 1,8 млрд. км³ воды, что составляет около 1% его массы.

Советскими исследователями установлено, что толщина ледяного покрова в Антарктиде на отдельных площадях превышает 4000 м и в среднем составляет 2000 м. Подсчитано, что объем льда на указанном материке в 20 раз превышает объем пресной воды на всем

земном шаре. При растоплении этого количества льда уровень Мирового океана поднялся бы свыше чем на 50 м.

Воды атмосферы, поверхностные и подземные, тесно связаны между собой. Под влиянием солнечного тепла в природе происходит непрерывный влагооборот. Испаряясь, вода с поверхности океанов, морей, суши и растительности переходит в воздух атмо-

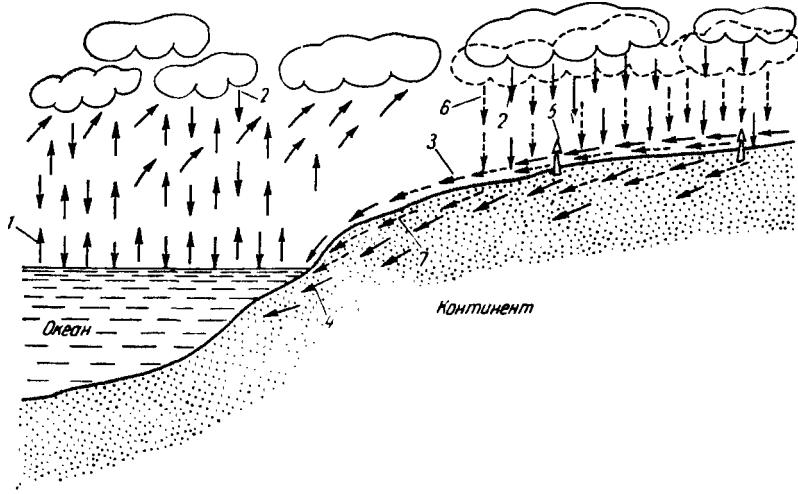


Рис. 1. Схема круговорота воды в природе

Большой круговорот: 1 — испарение с поверхности океанов и морей; 2 — атмосферные осадки, выпадающие частью над океанами и морями, частью над континентами; 3 — осадки, приносимые с океанов и стекающие по поверхности земли обратно в океаны; 4 — осадки, приносимые с океанов и стекающие обратно подземными путями

Малый круговорот: 5 — осадки, испарившиеся на континенте; 6 — осадки, выпадающие на континенте и образовавшиеся за счет испарения на континенте; 7 — осадки, проникшие в землю и стекающие подземными путями в океаны

сферы в виде пара. В процессе перемещения воздушных масс водяные пары переносятся над поверхностью земли, при определенных условиях сгущаются и выпадают на землю в капельно-жидком (дождь) или твердом (снег) виде.

Выпавшие на поверхность земли атмосферные осадки частью стекают в реки, моря и океаны, частично расходуются на питание растений, частью просачиваются через почву в пласты горных пород, достигая уровня подземных вод, а частью вновь испаряются в атмосферу (рис. 1). Через некоторое время просочившиеся осадки на пониженных участках поверхности (например, на берегах морей, в долинах рек) могут вновь появиться в виде источников. Воды источников также стекают в реки и моря и расходуются на испарение.

Следовательно, во влагообороте принимают участие атмосферные, поверхностные и подземные воды, причем этот влагооборот оказывает решающее влияние на формирование запасов подземных вод в пластах земной коры.

Если обозначим:

z_0 — годовое испарение с поверхности океанов и морей;

x_0 — годовые осадки на поверхности океанов и морей;

z_c — годовое испарение с поверхности суши;

x_c — годовые осадки на поверхности суши;

y — годовой сток речных бассейнов,

то величина годового испарения составит с поверхности океанов и морей

$$z_0 = x_0 + y \quad (1)$$

и с поверхности суши

$$z_c = x_c - y. \quad (2)$$

Таким образом, величина испарения для всего земного шара может быть дана в следующем простом выражении:

$$z_0 + z_c = x_0 + x_c. \quad (3)$$

Из уравнения (3) видно, что количество воды, испаряющейся с поверхности океанов и суши, равно количеству осадков, выпадающих на поверхность океанов и суши.

Общая поверхность земного шара составляет около $510,08 \times 10^6 \text{ км}^2$. Из этой площади океаны и моря занимают около 70,8% ($361,45 \cdot 10^6 \text{ км}^2$), а суша — 29,2% ($148,63 \cdot 10^6 \text{ км}^2$). Более $117,5 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ суши имеют сток воды непосредственно в океаны или соединенные с ними моря. Такие области принято называть стоковыми. Остальная суша ($31,13 \cdot 10^6 \text{ км}^2$) является бессточной. Бессточные, часто пустынные области, расходуют получаемую ими воду только на испарение. В наиболее крупной бессточной области СССР — Арало-Каспийской — расположены бассейны таких больших рек, как Волга, Сырдарья, Амударья, Урал.

Представление о водном балансе земного шара можно получить по следующим приближенным подсчетам М. И. Львовича (табл. 1).

Различают влагооборот (круговорот) большой (внешний) и малый (внутренний). При большом влагообороте часть воды, испарившейся с поверхности океанов и морей, переносится на сушу, где выпадает в виде осадков, которые расходуются на поверхностный сток, испарение и просачивание (см. рис. 1). При малом влагообороте вода, испарившаяся в пределах материков — с водной поверхности рек и озер, с суши и растительности, — выпадает там же. Эти осадки снова расходуются на сток и испарение, причем часть испарившейся влаги вновь выпадает на материке. На континенте со значительным внутренним влагооборотом одно и то же количество воды, приносимое с океана, дает большее количество осадков, чем на материке со слабым внутренним влагооборотом.

Перемещение воды в атмосфере и на поверхности земли протекает гораздо быстрее, чем в горных породах земной коры. При

Таблица 1

Территория	Площадь, млн. км ²	Элементы водного баланса	Годовой объем, тыс. км ³	Годовой слой, мм
Мировой океан	361,45	Осадки Приток речных вод	411,60 36,38	1140 100
		Испарение	447,98	1240
Суша со стоком	117,5	Испарение Речной сток	64,62 36,38	540 310
		Осадки	101,00	850
Суша без стока	31,13	Испарение	7,4	240
		Осадки	7,4	240
Весь земной шар	510,08	Испарение с поверх- ности океана	447,98	875
		Испарение с поверх- ности суши	72,02	140
		Осадки или испаре- ние	520,0	1015

этом с увеличением глубины и размеров геологической структуры, содержащей подземные воды, этот процесс резко замедляется.

Исследованиями установлено, что только сравнительно небольшая часть атмосферных осадков проникает в горные породы и идет на пополнение запасов подземных вод (см. гл. VII «Происхождение и классификация подземных вод»). Эта часть осадков в зависимости от глубины проникновения и других природных факторов (например, размеров и формы геологической структуры) совершает круговорот в весьма длительные сроки, нередко исчисляемые многими тысячелетиями.

Одна из основных задач преобразования природы в засушливых областях СССР заключается именно в усилении малого (внутреннего) влагооборота, т. е. в создании необходимых условий для того, чтобы влага, принесенная воздушным течением с океана, неоднократно испарялась и выпадала на суше раньше, чем она в виде речного стока снова попадает в океан. Построенные и строящиеся в настоящее время в засушливых районах огромные ороси-

тельные системы будут испарять большое количество влаги, что, несомненно, внесет заметные изменения в местный влагооборот как непосредственно на площади орошаемых районов, так и вблизи от них. В частности, эти изменения будут заключаться в задержании на суше поверхностного стока таких крупных рек, как Волга, Днепр и др., что приведет к усилению внутреннего влагооборота на значительной части континента.

Насаждение лесов и полезащитных лесных полос, орошение и обводнение огромных земельных массивов, сооружение крупных водохранилищ, прудов и водоемов, снегозадержание и много других мероприятий — все это усилит испарение, сократит сток воды в моря и резко усилит малый влагооборот.

Рассмотренный выше круговорот воды в природе (осадки, сток, испарение) имеет существенное значение для выявления условий питания и режима подземных вод и должен тщательно изучаться при гидрогеологических и других исследованиях.

ЗНАЧЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ И СОСТОЯНИИ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТИ И В ЗЕМНОЙ КОРЕ¹

СВЕДЕНИЯ О ТЕПЛОВОМ БАЛАНСЕ ЗЕМНОГО ШАРА

Распределение температур воздуха по земному шару обусловлено поступлением солнечного тепла. Понижение температуры воздуха в общем происходит от экватора к полюсам по мере сокращения в указанном направлении количества доставляемой солнечной энергии.

Поверхность земного шара получает от солнца $13,4 \cdot 10^{20}$ ккал в год, из которых $3,0 \cdot 10^{20}$ ккал, т. е. примерно 22%, расходуется на испарение 520000 км^3 воды, участвующей в годовом круговороте. Все другие источники тепла по сравнению с солнцем играют незначительную роль.

На верхней границе атмосферы на площадку величиной 1 см^2 , перпендикулярную к солнечным лучам, поступает $1,94$ ккал радиации (излучения) в минуту. Эта солнечная постоянная представляет собой энергию, получаемую от солнца, без учета потерь на поглощение в земной атмосфере.

Весь земной шар получает $1,94 \pi R^2$ ккал/мин, или $1,94 \times 1440 \pi R^2$ ккал/сут, где R — радиус Земли. Так как поверхность шара равна $4 \pi R^2$, то 1 см^2 его поверхности на границе с атмосферой получает за сутки в среднем $1/4$ ($1,94 \cdot 1440$), т. е. около 700 ккал. Из этого количества только 43% (около 300 ккал), достигая земной поверхности, поглощаются ею, 15% поглощаются атмосферой (преимущественно облаками), а остальные 42% возвращаются в мировое пространство в виде отраженной радиации.

По величине теплопроводности земной коры можно подсчитать количество тепла, теряемого земной поверхностью. Установлено, что через 1 см^2 горизонтального сечения Земли проходит в год в среднем от $41,4$ до 54 ккал (теплота недр Земли повышает температуру земной поверхности всего на $0,1^\circ$). По сравнению с притоком тепла от солнца это ничтожная величина.

Для сравнения укажем, что среднесуточное количество тепла, получаемое от Солнца, в Москве равно 141 ккал/см^2 , а на о. Шпиц-

¹ Материалы гл. II в основном заимствованы из учебника А. М. Овчинникова [21]. Автор внесены изменения, дополнения и сокращения, особенно в части глубины промерзаемости и температуры подземных вод.

берген — 46 кал/см², или соответственно 49% и 22% от того тепла, которое получалось бы в том же пункте при постоянно безоблачном небе.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ТЕПЛОТУ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Весьма важным процессом, который происходит в поверхностной зоне земной коры, является переход воды из одного физического состояния в другое (парообразное, жидкое, твердое). Из физики известно, что этот переход связан с затратой или выделением тепла. Для обращения 1 г воды при температуре кипения в пар требуется 539 кал тепла (скрытая теплота парообразования), столько же тепла выделяется при конденсации пара. При переходе 1 г воды в лед освобождается 80 кал тепла, и, наоборот, при таянии 1 г льда затрачивается 80 кал. При замерзании воды ее объем увеличивается на 10%. Это явление оказывает существенное влияние на процессы выветривания горных пород и минералов. В области многолетней («вечной») мерзлоты оно приводит к деформациям пород так называемого деятельного слоя и другим мерзлотным явлениям, частично описываемым ниже (см. гл. XI).

Таким образом, присутствие влаги вносит большие изменения в распределение тепла, так как часть тепла тратится на нагревание воды. Вместе с тем температурный режим земной поверхности в значительной мере зависит от минералогического и гранулометрического состава горных пород и почв и в особенности от их влажности. Например, гранит отдает столько тепла, сколько поглощает, песчаная почва некоторую часть тепла тратит на испарение влаги, а болотная торфянистая почва затрачивает на испарение большую часть тепла. Различные породы при одинаковой температуре поглощают (и выделяют) неодинаковые количества тепла.

Небольшие суточные температурные колебания характерны для верхних слоев почвенного покрова. В полуденные часы поверхность почвы имеет более высокую температуру по сравнению с температурой воздуха. Особенно сильно поверхность земли нагревается в пустынях, а также в тропических широтах. В степной части Индии (Агра), например, наблюдалась на поверхности температура 69° С. Часть солнечной радиации, достигшей поверхности земли, расходуется на прогревание почвенного слоя, а часть — на нагревание приземного воздуха.

В СССР наибольшие годовые колебания температуры воздуха — в областях с континентальным климатом. Так, в центральных районах Якутской АССР (бассейны рек Лены и Яны) минимальные температуры воздуха в январе иногда снижаются до —70° С, а максимальные в июле достигают 30° С. Следовательно, годовая амплитуда температуры воздуха в указанных районах составляет 100° С.

Средняя годовая температура воздуха в районе Якутск — Оймякон колеблется в пределах минус 10—16° С. Характерно, что обус-

ловлена она преимущественно низкими отрицательными температурами зимних месяцев.

В восточной части пустыни Кызылкум в июле максимальная температура воздуха зафиксирована равной 45°C , а минимальная — в январе — минус 26°C . В отличие от района Якутска резкие колебания здесь вызваны сильным нагревом воздуха в летние месяцы.

На величину получаемого тепла влияют также географическое положение, абсолютная и относительная высота места, ориентировка склонов по отношению к странам света, угол наклона местности, распределение суши и водных пространств, снеговой и растительный покров, тепловые свойства почв и горных пород и т. п.

Наблюдениями установлено, что почва небольшого глинистого холма на одной и той же глубине (3,75 и 7,50 см) имеет температуру на южном склоне на $5,4$ — $8,4^{\circ}$ больше, чем на северном. В горных районах средняя температура воздуха на склонах разной экспозиции обычно отличается на несколько градусов.

Близость больших масс воды обуславливает равномерность температуры во времени. Это объясняется не только высокой теплоемкостью воды, но и присутствием водяных паров в воздухе. Примером могут служить изменения температуры под широтой 62° в Якутске и на Торсхавне (Фарерские острова): в Якутске, который характеризуется континентальным внутриматериковым климатом, годовая амплитуда колебаний температуры воздуха достигает 60°C , а на Торсхавне, отличающемся морским климатом, — не превышает 8°C .

Как известно, температура воздуха с высотой понижается. Величина аэротермического градиента, т. е. понижения температуры в градусах Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) на 100 м, для разных мест неодинакова и колеблется в течение года. Средний аэротермический градиент равен $0,6^{\circ}$, а средняя аэротермическая ступень (количество метров на каждый градус понижения температуры) — 165 м/град. Для Альп, Тянь-Шаня и Кавказа средние значения аэротермического градиента близки между собой и составляют около $0,5^{\circ}$.

При наличии растительного покрова колебания температуры почвы уменьшаются. Снежный покров благодаря его малой теплопроводности — прекрасный изолятор, защищающий почву от промерзания. Например, в одном районе температура почвы на глубине 20 см при наличии снежного покрова превышала температуру обнаженной почвы (на той же глубине) на 22°C .

Известно, что тепловые свойства пород зависят от удельной теплоемкости их отдельных компонентов, их влагоемкости и цвета.

Теплопроводность пород выражается количеством тепла в больших калориях, которое проходит в один час через 1 м² сечения данной породы в направлении, перпендикулярном сечению, при разнице в температурах на его противоположных плоскостях $1^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Это количество калорий называют абсолютным коэффициентом

циентом теплопроводности λ , который определяют по формуле

$$\lambda = \frac{Ql}{\tau s(t_2 - t_1)}, \quad (4)$$

где Q — количество прошедшего тепла, ккал;
 l — толщина слоя породы, м;
 τ — время прохождения теплового потока, ч;
 s — площадь, через которую проходит тепловой поток, м²;
 $t_2 - t_1$ — падение температуры на противоположных плоскостях слоя породы, °С.

Ниже даны значения коэффициента теплопроводности для некоторых минералов, горных пород, воды и воздуха (по В. Н. Дахнову и Д. М. Дьяконову, 1952):

λ $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}}$	λ $\frac{\text{ккал}}{\text{м} \cdot \text{ч} \cdot \text{град}}$
Андезит 1,1	Кварц 2,15
Базальт 1,5—2,5	Магнетит 10,8
Вода при 20° С 0,515	Мрамор 1,12 —3,20
Воздух 0,02	Нефть 0,12
Глина 0,21—1,3	Песок сухой 0,30
Глинистый сланец 1,33—1,88	Песок (влажность 20—25%) 2,95
Гранит 1,80—3,10	Песчаник 1,1—4,95
Известняк 0,6 —2,88	Уголь каменный 0,033—0,15
Каменная соль 3,35—6,20	

Из приведенных данных видно, что теплопроводность некоторых горных пород и минералов больше теплопроводности воды. Теплопроводность пород обуславливается главным образом природой связей и размерами контактов между частицами и в значительной степени зависит от влажности (влажность обычно повышает теплопроводность). Рыхлые отложения, в которых заключен воздух, являются плохими проводниками тепла. Теплопроводность пород в направлении, параллельном их сланцеватости, больше, чем нормально слоистости.

При изучении тепловых свойств пород обычно определяют величину температуропроводности k , которая представляет собой отношение коэффициента теплопроводности λ к произведению удельной теплоемкости C на объемный вес δ :

$$k = \frac{\lambda}{C\delta}. \quad (5)$$

Удельная теплоемкость породы изменяется в широких пределах (табл. 2).

При оценке тепловых свойств пород учитывают их цвет; темноокрашенные породы поглощают больше лучистой энергии, чем светлые, и поэтому имеют в равных условиях более высокую температуру.

Таблица 2

Наименование породы	Объемный вес γ	Удельная теплоемкость C	Теплоемкость единицы объема $C\gamma$
Песок	1,52	0,191	0,290
Глина	1,04	0,18	0,187
Гумус	0,37	0,443	0,164

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ВНЕШНЕЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Тепловой режим поверхности земли в зависимости от суточного и годового изменения высоты солнца характеризуется суточными и годовыми периодическими колебаниями. Кроме того, имеют место вековые колебания температур, проникающие на глубину до нескольких сотен метров.

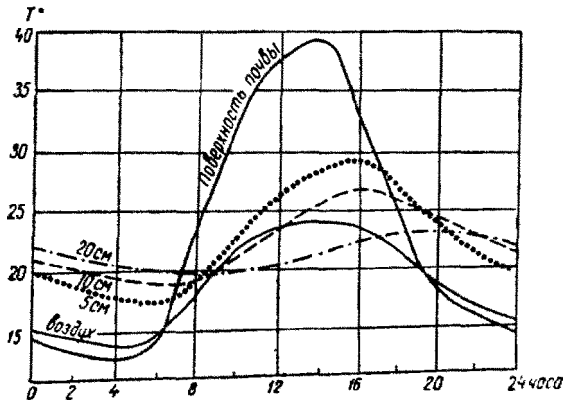


Рис. 2. Суточный ход температуры воздуха и почвы на различных глубинах (Воронеж, август 1943 г.)

Температура поверхностного слоя почвы подвергается в течение суток периодическим колебаниям с одним максимумом и одним минимумом (рис. 2).

Суточная температурная волна движется сравнительно медленно, а ее амплитуда быстро уменьшается с глубиной. На глубине около 1 м (максимум 2 м) амплитуда колебаний равна нулю, т. е. в этой зоне они становятся незаметными (пояс постоянных суточных температур).

Представление о характере колебаний среднемесячных температур воздуха и почвы можно получить по данным рис. 3.

Почвы здесь представлены суглинком, подстилаемым глиной; кривые несимметричны — с более крутой восходящей ветвью, отвечающей повышенной инфильтрации воды в весенние месяцы, и

более пологой нисходящей ветвью (засушливый осенний период, влияние снежного покрова и процесса замерзания почвы в зимний период).

Годовые колебания температур наблюдаются на большей глубине, причем максимальная глубина пояса годовых постоянных температур равна 30—40 м. Глубина этого пояса

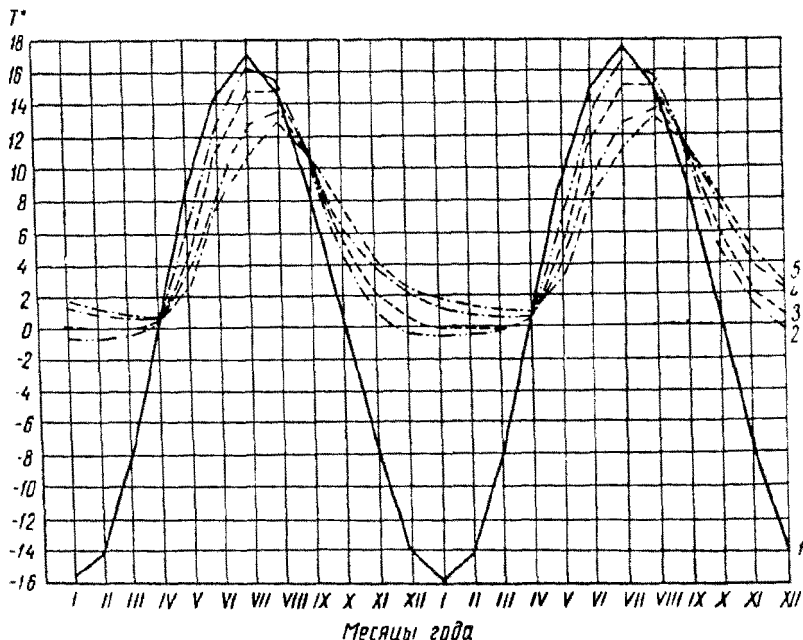


Рис. 3. Среднемесячные температуры почвы и воздуха на станции Менделеево, Пермской области:

1 — температура воздуха; 2—5 — температура почвы на различных глубинах: 2—0,2 м; 3—0,4 м; 4—0,8 м; 5—1,0 м

сильно колеблется в зависимости от амплитуды колебаний температуры на поверхности земли и от тепловых свойств горных пород. В тропиках и субтропиках с морским климатом, где амплитуда годовых колебаний температуры сравнительно незначительна, уже на небольшой глубине эти колебания затухают. Так, например, на Черноморском побережье Кавказа, у Сочи, глубина пояса постоянных годовых температур 10 м.

Обычно пояс постоянных годовых температур имеет температуру несколько выше средней годовой температуры воздуха на поверхности в данном районе.

Передача на глубину как суточных, так и годовых колебаний температуры происходит по определенным законам:

1) период T колебаний температуры с глубиной не изменяется;

2) при увеличении глубины в арифметической прогрессии амплитуда колебаний уменьшается в геометрической прогрессии;

3) время наступления максимумов и минимумов с увеличением глубины все более и более запаздывает;

4) при температурных колебаниях разного периода глубины, на которых амплитуды уменьшаются в одинаковое число раз, относятся как квадратные корни из периодов колебаний, т. е.

$$\frac{X_1}{X_2} = \frac{\sqrt{T_1}}{\sqrt{T_2}}, \quad (6)$$

где T_1 и T_2 — периоды колебаний;

X_1 и X_2 — глубины одинакового затухания амплитуд.

Для годовых и суточных колебаний формула получит следующий вид:

$$\frac{X_1}{X_2} = \frac{\sqrt{365}}{\sqrt{1}} \quad \text{или} \quad X_1 \approx 19X_2.$$

Следует отметить, что в действительности процесс передачи теплоты в земной коре значительно сложнее, особенно в районах, где наблюдается систематический переход воды из жидкого состояния в твердое и парообразное и обратно.

Сезонное промерзание почвенных и подпочвенных слоев происходит при температуре ниже нуля. Это объясняется тем, что почвенная влага, являющаяся раствором различной концентрации, понижает температуру замерзания. Как установлено, вначале замерзает вода, заключенная в крупных порах; вода в тонких капиллярах замерзает при более низких температурах.

На глубину сезонного промерзания верхних слоев земли большое влияние оказывает географическое местоположение. На территории СССР глубина промерзания увеличивается с юга на север и с запада на восток в связи с усилением континентальности климата.

На глубину промерзания верхних слоев земли оказывают влияние также другие факторы: теплопроводность и влажность почвы, рельеф местности и экспозиция склонов, характер растительности, толщина и продолжительность снежного покрова и т. д. Неглубокое залегание от поверхности горизонта текущих грунтовых вод уменьшает распространение нулевых температур на глубину.

С. И. Костин [14] указывает, что грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, препятствуют значительному охлаждению почвенного слоя и подпочвенных пород в зимний период. Вследствие передачи тепла из более глубоких и, следовательно, более теплых слоев горных пород в верхние промерзание почвенного слоя оказывается незначительным, а в отдельные зимы даже вовсе не наблюдается.

Глубина промерзания верхних слоев земли имеет большое значение для различных видов строительства, например для определения глубины заложения оснований инженерных сооружений и для установления отметок прокладки водопроводных, канализационных и других устройств.

Глубина промерзания верхних слоев земли в разных районах различна: на территории европейской части СССР в южных районах (Одесса, Киев) — около 1 м, а в более северных районах (Москва, Ленинград) — до 2 м, в азиатской части СССР — до 3 м (Иркутск) и даже выше (в Свердловске до 3,4 м).

Промерзшие почвенные и подпочвенные слои становятся непроницаемыми для воды. Поэтому при отрицательных температурах почвы и подпочвенных слоев фильтрация воды с поверхности или прекращается, или становится ничтожной.

Как известно, суша довольно быстро нагревается и так же быстро охлаждается. Вода океанов и морей нагревается и отдает тепло довольно медленно. Это различие происходит прежде всего оттого, что вода имеет большую теплоемкость по сравнению с сушей и отличается прозрачностью и подвижностью частиц. Большое значение имеют зеркальная поверхность воды, обуславливающая отражение лучей, а также волнение, перемешивающее массы воды.

На основе температурных исследований рек выделяются и различные температурные типы рек. Температура воды родниковых рек у истоков зависит от температуры подземных вод, а по мере удаления от истоков вода прогревается солнцем. Температура воды рек, вытекающих из озер, особенно в верховьях, зависит от температуры воды озера, из которого река берет начало. Крупные реки Сибири, способствуя переносу тепла с юга на север, несколько смягчают климатические условия севера. Что касается рек Средней Азии (Амударья, Сырдарья), то летом они обычно имеют температуру более низкую, чем температура воздуха. Это результат, во-первых, питания рек ледниками и, во-вторых, сильного нагрева поверхности песчаной пустыни, лишенной растительности, который в свою очередь вызывает повышение температуры воздуха.

ТЕМПЕРАТУРА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Температура подземных вод зависит от климатических и геотермических условий района, в пределах которого формируется подземная вода. Геотермические условия в свою очередь определяются характером геологической структуры, тепловыми свойствами пород, историей развития и гидрогеологическими особенностями района. Разница в температурах подземных вод района объясняется размерами содержащих подземную воду геологических структур и глубиной их проникновения, степенью нарушенности пород и скоростью движения воды, а в некоторых районах также близостью расположения неостывших магматических очагов. Знание температурных

условий района значительно облегчает изучение его гидрогеологических условий.

Величину углубления по вертикали в метрах, при которой температура повышается на 1° , принято называть геотермической ступенью. Геотермическим градиентом называется величина повышения температуры в градусах, соответствующего углублению на 100 м (иногда принимают градиент на 1 м), считая от пояса постоянных годовых температур.

За среднюю геотермическую ступень при приближенных расчетах принимают 33 м/град. Однако эта величина условна: она не отражает действительного теплового потока в различных районах. Величина геотермической ступени колеблется в широких пределах (от 1 до 200 м/град).

В областях обнаженных докембрийских кристаллических массивов геотермическая ступень составляет около 100—200 м/град; на платформенных участках, сложенных преимущественно палеозойскими осадочными толщами, — от 30 до 40, а иногда и до 100 м/град; в альпийской зоне, на участках, затронутых молодыми движениями, — менее 30 м/град. При этом особенно низкие значения геотермической ступени отмечаются в областях современного вулканизма (до 1 м/град и даже ниже). Анализ гидрогеологических условий показывает, что уменьшение геотермической ступени связано только с прогреванием восходящими струями воды близлежащих слабо проводящих тепло горных пород.

Зная геотермическую ступень G , среднюю температуру воздуха данной местности $t_{\text{в}}$ и глубину слоя постоянных годовых температур h , можно с достаточной для практики точностью вычислить температуру $T_{\text{г}}$ на любой глубине или глубину H , соответствующую той или иной температуре:

$$T_{\text{г}} = t_{\text{в}} + \frac{H - h}{G}; \quad (7)$$

$$H = G(T_{\text{г}} - t_{\text{в}}) + h. \quad (8)$$

Например, при средней температуре воздуха $t_{\text{в}} = 5^\circ\text{C}$, геотермической ступени $G = 33$ м и глубине слоя постоянных температур $h = 20$ м можно ожидать на глубине $H = 680$ м:

$$T_{680} = 5 + \frac{680 - 20}{33} = 25^\circ\text{C},$$

и, наоборот,

$$H_{25} = 33(25 - 5) + 20 = 680 \text{ м}.$$

Глубину пояса постоянных годовых температур определяют путем непосредственных систематических наблюдений в неглубоких выработках (например в скважинах глубиной 2, 4, 6, 8, 12, 15, 20, 25 м). При точности наблюдений температуры до $0,1^\circ\text{C}$ задача сводится к определению глубины пояса минимальных ($0,1^\circ\text{C}$) годовых амплитуд.

На рис. 4 показан пример графического определения глубины пояса постоянных температур. Для построения подобного графика необходимо знать амплитуды колебаний температуры по крайней мере в трех точках. Проведенная через эти точки прямая в месте пересечения с осью абсцисс (соответствующей логарифму 0,1) определяет глубину залегания пояса постоянных температур, которая в данном случае оказалась равной 23 м.

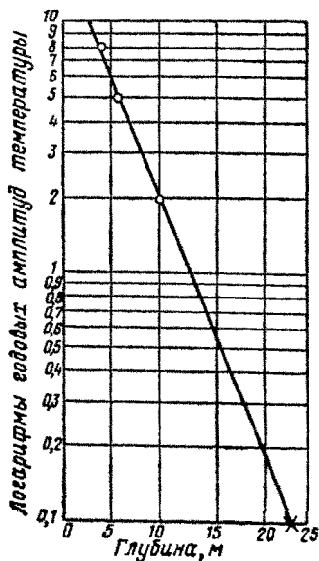


Рис. 4. Графический способ определения глубины пояса постоянных температур (по А. Н. Огильви)

В зависимости от указанных выше причин температура подземных вод колеблется в широких пределах: от отрицательной (переохлажденные соленые воды в области многолетней мерзлоты) до $+100^{\circ}\text{C}$ выше (перегретые воды в области молодой вулканической деятельности).

Систематизация данных по температурам подземных вод должна проводиться с учетом географического положения района, высоты над уровнем моря, а также термического режима земной коры, обусловленного геологической историей.

ВОДА В АТМОСФЕРЕ И НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ. ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА

Атмосферный воздух представляет собой газовую смесь. Основными газами в сухой и чистой атмосфере являются: азот — около 78% (по объему), кислород — 21%, аргон, водород и другие газы — около 1%, в том числе углекислота — в среднем около 0,03%. Кроме того, в нижних частях атмосферы всегда присутствует водяной пар, самая неустойчивая составная часть воздуха, — в жарких областях с влажным климатом до 4%, а в районах с суровым климатом в зимнее время — до 0,01% (по объему).

Водяной пар поступает в атмосферу преимущественно при испарении воды с поверхности океанов и морей (см. «Испарение с водной поверхности и суши»).

В атмосфере содержится большое количество взвешенных твердых частиц, которые попадают в воздух с поверхности земли. В виде пыли в воздух поступает пепел при извержении вулканов, а также из печных и фабричных труб. В зависимости от местных условий количество пылинок в 1 см^3 воздуха у земной поверхности может колебаться от нескольких сотен до ста тысяч и более.

Наибольшую плотность воздух имеет у поверхности земли. С высотой плотность воздуха уменьшается с такой быстротой, что до высоты 5 км находится половина и до высоты 10 км — почти три четверти всей воздушной массы.

По физическим свойствам атмосфера подразделяется на несколько слоев. Нижний слой называется тропосферой. Тро-

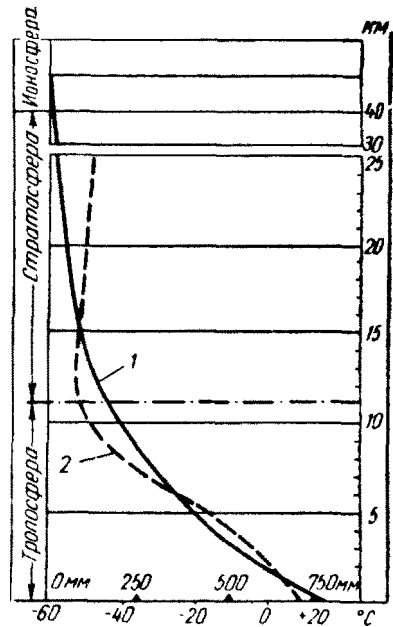


Рис. 5. Схема строения атмосферы:

1 — изменение давления; 2 — изменение температуры

посфера в свою очередь неоднородна. Высота тропосферы неравномерна и зависит от температуры воздуха: в средних широтах не превышает 10—12 км, а на экваторе достигает 17 км (рис. 5). Температура воздуха с высотой понижается на $0,6^{\circ}\text{C}$ на каждые 100 м. В тропосфере наблюдаются восходящие и нисходящие токи воздуха.

В тропосфере заключен почти весь водяной пар, следовательно, только здесь возможны процессы конденсации водяного пара с образованием облаков и осадков. Вообще тропосфера — наиболее активная зона атмосферы, так как в ней происходят основные явления, формирующие ту или иную погоду. Тропосферу нередко называют «фабрикой погоды», поскольку именно в ней образуются облака, дождь, снег, град. На процессы, протекающие в тропосфере, сильно влияет земная поверхность.

В вышележащем слое — стратосфере (см. рис. 5) — также имеют место восходящие и нисходящие воздушные токи, но они ограничиваются только нижней частью стратосферы. Перемешивание частей воздуха происходит здесь значительно слабее по сравнению с тропосферой. В этом слое атмосферы воздух сильно разрежен. Водяного пара в стратосфере очень мало, поэтому дождевые облака и осадки в ней не формируются.

Еще выше расположена ионосфера, выделяемая по особым электрическим свойствам. Нижняя граница ее пролегает примерно на высоте 40 км, а верхняя, как показали ракетные исследования, удалена от поверхности земли на расстоянии порядка 15—30 тысяч километров. За ионосферой находится сфера рассеяния, где происходит рассеяние газов атмосферы в мировое пространство.

Величина испарения влаги с поверхности земли и с водной поверхности в большой степени зависит от влажности воздуха: при прочих равных условиях испарение будет тем больше, чем суше воздух атмосферы.

Для характеристики влажности воздуха определяют абсолютную влажность, относительную влажность и дефицит влажности.

Абсолютная влажность — это упругость находящегося в данный момент в воздухе водяного пара (в миллибарах). Абсолютная влажность может быть выражена также в граммах водяного пара, содержащегося в 1 м^3 воздуха. Один миллибар (1 мб), т. е. 0,001 бара, равен 0,001 дин на 1 см^2 , что составляет $3/4\text{ мм рт. ст.}$ Следовательно, 1 мм рт. ст. составляет $4/3\text{ мб}$. Абсолютная влажность воздуха в зависимости от температуры воздуха и высоты над поверхностью земли подвержена резким колебаниям. В теплых сухих воздушных массах она может превышать 50 г/м^3 , а в холодных массах арктического воздуха — снижаться до $0,1\text{ г/м}^3$. Над обширными водными пространствами и над сильно увлажненной земной поверхностью абсолютная влажность воздуха увеличивается.

В пустынях наибольшая абсолютная влажность воздуха наблюдается в утренние часы, во время усиленного испарения влаги с почвы. В дневное время вследствие сильного прогревания почвы влага переносится восходящими токами теплого воздуха в верхние слои атмосферы и поэтому абсолютная влажность воздуха вблизи земной поверхности резко падает. Вечером вследствие испарения и приноса влаги из верхних слоев атмосферы абсолютная влажность может вновь повыситься.

Относительной влажностью воздуха (r) называют процентное отношение упругости водяных паров (e), наблюдаемой в данный момент, к упругости, при которой воздух достигает полного насыщения (E):

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100\%. \quad (9)$$

Относительная влажность воздуха, так же как и абсолютная, подвержена изменениям в зависимости от ряда причин. В пасмурную погоду и при дожде относительная влажность воздуха может достигать 100% (полное насыщение воздуха водяными парами). Днем, с повышением температуры, относительная влажность воздуха уменьшается, ночью — увеличивается. Температура, при которой происходит полное насыщение воздуха парами воды, носит название точки росы.

Относительная влажность воздуха находится в обратной зависимости от температуры воздуха: чем выше температура воздуха, тем ниже его относительная влажность. На территории европейской части СССР зимой относительная влажность воздуха выше, чем летом.

Абсолютная и относительная влажность воздуха определяется по формулам или с помощью приборов, называемых психрометрами (рис. 6). Психрометр состоит из двух совершенно одинаковых «психрометрических» термометров с делениями через 0,2°. Шарик одного из термометров плотно обернут материей (батистом), конец которой опущен в сосуд с дистиллированной водой. Вода, испаряясь с батиста, поглощает тепло окружающего воздуха, и вследствие этого шарик «смоченного» термометра будет охлаждаться, т. е. будет показывать более низкую температуру. По показаниям температур сухого и смоченного термометров, пользуясь специальной пересчетной таблицей, можно определить абсолютную и относительную влажность воздуха.

По данным психрометра влажность воздуха определяется только в теплое время года. Поэтому в холодное время года для определения влажности воздуха пользуются волосным гигрометром (рис. 7) или гигрографом (рис. 8). В первом приборе основной деталью является обезжиренный человеческий волос, а во втором — пучок обезжиренных волос. Обезжиренный человеческий волос имеет свойство изменять длину при колебаниях влажности воздуха. Изменение влажности воздуха или отсчитывается

непосредственно по шкале гигрометра (см. рис. 7) или автоматически записывается на вращающемся барабане гигрографа (см. рис. 8).

Дефицит влажности (недостаток насыщения) d выражает разность между упругостью водяных паров E , необходимых

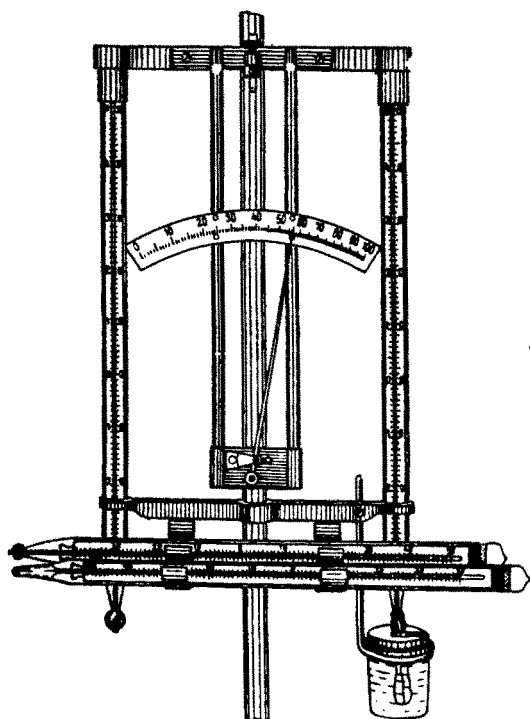


Рис. 6. Психрометр с максимальным и минимальным термометрами

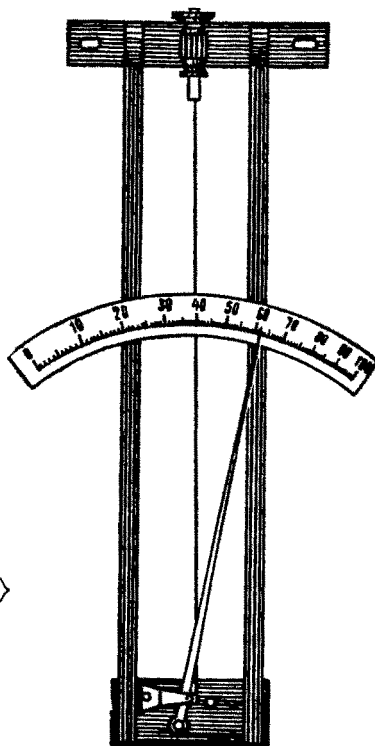


Рис. 7. Волосной гигрометр

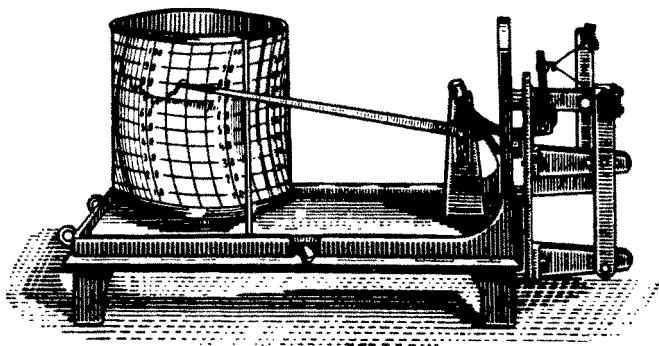


Рис. 8. Гигрограф

для полного насыщения воздуха при данных условиях, и фактической упругостью паров e , находящихся в воздухе в данный момент:

$$d = E - e. \quad (10)$$

Дефицит влажности имеет большое значение для испарения: скорость испарения с водной поверхности или влажной почвы пропорциональна недостатку насыщения.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ В ПРЕДЕЛАХ СССР

Вода содержится в тропосфере преимущественно в виде пара, входящего в состав воздушной массы. При подъеме и охлаждении воздуха водяной пар конденсируется, образуя капельки воды или кристаллики льда, из которых состоят облака. Эти мельчайшие капельки воды перемещаются в воздухе в виде облаков и тумана. Некоторые из этих капелек сталкиваются, сливаются и поэтому начинают падать; падая, они соединяются с другими капельками, увеличиваются в объеме. При определенных условиях образовавшиеся капли уже не в состоянии удерживаться в тропосфере восходящими токами воздуха и поэтому выпадают в виде атмосферных осадков.

Следует отметить, что только в тропиках, где толщина облаков превышает 10 км, путем слияния могут образоваться крупные капли, выпадающие при ливне. В областях умеренного климата таким путем возникает только слабый морозящий дождь; основная же масса атмосферных осадков — обложные дожди и снегопады — образуется за счет особого свойства льда, способного притягивать к себе влагу. В верхних слоях атмосферы даже летом царит мороз, поэтому здесь обычно плавают мелкие ледяные кристаллики. Когда водяные облака достигают слоев атмосферы с ледяными кристалликами, водяной пар начинает сгущаться (конденсироваться) на поверхности кристалликов, благодаря чему на них возникают снежинки, которые затем выпадают из облаков. В зимнее время снежинки достигают поверхности земли, а летом они на некоторой высоте от земли в теплых слоях воздуха тают и попадают на поверхность земли уже в виде дождя.

Атмосферные осадки бывают двух типов:

1) осадки, образующиеся при конденсации водяного пара (вследствие понижения температуры воздуха) непосредственно на поверхности земли и наземных предметов (роса, иней, изморозь, гололед);

2) осадки, выпадающие на поверхность земли из облаков в виде дождя, мороси, снега, крупы, града.

Количество атмосферных осадков измеряется высотой слоя воды в миллиметрах.

Высотой слоя осадков, выпавших за 1 мин, определяют интенсивность осадков. Если эта высота 0,5—1,0 мм и более, осадки называют ливнями.

Из наземных осадков наибольшее количество влаги дают роса, иней и изморозь. В среднем за год осадки в виде росы могут дать слой воды высотой 10—30 мм. Изморозь в лесах при благоприятных условиях может составить до 35 мм в год.

Осадки, выпадающие из облаков, подразделяются на три типа: обложные, моросящие и ливневые.

Наибольшее значение для питания подземных вод имеют обложные осадки, характеризующиеся небольшой интенсивностью, но значительной продолжительностью. При обложных дождях ат-

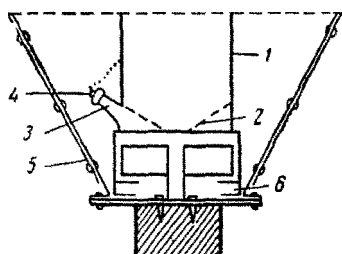


Рис. 9. Дождемер

мосферная влага в зависимости от их продолжительности и местных условий проникает в слой горных пород на ту или иную глубину и, если породы водопроницаемы, достигает уровня подземных вод. Обложные дожди обычно выпадают из слоисто-дождевых облаков.

Моросящие осадки, выпадающие в виде очень мелких капелек (мороси) из слоистых облаков, не дают много воды и в питании под-

земных вод не играют большой роли. В теплое время года значительная часть таких осадков расходуется на испарение.

Ливневые осадки, дающие в короткое время много воды, в значительной мере расходуется на поверхностный сток. Выпадают они большей частью из кучево-дождевых облаков.

Осадки в твердом состоянии — снег, крупа — выпадают в холодное время года. Твердые осадки могут питать подземные воды только после их перехода в жидкую фазу, т. е. главным образом весной, когда происходит таяние накопившегося за зиму снежного покрова. К твердым осадкам относится также град, который в отличие от снега и крупы обычно выпадает в теплое время года, в послеполуденные часы, при сильных восходящих токах воздушных масс. Град образуется в грозовых облаках.

Количество выпадающих осадков измеряется дождемером (рис. 9). Дождемер состоит из ведра 1 сечением 500 см², внутри которого на расстоянии 18 см от дна впаина воронка 2 с отверстиями, через эти отверстия жидкие осадки проникают в нижнюю часть ведра. Воронка предохраняет осадки от испарения. Носок 3, припаянный сбоку ведра, служит для переливания осадков в дождемерный стакан. Носок закрывается колпачком 4.

Для предохранения осадков от выдувания из ведра служит воронкообразная защита 5. Дождемерное ведро вставляется в круглую металлическую подставку 6, которая укрепляется на деревянном столбе. Верхний обрез ведра обычно располагается на высоте 2 м от поверхности земли.

Для определения количества атмосферных осадков, попавших в дождемерное ведро, воду из ведра переливают в дождемерный

стакан (рис. 10). На поверхности стакана нанесено 100 делений. Каждое деление равно 5 см^3 , что соответствует слою воды в дождемере высотой $0,1 \text{ мм}$ (при приемной площади 500 см^2). Например, если в дождемерном стакане вода достигла 25-го деления, это значит, что осадков выпало $2,5 \text{ мм}$. На метеорологических станциях Советского Союза применяют дождемеры сечением 500 см^2 с воронкообразной защитой (см. рис. 9) и осадкомеры В. Д. Третьякова с приемной площадью 200 см^2 и планочной защитой (рис. 11).

При изучении атмосферных осадков в труднодоступных горных или пустынных районах устанавливают суммарные дождемеры. Учет осадков по таким дождемерам проводят несколько раз в течение года. Для предотвращения испарения влаги в них наливают вазелиновое масло слоем $3\text{--}8 \text{ см}$.

Кроме того, на метеостанциях применяют самопишущие дождемеры-плювиографы или омбрографы (рис. 12). Эти дождемеры непрерывно регистрируют на вращающемся барабане количество выпадающих осадков. По полученному графику легко определить как общее количество осадков за один дождь, так и интенсивность выпадения осадков.

В зимнее время на большей части территории СССР осадки выпадают главным образом в виде снега. Снежный покров в хо-

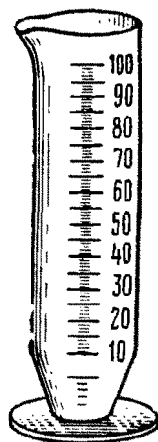


Рис. 10. Дождемерный стакан

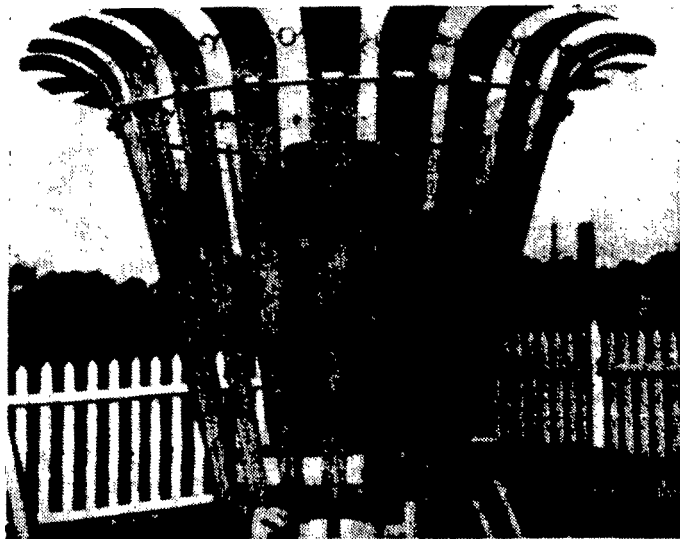


Рис. 11. Дождемер с планочной защитой (вид сбоку)

лодный период предохраняет землю от глубокого промерзания, а во время весеннего снеготаяния частично расходуется на питание подземных вод. В связи с этим в СССР на большом пространстве в весеннее время наблюдается наиболее высокий уровень грунтовых вод.

Высота снежного покрова определяется при помощи постоянных и переносных снегомерных рек (рис. 13). Количество осадков, выпавших в виде снега, выражают вы-

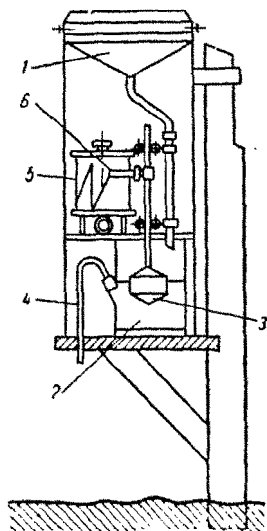


Рис. 12. Самопишущий дождемер:

1 — приемник; 2 — мерный сосуд; 3 — поплавок; 4 — сифон; 5 — барабан с часовым механизмом; 6 — самопишущее перо

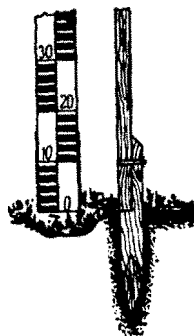


Рис. 13. Постоянная снегомерная рейка

сотой слоя воды (в миллиметрах), который получится при таянии снега.

В СССР количество твердых осадков в процентах к годовой сумме всех осадков составляет: в Архангельске — 31%, в Москве — 28%, в Херсоне — 11%, в Амурской области и Приморском крае — 3%. Наибольшая среднегодовая высота снегового покрова была отмечена: на Урале и в Приуралье — до 90 см, в Москве — 60 см, в южных районах — менее 10 см.

На территории СССР атмосферные осадки в течение года распределяются неравномерно. В европейской части СССР летом осадков выпадает больше, чем зимой, а на равнине Средней Азии в летний период количество осадков очень невелико (в отдельные годы осадков летом даже совсем не выпадает). По данным Н. К. Кульджаева, на территории Центральных Каракумов в среднем выпадает 100—120 мм в год при весьма высокой испаряемости, достигающей 2000—2500 мм в год.

Годовое количество атмосферных осадков, выпадающих в разных районах, неодинаково. В СССР наибольшее количество ат-

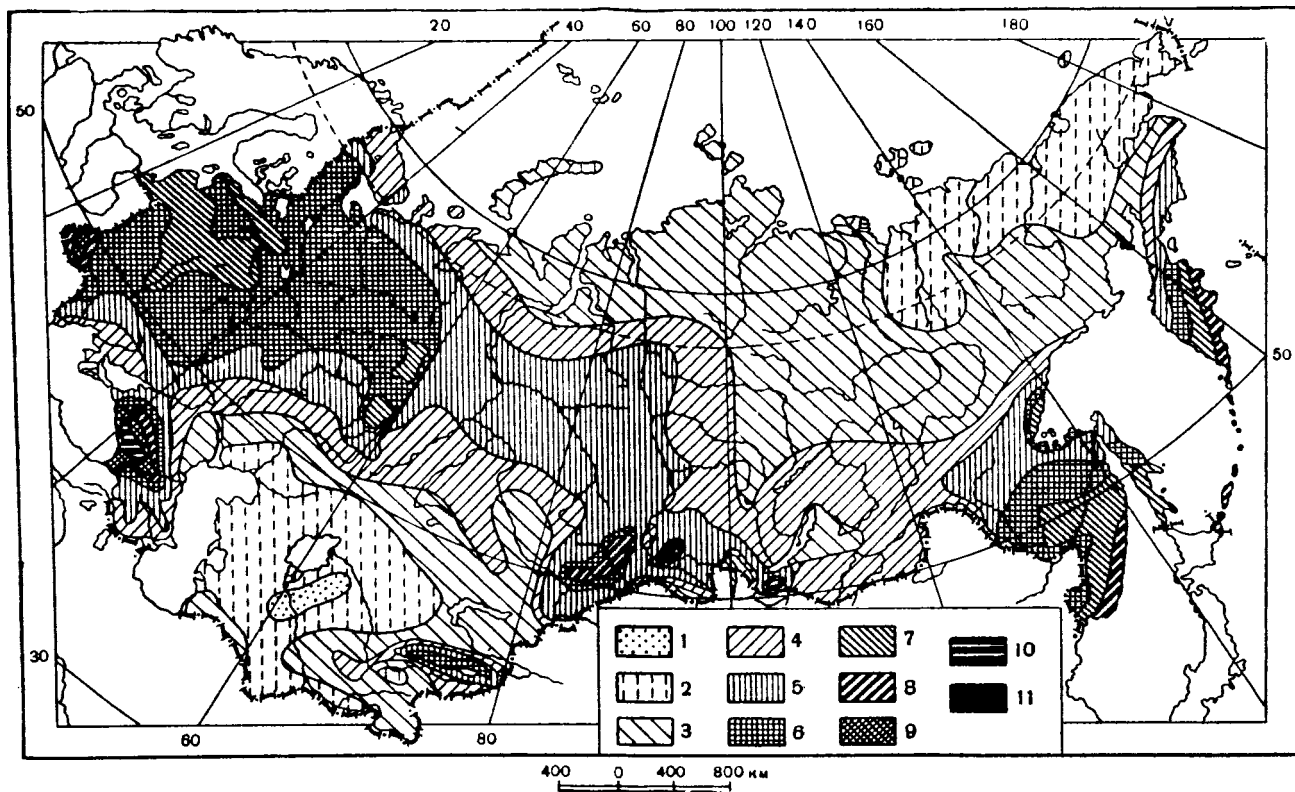


Рис. 14. Средние годовые количества атмосферных осадков (в миллиметрах):

1 — меньше 100; 2 — от 100 до 200; 3 — от 200 до 300; 4 — от 300 до 400; 5 — от 400 до 500; 6 — от 500 до 600; 7 — от 600 до 700; 8 — от 700 до 1000; 9 — от 1000 до 1500; 10 — от 1500 до 2000; 11 — больше 2000

мосферных осадков (1200—2400 мм в год) определено на Черноморском побережье Кавказа, в районе Батуми — Сочи. В средней полосе европейской части СССР выпадает 400—600 мм осадков в год, в засушливой юго-восточной части территории СССР — от 150 до 250 мм, в северных районах — от 100 до 300 мм в год (рис. 14).

Максимальное годовое количество атмосферных осадков было зафиксировано в Черрапунджи (Индия, провинция Ассам): здесь в отдельные годы оно достигает 20 000 мм. В другом пункте Индии (Манойраме) годовое количество осадков составляло 12 665 мм. Наименьшее годовое количество осадков (1—10 мм) отмечено в пустыне Атакама (Южная Америка).

Об уникальной интенсивности суточного количества атмосферных осадков можно судить по следующему примеру: в июне 1876 г. в Черрапунджи выпало 1036 мм осадков.

По сообщению печати, в районе построенной плотины в долине р. Нила (Асуан ОАР) при температуре воздуха летом 50°С и выше в течение 15 лет совершенно не выпадали атмосферные осадки.

В распределении атмосферных осадков на земном шаре наблюдается закономерность, заключающаяся в том, что в странах с морским климатом осадков выпадает больше, чем внутри континентов; в теплых важных областях (тропиках) больше, чем в субтропических широтах; в пустынях и полупустынях количество осадков обычно невелико.

При определении роли атмосферных осадков в питании подземных вод приходится учитывать не только количество осадков, но и время и продолжительность их выпадения, вид (жидкие, твердые) и интенсивность осадков.

ИСПАРЕНИЕ С ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И СУШИ. ТРАНСПИРАЦИЯ

Водяной пар поступает в атмосферу в результате испарения с поверхности океанов и морей (особенно в тропиках и субтропиках), в меньшей мере с поверхности рек, озер, влажной почвы, листьев растений и с поверхности снега и льда. Подземные воды могут испаряться лишь на участках неглубокого залегания от поверхности земли, где высота капиллярного поднятия достигает дневной поверхности. Проникающие указанным путем в атмосферу водяные пары переносятся воздушными течениями в горизонтальном и в вертикальном направлении.

Как видно из табл. 1, в среднем за год с поверхности земного шара испаряется 520,0 тыс. км³ воды. На это испарение расходуются около $3 \cdot 10^{23}$ кал тепла, что составляет 25% солнечной энергии, поступающей в течение года на землю.

Скорость испарения определяется количеством воды, испаряющейся с единицы поверхности в единицу времени. Количество испарившейся воды принято выражать, так же как и атмосферных осадков, в миллиметрах водяного столба. Величина испарения оп-

ределяется или при помощи специальных приборов, или приближенно вычисляется по эмпирическим формулам. При испарении с водной поверхности эта величина зависит от температуры испаряющей поверхности, дефицита влажности воздуха, скорости ветра и атмосферного давления. С повышением температуры испаряющей поверхности, увеличением скорости ветра и увеличением дефицита влажности (сухости воздуха) скорость испарения увеличивается, при повышении атмосферного давления — уменьшается.

Для определения величины испарения с водных поверхностей пользуются следующей формулой:

$$Q = K \frac{E - e}{P} S, \quad (11)$$

где Q — количество воды, испаряющейся с какой-либо поверхности в единицу времени;

K — коэффициент пропорциональности;

$E - e = d$ — дефицит влажности воздуха;

P — атмосферное давление;

S — площадь испаряющей поверхности.

Приведем две формулы, с помощью которых приближенно определяют расчетным путем величину месячного испарения влаги с водной поверхности.

Формула И. К. Тихомирова

$$h = d(15 + 3v), \quad (12)$$

где h — толщина слоя испарившейся за месяц воды, мм;

d — средний месячный дефицит влажности воздуха;

v — средняя месячная скорость ветра, м/сек.

Формула испаряемости, предложенная Н. Н. Ивановым и проверенная по водному балансу многих озер, имеет вид

$$h = 0,0018(25 + t)^2 \cdot (100 - a), \quad (13)$$

где h — величина испаряемости за месяц, мм;

t — средняя температура воздуха за месяц;

a — средняя относительная влажность воздуха за месяц, %.

Для гидрогеологических расчетов необходимо иметь данные об испарении с поверхности суши, которое, помимо метеорологических условий, зависит от характера и структуры почвы, рельефа местности, экспозиции участка, степени увлажнения почвы, характера растительного покрова, глубины залегания подземных вод и пр. При отсутствии растительного покрова испарение с поверхности почвы увеличивается. В лиственном лесу испарение значительно больше, чем в хвойном. При слабом дожде выпавшие осадки могут быть задержаны листьями и испариться раньше, чем они достигнут поверхности земли. Породы темных цветов быстрее прогреваются

и поэтому интенсивнее теряют влагу путем испарения. Склоны местности южной экспозиции интенсивнее прогреваются и иссушаются, чем северной экспозиции, получающие менее солнечного тепла.

Необходимо различать понятия «испарение» и «испаряемость». Испарением называется средняя величина фактического испарения влаги с земной поверхности в данном районе, а под испаряемостью понимается величина испарения с водной поверхности при данных условиях. Величина годовой испаряемости с водной поверхности в южных районах СССР и особенно в засушливых областях обычно значительно превышает количество выпавших атмосферных осадков.

О величине испаряемости можно судить по следующим данным: испаряемость в Узбекской ССР колеблется от 1350 (Фергана) до 2540 мм в год (Широбад); в Центральном Казахстане — 1300 мм в год; в Мургабском оазисе Туркменской ССР — 2230 мм в год. Самая высокая испаряемость, равная 4019 мм в год, зафиксирована в Африке (северо-западнее от Хартума) [3].

Для определения величины испарения с водной поверхности применяют специальные плавучие испарители-чаши или устраивают искусственные бассейны.

Наблюдения за испарением с поверхности почвенного слоя проводят или при помощи почвенных испарителей (эвапарометров) или с помощью лизиметров. Процесс испарения весьма сложен и непостоянен во времени. Его непостоянство зависит от нескольких факторов, указанных выше. В последнее время для определения количества испарившейся в атмосферу влаги и количества просочившейся в почвенные слои воды устраивают специально оборудованные почвенно-испарительные и лизиметрические площадки.

На метеоплощадках гидрометеорологической сети СССР применяется почвенный испаритель ГГИ-500 (рис. 15). Этот испаритель состоит из двух металлических цилиндров, внутреннего и наружного, и сосуда для сбора просочившейся воды. Во внутренний цилиндр с сетчатым дном помещают почвенный монолит. Затем цилиндр с монолитом опускают до водосборного сосуда. Для точности наблюдений в комплект входят два испарителя и, кроме того, почвенный дождемер, который устанавливается на испарительной площадке в отдельном гнезде. Внутренние цилиндры ежедневно извлекают на поверхность и взвешивают.

На гидрогеологической станции Всесоюзного института гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) под Москвой, например, лизиметрическая установка состоит из расположенных на двух ярусах двух пар лизиметров, заполненных песком и в нижней части водой (рис. 16).

Каждый лизиметр изготовлен из отрезка трубы диаметром 254 мм с приваренным дном. В нижней части закреплена водоотводящая трубка диаметром 13 мм с газовым краником на конце.

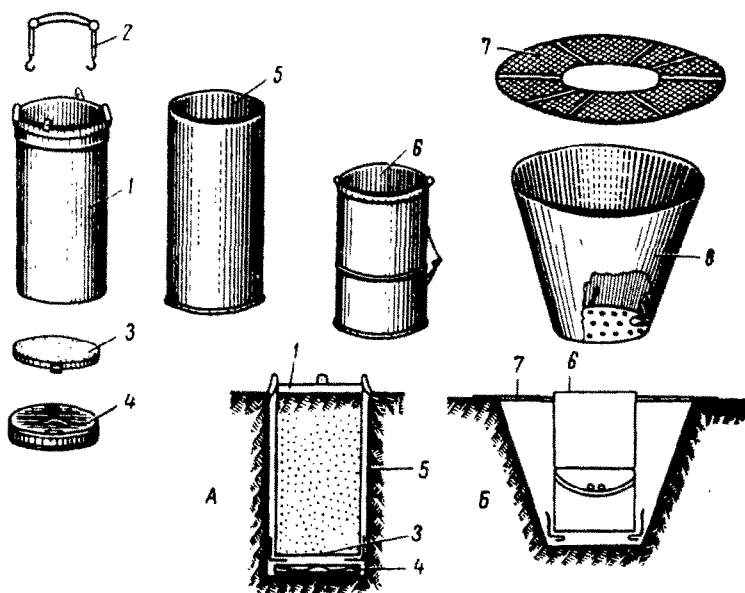


Рис. 15. Почвенный испаритель ГГИ-500: А — испаритель в собранном виде; Б — дождемер в собранном виде:
 1 — внутренний цилиндр; 2 — ручка; 3 — дно с отверстиями; 4 — сосуд для сбора просочившейся воды; 5 — наружный цилиндр; 6 — дождемерное ведро; 7 — кольцевая сетка дождемера; 8 — конусный бак дождемера

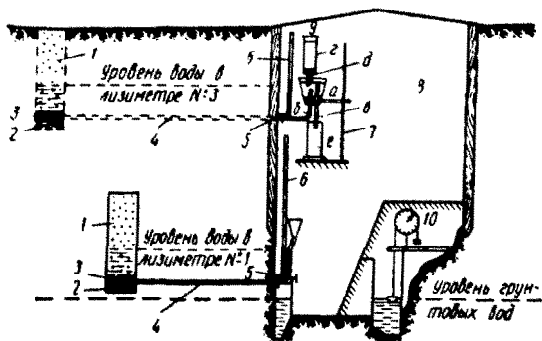


Рис. 16. Схема установки лизиметров на гидрогеологической станции ВСЕГИНГЕО (по А. В. Лебедеву):
 1 — лизиметры, загруженные песком; 2 — гравий; 3 — фитили; 4 — водоотводящие трубки; 5 — краны; 6 — пьезометры; 7 — штатив; 8 — наблюдательный шурф; 9 — измерительная установка; 10 — дисковый уровенмер

Внутри цилиндра к концу трубки припаивается сетка галунного плетения, предварительно свернутая в трубку.

Лизиметры загружались песком, отобраным на площадке установки этих приборов. Верхняя пара лизиметров закреплена в траншее на уровне с поверхностью почвенного слоя, а нижняя — в нише на глубине 2,7 м от поверхности земли (см. рис. 16). Установка лизиметров с песком проводилась с предварительным насыщением его водой, которая по окончании установки сливалась до запроектированной глубины (0,5 м от поверхности земли).

Свободные концы водоотводных трубок были отведены в шурф. Дно каждого из нижних лизиметров устанавливалось при монтаже на 10—15 см выше уровня грунтовых вод. К этим концам водоотводных трубок всех лизиметров присоединялись пьезометрические трубки и воронки, служащие для приема воды в процессе проведения наблюдений. Для верхней пары лизиметров на штативе устанавливались стеклянные воронки *a* с двумя стеклянными трубками. К одной из них присоединялся шланг *b*, идущий от пьезометра и водоотводной трубки, а другая — сливная трубка *в* — направлена в нижний мерный цилиндр. Сверху к штативу закреплен сосуд Мариотта *г* со стеклянной трубкой *д*, нижний конец которой погружался на 2 мм под воду в воронке *a*. Сосуд Мариотта *г* и нижний цилиндр *e* снабжены шкалой с делениями через 2 см.

Уровень воды в воронке *a*, сообщающейся с верхним лизиметром и пьезометром, во время наблюдений поддерживается на одной высоте, благодаря наличию сливной трубочки *в*, верхний конец которой расположен на уровне воды в стеклянной воронке *a*. Поступление воды в лизиметр вызывает сток ее через воронку в мерный цилиндр *e*, что дает возможность определить величину инфильтрации атмосферных осадков совместно с конденсацией водяных паров из воздуха. Убыль воды в лизиметре пополнялась из сосуда Мариотта, по показанию которого, следовательно, выявлялось значение испарения с поверхности воды в лизиметре.

Существенно отметить, что над одним из верхних лизиметров был установлен стеклянный навес для защиты его от влияния атмосферных осадков, с тем чтобы вести наблюдения за конденсацией водяных паров из воздуха и испарением с поверхности воды в лизиметре при отсутствии осадков.

Для учета количества выпадающих атмосферных осадков близ лизиметрической установки находится дождемер, по которому ведутся систематические наблюдения за выпадением осадков. Кроме того, проводились наблюдения за положением уровня грунтовых вод (см. рис. 16).

Определяя величину инфильтрации осадков и конденсации по открытому лизиметру и величину конденсации — по закрытому, возможно установить инфильтрацию атмосферных осадков. Испарение воды с поверхности земли находится по разности между количеством осадков и инфильтрацией.

Поскольку величина испарения зависит от многих факторов, учитываемых еще весьма приближенно, иногда величину испарения с поверхности суши z_c определяют по разности между количеством осадков x_c и величиной стока y [см. формулу (2)].

Наиболее сложен процесс испарения влаги растениями. Помимо испарения воды с поверхности смоченного дождем растительного покрова, которое носит физический характер, растения расходуют на испарение огромные массы воды путем транспирации. Транспирация — процесс физиологический, связанный с ростом тканей. Он заключается в том, что растения, всасывающие в вегетационный период влагу с различной глубины (в зависимости от развития корневой системы), задерживают только небольшую часть этой влаги, остальная влага испаряется.

Растительный покров во влагообороте суши выполняет роль грандиозного испарителя. Достаточно, например, сказать, что в некоторых районах интенсивность испарения растительным покровом (транспирации) превышает величину испаряемости с водной поверхности.

Для различных растительных сообществ А. Майером приводятся следующие значения расхода влаги на транспирацию в течение года: травы и культурные растения — 229—254 мм, крупные листовые деревья — 203—305 мм, мелкие деревья и кустарники — 154—203 мм, хвойные деревья — 102—154 мм.

На транспирацию влаги растениями большое влияние оказывают влажность воздуха, недостаток насыщения, температура воздуха и почвы, а также ветер. Чем больше влажность воздуха и меньше дефицит влажности, тем меньше транспирация; чем выше температура воздуха и почвы и чем больше сила ветра, тем транспирация больше.

Потребность растений в воде определяется так называемым транспирационным коэффициентом, под которым понимают количество воды в весовых единицах, необходимое для образования единицы сухого вещества. Транспирационные коэффициенты различных растений неодинаковы. Многие сельскохозяйственные растения в районах умеренно-теплого климата имеют транспирационный коэффициент 250—350, в условиях степного климата — от 450 до 500 и более. Насколько велико испарение подземной влаги растениями, можно судить хотя бы по тому, что одно растение подсолнечника испаряет за лето около 250 л воды.

Большое влияние на испарение оказывают суховеи — воздушные массы, перемещающиеся из жарких пустынных стран, а также возникающие при определенных условиях на месте, имеющие высокую температуру и низкую относительную влажность. Усиливающийся при этом теплообмен приводит к дальнейшему высушиванию воздуха. Температура воздуха поднимается значительно выше 30° С, а относительная влажность падает ниже 15%. Воздух становится иссушающим, «сжигающим» листья растений и зерна злаков. Обычно суховеи продолжается несколько дней, но этого доста-

точно для того, чтобы зеленые поля превратились в выжженную пустыню.

Устройство сети лесных полевых защитных полос, лесные насаждения на полях и по оросительным каналам, закрепление растительностью перевеваемых песков и другие меры, несомненно, значительно уменьшают испарение влаги с земной поверхности и приостанавливают губительное влияние суховея.

Орошение огромных земельных массивов в засушливых областях и транспирация влаги листьями зеленых растений на орошаемых массивах повысят влажность воздуха, что должно благоприятно отразиться на произрастании культурных растений в наиболее жаркий период года.

ПОВЕРХНОСТНЫЙ И ПОДЗЕМНЫЙ СТОК

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА

Атмосферные осадки расходуются на поверхностный сток, испарение и поглощение (инфильтрацию). Речной сток зависит от нескольких факторов, в том числе от размеров и формы водосборных бассейнов, ограниченных наиболее высокими горизонталями рельефа местности на водоразделах. Размеры речных водосборных бассейнов весьма различны. Например, бассейн р. Волги (длина около 3700 км) 1 459 000 км².

Другие факторы речного стока: 1) климатические условия и вид осадков, 2) рельеф местности, 3) характер и состояние склонов, 4) водопроницаемость горных пород, а также 5) искусственные мероприятия.

Главный фактор стока — это климатические условия: чем больше выпадает атмосферных осадков и чем их меньше испаряется, тем больше сток. В засушливых юго-восточных районах европейской части СССР, в Средней Азии и других подобных областях, где выпадает мало осадков, мелкие реки и летом не имеют стока (пересыхают). Большое значение имеет температура воздуха: при высокой температуре значительная часть осадков испаряется, что приводит к уменьшению поверхностного стока; высокая относительная влажность воздуха, даже при его высокой температуре, не способствует испарению влаги.

В районах с глубоким сезонным промерзанием, где условия для инфильтрации талых вод неблагоприятны, за счет этих вод весной увеличивается поверхностный сток. Кратковременные слабые дожди, как правило, дают небольшой поверхностный сток, а иногда и совсем не дают стока, поскольку вся атмосферная влага расходуется на испарение и инфильтрацию. Сильные дожди и ливни обуславливают сравнительно высокий сток. Снежный покров с наступлением теплого весеннего времени в короткий срок формирует большой поверхностный сток, вызывая на многих реках СССР наводнения.

В горных районах и в районах с рельефом, сильно расчлененным овражно-балочной и речной сетью, при значительной крутизне склонов атмосферные осадки быстро стекают в сторону ближайшего понижения; при слабо расчлененном рельефе сток замедляется. Сток уменьшается также, если склоны задернованы, покрыты кустарником или лесом. При этом вода, встречая на своем пути препятствия в виде растительного покрова, лесной подстилки, кустарников и т. д., размывает склоны с меньшей интенсивностью. В связи

с этим на площадях лесных массивов поглощается больше осадков, чем на открытой местности. Таким образом, влияние леса сказывается в переходе поверхностного стока в подземный.

Величина стока зависит от водопроницаемости пород: чем большая часть атмосферных осадков просачивается в породы, тем меньшая часть их участвует в поверхностном стоке. На участках, сложенных водопроницаемыми песками и трещиноватыми породами, значительное количество атмосферных осадков расходуется на инфильтрацию, поэтому поверхностный сток заметно уменьшается.

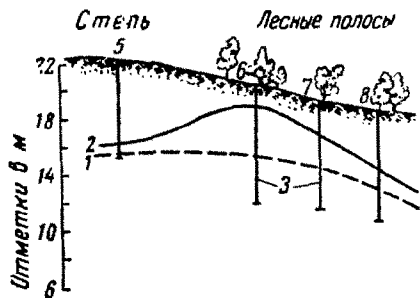


Рис. 17. Схема залегания грунтовых вод на участках лесных полос в Каменной Степи (по Г. Ф. Басову): 1 — уровень грунтовых вод зимой; 2 — уровень грунтовых вод весной; 3 — наблюдательные скважины

Влияние искусственных факторов на величину поверхностного стока можно проследить на примере Каменно-Степной станции, организованной В. В. Докучаевым более 70 лет назад. По данным Г. Ф. Басова, под лесными полосами на Каменно-Степной опытной станции

уровень грунтовых вод как в зимнее, так и в летнее время залегает на меньшей глубине от поверхности земли по сравнению с соседними безлесными участками (рис. 17). Весной на площади лесных полос уровень грунтовых вод поднимается на большую высоту, чем в прилегающих районах степи. Следовательно, поверхностный сток на участках лесных полос уменьшается. Этим доказывается существенная роль лесных полос в накоплении влаги.

К искусственным факторам относятся также некоторые агротехнические мероприятия, например зяблевая вснашка вдоль горизонталей склонов, способная задерживать на время большие массы воды. Из борозд такой вснашки атмосферная влага большей частью расходуется на испарение и инфильтрацию.

Большое влияние как на поверхностный, так и на подземный сток оказывают крупные гидротехнические сооружения — каналы, водохранилища и т. п. [13].

ПИТАНИЕ РЕК

Речной сток создается водами, текущими по поверхности земли под влиянием силы тяжести со стороны водораздельных пространств от более высоких участков к участкам пониженным. Реки питаются как поверхностными, так и подземными водами. Участие тех и других в питании рек зависит от климатических, геоморфологических, гидрогеологических и прочих условий.

Выделяют следующие виды питания рек поверхностными водами: дождевое, снеговое, ледниковое и смешанное. Дождевое питание рек характерно для мягкого, умеренного и муссонного климата. Снеговое питание преобладает в районах с холодным климатом. Здесь накопившиеся за зиму осадки в виде снега и льда дают в течение весны и части лета до 50% и более годового стока. Ледниковое питание, т. е. питание за счет таяния ледников, наблюдается в бассейнах горных рек; основная масса воды поступает в такие реки в летнее время. Смешанное питание нередко получают реки в предгорных и других районах. Например, р. Кубань в СССР имеет дождевое и ледниковое питание; основную массу воды она получает летом, при таянии ледников в горах, а весной атмосферные осадки составляют дополнительное питание.

Ливневой характер атмосферных осадков обуславливает интенсивную эрозию рыхлых пород (особенно лёссов и лёссовидных суглинков), поэтому реки в таких областях имеют высокую мутность.

Подземные воды участвуют в питании вследствие дренирования их реками. При этом иногда подземные воды выходят в долины рек на поверхность, образуя концентрированные источники при высокой водопроницаемости пород или слабо фильтруясь через пласты с низкой водопроницаемостью.

В районах распространения многолетней мерзлоты некоторое значение для питания рек имеет, по-видимому, оттаивание погребенных льдов и льдистых пород.

В количественном отношении участие подземного стока в питании рек изучено еще недостаточно, но известно, что для некоторых рек по сравнению с величиной поверхностного стока этот вид питания играет меньшую роль. На многих реках СССР весной и в начале осени сток обусловлен преимущественно поверхностными водами (таяние снежного покрова, выпадение атмосферных осадков), а летом, особенно во время засухи, и зимой преобладающая роль в питании рек принадлежит подземным водам (как грунтовым, так и артезианским).

Величина подземного стока зависит также от соотношения размеров поверхностного и подземного водосборных бассейнов. Площади этих бассейнов могут совпадать только в частном случае (рис. 18, I). При антиклинально изогнутых слоях, когда водоносные пласты падают в стороны от речной долины, поверхностный сток происходит с большей площади, чем подземный (рис. 18, II). При синклинальном залегании водоносных пластов площадь подземного бассейна может значительно превышать наземную водосборную площадь (рис. 18, III).

Постоянство питания рек поддерживается в основном подземными водами, которые, как было указано, и сами пополняются за счет поглощения атмосферных осадков. Благодаря очень медленному течению в пластах горных пород подземные воды являются и более устойчивым источником питания. Истоками некоторых рек

служат выходы на поверхность высокодебитных источников.

Однако как бы ни были велики запасы подземных вод, и они могут со временем истощаться. Известно, например, что после малоснежной зимы и засушливого лета горизонт воды в реках резко снижается, а мелкие речки нередко даже пересыхают. Установлено также, что при малом количестве осадков уровень воды в мел-

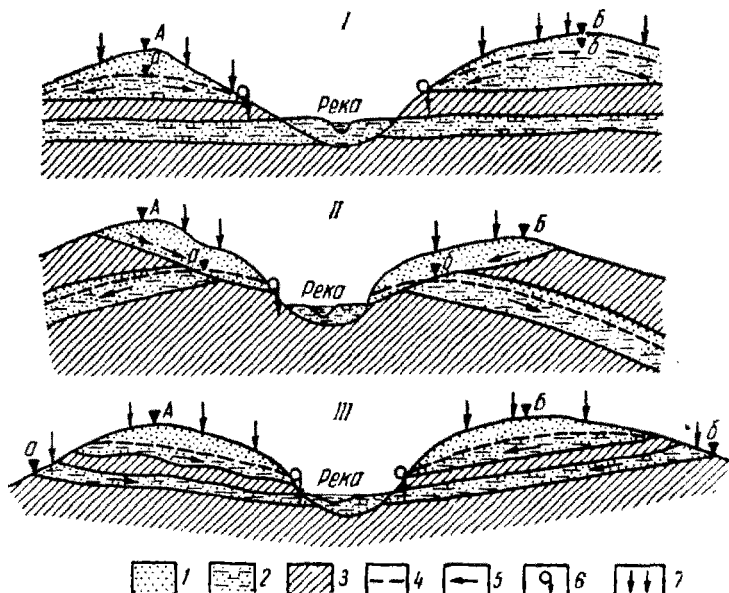


Рис. 18. Соотношение бассейнов поверхностного и подземного стока: I — бассейны поверхностного и подземного стока совпадают, II и III — бассейны поверхностного и подземного стока не совпадают; AB — поверхностный сток, ab — подземный сток; 1 — песок, 2 — песок с водой, 3 — глина, 4 — уровень грунтовых вод, 5 — направление движения грунтового потока, 6 — источник, 7 — инфильтрация атмосферных осадков

ких колодцах снижается до отметок дна и ниже, а некрупные естественные выходы подземных вод (источники) иссякают; при большем же количестве осадков против среднегодовых норм, наоборот, уровень воды в колодцах повышается, дебит источников возрастает.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ РЕЧНОГО РАСХОДА И ГРУНТОВОГО ПИТАНИЯ РЕК

Количество воды, протекающей в единицу времени через поперечное сечение русла реки, называется расходом воды.

Для того чтобы определить расход воды Q в том или ином сечении русла реки, необходимо знать среднюю скорость речного потока v и площадь сечения потока F . Расход воды получают

умножением средней скорости на площадь сечения:

$$Q = v \cdot F \text{ м}^3/\text{сек.} \quad (14)$$

Для определения скорости течения и расхода воды в речном русле разбивают гидрометрические створы (рис. 19). На водомерных постах (большой частью свайного типа, рис. 20) ведутся наблюдения за колебаниями горизонта воды в реке с помощью переносной рейки, устанавливаемой на сваю, покрытую наименьшим слоем воды. Для определения горизонта воды в реке на данное число надо к замеренной высоте слоя воды над головкой сваи прибавить абсолютную или относительную отметку сваи. Скорость течения воды определяют с помощью гидрометрических вертушек (рис. 21), поплавков, батометров (рис. 22). Измерения скоростей проводят на разных расстояниях от берега и на различных глубинах по каждой вертикали¹.

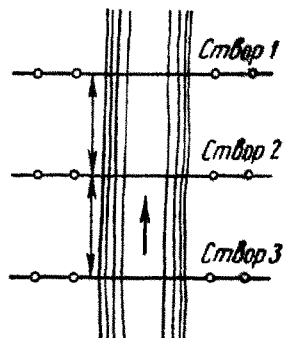


Рис. 19. Расположение гидрометрических створов на реке для измерения расходов воды поплавками

Расход воды в реке определяется как в замыкающем створе бассейна (т. е. в устье), так и в створах, расположенных выше. Зная средний годовой расход для какого-либо створа реки, можно определить количество воды, стекающей с водосборной площади за год (для данного створа).

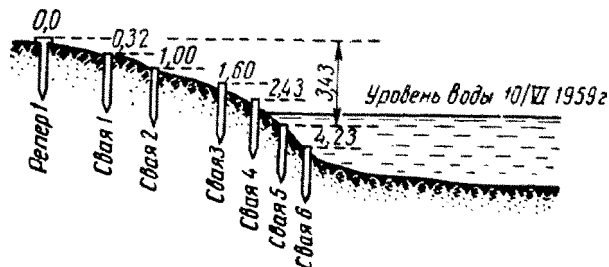


Рис. 20. Свайный водомерный пост

Сток может быть выражен следующими характеристиками.

1. Модулем стока (M) называется количество воды, стекающей в единицу времени с 1 км^2 водосборной площади речного бассейна:

$$M = \frac{Q \cdot 10^3}{F_{\text{бас}}} \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2, \quad (15)$$

¹ Подробно этот вопрос рассматривается в курсе гидрометрии.

где Q — средний годовой расход, $м^3/сек$;
 $F_{бас}$ — водосборная площадь речного бассейна, $км^2$.

Для пересчета величины модуля стока M на высоту слоя стока h , выражаемую в миллиметрах, можно составить следующее уравнение:

$$\frac{MF_{бас} \cdot 31,5 \cdot 10^6}{10^3} м^3/год = F_{бас} h \cdot 10^3 м^3/год,$$

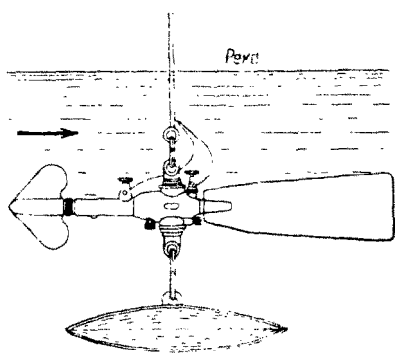


Рис. 21. Гидрометрическая вертушка

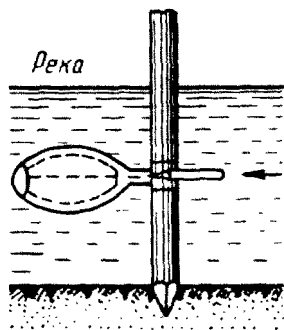


Рис. 22. Батометр Глушкова

откуда

$$M = \frac{h}{31,5}, \tag{16}$$

или

$$h = 31,5M. \tag{17}$$

Здесь $31,5 \cdot 10^6$ — число секунд в году.

2. Нормой стока называется среднеарифметическая величина речного стока за продолжительный период наблюдения (40—50 лет).

3. Коэффициентом стока η называется отношение стока y за какой-либо период к количеству атмосферных осадков x за тот же период (обычно за год):

$$\eta = \frac{y}{x}. \tag{18}$$

Здесь сток y и количество атмосферных осадков x выражены высотой слоя воды в миллиметрах. Поэтому коэффициент стока выражается в отвлеченных единицах или в процентах:

$$\eta = \frac{y}{x} \cdot 100\%. \tag{19}$$

По коэффициенту стока η за какое-либо время T (например, $T=1$ году) можно определить модуль стока M за то же время.

Допустим, что коэффициент стока η за год для какого-нибудь водосборного бассейна равен 0,12 при годовом количестве осадков $x = 800$ мм, тогда модуль стока будет

$$M = \frac{x\eta F}{T_{\text{год}}} = \frac{0,8 \cdot 0,12 \cdot 1000^2}{365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60} = 0,00304 \text{ м}^3/\text{сек}, \text{ или}$$

$$3,04 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2.$$

Обычно коэффициент стока меньше единицы, поскольку сток составляет лишь часть атмосферных осадков. Только в районах развития карста и реже при синклинальном залегании водопроницаемых пластов, когда площадь подземного водосборного бассейна значительно больше, чем поверхностного, значение коэффициента стока может несколько превышать единицу. Последний пример объясняется значительным увеличением подземного стока вследствие поглощения осадков за наземным водоразделом в соседних речных бассейнах (см. рис. 18, III). Коэффициент стока в горных районах высокий и колеблется от 0,5 до 0,9 (от 50 до 90%).

Величина модуля стока обуславливается как поверхностным, так и подземным стоком. В зимнее время и в период длительного отсутствия атмосферных осадков многие реки получают питание только за счет подземных вод; во время весенних половодий и больших ливней роль подземного стока незначительна. Максимальный модуль стока приходится на весенние половодья, минимальный наблюдается зимой.

Средний многолетний модуль речного стока для всей территории СССР составляет около 5—6 л/сек · км²; амплитуда колебаний модуля стока — от 0 до 75 л/сек · км². На большей части территории многолетней мерзлоты преобладают модули стока от 6 до 8 л/сек · км².

На территории европейской части СССР значение среднего (общего) многолетнего модуля речного стока изменяется от 15 на северо-западе до 0,5 л/сек · км² на юго-востоке (рис. 23).

Модуль подземного стока обычно не превышает нескольких процентов от общего (суммарного) — поверхностного и подземного, увеличиваясь в районах распространения карстующихся пород. По наблюдениям на ряде месторождений полезных ископаемых, залегающих в условиях карста, модуль подземного стока колеблется от 2 до 6 л/сек · км², что иногда составляет около 50% от поверхностного стока. Эти величины в отдельные годы могут значительно изменяться в зависимости от режима атмосферного питания [13].

Для определения величины подземного стока на участке реки разбивают на некотором расстоянии один от другого гидрометрические створы (см. рис. 19). Чаще створы разбиваются на прямолинейных участках русла, не имеющих притоков (при наличии притоков их расход должен быть вычтен из расхода, определенного в нижнем створе). На этих створах замеряют расходы воды, а по

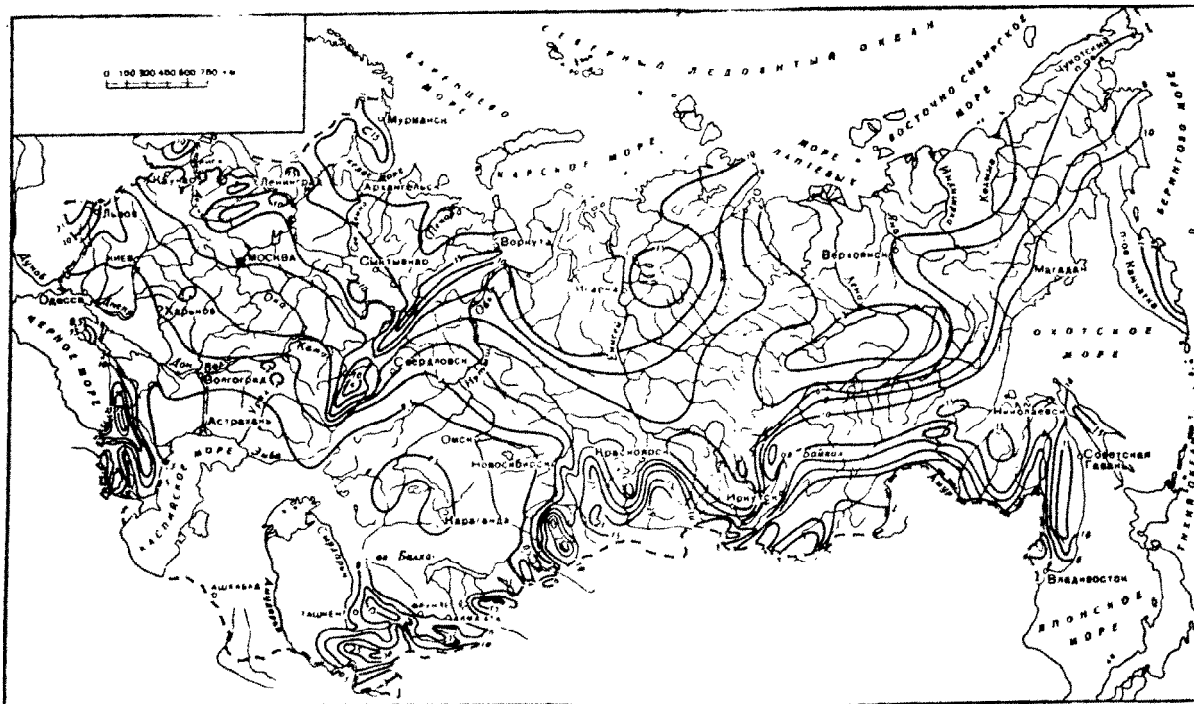


Рис. 23. Карта среднего многолетнего модуля стока рек СССР в изолиниях (по Б. Д. Зайкову)

данным этих замеров определяют величину грунтового питания (в $м^3/сек$), пользуясь формулой

$$Q_{\text{под}} = Q_1 - Q_2, \quad (20)$$

где $Q_{\text{под}}$ — величина подземного питания;

Q_1 — расход в нижнем створе реки;

Q_2 — расход в верхнем створе.

Величину подземного питания на 1 км длины берегов реки q находят путем деления разности расходов $Q_1 - Q_2$ на расстояние l между гидрометрическими створами:

$$q = \frac{Q_1 - Q_2}{l} \text{ м}^3/\text{сек} \cdot \text{км}. \quad (21)$$

Гидрометрический способ применяется также и тогда, когда возникает необходимость определения величины поглощения речных вод аллювиальными толщами или на участках закарстованных пород. Делались также попытки определения гидрометрическим способом величины испарения речных вод в засушливых районах, где подземное питание отсутствует или незначительно.

Описанный метод расчета позволяет определить величину подземного питания реки с точностью до 5—10%.

Определив водосборную площадь, с которой подземный сток воды поступает на данный участок, можно получить модуль подземного стока $M_{\text{под}}$ путем деления $Q_{\text{под}}$ на величину водосборной площади $F_{\text{под}}$:

$$M_{\text{под}} = \frac{Q_{\text{под}}}{F_{\text{под}}} \cdot 10^3, \quad (22)$$

где подземный сток $Q_{\text{под}}$ выражается в $м^3/сек$; площадь подземного водосбора $F_{\text{под}}$ дается в $км^2$, а модуль подземного стока $M_{\text{под}}$ — в $л/сек \cdot км^2$.

Площадь подземного питания находят приблизительно по геолого-литологической карте и геолого-литологическим и гидрогеологическим разрезам.

Модуль подземного стока $M_{\text{под}}$ можно также найти по модулю общего стока M исходя из следующего уравнения:

$$M_{\text{под}} = \frac{KM}{100}, \quad (23)$$

где K — модульный коэффициент, обозначающий величину подземного стока в процентах от общего стока.

Модульный коэффициент рассчитывается по следующей формуле:

$$K = \frac{M_{\text{мин}}}{M}, \quad (24)$$

где $M_{\text{мин}}$ — минимальный модуль стока, $л/сек \cdot км^2$.

Этот минимум берется по зимнему расходу реки, поскольку в зимний период реки питаются подземными водами.

Следует отметить, что модуль подземного стока служит характерным показателем для оценки водообильности горных пород, слагающих водосборный бассейн реки, поскольку именно от величины этого модуля зависит количество подземной воды, поступающей в речное русло с 1 км² водоносного горизонта.

По вычислениям Б. В. Полякова, подземный сток на малых реках может достигать 30% от общего годового речного стока. На отдельных реках при благоприятном сочетании гидрогеологических и геоморфологических условий он возрастает до 90%. Например, в карстовом районе Крыма атмосферные осадки почти полностью поглощаются трещинами закарстованного массива карбонатных пород. На площади питания источника Воклюз во Франции, сложной неокремскими известняками размером 1650 км², поглощается 60% годового количества осадков.

По последним вычислениям гидрологов, ежегодный речной сток с территории СССР составляет 4000 км³ воды. Если принять долю подземного стока 10%, то на подземные воды придется 400 км³, а при величине подземного стока 25% — 1000 км³ воды в год [22].

Установленные количества выпадающих атмосферных осадков, величины стока и испарения дает возможность перейти к изучению водного баланса речного бассейна.

Между атмосферными осадками, стоком и испарением существует определенная зависимость, которую для любого речного бассейна можно выразить уравнением

$$\begin{array}{c} x \\ \text{осадки} \end{array} = \begin{array}{c} y \\ \text{сток} \end{array} + \begin{array}{c} z \\ \text{испарение} \end{array} \pm d, \quad (25)$$

где $\pm d$ — часть атмосферных осадков, идущая в годы с большим или средним количеством осадков на пополнение запасов подземных вод ($+d$) на площади водосборного бассейна реки, или расход в засушливые годы запасов подземных вод ($-d$), накопившихся на площади бассейна в течение прошлых лет, когда выпадало больше осадков.

Для многолетнего периода наблюдений, в течение которого годы с большим количеством атмосферных осадков и засушливые чередуются, уравнение (25) принимает более простой вид:

$$x = y + z. \quad (26)$$

Зная площадь водосборного бассейна и количество выпадающих атмосферных осадков, можно по данным определения расхода воды в реке приближенно установить величину инфильтрации и испарения (включая транспирацию) по отношению к количеству атмосферных осадков.

Расход воды и величину подземного питания рек определяют в целях проектирования строительства плотин, гидроэлектрических станций, оросительных систем, водоснабжения и т. п.

ВОДА В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЗАИМОСВЯЗЬ ЕЕ С ГОРНЫМИ ПОРОДАМИ

СКВАЖНОСТЬ, ПОРИСТОСТЬ И ЕСТЕСТВЕННАЯ ВЛАЖНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Скважность и пористость. Подземные воды заполняют поры, трещины и другие пустоты в горных породах. Объем всех пустот в породе принято называть скважностью. Естественно, что чем больше скважность, тем больше порода может вместить воды.

Для движения подземных вод в горных породах большое значение имеют размеры пустот. В мелких порах и трещинах площадь соприкосновения воды со стенками пустот больше. Эти стенки оказывают большое сопротивление движению воды, поэтому течение воды в мелкозернистых песках даже при больших напорах крайне затруднено. Обычно притоки воды в выработки из таких песков весьма невелики, а сами пески нередко обладают свойствами плывунов. Чем крупнее размеры пустот, тем меньше сопротивления испытывает вода при движении. В карстовых районах, например в крупных трещинах и пещерах, наблюдаются мощные потоки подземных вод, напоминающие течение рек на поверхности.

Различают скважность пород капиллярную и некапиллярную. К капиллярной скважности относят мелкие пустоты, где вода передвигается главным образом под действием электрических сил и сил поверхностного натяжения. К некапиллярной скважности относят крупные, лишенные капиллярных свойств пустоты, в которых вода передвигается только под влиянием силы тяжести и разности напоров.

Капиллярную скважность пород называют иначе пористостью, понимая под этим отношение объема пор в данном образце породы ко всему объему образца:

$$n = \frac{V_{\pi}}{V}, \quad (27)$$

или в процентах:

$$n = \frac{V_{\pi}}{V} \cdot 100\%.$$

где n — пористость породы в долях единицы или процентах;

V_{π} — объем пор в образце породы;

V — объем образца.

В рыхлых зернистых породах пористость обуславливается промежутками между отдельными частицами породы. Она зависит от размеров и формы этих частиц и характера их сложения. В крепких трещиноватых породах движение воды происходит по системе трещин (рис. 24).

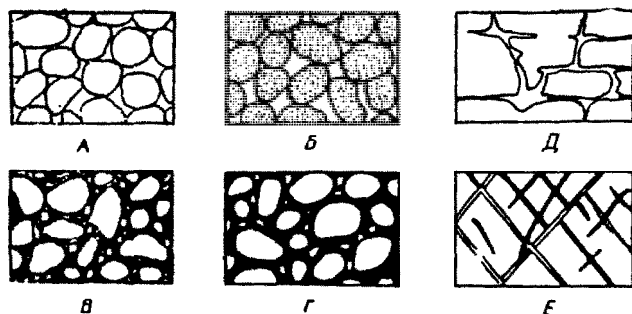


Рис. 24. Схематическое изображение различных видов пор в горных породах:

А и Б — поры в песках с хорошо окатанными и отсортированными зернами; В — поры в разнозернистых песках с плохо окатанными и слабо отсортированными зернами; Г — поры в песчаннике, частично заполненные цементирующим веществом; Д — поры в трещиноватых известняках, частично расширенные выщелачиванием; Е — трещины в массивно кристаллических породах

Мелкие глинистые частицы пластинчатого, неправильного и угловатого вида обуславливают больший объем пор, чем более крупные округлые частицы в песках и других зернистых породах. Этим объясняется различие в пористости глины и песка. Частицы в глинах имеют пластинчатую форму, соответственно и поры в них имеют вид удлинненных щелевидных промежутков. Пористость глин достигает 40—50%. В песках, поры которых по очертанию напоминают шар, пористость составляет 30—35%.

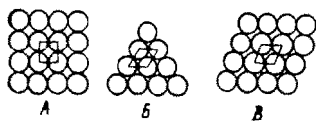


Рис. 25. Влияние расположения шаровых зерен на величину пористости: А — наименее плотное сложение зерен; Б — наиболее плотное сложение зерен; В — сложение средней плотности

Для того чтобы убедиться в зависимости пористости от характера сложения зерен (частиц), рассмотрим следующий пример.

Допустим, что зерна песка имеют форму небольших шаров одинакового диаметра. Эти шары могут быть сложены различным образом. Их можно расположить рядами так, чтобы их центры образовали куб (рис. 25, А), или так, чтобы их центры образовали тетраэдр (рис. 25, Б). При первом сложении объем промежутков между шарами, как показывают расчеты, составит 47,6%, а при втором — 26,2% от объема всего образца. А в третьем случае (рис. 25, В) объем промежутков, а следовательно, и пористость будут иметь среднюю величину.

Приведенный пример с шарами будет действителен для частиц любого размера, так как при шарообразной форме частиц пористость не зависит от их размера. Поэтому пористость песчаных пород колеблется в указанных пределах (от 26,2 до 47,6%).

В природной обстановке, однако, порода редко бывает однородной, а слагающие ее зерна обычно не имеют шарообразной формы. Чаще породы сложены частицами различного размера. Например, в галечнике промежутки очень часто заполнены песком или даже глиной, при таком сложении пористость несравненно будет меньше, чем в чистом галечнике. Пористость относительно однородных песков в естественных условиях составляет 30—35%, а в галечнике с песком она снижается до 15—20%. Такое же уменьшение пористости наблюдается и в крупнозернистых песках, гравелистых и других зернистых отложениях, где промежутки с крупными зернами заполнены более мелкими песчаными и глинистыми частицами. Так, данными гидрогеологических исследований в одном горном районе для строительства водохранилища было установлено, что в речной долине залегают пролювиальные и аллювиальные пески и галечники. Промежутки между гальками заполнены глинистым материалом, поэтому пористость и водопроницаемость оказались небольшими.

Пористость зернистых пород зависит также от условий образования осадочных отложений и дальнейших процессов диагенеза. Например, если сухой песок насыпать в сосуд, он будет иметь более рыхлое сложение, чем песок, утрясенный и тем более насыпанный под водой с утрамбовкой (табл. 3).

Таблица 3

Песок	Пористость песка, %		
	сухого рыхлого	сухого утрясенного	сырого утрамбованного
С диаметром зерен 0,7-0,25 мм	50,1	44,0	40,0
Мелкий	49,6	41,9	38,8
Дюнный	45,8	33,9	33,9
Слабосуглинистый	41,6	33,9	129,3

Величину пористости глинистой породы обычно рассчитывают по объемному и удельному весам породы по формулам:

$$n = \frac{\gamma - \delta}{\gamma} \cdot 100\%$$

или

$$n = \left[1 - \frac{\Delta}{\gamma(1 + 0,9W)} \right] \cdot 100\%, \quad (23)$$

где γ — удельный вес породы;
 δ — объемный вес сухой породы, вычисляемой по формуле

$$\delta = \frac{\Delta}{1 + 0,01W};$$

Δ — объемный вес влажной породы;
 W — естественная влажность породы.

Пористость песка определяют методом насыщения. Для этого сосуд определенного объема заполняют сухим песком и наливают воду до заполнения всех пор. Предположим, что объем, занятый песком, составляет 250 см^3 , а для насыщения этого объема пошло 78 см^3 воды. Тогда пористость песка равна:



$$n = \frac{78}{250} = 0,312, \text{ или } 0,312 \cdot 100 = 31,2\%.$$



Рис. 26. Цилиндр для отбора образцов пород с ненарушенной структурой

Приведенный способ определения пористости песка даст точные результаты только в том случае, если образец песка будет иметь естественное сложение, т. е. если структура песка не будет нарушена при отборе образца.

Для отбора песка с ненарушенной структурой применяются металлические цилиндры с режущим нижним краем или так называемые грунтоносы. Такой цилиндр, открытый с обоих концов и заостренный с одного края, изображен на рис. 26. На боковой стенке он имеет две узкие щели (прорезы)

Для отбора образца с ненарушенной структурой из шурфа цилиндр постепенно задавливают в песок, после чего цилиндр снаружи осторожно очищают лопатой от породы, а в боковые щели вставляют заслонки, ограничивающие определенный объем образца. В таком виде образец немедленно поступает в полевую гидрогеологическую лабораторию для определения его физических и водных свойств.

В грунтоносах, изображенных на рис. 27, в среднюю часть разъемного цилиндра вставляют специальные стаканы (гильзы), заполняемые при отборе образцов породой. После извлечения грунтоноса на поверхность гильзы с образцами с двух сторон парафинируют. В таком виде образцы могут сохраняться длительное время, не изменяя своей пористости и влажности. При помощи грунтоносов отбор образцов с ненарушенной структурой проводят не только из шурфов, но и из скважин. В последнем случае грунтоносы навинчивают на буровые штанги.

Если по каким-либо причинам отобрать образец песка с ненарушенной структурой не представляется возможным, то, естественно, пористость песка определяется приближенно.

К некапиллярной скважности относятся крупные поры в грубо-

обломочных породах, трещины, каналы, пещеры и другие крупные пустоты, характерные для твердых изверженных, метаморфических и осадочных пород. Величина водопроводимости таких пород зависит от степени и характера трещиноватости.

Трещины и поры могут или сообщаться между собой, или быть изолированными. Чаще они сообщаются одна с другой.

Пористость скальных пород невелика. Для некоторых скальных пород величина пористости приведена в табл. 4.

Пористость скальных пород чаще всего определяют весовым способом. Для этого предварительно устанавливают удельный вес породы.

Помня, что объем скелета (твердой части) породы V_s равен объему всего образца V за вычетом объема пор $V_{п}$ и, обозначив буквой g вес образца, найдем удельный вес породы γ :

$$\gamma = \frac{\sigma}{V - V_{п}} \quad (29)$$

откуда объем пор

$$V_{п} = V - \frac{g}{\gamma} \quad (30)$$

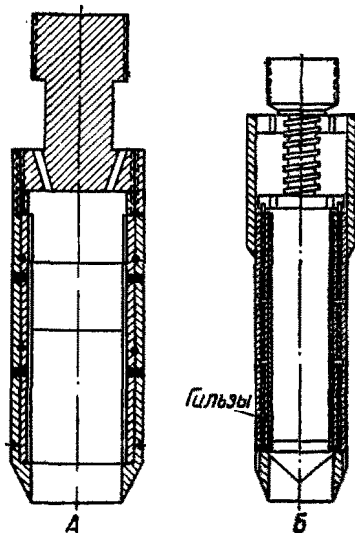


Рис. 27. Грунтоносы А. П. Иванова: для связных (А) и для несвязных (Б) пород

Таблица 4

Порода	Пористость, %	Порода	Пористость, %
Мелкозернистый гранит	0,05—0,7	Песчаник	3,2—15,2
Крупнозернистый гранит	0,3—0,9	Рыхлый песчаник	6,9—26,9
Сиенит	0,5—1,4	Мрамор	0,1—0,2
Габбро	0,6—0,7	Известняк	0,6—16,9
Базальт	0,6—1,3	Мел	14,4—43,9
Базальтовая лава	4,4—5,6	Пески	25—35
		Глины	35

Найдя из формулы (27)

$$V_{п} = nV,$$

после подстановки в формулу (30) правой части последней получим формулу для вычисления пористости скальной породы:

$$n = 1 - \frac{g}{\gamma V}, \quad (31)$$

или в процентах:

$$n = \left(1 - \frac{g}{\gamma V}\right) \cdot 100\%.$$

Естественная влажность. Естественная влажность породы определяется количеством воды, содержащейся в ее порах и трещинах в данный момент. Величина естественной влажности зависит от нескольких факторов: состава пород, условий их залегания, физических, водных и других свойств.

Естественная влажность пород, залегающих выше уровня подземных вод, подвержена сезонным и даже суточным колебаниям. Эти колебания влажности обусловлены главным образом количеством инфильтрующихся с поверхности атмосферных осадков, величиной испарения и, возможно, непостоянством относительной влажности почвенного воздуха. В водоносных пластах (в зоне насыщения) естественная влажность практически постоянна и обычно близка к максимальной при данных условиях.

Величину естественной влажности принято выражать в процентах или долях единицы по отношению к весу абсолютно сухой породы. Определяется она путем последовательного взвешивания испытуемого образца породы с естественной влажностью и образца, высушенного при 100—105° С. Отношение потери в весе образца при высушивании к весу абсолютно сухого образца дает естественную (весовую) влажность породы в долях единицы. Для получения естественной влажности в процентах необходимо найденную таким образом величину умножить на 100. Иногда находят объемную влажность, выражающую отношение объема воды к объему породы.

Весовая влажность W и объемная влажность W_o связаны между собой следующими соотношениями:

$$W = \frac{W_o}{\delta}, \quad (32)$$

$$W_o = W\delta, \quad (33)$$

где δ — объемный вес сухой породы, $г/см^3$.

Коэффициент влажности K_w , или относительная влажность, показывает, какая часть объема пор занята водой:

$$K_w = \frac{W\delta}{n}. \quad (34)$$

В абсолютно сухой породе коэффициент влажности $K_w=0$, при заполнении же всех пор водой $K_w=1$. По величине K_w песчаные породы подразделяются на сухие, если $0 < K_w < \frac{1}{3}$; влажные, если $\frac{1}{3} < K_w < \frac{2}{3}$, и мокрые до насыщения, если $\frac{2}{3} < K_w < 1$.

В зависимости от величины естественной влажности глинистые породы изменяют свои пластичные свойства. Под пластичностью глинистых пород принято понимать их способность изменять свою форму под влиянием внешнего воздействия и сохранять измененную форму после устранения этого воздействия.

При решении ряда практических задач надо знать число пластичности, которое равно разности между верхним и нижним пределами пластичности.

Верхний предел пластичности глинистой породы определяют в фарфоровой чашке, куда помещают искусственно приготовленную лепешку испытываемой породы толщиной 8—10 мм. Если при трех ударах чашки о стол произойдет заплывание нижней части черты, проведенной в глинистой лепешке шпателем, это будет означать, что влажность испытываемой породы соответствует верхнему пределу пластичности.

Нижний предел пластичности определяют следующим образом. Образец испытываемой породы раскатывают в проволоку толщиной 3 мм. Состояние породы, при котором на этой проволоке начнут появляться мелкие трещинки, будет отвечать нижнему пределу пластичности [40].

Для решения практических задач очень важно знать естественную пористость и естественную влажность породы (не только по высушенным образцам). Наблюдения показывают, что значительная часть пор, а иногда и полностью все поры в породах, залегающих в естественных условиях, заполнены водой.

Следует также отметить, что пористость глин, суглинков и некоторых других разновидностей глинистых пород непостоянна, поскольку эти породы обладают свойством изменять свой объем в зависимости от степени влажности. При увеличении влажности глина разбухает, т. е. увеличивает свой объем, а при потере влажности — сжимается (происходит усадка глины). Поэтому пористость глинистых пород выражают отношением объема пор к объему не всего образца, который, как указано, изменяется, а к некоторой постоянной его части. Таким постоянным является объем твердой части (скелета) V_s . Отношение объема пор V_n к объему скелета породы V_s называют коэффициентом пористости и выражают формулой

$$\varepsilon = \frac{V_n}{V_s}. \quad (35)$$

Величина коэффициента пористости ε выражается в долях единицы или в процентах.

Таким образом, окончательная формула пористости будет

$$n = \frac{V_n}{V} = \frac{V_n}{V_s + V_n}. \quad (36)$$

Разделив числитель и знаменатель последней формулы на V_s , можно найти зависимость между пористостью n и коэффициентом пористости ε :

$$n = \frac{\varepsilon}{1 + \varepsilon}, \quad (37)$$

откуда приведенная пористость

$$\varepsilon = \frac{n}{1 - n}. \quad (38)$$

Пористость породы, выраженная отношением объема пор ко всему объему породы, всегда меньше единицы (или, если она выражена в процентах, меньше 100). Величина же приведенной пористости может равняться единице и даже превышать ее. У пластичных глин, например, приведенная пористость, резко увеличивающаяся при изменении влажности, колеблется от 0,40 до 16.

Пример 1. Пористость песка определена в 31%. По формуле (38) приведенная пористость будет

$$\varepsilon = \frac{n}{1 - n} = \frac{0,31}{1 - 0,31} = 0,45, \text{ или } 45,0\%.$$

Пример 2. Пористость глины, насыщенной водой, определена в 0,68. По формуле (38) приведенную пористость найдем:

$$\varepsilon = \frac{0,68}{1 - 0,68} = 2,12, \text{ или } 212,0\%.$$

Пример 3. Приведенная пористость глины, по лабораторному определению, была 1,45. По формуле (37) величину пористости получим:

$$n = \frac{1,45}{1 + 1,45} = 0,59, \text{ или } 59,0\%.$$

Величина пористости породы имеет весьма важное значение для разрешения многих практических задач.

ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

К водным свойствам горных пород относят влагоемкость, водоотдачу, водопроницаемость, капиллярное поднятие и др.

Влагоемкость. В зависимости от гранулометрического состава и структуры горные породы способны вмещать и удерживать в себе то или иное количество воды при возможности свободного стока. Это свойство носит название *влагоемкости*.

По влагоемкости выделяют три группы пород:

- 1) влагоемкие — торф, глина, суглинок и др.;
- 2) слабовлагоемкие — глинистый песок, лёсс, мергель, глинистый песчаник и др.;

3) невлагоемкие — песок, гравий, изверженные и скальные осадочные породы.

Наибольшую влагоемкость имеют глинистые разности пород.

При заполнении водой всех пор — некапиллярных и капиллярных — порода будет иметь наибольшую, или полную, влагоемкость, при заполнении водой только капиллярных пор — капиллярную (неполную) влагоемкость, называемую иначе максимальной-молекулярной.

Как уже было сказано выше, в крупных (некапиллярных) порах и трещинах передвижение воды происходит под влиянием силы тяжести. Так, крупнозернистый песок рыхлого сложения содержит в своих промежутках много воды, которая может быть легко извлечена из него, например, путем откачки. В осушенном песчаном массиве останется весьма небольшое количество воды, смачивающей поверхность зерен песка. Такая влажность будет соответствовать неполной влагоемкости. Глины, обладающие большой естественной влажностью, даже при полном насыщении способны задерживать воду. Поэтому влажность глины обычно соответствует полной влагоемкости.

Влагоемкость песчаных пород определяют следующим образом. В сосуд известного объема насыпают с легким утрамбованием воздушно-сухой, средне- или крупнозернистый песок, затем наливают воду до заполнения всех пор. Количество израсходованной при этом воды, выраженное в процентах к весу воздушно-сухой породы, дает полную влагоемкость; при отнесении объема израсходованной воды к объему горной породы получается объемная влагоемкость, численно равная пористости.

Для определения неполной влагоемкости вначале также насыщают песчаную породу водой, а затем дают стечь гравитационной (подчиняющейся силе тяжести) воде. Разность между объемом воды, израсходованной на заполнение пор испытуемой породы, и объемом вытекшей воды, отнесенная к объему породы, дает неполную влагоемкость.

Пример. В ящик объемом 1 м^3 засыпан крупнозернистый песок. На насыщение песка израсходовано 285 л воды. Из крана, вделанного в дно ящика, вытекло 274 л воды. Найти полную и неполную влагоемкость.

Полая (объемная) влагоемкость:

$$\frac{0,285}{1,000} \cdot 100 = 28,5\%$$

Неполная влагоемкость:

$$\frac{0,285 - 0,274}{1,000} \cdot 100 = 1,1\%$$

Водоотдача. Способность гравитационной воды вытекать из водонасыщенной породы под влиянием силы тяжести носит название

водоотдачи. Величина водоотдачи определяется отношением объема свободно стекающей воды к объему всей породы и выражается в долях единицы или процентах. Следовательно, водоотдача равна разности между полной и неполной влагоемкостью.

В последнее время, однако, работами А. Н. Костякова, М. М. Крылова, А. А. Роде [27] и др., лабораторным и теоретическим путем установлено, что количество влаги, остающейся в породах (особенно суглинистых) после гравитационного стекания,

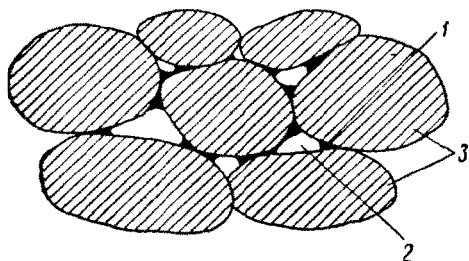


Рис. 28. Схема распределения воды и воздуха в капиллярах крупнозернистой породы:

1 — вода, 2 — воздух, 3 — зерна породы

несколько больше максимальной молекулярной влагоемкости. Природа этого явления еще не ясна. Влажность, соответствующая водоудерживающим свойствам горной породы после гравитационного стекания, получила в литературе различные наименования: наименьшая влагоемкость (по А. А. Роде), полевая влагоемкость (по А. Н. Костякову и М. М. Крылову). Следовательно, более точно

водоотдача должна определяться как разность между полной и полевой (наименьшей) влагоемкостью.

Полевая влагоемкость для различных пород и почв имеет следующие значения (по весу): 1) пески и песчаные почвы — от 4 до 9%, 2) супесчаные почвы — от 10 до 17%, 3) легко- и среднесуглинистые почвы — от 18 до 30% и 4) тяжелосуглинистые и глинистые почвы — от 23 до 40%. Максимальных значений полевая влагоемкость достигает в торфяных почвах.

Породы имеют различную водоотдачу. Крупнозернистые пески, галечники и подобные породы отличаются высокой водоотдачей. Другие породы, как глина, торф и т. п., практически водоотдачей не обладают. Из глин и торфяников вода может быть удалена или под прессом, или центрифугированием в специальном приборе.

Разность между полной влагоемкостью и естественной влажностью породы носит название недостатка насыщения. В природных условиях, однако, как показали исследования, величина недостатка насыщения меньше указанной разности. Это объясняется тем, что нередко пласты горных пород не насыщаются полностью водой вследствие наличия в порах и трещинах породы заземленного воздуха (рис. 28).

Недостаток насыщения D_w определяется, как видно из изложенного, по разности между полной влагоемкостью, равной практически пористости n , и естественной объемной влажностью породы W_o .

Пример. Весовая влажность песка $W=14,5\%$, пористость $n=32\%$, удельный вес песка $\gamma=2,65$.

Предварительно найдем объемный вес песка по формуле

$$\delta = \frac{(100 - n)\gamma}{100} = \frac{(100 - 32) \cdot 2,65}{100} = 1,80 \text{ г/см}^3.$$

Далее определим объемную влажность песка по формуле (33):

$$W_0 = W\delta = 14,5 \cdot 1,80 = 26,10\%.$$

Недостаток насыщения, следовательно, будет:

$$D_w = n - W_0 = 32,0 - 26,1 = 5,9\%.$$

Практически обычно принимается, что водоотдача и недостаток насыщения равны и постоянны во времени. Здесь, безусловно, принимается некоторое допущение, поскольку предполагается, что естественная влажность породы по своему значению близка к полевой влагоемкости. Но такое допущение обычно не вносит существенных погрешностей в гидрогеологические расчеты.

Водопроницаемость. Под водопроницаемостью принято понимать свойство горных пород пропускать через себя воду при наличии перепада давления. Величина водопроницаемости зависит от размеров пор и трещин в горных породах. Чем крупнее поры и трещины, тем легче вода проникает через такую породу, и наоборот. В некоторых суглинистых и глинистых породах движение воды практически ничтожно.

По водопроницаемости выделяются три группы пород:

- 1) водопроницаемые — галечник, гравий, песок и т. п.;
- 2) полуводопроницаемые — глинистый песок, супесь, легкий суглинок, лёсс и т. п.;
- 3) практически водонепроницаемые (водоупорные) — глина, тяжелый суглинок, плотный хорошо разложившийся торф, кристаллические и осадочные нетрещиноватые породы и т. п.

Глина, торф, тяжелые суглинки и некоторые другие породы, как уже отмечалось, обладают высокой влагоемкостью, ничтожной водоотдачей и в то же время водоупорными свойствами. Последние объясняются тем, что в тончайших порах движение воды испытывает очень большое сопротивление и даже под весьма высоким давлением глины очень слабо пропускают воду.

Крепкие скальные породы, как граниты, сиениты и др., также непроницаемы для воды. Движение воды в них возможно только по трещинам. Однако некоторые разности пород обладают не только трещиноватостью, но и достаточно крупными порами. В этих породах вода движется как по трещинам, так и по порам. К ним можно отнести некоторые разности слабо сцементированных трещиноватых песчаников, рыхлые пористые и трещиноватые мергели и др.

Капиллярная вода описана ниже (см. «Виды воды в горных породах»).

ВИДЫ ВОДЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

А. Ф. Лебедев [16] установил, что в горных породах встречается шесть видов воды, различающихся по физическим свойствам: парообразная, гигроскопическая, пленочная, гравитационная, капиллярная и вода в твердом состоянии. Кроме того, некоторые исследователи выделяют связанную воду в минералах.

Парообразная вода, т. е. водяной пар, заполняет вместе с воздухом не занятые водой пустоты в почве и горных породах. Она обладает большой подвижностью и перемещается в направлении от мест с большей упругостью к местам с меньшей упругостью (разность давлений обусловлена разностью температур на различных участках) и от более влажных участков к менее влажным. Перемещение парообразной влаги происходит во всех направлениях (горизонтальном и вертикальном). Парообразная вода проникает в почву из атмосферы, но может образовываться при испарении влаги и в почве. В случае охлаждения почвы и почвенного воздуха до точки росы и ниже парообразная вода может конденсироваться. Испарение воды на одних участках и конденсирование водяного пара на других оказывает существенное влияние на перераспределение влаги в почве. Непосредственного участия в питании растений парообразная вода принимать не может.

Гигроскопическая (прочно-связанная) вода (рис. 29) образуется на частичках породы в почве и в зоне аэрации в результате сжатия паро-

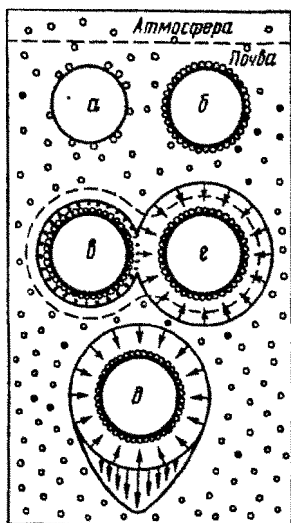


Рис. 29. Схематическое изображение различных состояний воды в породе (по А. Ф. Лебедеву):

1 — частицы породы; 2 — молекулы воды в виде пара; а — неполная, б — максимальная гигроскопичность, в и г — частицы породы с пленочной водой (вода движется от частицы г к частице в, окруженной более тонкой пленкой; пунктиром же обозначена равная толщина пленок); д — частица почвы со свободной водой

образной воды, проникающей из воздуха или испарившейся с частиц породы. Эта вода прочно удерживается на поверхности частиц молекулярными и электрическими силами и может быть удалена из породы только путем продолжительного прогревания ее при 105—110° С. Гигроскопическая вода перемещается, только превратившись в парообразное состояние. Наличие гигроскопи-

ческой воды в породе незаметно для глаз. Гигроскопическая влажность тонкозернистых и глинистых пород достигает 15—18%, в более крупнозернистых породах падает до 5% и ниже. Для растений гигроскопическая вода недоступна, так как корни растений не в состоянии оторвать ее от частиц породы.

При полном насыщении водяным паром почвенного воздуха влажность горных пород достигает максимальной гигроскопичности (см. рис. 29, б), когда на частицах породы сгущается наибольшее количество гигроскопической влаги в виде весьма тонкой пленки. Если же почвенный воздух недостаточно насыщен водяным паром, гигроскопическая вода может частично превращаться в пар, что характеризует неполную гигроскопичность породы (см. рис. 29, а).

Если гигроскопическая влажность будет увеличиваться, вокруг частицы образуется более толстая пленка (в несколько слоев молекул), так называемая пленочная (рыхлосвязанная) вода (см. рис. 29, в, г).

Пленочная вода также удерживается на частицах породы электрическими молекулярными силами, причем наиболее прочно связывается самый тонкий слой воды, который непосредственно прилегает к частице. По мере увеличения толщины пленки действие этих сил быстро уменьшается, на поверхности пленки оно уже незначительно. Вот почему внешние слои пленочной воды уже доступны для питания растений. Наличие пленочной воды в породе заметно для глаз, так как при этом виде влажности порода приобретает более темную окраску.

При соприкосновении частиц породы между собой пленочная вода способна перемещаться. Это перемещение происходит от частиц с более толстыми пленками к частицам с более тонкими, т. е. от более влажных слоев породы к менее влажным, и происходит очень медленно, пока толщина пленок у обеих частиц не сравняется (до уравнивания сил молекулярного притяжения).

Передвижение физически связанной (пленочной) воды осуществляется и при наличии разности осмотического давления в пленках воды. При меньшей толщине пленки и при прочих равных условиях концентрация ионов в диффузном слое оказывается более высокой, что и обуславливает передвижение молекул воды к пленкам с высокой концентрацией ионов.

Количество пленочной воды в породах, при сходстве других показателей, зависит не только от гранулометрических признаков, но и от их минералогического состава. Так, глинистые разности пород монтмориллонитового состава обладают свойством отбирать влагу у смежных более крупнозернистых пород иного минералогического состава независимо от их взаимного расположения.

В южных районах, где нередко глинистые породы содержат в повышенном количестве легко растворимые соли, передвижение пленочной воды при этом происходит к участкам с более высокой концентрацией солей. Перемещение влаги может быть связано с неоднаковой концентрацией порового раствора. В последнем слу-

чае передвижение влаги идет к участкам с более высокой концентрацией порового раствора.

Пленочная вода не подчиняется силе тяжести, поскольку электрические и молекулярные силы, удерживающие пленочную воду, превосходят силу тяжести. Пленочная вода не передает гидростатического давления, так как она не заполняет всех пор породы.

Силы, удерживающие воду на частицах породы, постепенно уменьшаются при увеличении толщины пленки, в конце концов перестают действовать. При этом пленочная вода может переходить в свободную, которая будет подчиняться силе тяжести (см. рис. 29, д). Таким образом, в зоне аэрации и в почвенном слое образуется так называемая гравитационная (свободная) вода, стекающая вниз. Эта вода, свободно текущая в крупных порах и трещинах пород и достигающая уровня подземных вод, является источником пополнения последних. Гравитационная вода передает гидростатическое давление (см. гл. VIII—X).

При движении в пластах и толщах горных пород свободная вода оказывает на них различное действие. Она может механически разрушать породы, вынося и переотлагая или, наоборот, вымывая мелкие частицы в поры и трещины; оказывает растворяющее действие, интенсивность которого зависит как от водопроницаемости пород и скорости водообмена, так и от количества и характера содержащихся в ней солей и газов. В случае изменения термодинамических и физико-химических условий из водного раствора будут выпадать соли, дающие начало новым минеральным образованиям¹.

Гигроскопическая и пленочная вода содержится в большем количестве в глинистых породах и в меньшем — в песчаных (особенно в крупнозернистых). Для некоторых разновидностей пород максимальное содержание пленочной воды (максимальная молекулярная влагоемкость) приводится в табл. 5 (по В. А. Приклонскому).

Согласно данным А. А. Роде [27], подвижность воды в горных породах зависит как от их структуры, так и от характера связи

Таблица 5

Порода	Диаметр частиц, мм	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
Песок крупный	1,0—0,50	1,57
» средний	0,50—0,25	1,60
» мелкий	0,25—0,10	2,73
Пыль	0,10—0,05	4,75
Ил	0,05—0,005	10,18
Глина	<0,005	44,85

¹ Подробнее затронутые здесь вопросы рассматриваются в курсах «Методика гидрогеологических исследований», «Гидрогеохимия» и «Учение о минеральных водах».

воды с твердой фазой породы. В связи с изложенным различают воду связанную, удерживаемую поверхностью частиц породы, и свободную, не подверженную действию поверхностных сил частиц породы. Связанную воду подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная (адсорбированная) вода — в виде тончайших слоев, непосредственно прилегающая на поверхность частиц породы, на которых она удерживается с огромной силой (до 10 000 атм). Для питания растений она недоступна. Из горной породы прочно-

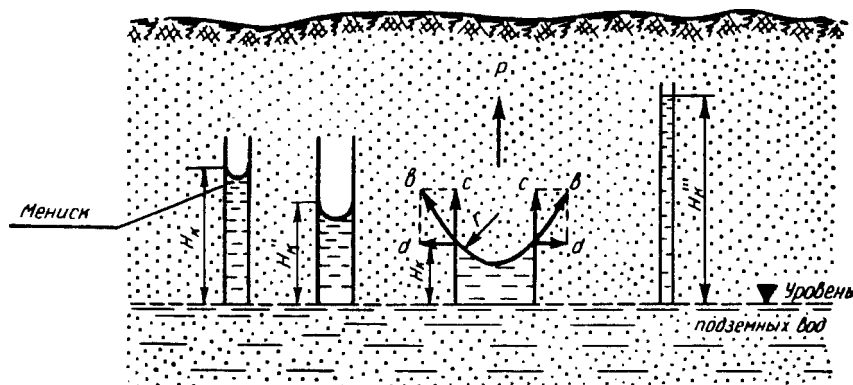


Рис. 30. Схема капиллярного поднятия воды

связанная вода может быть удалена только путем высушивания при 105—110°С, причем она переходит в парообразное состояние.

Рыхлосвязанная (собственно пленочная) вода удерживается в породах значительно меньшими силами, так как ее слои удалены от поверхности частиц породы. Количество рыхлосвязанной воды зависит от суммарной поверхности частиц породы, ее влажности, состава адсорбционных ионов и степени минерализации почвенной влаги. Для питания растений рыхлосвязанная вода труднодоступна.

Капиллярная вода заполняет поры и тонкие трещины в породах. Обычно она располагается над поверхностью грунтовых вод и тесно связана с последней. Но при неоднородном составе пород зоны аэрации она может и не являться связанной с поверхностью подземных вод.

Капиллярная вода может служить источником питания растений, если корневая система с ней соприкасается. Силы, удерживающие эту воду в капиллярах горной породы, незначительны, и она свободно засасывается корневыми волосками растений.

Капиллярная вода удерживается в породе силами поверхностного натяжения, развивающимися на границе воды и почвенного воздуха. Капиллярное натяжение превышает силу тяжести, поэтому капиллярная вода способна подниматься над поверхностью гра-

витационной воды на ту или иную высоту (рис. 30). Капиллярные воды часто гидравлически связаны с уровнем подземных вод, поэтому их верхняя поверхность (бахрома) подвержена вертикальным колебаниям в соответствии с высотными изменениями уровня гравитационных вод. По некоторым показателям она близка к гравитационной воде: передает гидростатическое давление, движется как под действием силы поверхностного натяжения, так и под влиянием силы тяжести.

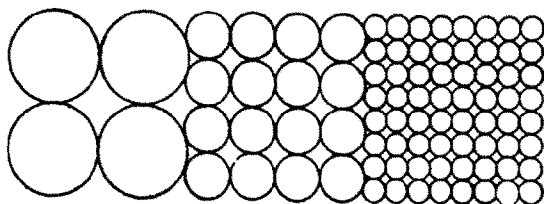


Рис. 31. Схематическое изображение зависимости размера пор от диаметров зерен

Высота капиллярного поднятия зависит от гранулометрического состава горной породы; в мелкозернистых разностях пород она больше, в крупнозернистых — меньше. Это подтверждается как наблюдениями непосредственно в полевых условиях, так и опытами: в тонких капиллярных трубочках вода поднимается на большую высоту, чем в трубочках с большим диаметром (см. рис. 30).

В грубообломочных породах (например, галечник, крупный гравий) капиллярные промежутки занимают незначительный объем. В такой породе капиллярные силы проявляются только на контактах соприкосновения зерен одна с другой. При значительном уменьшении размеров зерен резко уменьшаются размеры промежутков (пор), которые в очень тонкозернистых породах почти все обладают свойствами капилляров (рис. 31).

Высота капиллярного поднятия воды в капиллярной трубке обратно пропорциональна диаметру этой трубки:

$$H_k = \frac{2a^2}{d}, \quad (39)$$

где H_k — высота капиллярного поднятия воды в трубке;

d — диаметр трубки;

a^2 — постоянная величина, которая для воды при 0°C равна $15,4 \text{ мм}$.

В рыхлых пористых горных породах высота капиллярного поднятия зависит не только от диаметра трубочек, но также от формы частиц, плотности и однородности их сложения, удельного веса жидкости и ее температуры.

Предельная высота капиллярного поднятия H_k для некоторых пород следующая:

Песок крупнозернистый	2,0—3,5 см
> среднезернистый	12,0—35,0 см
> мелкозернистый	35,0—120,0 см
Супесь	1,2—3,5 м
Суглинок	3,5—6,5 м
Глина легкая	6,5—12,0 м

На капиллярное поднятие оказывают влияние температура воды, концентрация и состав солей в воде. С увеличением температуры понижается поверхностное натяжение, следовательно, и высота капиллярного поднятия. При увеличении концентрации солей возрастает поверхностное натяжение, поэтому минерализованная вода поднимается выше, чем пресная. Состав солей также оказывает влияние на капиллярное поднятие. Так, например, раствор NaCl поднимается выше раствора Na_2SO_4 той же концентрации.

Время капиллярного поднятия до предельной высоты для различных пород неодинаково. В крупнозернистых песках с диаметром зерен 2 мм это время составляет 80 суток, а в глинах — от 350 до 475 суток. Во влажных породах скорость капиллярного поднятия больше, в сухих — меньше. Опыты показали, что в первые минуты капиллярное поднятие воды в трубках происходит весьма интенсивно, затем скорость поднятия постепенно снижается и в конце оно еле уловимо.

Под влиянием капиллярных сил передвижение воды происходит во всех направлениях.

Определение высоты капиллярного поднятия проводят следующими способами.

1. В длинную стеклянную трубку небольшими порциями, с постукиванием трубки о стол, насыпают песок. Нижний конец трубки, укрепленный на кронштейне штатива и предварительно обвязанный марлей, погружают на несколько миллиметров в сосуд с водой, где уровень во время исследования поддерживается на одной высоте. Высоту капиллярного поднятия в такой трубке определяют по более темной окраске, приобретаемой песком в результате капиллярного поднятия воды. Отсчет ведут от уровня воды в сосуде (рис. 32).

2. В случае однородного строения пород в зоне аэрации высоту капиллярного поднятия иногда определяют в полевых условиях путем непосредственного наблюдения за интенсивностью окраски породы на свежесобранной стенке шурфа или на расчищенном естественном обнажении. На высоту, равную высоте капиллярного поднятия (считая от уровня грунтовых вод или верховодки), порода будет иметь более темную окраску. Этот полевой способ дает наиболее точные результаты.

3. Определение высоты капиллярного поднятия воды в песчаных породах может быть быстро выполнено при помощи капиллярметра Г. Н. Каменского (рис. 33).

Наиболее точные результаты с помощью капилляриметра можно получить только при загрузке в стеклянный цилиндр однородных по составу песков или же песчаных пород с ненарушенной структурой, отбираемых, например, специальными режущими цилиндрами.

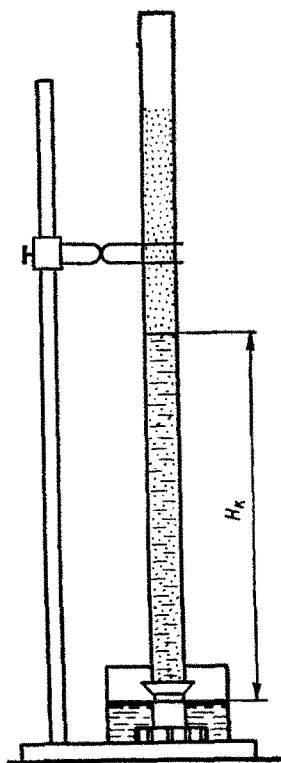


Рис. 32. Определение высоты капиллярного поднятия в стеклянной трубке

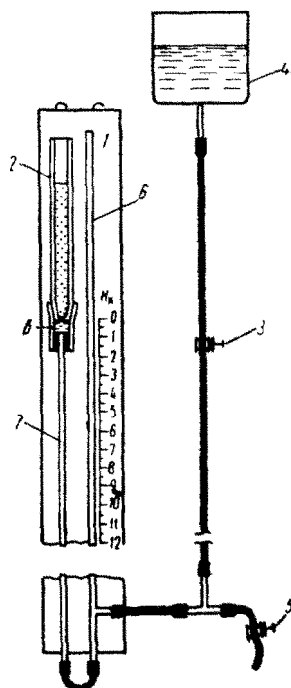


Рис. 33. Капилляриметр системы Г. Н. Каменского (измененный):

1 — деревянный щит; 2 —
стеклянный цилиндр; 3, 5 —
зажимы; 4 — сосуд; 6, 7 —
стеклянные трубки

Определение высоты капиллярного поднятия в капилляриметре ведут следующим образом. В короткий стеклянный цилиндр 2, укрепленный на деревянном щите 1, насыпают с легким утрямбованием песок на высоту 10 см. Затем, освободив зажим 3, медленно насыщают песок водой, поступающей снизу из сосуда 4, до полного удаления из капилляриметра воздуха.

После того как вода тонким слоем (0,5—1 см) покроет поверхность песка в цилиндре 2, перекрывают зажим 3 и приоткрывают

зажим 5. Тогда вода начинает постепенно вытекать из системы трубок капилляриметра, а уровень в трубке 6 начинает понижаться.

Стеклянные трубки 6 и 7 соединены резиновой трубкой, поэтому они представляют собой сообщающиеся сосуды. Наблюдаемая при опытах разность H_k уровней воды в трубках 6 и 7 обусловлена только капиллярными силами, удерживающими уровень воды в трубке 7 на большей высоте. Очевидно, что снижение уровня воды в трубке 6 будет происходить только до тех пор, пока разность столбов воды в трубках несколько не превысит высоту капиллярного поднятия воды в образце породы, загруженной в цилиндре 2. В этот момент произойдет отрыв воды от песка, что отмечается по небольшому скачкообразному подъему уровня воды в трубке 6 или по небольшому пузырьку воздуха, появляющемуся под пробкой (а) в трубке 7.

В момент появления одного из указанных признаков замечают положение уровня воды в трубке 6. Расстояние от нуля шкалы капилляриметра до уровня воды в трубке 6 в момент отрыва и определяет искомую величину высоты капиллярного поднятия для данного образца песка.

Опыт повторяют три раза, и за высоту капиллярного поднятия принимают среднеарифметическое значение из трех отсчетов.

Для определения высоты капиллярного поднятия в глинистых породах применяют капилляриметры, аналогичные описанному капилляриметру Каменского.

4. Приблизительно высоту капиллярного поднятия H_k (в см) можно подсчитать по формуле Козени:

$$H_k = 0,446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e}, \quad (40)$$

где n — пористость в долях единицы;

d_e — действующий диаметр породы, см.

Явления капиллярного поднятия воды в пластах горных пород имеют большое практическое значение. В засушливых областях, например, с ними связано развитие процессов засоления почвы. Капиллярная влага, как известно, способна к устойчивому восходящему движению на участках неглубокого залегания уровня подземных вод. При этом процессе влага, достигающая поверхности земли, испаряется, а в результате накапливания при этом в почвенном слое солей образуются солончаки.

Капиллярные явления оказывают влияние и на инженерные сооружения. Капиллярное давление на поверхности капиллярной зоны равно высоте капиллярного поднятия. Под этим давлением находится вся порода в зоне капиллярного насыщения. Следовательно, при наличии инженерного сооружения несущие слои грунта испытывают (при неглубоком залегании уровня подземных вод) также и капиллярное давление (а не только от веса сооружения).

Численно последнее равно весу столба воды, считая от основания фундамента и до уровня подземных вод.

Вода в твердом состоянии (кристаллики, прослойки и линзы льда) встречается в горных породах в области многолетней мерзлоты. Вне этой области верхний слой, промерзающий в холодный период, называют сезонной мерзлотой или зимним промерзанием (подробнее о твердой фазе воды в пластах горных пород сказано в гл. XI).

Химически связанная вода в минералах может быть кристаллизационной, цеолитной и конституционной.

Кристаллизационной называется вода, когда Н и О входят в состав вещества в виде молекул H_2O и могут быть выделены из вещества (минералов) лишь при полном разрушении молекул (при температуре < 100 до $300^\circ C$). Минералы с кристаллизационной водой: гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), карналит ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) и др.

Цеолитная вода подобна кристаллизационной, но отношение числа молекул H_2O к числу молекул безводного вещества может в ней меняться в широких пределах и без нарушения физической однородности вещества. Минералы с цеолитной водой: анальцит ($Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot nH_2O$), опал ($SiO_2 \cdot nH_2O$) и др.

Конституционная (входящая в кристаллическую решетку в виде ионов) вода: Н и О участвуют в молекулярном строении минералов и могут быть выделены из них только при полном разрушении минералов (обычно при температуре свыше $300^\circ C$). Минералы, заключающие конституционную воду, образуются при высоких давлениях. Минералы с конституционной водой: диаспор ($AlO \cdot OH$), мусковит ($KH_2Al_2Si_2O_8$) и др.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНЫ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При полном насыщении горных пород передвижение воды в пластах происходит под влиянием разности напоров в направлении от мест с более высокими уровнями к местам с более низкими. Характер передвижения воды зависит от размеров пустот (пор, трещин и др.) в породах, а также от других причин, которые рассматриваются ниже.

Ниже рассмотрены два основных закона фильтрации: линейный и нелинейный.

Линейный закон фильтрации. Движение воды в песчаных, а нередко и в трещиноватых породах подчиняется линейному закону фильтрации, открытому в 1856 г. французским гидравликом А. Дарси. Закон Дарси был установлен на основании опытов по фильтрации воды через песок, которые заключались в следующем (рис. 34). В металлический цилиндр, заполненный песком, с поверхности по трубке 1 подавалась вода, причем постоянный слой воды над песком поддерживался в течение всего опыта. Вода, просачивающаяся через песок, через кран 2 попадала в мерный сосуд 3. Потери

напора при фильтрации воды через цилиндр определялись при помощи двух ртутных манометров 4 и 5, припаянных сбоку цилиндра.

Движение подземных вод в порах или нешироких трещинах напоминает движение воды по системе капиллярных трубок. Такой вид движения — в виде отдельных тонких струек, передвигающихся с небольшими скоростями без разрыва сплошности параллельно одна другой, — называется ламинарным.

Линейный закон фильтрации, которому подчиняется ламинарное движение, выражается формулой

$$Q = k \frac{h}{l} \omega, \quad (41)$$

где Q — расход воды, т. е. количество воды, просочившейся через песок в единицу времени;

k — постоянная величина, зависящая от физических свойств породы и фильтрующейся жидкости (величина эта носит название коэффициента фильтрации);

h — разность уровней воды в верхнем и нижнем сечениях грунтового потока (в верхней и нижней манометрических трубках прибора Дарси);

l — длина пути фильтрации воды, т. е. расстояние между этими сечениями;

ω — площадь поперечного сечения грунтового потока (сечения прибора).

Разделим обе части уравнения (41) на площадь сечения ω и обозначим $\frac{Q}{\omega}$ через V :

$$V = \frac{Q}{\omega} = k \frac{h}{l}. \quad (42)$$

Из формулы (42) видно, что величина V характеризует расход фильтрующейся воды, отнесенной к единице площади поперечного сечения песка, следовательно, V имеет размерность скорости. Величина V носит название скорости фильтрации.

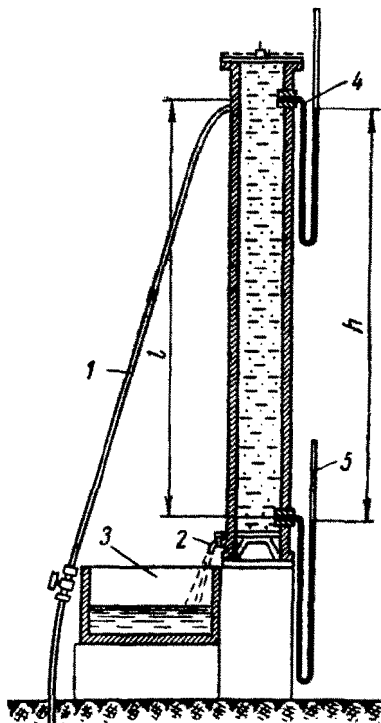


Рис. 34. Прибор А. Дарси:
1 — трубка; 2 — кран; 3 — мерный сосуд; 4, 5 — ртутные манометры

Отношение разности уровней грунтовых вод в двух точках, расположенных по направлению движения потока, к расстоянию между этими точками называется уклоном, или гидравлическим градиентом, грунтового потока и обозначается через I .

Заменяя в формуле (41) $\frac{h}{l} = I$ и $\omega = bH$, где b — ширина грунтового потока, а H — его мощность, получим эту формулу в следующем виде:

$$Q = kIbH. \quad (43)$$

Коэффициент фильтрации пород определяется лабораторным путем (в приборах, либо по гранулометрическому составу) или по данным опытных откачек, проводимых в полевых условиях. Лабораторные методы определения коэффициента фильтрации, дающие приближенные значения K , обычно рассматриваются в курсе «Динамика подземных вод». Способы же определения коэффициента фильтрации по данным опытных откачек, наливов и нагнетаний, дающие более точные результаты, рассматриваются в курсах «Динамика подземных вод»¹ и «Методика гидрогеологических исследований» [13].

Уклон грунтового потока I определяется как разность уровней воды в двух точках, расположенных по направлению потока, деленная на расстояние l между этими точками. Если уровень воды в скважине, расположенной выше по потоку, обозначить через H_1 , а в находящейся ниже по потоку — через H_2 , то уклон можно вычислить по уравнению

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad (44)$$

Обозначая $H_1 - H_2 = h$, получим другое выражение уклона:

$$I = \frac{h}{l}. \quad (45)$$

Площадь поперечного сечения грунтового потока $\omega = bH$ определяется в полевых условиях с помощью разведочного бурения и реже шурфования. При этом ширина потока b измеряется нормально к направлению потока.

Уровни грунтовых вод обычно замеряются в скважинах или шурфах. Устья скважины и шурфов нивелируются и вычисляются их абсолютные или условные отметки.

При $I=1$ и $\omega = bH=1$ формула (43) примет вид

$$Q = K. \quad (46)$$

Формула (46) показывает, что коэффициент фильтрации численно равен количеству воды, протекающей в единицу времени через пло-

¹ П. П. Климентов, Г. Б. Пыхачек. Динамика подземных вод. Госгортехиздат, 1961, § 74 «Определение коэффициента фильтрации методами откачек, наливов и нагнетаний».

щадь поперечного сечения потока, равную единице, при напорном (гидравлическом) градиенте, также равном единице.

Заменяя в формуле (42) выражение $\frac{h}{l}$ через I , найдем:

$$V = KI. \quad (47)$$

Формула (47) показывает, что по линейному закону фильтрации скорость фильтрации пропорциональна первой степени напорного градиента или уклона подземного потока и что при напорном градиенте, равном единице, коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации.

Расход воды, фильтрующей через водоносные пласты в естественных условиях, выражают в $м^3/сут$, $м^3/ч$ и в $л/сек$, а коэффициент фильтрации — в линейных мерах: $м/сут$, $м/ч$ и $см/сек$.

Скорость фильтрации V не представляет собой действительной скорости движения воды в порах зернистых или трещиноватых пород. Это есть некоторая приведенная величина скорости, отнесенная ко всему поперечному сечению фильтрующей породы. Такую скорость движения имела бы вода, если бы не было минерального скелета водоносного пласта и все сечение было занято водой, как в открытых каналах и водопроводных трубах.

Действительную среднюю скорость движения воды находят путем деления расхода профильтровавшейся в единицу времени воды на площадь фильтрующего сечения, т. е. на площадь пор. Площадь фильтрующего сечения получают умножением площади всего сечения потока ω на величину пористости n :

$$U = \frac{Q}{\omega n}, \quad (48)$$

где U — действительная средняя скорость движения воды.

Сопоставляя формулы (42) и (48), найдем:

$$V = Un. \quad (49)$$

Формула (49) показывает, что скорость фильтрации воды равна произведению действительной скорости U движения воды в породе на величину пористости n . Величина n всегда меньше единицы и скорость фильтрации всегда поэтому меньше действительной скорости движения воды в порах или не крупных трещинах.

Пример. По данным опытных полевых работ, действительная скорость движения грунтового потока в песках получена $7,5 м/сут$. Пористость песка, определенная лабораторными исследованиями, оказалась $0,32$.

Требуется определить скорость фильтрации.

Скорость фильтрации V находим по формуле (49):

$$V = Un = 7,5 \cdot 0,32 = 2,40 \text{ м/сут.}$$

При больших скоростях фильтрации воды были отмечены значительные отклонения от закона Дарси. По данным Г. Н. Каменского, линейный закон фильтрации применим при действительных скоростях движения подземных вод приблизительно до 1000 м/сут. Из этого следует, что закон Дарси применим при разрешении большинства гидрогеологических задач, поскольку действительные скорости движения воды, наблюдаемые в естественных условиях, обычно значительно меньше 1000 м/сут. Скорости, превышающие 1000 м/сут, встречаются сравнительно редко и характерны для районов развития карста и для участков, сложенных крупнообломочными и галечниковыми, хорошо промытыми породами.

Нелинейный закон фильтрации. Движение подземных вод в крупных пустотах и трещинах горных пород по своему характеру напоминает движение воды по каналам и трубам. Этот вид движения носит название турбулентного. В отличие от ламинарного оно характеризуется большими скоростями, вихреобразностью и перемешиванием отдельных струй.

Нелинейный закон фильтрации выражается формулой А. А. Краснопольского (1912 г.):

$$Q = \omega k \sqrt{I}, \quad (50)$$

где Q — расход воды;

ω — площадь поперечного сечения потока;

k — коэффициент фильтрации;

I — напорный градиент потока.

Скорость фильтрации воды в этом случае определяется по формуле:

$$V = k \sqrt{I}. \quad (51)$$

Формула (51) показывает, что при турбулентном движении скорость потока пропорциональна его уклону в степени 1/2.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Изучение физических свойств и химического состава подземных вод проводится как в целях использования этих вод в народном хозяйстве, так и при разведке месторождений полезных ископаемых.

Состав и свойства подземных вод непостоянны, они изменяются в пространстве и во времени. В верхней части земной коры подземная вода, движущаяся в различных толщах горных пород и взаимодействуя с ними, растворяет и выщелачивает содержащиеся в них вещества и, таким образом, превращается в раствор сложного состава. Инфильтрующаяся в горные породы атмосферная, слабо минерализованная вода обогащается по пути движения не только различными солями, но и органическими веществами и газами.

Изменения химического состава подземных вод происходят в результате смещения вод различной минерализации, испарения, в также под влиянием некоторых других факторов. К числу основных природных условий, от которых зависит химический состав подземных вод, относятся: 1) климатические особенности, 2) характер почвенного слоя, 3) состав горных пород и 4) деятельность живых организмов. Большое значение имеют также условия питания подземных вод и интенсивность водообмена.

В районах избыточного увлажнения вследствие интенсивного питания и подземного стока неглубокие подземные воды часто оказываются слабо минерализованными. Объясняется это тем, что легкорастворимые соли (хлориды и сульфаты) выносятся грунтовым потоком в сторону ближайших естественных дренажей (речных долин, оврагов и т. п.). В результате длительного интенсивного водообмена происходит формирование пресного состава грунтовых вод. Минерализацию таких вод образуют малорастворимые соли, нередко в водах этого типа преобладают гидрокарбонаты кальция.

В засушливых степях, полупустынях и пустынях с теплым климатом неглубокие подземные воды нередко бывают сильно минерализованными. Атмосферных осадков в таких районах выпадает мало, испарение вследствие большой сухости воздуха высокое, дренажная сеть развита слабо. Указанные условия не способствуют интенсивному водообмену и развитию подземного стока. Таким образом, происходит накопление солей в грунтовых водах и почвенном слое. Г. Н. Каменский указывает, что в условиях континен-

тального засоления формируются грунтовые воды с высокой и неравномерной минерализацией. Это преимущественно соленые воды. Среди соленых грунтовых вод иногда обнаруживаются участки с относительно пресными водами. Такие воды распространены на участках, где благоприятнее условия для инфильтрации, подземного стока и промывки горных пород. В засушливых районах вблизи речных русел и оросительных каналов на сравнительно узкой полосе также встречаются подземные воды с относительно пресным составом. Это явление обусловлено фильтрацией пресных вод из рек и каналов в прилегающие толщи горных пород.

Влияние геологических факторов на формирование химического состава подземных вод основано на взаимодействии горных пород и подземных вод. Подземные воды растворяют и выщелачивают некоторые составные части горных пород, например соленосные и карбонатные (каменная соль, известняки, доломиты, гипсы и пр.). Другие компоненты, например силикаты и алюмосиликаты, оказывают влияние на состав подземных вод только в процессе физического и химического выветривания пород, когда образуется некоторое количество легко растворимых в воде продуктов (особенно бикарбонатов щелочей и щелочных земель). На изменение минерализации подземных вод оказывает влияние также ионный обмен между водой и породой.

Состав и степень минерализации подземных вод зависят и от размера и характера геологических структур. В приподнятых и хорошо дренированных структурах нередко вскрываются слабоминерализованные подземные воды. Наоборот, синклиналильные структуры, с затрудненным в них движением подземных вод, могут заключать в себе сильноминерализованные воды и даже рассолы¹.

Процесс формирования химического состава подземных вод весьма сложен. Г. Н. Каменским выделены следующие основные генетические циклы подземных вод:

1) инфильтрационный, или континентальный, обусловленный инфильтрацией атмосферных осадков и тесно связанный с процессами выветривания в верхних слоях земной коры;

2) морской, или осадочный, обусловленный проникновением морских вод в толщи пород в процессе осадкообразования и связанными с этим процессами изменения осадков и заключенных в них вод;

3) метаморфический и магматический, связанные с метаморфизмом горных пород и магматическими процессами, протекающими в земной коре.

В условиях инфильтрационного цикла в зависимости от геологического строения и местных физико-географических условий формируются грунтовые воды выщелачивания, обычно

¹ Эти вопросы подробнее рассматриваются в курсах «Методика гидрогеологических исследований» и особенно «Гидрогеохимия» и «Учение о минеральных водах».

пресные (в районах влажного климата) или грунтовые воды континентального засоления (в засушливых районах с малым количеством атмосферных осадков, большим испарением и засолением почв). Воды последнего типа нередко оказываются сильно минерализованными и поэтому непригодными для питьевого и технического водоснабжения. Могут также формироваться более глубокие артезианские воды, которые в промытых породах пресные, а в непромытых — минерализованные.

Подземные воды морского цикла формируются как одновременно с образованием минеральных осадков, заполняя поры и трещины пород, так и проникая в ранее отложившиеся осадки сверху или со стороны. Эти воды в случае перекрытия их водонепроницаемыми пластами могут сохранять свой состав в относительно мало измененном виде неопределенно долгое время — в течение многих геологических эпох и поэтому иногда называются погребенными.

Состав вод морского генезиса зависит от состава вод древних морских бассейнов. Как известно, состав морских и океанических вод на всем земном шаре весьма сходен. Минерализация морской воды, в основном обусловленная присутствием ионов Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , составляет в среднем 35 г/л.

Подземные воды метаморфического и магматического циклов развиты в периферической зоне магмы и в метаморфическом поясе земной коры и распространены на больших глубинах. Состав подземных вод данного цикла различный. Нередко это воды минеральные, газированные, иногда содержат редкие элементы и в отдельных районах могут обладать лечебными свойствами.

Изучение происхождения подземных вод имеет важное значение для правильной организации гидрогеологических исследований (поисков и разведки).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

К физическим свойствам подземных вод относятся удельный вес, температура, прозрачность, цвет, запах, вкус и привкус, электропроводность и радиоактивность (определяются на месте в момент взятия пробы воды на химические и бактериологические анализы).

Удельный вес воды зависит от количества растворенных в ней солей. Об удельном весе сильно минерализованной воды можно судить по ее плотности, выражаемой в градусах Боме. За один градус Боме принимают такую соленость воды, которая соответствует растворению 10 г хлористого натрия в 1 л воды. Слабо минерализованные подземные воды обычно имеют удельный вес, равный единице. Для определения удельного веса воды по ее солености, выраженной в градусах Боме, можно пользоваться табл. 6.

Таблица 6

Соленость, градусы Боме	Удельный вес	Соленость, градусы Боме	Удельный вес	Соленость, градусы Боме	Удельный вес
1	1,0069	11	1,0825	21	1,1703
2	1,0140	12	1,0907	22	1,1793
3	1,0212	13	1,0990	23	1,1896
4	1,0283	14	1,1074	24	1,1995
5	1,0358	15	1,1160	25	1,2095
6	1,0433	16	1,1247	26	1,2197
7	1,0509	17	1,1335	27	1,2301
8	1,0586	18	1,1425	28	1,2407
9	1,0664	19	1,1516	29	1,2515
10	1,0744	20	1,1609	30	1,2624

Температура подземных вод в зависимости от геологического строения, условий питания и высоты подъема колеблется в широких пределах. Известны горячие источники с температурой воды свыше 100°C (гейзеры Камчатки, Исландии, Японии, Америки и др.). Высокой температурой обладают подземные воды районов молодой вулканической деятельности. В области многолетней мерзлоты сильно минерализованные воды местами имеют отрицательную температуру (до -5°C и даже ниже). Температура неглубоких подземных вод в средних широтах в зависимости от местных климатических и гидрогеологических условий колеблется от 5 до 15°C .

Температура подземных вод изменяется во времени. Наиболее сильно она изменяется при неглубоком залегании от поверхности; ниже пояса постоянных годовых температур подземные воды имеют более постоянную температуру, повышающуюся с глубиной.

При гидрогеологических исследованиях температура воды источников измеряется как можно ближе к месту непосредственного выхода ее на поверхность, в колодцах — как можно ближе ко дну. Для измерения температуры подземной воды применяются так называемые родниковые термометры, у которых ртутный шарик обернут материалом, слабо проводящим тепло (рис. 35).

Прозрачность подземных вод зависит от количества растворенных в них минеральных веществ, механических примесей, органических веществ и коллоидов.

По степени прозрачности подземные воды подразделяются на четыре категории: 1) прозрачные, 2) слегка мутные, 3) мутные и 4) очень мутные. Чаще подземные воды оказываются прозрачными.

Для определения степени прозрачности воды в полевых условиях подземную воду наливают в цилиндр из бесцветного стекла с плоским дном высотой 30 — 40 см. Определяют степень прозрачности воды на глаз, просматривая цилиндр сверху (в полевых условиях цилиндр может быть заменен литровой бутылкой из бесцветного стекла). Рекомендуется также сравнивать испытываемую воду,

налитую в цилиндр, с прозрачной дистиллированной водой, заполняющей такой же цилиндр.

Точнее прозрачность воды может быть определена в лабораторных условиях в цилиндре с отъемным плоским шлифованным дном; цилиндр по высоте градуирован на сантиметры.

Определяется прозрачность воды следующим образом. Испытуемую воду перед определением хорошо взбалтывают и наливают в цилиндр. После этого ставят цилиндр над шрифтом для определения степени прозрачности воды так, чтобы шрифт находился на расстоянии 4 см от дна. Отливая или добавляя воду в цилиндр, находят предельную высоту столба воды, при которой чтение шрифта еще возможно. При таком определении прозрачность выражается в сантиметрах столба воды с точностью до 0,5 см.

Цвет подземных вод зависит от их химического состава и наличия примесей. Большинство подземные воды бесцветны. Жесткие воды имеют голубоватый оттенок, закисные соли железа и сероводород придают воде зеленовато-голубую окраску, органические гуминовые соединения окрашивают воду в желтоватый цвет, взвешенные минеральные частицы — в сероватый.

Цвет воды, так же как и прозрачность, определяют в стеклянном цилиндре высотой 30—40 см, просматривая воду сверху. Полезно сравнить испытуемую воду с дистиллированной водой, налитой в такой же цилиндр.

Запах в подземных водах обычно отсутствует, но иногда он ощущается. Так, например, сероводород придает воде запах тухлых яиц, застойная вода в некоторых колодцах, закрепленная деревом, нередко обладает неприятным затхлым запахом; неглубокие подземные воды в случае их связи с болотными водами имеют специфический «болотный» запах. Установлено, что запах воды в большинстве случаев связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества.

Питьевая вода не должна иметь запаха. Для определения этого свойства воду рекомендуется предварительно подогревать до 40—50°С. Подогретую воду надо налить в бутылку до половины, закрыть горлышко бутылки пробкой или пальцем, сильно встряхнуть 3—5 раз, а затем быстро произвести определение.

Интенсивность запаха воды можно оценивать по следующей шкале запахов (табл. 7).

Вкус и привкус воде придают растворенные в ней минеральные соединения, газы и посторонние примеси.



Рис. 35. Термометр для измерения температуры подземных вод

При содержании в воде гидрокарбонатов кальция и магния, а также уголекислоты вода имеет приятный вкус. Большое количество органических веществ придает воде сладковатый вкус; солоноватый вкус обусловлен растворением значительного количества хлористого натрия, а горький — наличием в воде сульфатов магния и натрия. Ионы железа придают воде своеобразный «ржавый» вкус. Слабо минерализованные мягкие воды имеют неприятный вкус.

Таблица 7

Балл	Интенсивность запаха	Характеристика запаха
0	Нет	Отсутствие ощутимого запаха
1	Очень слабый	Запах обычно незамечаемый, но может быть обнаружен опытным лицом
2	Слабый	Запах может быть обнаружен только тогда, когда на него обращается внимание потребителя
3	Заметный	Запах, который легко обнаруживается и может вызвать неодобрительную оценку воды
4	Отчетливый	Запах, обращающий на себя внимание
5	Очень сильный	Запах настолько сильный, что делает воду непригодной для питья

По ГОСТ 2874—54 привкус при температуре воды 20°С не более двух баллов.

Вкус определяется в воде, подогретой до 20—30°С. При этом надо иметь в виду, что вкусовые ощущения субъективны, нередко они обуславливаются привычкой человека к тем или иным водам.

Электропроводность подземных вод зависит от количества растворенных в них солей. Водные растворы солей являются электролитами. Величина электропроводности воды дает возможность приблизительно судить об общей минерализации воды. Для пресных вод в зависимости от степени минерализации величина электропроводности колеблется от $33 \cdot 10^{-5}$ до $1,3 \cdot 10^{-3}$ обратных ом.

Радиоактивность подземных вод обуславливается наличием в них газообразной эманации радия (радона) и незначительного количества радиевых солей. За очень редким исключением, все подземные воды в той или иной степени радиоактивны.

Радиоактивность воды принято выражать в единицах Махе (М. Е.) или в эманах. За единицу Махе принимается такая концентрация радона в 1 л воды, которая дает ток насыщения, равный 0,001 электростатической единицы. Единица Махе примерно равна 3,6 эмана.

По количеству эманации радия в воде, выраженного в эманах, Е. С. Бурксер рекомендует пользоваться следующим подразделением:

Очень сильно радиоактивные	свыше 10 000
Сильно радиоактивные	1000—10 000
Радиоактивные	100—1000
Слабо радиоактивные	10—100
Весьма слабо радиоактивные	менее 10

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Наиболее распространенными газами в подземных водах являются кислород (O_2), углекислота (CO_2), сероводород (H_2S), азот (N_2), метан (CH_4), водород (H_2) и пары воды (H_2O).

Газы в подземных водах находятся как в растворенном состоянии, так и в виде свободных газов, образующих пузырьки; последние получили название спонтанных газов. При уменьшении давления растворенные газы переходят в спонтанные газы.

Кислород чаще обнаруживается в водах зоны аэрации и грунтовых водах, залегающих на небольшой глубине от поверхности земли. Он проникает в подземные воды из воздуха атмосферы и также выделяется некоторыми бактериями, заключающими хлорофилл.

Воды, содержащие кислород, обладают свойством окислять органические соединения, металлы и горные породы.

Углекислота, растворенная в воде в виде углекислого газа, называется свободной углекислотой. Углекислота, так же как и кислород, поглощается подземными водами из воздуха атмосферы и, кроме того, она возникает при биохимических и химических процессах, протекающих в толщах горных пород земной коры; она также выделяется при вулканических процессах.

Содержание свободной углекислоты в подземных водах убывает сверху вниз. Согласно взглядам акад. В. И. Вернадского, границы распространения свободной углекислоты находятся значительно ниже нижней границы присутствия в подземных водах кислорода.

Подземные воды, содержащие свободную углекислоту, в количестве более равновесной, обладают свойством агрессивности по отношению к карбонатным породам, т. е. она приобретает способность выщелачивать, а значит, и разрушать горные породы¹.

Сероводород находится в воде в растворенном виде. Он встречается в грунтовых и артезианских подземных водах, а также и минеральных источниках. Сероводород образуется в подземных водах в результате разложения органических веществ без доступа воздуха, например в воде, сильно загрязненной нечистотами, и в застойных водах, богатых органическими илами. Кроме того, сероводород возникает благодаря восстановлению сульфатов некоторыми видами бактерий в анаэробной среде.

Наличие сероводорода в воде легко обнаруживается по специфическому запаху тухлых яиц. На воздухе сероводород легко удаляется.

¹ Об углекислоте дополнительно говорится ниже на стр. 95.

Азот проникает в подземные воды из воздуха атмосферы.

Метан образуется в горных породах и подземных водах благодаря наличию живых организмов и их остатков.

Водород встречается в водах вулканических районов.

Пары воды. Акад. В. И. Вернадский считает, что в глубоких слоях земной коры преобладающим газом являются пары воды.

От вида газа и степени насыщенности им подземной воды зависят многие ее свойства, например агрессивность, лечебные свойства (для минеральных вод), вкус, запах и т. д. [35].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Необходимо прежде всего знать, что в природе не существует воды, которая не содержала бы в растворе солей и газов. Количество тех и других обуславливается геологическими и гидрогеологическими факторами, климатическими условиями, температурой, давлением и пр.

В некоторых природных водах обнаружено до 62 элементов периодической системы Д. И. Менделеева, причем одни элементы присутствуют в значительных, другие — в ничтожных количествах.

Определение химического состава подземных вод при гидрогеологических исследованиях имеет большое значение. Для практической оценки вод руководствуются нормами и требованиями, предъявляемыми к питьевым водам и водам, предназначенным для технического и промышленного использования.

Химический состав подземных вод принято выражать в ионной форме: в мг/л для пресных вод и в г/л для минерализованных вод и рассолов.

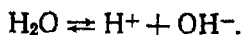
Свойства подземных вод определяются количеством и соотношением содержащихся в них положительных и отрицательных ионов, наличием некоторых недиссоциированных соединений и органических веществ, реакцией воды (рН), жесткостью, общей минерализацией и другими показателями.

Среди ионов наибольшее значение для свойств воды имеют катионы H^+ , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} и анионы OH^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SiO_3^{2-} , PO_4^{3-} . К числу наиболее важных недиссоциированных (или мало диссоциированных) соединений относятся: Fe_2O_3 , Al_2O_3 , H_2SiO_3 .

Химические анализы вод проводятся в стационарных или полевых лабораториях. В последнее время в практику входят физико-химические и электрометрические методы исследования воды.

Реакция воды. Реакция воды определяется концентрацией водородных ионов (рН).

Вода в незначительной степени диссоциирует на ионы по уравнению



Произведение концентраций ионов H^+ и OH^- называется ионным произведением воды. Эта величина является постоянной и при температуре $22^\circ C$ равна:

$$[H^+] \cdot [OH^-] = 1 \cdot 10^{-14}.$$

В нейтральной воде концентрации ионов H^+ и OH^- одинаковы. Следовательно, концентрация ионов водорода в нейтральной воде составляет:

$$[H^+] = \sqrt{1 \cdot 10^{-14}} = 1 \cdot 10^{-7}.$$

Степень концентрации водородных ионов принято выражать показателем pH , который представляет собой десятичный логарифм концентрации иона H^+ , взятый с положительным знаком: $pH = -\lg[H^+]$. Поскольку для нейтральной воды концентрация водородного иона равна $1 \cdot 10^{-7}$, то $pH = -\lg(1 \cdot 10^{-7})$, что равно 7. Таким образом, при $pH=7$ реакция воды нейтральная, при $pH>7$ — щелочная и при $pH<7$ — кислая.

По величине pH воды делятся на очень кислые с $pH<5$, кислые с $pH=5-7$, нормальные (нейтральные) с $pH=7$, щелочные с $pH=7-9$ и высокощелочные с $pH>9$. Большой частью подземные воды имеют слабощелочную реакцию. В некоторых районах встречаются подземные воды с нейтральной реакцией. Воды сульфидных, некоторых каменноугольных и других месторождений нередко обладают кислой реакцией.

Хлор-ион. Наиболее часто ион Cl^- содержится в подземных водах в виде соединений хлористого натрия. Происхождение хлористого натрия может быть различным. Если его присутствие в подземной воде обусловлено растворением $NaCl$ из горных пород или смешением пресных инфильтрационных вод с остаточными морскими солеными водами, то такая вода не является опасной в санитарно-гигиеническом отношении. Но ионы хлора могут накапливаться в подземных водах и в результате их загрязнения различными органическими и растительными остатками или нечистотами. Поэтому на территориях населенных пунктов, особенно там, где отсутствует канализация, а грунтовые воды не изолированы с поверхности водонепроницаемыми пластами, содержание хлор-иона может достигать значительной величины, что служит показателем непригодности подземных вод для питьевых целей.

Как правило, подземные воды, предназначенные для питьевого использования, не должны содержать более 350 мг/л хлор-иона. Однако в засушливых районах и на морских побережьях нередко приходится использовать подземные воды с содержанием хлор-иона до $500-800 \text{ мг/л}$ и даже более.

Сульфат-ион. Происхождение иона SO_4^{2-} в подземных водах различно. Сульфаты могут накапливаться в водах в результате выщелачивания из горных пород некоторых воднорастворимых со-

лей (например, гипса), а также в процессе окисления некоторых сернистых соединений (пиррита и др.).

В зависимости от состава водоносных пород, характера процессов выветривания и других факторов содержание в подземных водах сульфат-иона колеблется от долей миллиграмма до нескольких тысяч миллиграммов в 1 л. В питьевых водах содержание SO_4^{2-} обычно не должно превышать 500 мг/л. В засушливых районах для питья используются воды и со значительно большим содержанием сульфатов (> 500 мг/л).

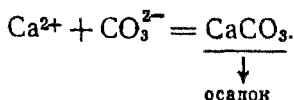
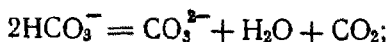
Жесткость воды. Жесткость воды обуславливается присутствием в воде ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Для вод, используемых в хозяйственных и технических целях, жесткость имеет большое значение: в жесткой воде, как известно, медленнее развариваются овощи и мясо, жесткая вода плохо взмывается, дает накипь в паровых котлах и т. д.

Различают жесткость общую, карбонатную (временную) и постоянную.

Общая жесткость определяется суммарным содержанием в воде ионов Ca^{2+} , Mg^{2+} и другими. Для определения жесткости воды на практике часто оказывается достаточно определить количественно следующие ионы: Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} .

Карбонатная (временная) жесткость обусловлена наличием в воде гидрокарбонатных и карбонатных солей кальция и магния. Постоянная жесткость равна разности между общей жесткостью и карбонатной.

Временную жесткость определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , осаждающиеся при кипячении воды в виде карбонатов вследствие разрушения гидрокарбонат-иона:



Постоянную жесткость определяют ионы Ca^{2+} и Mg^{2+} , остающиеся в воде после кипячения.

Раньше жесткость воды выражали в градусах. При этом за 1° принимали жесткость воды, содержащей 10 мг/л CaO (содержание MgO пересчитывалось на CaO).

В настоящее время в СССР согласно ГОСТ 2874—54 и ГОСТ 6055—51 жесткость воды выражают в мг-экв/л Ca^{2+} и Mg^{2+} , причём 1 мг-экв жесткости (2,8°) соответствует содержанию 20,04 мг/л Ca^{2+} или 12,16 мг/л Mg^{2+} .

О. А. Алекин [2] рекомендует следующее подразделение природных вод по степени общей жесткости:

	<i>мг-экв/л</i>
Очень мягкие (до 4,2°)	до 1,5
Мягкие (4,2—8,4°)	1,5—3,0
Умеренно жесткие (8,4—16,8°)	3,0—6,0
Жесткие (16,8—25,2°)	6,0—9,0
Очень жесткие (более 25,2°)	более 9,0

Для питьевых целей большей частью используются подземные воды с общей жесткостью до 7 мг-экв/л (около 20°), но в некоторых местностях для питья потребляются и значительно более жесткие воды.

Соединения азота. Соединения азота встречаются в подземных водах в виде ионов NO_2^- , NO_3^- и NH_4^+ . В случае неорганического происхождения они считаются безвредными в санитарном отношении, но при органическом происхождении, т. е. в результате распада органических веществ, соединения азота могут служить показателями загрязнения воды и возможного наличия в ней болезнетворных бактерий. Особенно много ионов NO_2^- , NO_3^- и NH_4^+ в воде копаных колодцев, вскрывающих неглубокие грунтовые воды в населенных пунктах, где отсутствует глинистая изоляция сверху, предохраняющая эти воды от загрязнения с поверхности.

Нитрит-ион. Ионы нитрита (NO_2^-) довольно широко распространены в поверхностных и грунтовых водах, но обычно в очень небольшом количестве. Повышенное количество азотистой кислоты в подземной воде может появляться в процессе окисления аммиачных соединений и разложения органических веществ, а также при восстановлении нитратов в нитриты. Окисление аммиачных соединений нередко вызывается деятельностью нитрифицирующих бактерий. Некоторые виды бактерий, обитающие в загрязненных водах (например, кишечная палочка), проникают в подземные воды с нечистотами. Значительное количество ионов нитрита может свидетельствовать о присутствии в воде болезнетворных бактерий (холерного вибриона, бациллы тифа и др.).

Обычно наличие ионов NO_2^- в подземных питьевых водах не допускается, в крайнем случае допускаются лишь следы NO_2^- .

Нитрат-ион. Присутствие в подземной воде ионов нитрата (NO_3^-) свидетельствует о полном окислении органических азотсодержащих веществ. Азотнокислые соли, в незначительных количествах встречаемые в подземных водах, не опасны сами по себе для здоровья людей, но вместе с ионом нитрата могут присутствовать также ионы аммония и нитрита.

Для питьевой воды допускается содержание ионов нитрата до 10 мг/л.

Аммоний-ион. Аммоний (NH_4^+) образуется в результате химических и биологических процессов. Последние протекают при участии денитрифицирующих бактерий в анаэробных условиях. Наличие иона аммония органического происхождения свидетельствует о процессе распада биологических азотистых веществ, что с несомненностью указывает на загрязнение воды.

В подземных водах, предназначенных для питьевого водоснабжения, допускаются в виде исключения только следы аммония.

Натрий-ион. Ион Na^+ широко распространен в подземных водах. Он сопутствует главным образом иону Cl^- , реже этот ион связан с ионом SO_4^{2-} и еще реже — с HCO_3^- . Соли натрия хорошо растворимы. Если наличие в подземных водах иона Na^+ , так же как и Cl^- , связано с растворением соляных залежей или смешением пресных вод с морскими солеными водами, в этих условиях вода не может представлять опасности в санитарном отношении. Высокое содержание в неглубоких грунтовых водах на площади населенных пунктов иона Na^+ совместно с Cl^- и соединениями азота может указывать на загрязнение подземных вод.

Большое содержание солей натрия в неглубоко залегающих грунтовых водах засушливых районов при испарении этих вод с поверхности (при капиллярном поднятии) приводит к засолению почв и образованию натриевых солончаков. В некоторых районах глубоко залегающие напорные подземные воды содержат большое количество ионов Na^+ и, таким образом, являются хлоридно-натриевыми.

Калий-ион. Иона K^+ содержится как в подземных водах, так и в морских значительно меньше, чем иона Na^+ . Это обусловлено участием иона K^+ в образовании вторичных нерастворимых в воде минералов (например, гидрослюд), а также тем, что он в значительных количествах усваивается наземной растительностью.

Происхождение иона K^+ в подземных водах часто аналогично происхождению иона Na^+ , реже связано с поверхностным загрязнением. В последнем случае наличие иона K^+ указывает на возможное бактериальное заражение подземных вод.

Железо. В подземной воде соединения железа обычно находятся в закисной форме (в виде иона Fe^{2+}) или в окисной (в виде иона Fe^{3+}). Закисные соединения железа в воде неустойчивы и при доступе кислорода легко окисляются. Например, двууглекислое железо переходит в гидрат окиси железа по уравнению



Гидратные соединения железа обычно находятся в подземных водах в коллоидной форме. При выпадении гидратов железа в осадок происходит помутнение воды, причем вода приобретает желтоватую окраску. Процесс выпадения гидратов железа заканчивается свертыванием гидратов в бурые хлопья.

Наличие в воде железистых соединений придает ей неприятный вкус. Для многих производств вода, заключающая железо, вредна.

В подземных водах иногда анализом выявляется до нескольких миллиграммов железа в 1 л. В питьевых водах допускается содержание железа (суммарно) до 1 мг/л.

Общее содержание растворенных веществ (сухой остаток). В связи с тем, что в подземной воде в растворенном и коллоидном состоянии содержатся различные минеральные и органические ве-

шества, при выпаривании ее (при 105—110°С) образуется так называемый сухой (плотный) остаток.

Иногда общее количество в воде солей определяют по сумме ионов, установленных химическим анализом. Результаты этого подсчета часто не совпадают с данными взвешивания сухого остатка после выпаривания воды. Это объясняется тем, что при высушивании сухого остатка часть солей разрушается, органические вещества окисляются и т. п.

В питьевых водах сухой остаток не должен превышать 1000 мг/л. Однако в засушливых районах, при отсутствии более пресных вод, нередко для питья используется вода с сухим остатком 2000—3000 мг/л и даже более.

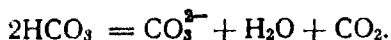
По величине этого остатка (общей минерализации) природные воды подразделяют на пять групп.

Группа	Сухой остаток, г/л	
Пресные	до 1	(до 0,1 %)
Слабосоленоватые	1—3	(0,1—0,3 %)
Сильносоленоватые	3—10	(0,3—1,0 %)
Соленые	10—35	(1,0—3,5 %)
Рассолы	более 35	(3,5 > 40 %)

Углекислота. Углекислота в подземных водах находится в трех видах: 1) свободной (газообразной), растворенной в воде; 2) гидрокарбонатной, входящей в состав гидрокарбонат-иона (HCO_3^-); 3) карбонатной, входящей в состав карбонат-иона (CO_3^{2-}).

Содержание в подземной воде свободной углекислоты имеет большое практическое значение, поскольку именно свободная углекислота агрессивно действует на бетон, железобетон, естественные и искусственные известковые камни. При этом в реакцию с бетоном и известняками входит не вся свободная углекислота, а только ее часть, которую называют агрессивной углекислотой.

Ионы HCO_3^- , находящиеся в воде, при кипячении воды разрушаются по реакции



Образующиеся при этом ионы CO_3^{2-} соединяются с имеющимися в воде ионами Ca^{2+} и Mg^{2+} и образуют осадок углекислого кальция CaCO_3 и основных углекислых солей магния, например $\text{MgCO}_3 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$.

Та часть углекислоты, которая превращается в ион CO_3^{2-} , называется связанной углекислотой, а та, которая при кипячении воды и разрушении иона HCO_3^- выделяется в виде CO_2 , называется полусвязанной углекислотой. Из двух ионов HCO_3^- получается одна молекула связанной углекислоты и одна молекула полусвязанной: если, например, вода содержит в виде иона HCO_3^- 88 мг углекислоты, то получается 44 мг связанной и 44 мг полусвязанной углекислоты.

Органические вещества. Органические вещества большей частью встречаются в водах, залегающих на незначительной глубине от поверхности земли, особенно на участках, где с поверхности фильтруются воды (атмосферные, речные), содержащие органические вещества растительного или животного происхождения (в заболоченных районах, на речных поймах и особенно в местах расположения скотных дворов, выгребных ям и т. п.).

Органические вещества, являющиеся продуктом разложения луговой и лесной растительности, дают сложные гуминовые соединения в виде коллоидных растворов, придающих воде желтоватый цвет. Вода, содержащая гуминовые соединения, вредного влияния на организм человека не оказывает, но она часто обладает неприятным вкусом и запахом и поэтому не может быть рекомендована для питья.

Органические вещества животного происхождения и продукты разложения их почти всегда служат показателем возможного бактериального заражения подземных вод.

Подземные воды, богатые органическими веществами, не могут быть использованы для питания паровых котлов.

Количество органических веществ в воде определяют по окисляемости, т. е. по количеству кислорода или марганцевокислого калия ($KMnO_4$), расходуемого на окисление органических веществ. При этом считается, что 1 мг кислорода или 4 мг $KMnO_4$ соответствуют 21 мг органических веществ.

В питьевых водах окисляемость не должна превышать 10 мг/л $KMnO_4$. На практике, однако, грунтовые воды, используемые для питьевых потребностей, довольно часто имеют более высокую окисляемость.

БАКТЕРИОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В подземных водах, как и в водах поверхностных водотоков и водоемов, всегда находится большое количество микроорганизмов, что обусловлено загрязнением воды с поверхности. В некоторых пробах подземных вод обнаруживается от нескольких сотен до нескольких миллионов бактерий в 1 см³. Среди них имеются и безвредные для человеческого организма бактерии, и вредные, возбуждающие различные желудочно-кишечные заболевания. Бактериологические исследования воды выполняются с целью санитарной оценки питьевой воды.

О бактериологическом составе воды судят по трем показателям: 1) по количеству колоний, которые вырастают в питательной среде после прибавления к ней 1 см³ исследуемой воды (посева); 2) по коли-титру, который определяется путем посева различных количеств исследуемой воды в специальных средах, т. е. по количеству воды, в которой обнаруживается рост кишечной палочки (бактерии *Colis*); 3) по коли-тесту, т. е. по количеству кишечных палочек в 1 л воды. Вода считается тем лучше, чем меньше колоний

вырастает из 1 см³ воды, чем больше коли-титр (количество воды, которое приходится на одну кишечную палочку), тем меньше коли-тест. Сама кишечная палочка безвредна для организма человека, но она часто сопутствует весьма опасным болезнетворным бактериям (возбудителям брюшного тифа, холеры, дизентерии и т. п.).

Установленных норм бактериологического состава вод для всей территории СССР не существует. При коли-титре до 300 подземная вода, предназначенная для питьевого водоснабжения крупных пунктов, подвергается предварительному хлорированию. Для городов РСФСР принято считать безвредной воду с коли-тестом 3, а для Москвы — с коли-тестом 2. При этом общее количество бактерий не должно превышать 100 в 1 см³ воды. В зависимости от местных условий приведенные нормы могут несколько видоизменяться органами санитарного надзора.

Пробы воды, по которым проводятся бактериологические анализы, отбираются в стерильную посуду, чаще специалистами-бактериологами; пробы, отобранные не специалистами, обычно дают повышенное содержание бактерий.

ОЦЕНКА ПИТЬЕВЫХ ВОД

При оценке подземных вод для питьевого водоснабжения в СССР пользуются ГОСТ 2761—57 и 2874—54. По этим ГОСТам для централизованного водоснабжения сухой остаток воды не должен превышать 1000 мг/л, а общая жесткость воды 7 мг-экв/л (около 20°), но не свыше 14 мг-экв/л (около 40°). Использование воды с большим сухим остатком допускается только при отсутствии в районе источника водоснабжения с менее минерализованной водой и для каждого конкретного водозабора согласовывается с органами Главной государственной санитарной инспекции СССР. Предельное содержание ионов SO₄²⁻, Cl⁻ и Mg²⁺ в зависимости от местных условий устанавливается теми же органами.

Ввиду большого разнообразия состава природных вод, нередко имеющих высокую общую минерализацию, далеко не везде к ним могут быть применены общесоюзные нормы. Вследствие этого иногда применяют местные нормы, соответствующие среднему составу вод, распространенных в данном районе. Таких норм, имеющих местное значение, существует сравнительно много. Предложенные в разное время различными организациями и отдельными специалистами, они основаны главным образом на наблюдениях за качеством вод, используемых в той или иной местности. Общим и основным требованием, предъявляемым к питьевым водам, является безусловное отсутствие в них вредных для человеческого организма соединений.

Необходимо отметить, что к употреблению подземных вод той или иной минерализации организм человека быстро приспосабливается.

Для степной полосы юго-востока СССР, где широко распространены минерализованные подземные воды, К. И. Лисицын предложил считать предельными для питьевых вод содержание хлоридов 400 мг/л, сульфатов 1000 мг/л, сухой остаток 2500 мг/л и общую жесткость 60° (21,4 мг-экв/л).

При использовании для питья подземных вод месторождений твердых полезных ископаемых концентрация ядовитых веществ, которые нередко содержатся в этих водах (тяжелые металлы и другие элементы), согласно существующим нормам не должна превышать: свинца — 0,1, мышьяка — 0,05, фтора — 1,5, меди — 3, цинка — 5, фенола — 0,001 мг/л. Кроме того, вода совсем не должна содержать ртути, шестивалентного хрома, бария и т. п.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО ХИМИЧЕСКОМУ СОСТАВУ

Разработкой классификации подземных вод по химическому составу занимались советские ученые В. И. Вернадский, С. А. Шукарев, Н. Н. Славянов, Н. И. Толстихин, В. А. Александров, М. Г. Курлов, В. А. Сулин, А. М. Овчинников и др.

При сравнении многочисленных химических анализов подземных вод нетрудно заметить, что в каждой пробе воды преобладают те или иные ионы или группы ионов. В зависимости от этого подземные воды приобретают соответствующие свойства (например, при значительной концентрации ионов Na^+ и Cl^- вода имеет солоноватый или даже соленый вкус). К преобладающим принято относить те ионы, содержание которых в воде превышает 25% от суммы миллиграмм-эквивалентов катионов или анионов.

В практике гидрогеологических исследований широко распространена классификация В. А. Александрова, принятая IV гидрогеологическим курортным совещанием в 1930 г. В этой классификации минеральные воды подразделены на шесть классов.

I. Гидрокарбонатные воды ($\text{HCO}_3^- > 25\%$ экв):

натриевые ($\text{Na}^+ > 25\%$ экв);

кальциевые ($\text{Ca}^{2+} > 25\%$ экв);

магниевые ($\text{Mg}^{2+} > 25\%$ экв).

II. Хлоридные воды ($\text{Cl}^- > 25\%$ экв);

натриевые ($\text{Na}^+ > 25\%$ экв);

кальциевые ($\text{Ca}^{2+} > 25\%$ экв);

магниевые ($\text{Mg}^{2+} > 25\%$ экв).

III. Сульфатные воды ($\text{SO}_4^{2-} > 25\%$ экв);

натриевые ($\text{Na}^+ > 25\%$ экв);

кальциевые ($\text{Ca}^{2+} > 25\%$ экв);

магниевые ($\text{Mg}^{2+} > 25\%$ экв).

IV. Воды сложного состава:

хлоридно-гидрокарбонатные ($\text{SO}_4^{2-} < 25\%$ экв);

натриевые, кальциевые, магниевые;

сульфатно-гидрокарбонатные ($Cl^- < 25\%$ экв);
натриевые, кальциевые, магниевые;
хлоридно-сульфатные ($HCO_3^- < 25\%$ экв);
натриевые, кальциевые, магниевые.

К этому же классу относятся воды еще более сложного состава, содержащие каждый из трех анионов в количестве больше 25% экв.

V. Воды с наличием биологически активных ионов (Fe^{2+} — больше 10, As^- — 1, Br^- — 25, J^- — 10, Li^+ — 5 мг/л), тяжелых или радиоактивных металлов, а также воды с особыми биологическими свойствами (каталитическими, коллоидными и пр.).

VI. Газовые воды:

углекислые (с содержанием свободной углекислоты);
сероводородные (с содержанием свободного сероводорода);
радиоактивные (с содержанием эманации радия).

Таким образом, первые три класса построены на соотношении главнейших анионов и катионов, для четвертого класса характерны воды смешанных типов, в пятый класс входят воды с биологически активными ионами и в шестой — газовые.

Весьма удобна для практического использования химическая классификация, предложенная С. А. Шукаревым и несколько видоизмененная Н. Н. Славяновым (табл. 8).

Таблица 8

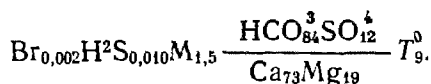
Анионы	Катионы						
	Ca^{2+}	Ca^{2+}, Mg^{2+}	Mg^{2+}	Na^+, Ca^{2+}	Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}	Na^+, Mg^{2+}	Na^+
HCO_3^-	1	2	3	4	5	6	7
HCO_3^-, SO_4^{2-}	8	9	10	11	12	13	14
HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-	15	16	17	18	19	20	21
HCO_3^-, Cl^-	22	23	24	25	26	27	28
SO_4^{2-}	29	30	31	32	33	34	35
SO_4^{2-}, Cl^-	36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

Пересечением горизонтальных рядов катионов и вертикальных рядов анионов можно получить 49 различных классов подземных вод. Так, к 1-му классу будут относиться широко распространенные в природе пресные воды гидрокарбонатно-кальциевого типа, к 33-му — сульфатно-натриево-кальциево-магниевые воды и т. д.

Кроме того, состав подземных вод принято изображать в виде псевдодробей. Эта краткая и наглядная форма изображения химического состава подземных вод предложена М. Г. Курловым. Над

чертой в формуле Курлова указываются в убывающем порядке анионы в процентах эквивалентов, а под чертой — в том же порядке катионы. Впереди формулы проставляются редкие элементы (Rr⁻, J⁻ и др.), свободные газы и общая минерализация воды (M) в граммах на литр, а в конце формулы — температура воды (T). Ионы, количество которых в воде составляет менее 10% экв, в формуле не проставляются.

Для примера приведем формулу химического анализа воды, отобранной из буровой скважины в процессе опытных откачек:



Из формулы видно, что сухой остаток (M) воды 1500 мг/л, содержание сероводорода 10 мг/л, брома — 2 мг/л и температура 9° С. При определении типа воды по формуле Курлова учитываются ионы, количество которых превышает 25% экв. Таким образом, в приведенном примере тип воды должен быть определен как гидрокарбонатно-кальциевый.

ОБРАБОТКА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Существует несколько способов выражения и обработки химических анализов воды. До сравнительно недавнего времени лаборатории давали результаты химических анализов воды в окисидно-ангидридной форме: основания выражались в виде окислов (Na₂O, CaO, MgO и др.) или в виде солей (NaCl, Na₂SO₄, CaSO₄, CaCO₃ и др.). Были предложены также другие способы, но ни один из них не отражает истинного состояния веществ, растворенных в природных водах.

В настоящее время принята в качестве основной ионная форма выражения химических анализов воды. В природных водных растворах ионы противоположного знака взаимодействуют один с другим в определенных весовых соотношениях, которые называются эквивалентными. Эквивалентная форма выражения анализов наиболее полно отражает внутреннюю химическую природу входящих в состав воды веществ и важнейшие свойства воды. Результаты химических анализов воды следует поэтому выражать в ионной и эквивалентной форме.

Данные лабораторных анализов подземных вод (в мг/л или г/л) подвергаются дальнейшей обработке. Для пересчета этих данных в эквивалентную форму необходимо количество миллиграммов каждого иона в 1 л воды разделить на его эквивалентный вес. Полученные таким путем величины называются миллиграмм-эквивалентами. Для пересчета анализов воды в миллиграмм-эквиваленты существуют специальные таблицы [34]. Поясним ход обработки химических анализов воды на конкретном примере.

Обрабатывается следующий лабораторной анализ химического состава грунтовых вод:

	<i>мг/л</i>
Na ⁺ + K ⁺	51,06
Ca ²⁺	78,23
Mg ²⁺	24,03
Cl ⁻	58,31
HCO ₃ ⁻	394,50
Сухой остаток при 110°С	546,7
CO ₂ своб.	9,5
pH	7,6

Требуется: 1) выразить химический анализ в миллиграмм-эквивалентах и в процентах эквивалентов; 2) определить ошибку анализа в процентах; 3) рассчитать все виды жесткости воды; 4) определить возможный солевой состав воды; 5) написать формулу Курлова и установить по ней тип воды; 6) определить пригодность воды для питьевого водоснабжения по нормам, приведенным выше.

1. Для пересчета анализа в эквивалентную форму воспользуемся специальными таблицами [34], а результаты расчетов сведем в следующей таблице (табл. 9).

Таблица 9

Ионы	<i>мг/л</i>	<i>мв-эко/л</i>	<i>% эко</i>
Катионы			
Na ⁺ + K ⁺	51,06	2,223	27,44
Ca ²⁺	78,23	3,902	48,17
Mg ²⁺	24,03	1,976	24,39
Сумма	153,32	8,101	100,00
Анионы			
Cl ⁻	58,31	1,649	20,32
HCO ₃ ⁻	394,50	6,468	79,68
Сумма	452,81	8,117	100,00

2. Ошибку анализа определяем по формуле

$$e = \frac{\Sigma\Gamma^- - \Sigma\Gamma^+}{\Sigma\Gamma^- + \Sigma\Gamma^+} \cdot 100\%$$

где $\Sigma\Gamma^-$ — сумма анионов, *мг-экв/л*;
 $\Sigma\Gamma^+$ — сумма катионов, *мг-экв/л*.

Подставляя числовые значения в эту формулу, получим

$$e = \frac{8,117 - 8,101}{8,117 + 8,101} \cdot 100\% \approx 0,1\%.$$

Допустимая ошибка не должна превышать 5%.

3. Общую жесткость воды H находим по формуле

$$H = \frac{[\text{Ca}^{2+}]}{20,04} + \frac{[\text{Mg}^{2+}]}{12,16},$$

где $[\text{Ca}^{2+}]$, $[\text{Mg}^{2+}]$ — содержание Ca^{2+} и Mg^{2+} , *мг/л*;

20,04 и 12,16 — эквивалентный вес соответственно кальция и магния.

Подставляя в формулу данные анализа, получим

$$H = \frac{78,23}{20,04} + \frac{24,03}{12,16} = 5,88 \text{ мг-экв.}$$

Еще проще общую жесткость воды можно получить по данным табл. 9, где сделан пересчет содержания Ca^{2+} и Mg^{2+} в *мг-экв*: Ca^{2+} — 3,902 и Mg^{2+} — 1,976 *мг-экв/л*. Суммируя, получаем $3,902 + 1,976 = 5,878$ или $\approx 5,88$ *мг-экв/л*.

При определении временной жесткости воды необходимо учитывать два возможных соотношения суммы миллиграмм-эквивалентов Ca^{2+} и Mg^{2+} и количества миллиграмм-эквивалентов HCO_3^- :

1) если сумма миллиграмм-эквивалентов Ca^{2+} и Mg^{2+} равна или меньше количества миллиграмм-эквивалентов HCO_3^- , т. е. $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}] \leq [\text{HCO}_3^-]$, то временная жесткость будет равна общей жесткости, поскольку больше общей жесткости она не может быть;

2) если сумма миллиграмм-эквивалентов Ca^{2+} и Mg^{2+} превышает количество миллиграмм-эквивалентов HCO_3^- , т. е. $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}] > [\text{HCO}_3^-]$, то временная жесткость будет меньше общей жесткости как эквивалентная содержанию иона HCO_3^- , выраженному в миллиграмм-эквивалентах. В последнем случае временная жесткость определяется по формуле

$$H_{\text{в}} = \frac{[\text{HCO}_3^-]}{61,018},$$

где $[\text{HCO}_3^-]$ — содержание HCO_3^- , *мг/л*;

61,018 — эквивалентный вес иона HCO_3^- .

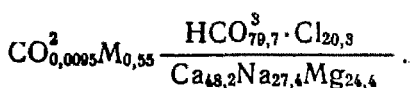
Поскольку в нашем примере имеет место первое соотношение $[3,902 + 1,976] < [6,468]$, вся жесткость воды, которая составляет 5,88 *мг-экв/л* (16,46°), является временной. По классификации Алекина, такая вода относится к умеренно жесткой.

4. Для выявления возможного солевого состава воды составим вспомогательный график (рис. 36). Слева на графике поместим катионы в процентах эквивалентов (по данным анализа), справа — анионы. Удобство построения такого графика заключается в том, что средняя его полоса сразу показывает состав и процентное содержание солей. Таким образом, возможный солевой состав воды получается следующим:

NaCl	20,32%
NaHCO ₃	7,12%
Mg (HCO ₃) ₂	24,39%
Ca (HCO ₃) ₂	48,17%

Сумма 100,0%

5. Формула Курлова для данной воды (см. табл. 9) выглядит так:



Тип воды по формуле Курлова — гидрокарбонатно-кальциево-натриевая. Вода содержит в небольшом количестве углекислоту (9,5 мг/л).

6. Рассматривая данные химического анализа, находим, что исследуемая вода может быть рекомендована для питьевого водоснабжения.

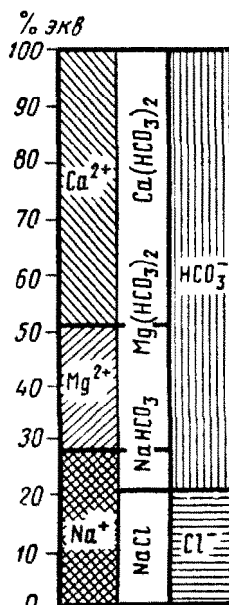


Рис. 36. График химического состава воды

ОТБОР ПРОБ ВОДЫ НА ХИМИЧЕСКИЕ АНАЛИЗЫ

Правильную качественную оценку можно дать лишь при анализе воды, совершенно не измененной после отбора пробы. Поэтому необходимо стремиться к определению если не всех, то хотя бы быстро изменяющихся соединений на месте отбора пробы, т. е. в полевых условиях.

В целях повышения качества гидрогеологических исследований необходимо шире пользоваться полевыми физико-химическими лабораториями [34, 35].

Проведение физико-химических исследований природных вод непосредственно в поле в некоторых случаях позволяет сокращать объем полевых работ, своевременно вносить в программу работ коррективы, а иногда и сокращать период камеральной обработки полевых материалов. Все это дает экономия средств при значительном улучшении качества исследований.

При организации отбора проб воды для химических анализов и санитарной оценки подземных вод как источника водоснабжения необходимо учитывать, что не только воды открытых водотоков и водоемов, но также воды колодцев и источников нередко изменяют свой состав под влиянием выпадения атмосферных осадков, подтока загрязненных вод со стороны и других причин. Отбор проб должен гарантировать соблюдение следующих условий: 1) проба не может быть случайной и должна отвечать нормальному среднему составу воды, за исключением какого-либо специального задания; 2) проба отбирается именно из того водоносного горизонта и с той глубины, какие установлены заданием; 3) во время отбора вода не должна претерпевать никаких изменений.

Для отбора проб воды из скважины и шурфов служат специальные приборы — так называемые батометры или пробоотборники различных систем.

Пробоотборник Е. В. Симонова (рис. 37) дает возможность брать пробы воды из буровых скважин с заданной глубины. На эту глубину опускается тонкий стальной трос с грузиком 2, а вслед за ним приемный цилиндр 1, который свободно движется по стволу скважины, промываясь водой, и, ударившись о грузик, наполняется водой. Для предохранения приемного цилиндра 1 от попадания в него породы со стенок скважины и ржавчины со стенок обсадных труб перед подъемом пробоотборника по тросу спускается посыльная пробка 5, закрывающая цилиндр сверху.

Извлеченная проба воды переливается из приемного цилиндра в бутылку через кран 4, на который предварительно надевается тонкая резиновая трубка.

При отсутствии таких приборов отбор проб воды на глубине нескольких метров может осуществляться спускаемой на шнуре бутылкой, у которой к дну прикреплен груз. Бутылка закрывается пробкой, прикрепленной к другому шнуру, с помощью которого на заданной глубине бутылка открывается.

Иногда бутылка опускается на необходимую глубину на шесте, к которому она прикреплена горлышком. Последний способ удобен для отбора воды из неглубоких шахтных колодцев и скважин, не оборудованных насосами.

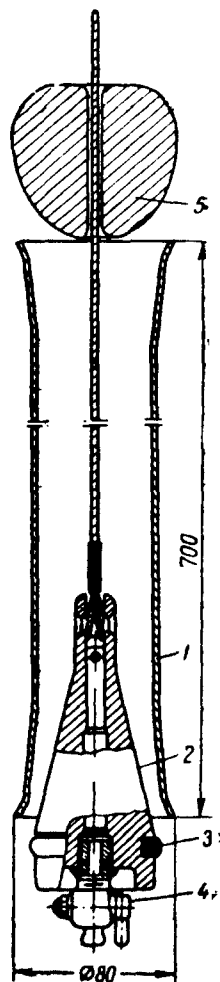


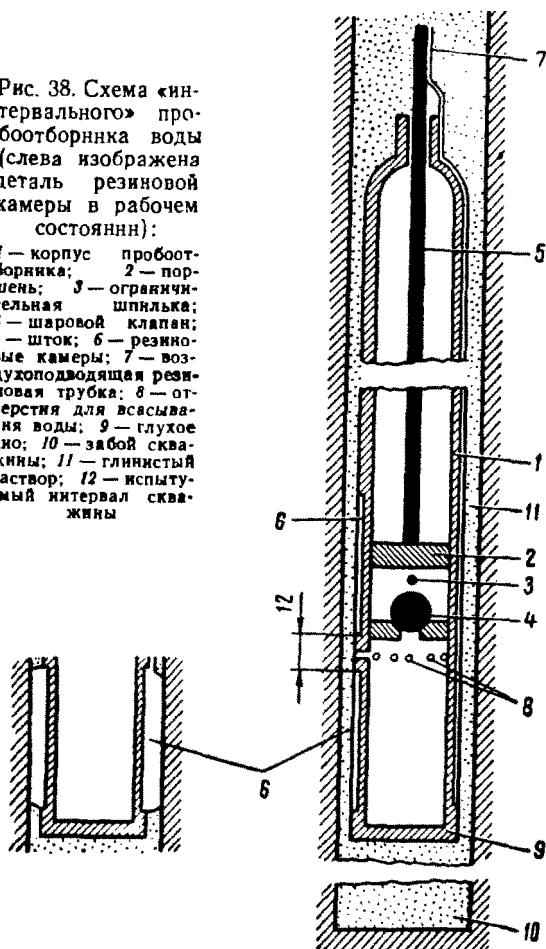
Рис. 37. Пробоотборник воды Е. В. Симонова:

1 — приемный цилиндр; 2 — грузик; 3 — уплотнительное кольцо; 4 — кран для выпуска воды; 5 — посыльная пробка.

Из скважин, стволы которых заполнены промывочным глинистым раствором, пробы воды на химические анализы могут отбираться пробоотборником автора (рис. 38) [11]. Спуск пробоотбор-

Рис. 38. Схема «интервального» пробоотборника воды (слева изображена деталь резиновой камеры в рабочем состоянии):

1 — корпус пробоотборника; 2 — поршень; 3 — ограничительная шпилька; 4 — шаровой клапан; 5 — шток; 6 — резиновые камеры; 7 — воздухоподводящая резиновая трубка; 8 — отверстия для всасывания воды; 9 — глухое дно; 10 — забой скважины; 11 — глинистый раствор; 12 — испытуемый интервал скважины



ника 1 осуществляют на штангах или тросе. Поршень 2 должен ходить плотно, прилегая к цилиндрической поверхности пробоотборника, и не передвигаться под собственным весом. Перед спуском поршень должен быть установлен в крайнем нижнем положении, т. е. вблизи ограничительной шпильки 3.

По достижении заданной глубины с поверхности при помощи обычного насоса (например, автомобильного) или компрессора накачивается воздух через резиновую трубку 7 в резиновые камеры 6.

Для надежной изоляции испытуемого интервала глубины 12 воздух должен нагнетаться под давлением, превышающим давление глинистого раствора на глубине положения резиновых камер пробоотборника.

Набор воды в пробоотборник проводится путем медленного подъема поршня, находящегося после спуска, как указано, в крайнем нижнем положении. Вода в пробоотборник поступает через специальные отверстия 8. Шаровой клапан 4 препятствует вытекать воде при подъеме пробоотборника. Чтобы не допустить подсосывания глинистого раствора через неплотные участки примыкания резиновых камер к стенкам скважины, набор воды должен осуществляться постепенно. Последнее условие имеет весьма существенное значение при опробовании водоносных пластов с низкой водопродностью и весьма малой скоростью движения воды.

Перед отбором воды на химический анализ необходимо соблюдать следующие правила:

- 1) отбирать воду в совершенно чистую посуду;
- 2) посуду прополаскивать 3—5 раз отбираемой для анализа водой, для чего рекомендуется каждый раз наполнить бутылку до половины, взболтать и быстро опорожнить;
- 3) отбор воды проводить быстро, чтобы избежать вредного соприкосновения пробы с воздухом и бактериального загрязнения, воду не взбалтывать и не переливать из посуды в посуду;
- 4) немедленно по заполнении водой посуду герметически закупоривать, причем воду не оставлять на солнце и не держать ее в теплом месте;
- 5) для полного химического анализа отбирать не менее 2—4 л воды, а для сокращенного — 2 л, причем для каждого анализа воду набирать не более чем в две посуды; при специальном назначении анализов по указанию специалиста-химика объем пробы может быть значительно увеличен;
- 6) посуду наполнять водой в теплое время года до пробки, в холодное время, когда вода может замерзнуть, бутылку на 5—7 см не доливать.

Для проб воды рекомендуются бутылки с притертыми стеклянными пробками. При отсутствии такой посуды используются склянки с резиновыми пробками или корковыми (обыкновенными или пропарафинированными) пробками и с пергаментной прокладкой.

При отборе воды из буровой скважины непосредственно после бурения необходимо предварительно провести откачку до полного осветления воды. Перед отбором воды с определенной глубины из ранее оконченной бурением скважины рекомендуется подручными средствами (желонкой, поршневым насосом) откачать из скважины двух-трехкратный объем столба воды. Из постоянно эксплуатируемых скважин следует отбирать пробу непосредственно из-под струи воды, подаваемой насосом. Такая проба будет характеризовать средний химический состав воды водоносного горизонта.

Предварительное отстаивание мутной воды в сосудах большого объема (ведрах и др.) не разрешается, так как проба должна иметь естественный состав.

Горлышко бутылки с корковой или стеклянной пробкой после наполнения водой на 2—3 см заливают плотным слоем сургуча или менделеевской замазки. В случае применения каучуковых пробок горлышко бутылки вместе с пробкой завязывают шнурком или проволокой.

К горлышку прикрепляется этикетка, в которой указываются номер пробы воды и название водопункта.

Для отправки проб воды в стационарные лаборатории применяют ящики, стенки которых обиты войлоком или паклей. Зимой в целях предохранения воды от замерзания в ящики кладут резиновые подушки с горячей водой, летом кладут пузыри со льдом, которые предварительно обертывают в тряпье или оберточную бумагу, сложенную в несколько слоев. При первом указанном способе упаковки пробы, находившиеся в течение 6—8 ч на 25-градусном морозе, доставлялись в лабораторию в полной сохранности.

К каждой пробе прилагается сопроводительный бланк, содержащий необходимые сведения о водопункте, способе отбора пробы и т. п.

В сопроводительном бланке указываются:

- 1) точный адрес и название водопункта;
- 2) время взятия пробы (год, месяц, число, час);
- 3) с какой глубины взята проба;
- 4) глубина колодца или другого водопункта;
- 5) мощность слоя воды;
- 6) способ взятия пробы (пробоотборником, бутылкой, ведром и т. п.);
- 7) способ консервации (закупорка бутылки, применение подушек с горячей водой или пузырей со льдом и т. п.);
- 8) количество взятой воды и число проб;
- 9) прозрачность;
- 10) цвет;
- 11) запах;
- 12) вкус;
- 13) осадок;
- 14) температура воды;
- 15) температура воздуха;
- 16) состояние погоды (дождливая, сухая, переменная).

Определяются на месте
в момент взятия пробы
воды

В сопроводительном бланке необходимо также сообщать краткие сведения о геологических, гидрогеологических и санитарных условиях района расположения водопункта, указывать его целевое назначение и перечислять ионы и соединения, которые необходимо определить.

СОДЕРЖАНИЕ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ВОДЫ

Химические анализы подземных вод подразделяются на полевые, сокращенные и полные.

Полевые химические анализы выполняются при гидрогеологических исследованиях в полевых условиях с помощью походных лабораторий [26].

Полевой анализ воды включает определение физических свойств, pH, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , CO_2 , H_2S , O_2 . Вычислением находят $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Mg^{2+} , или Ca^{2+} , карбонатную жесткость, сумму минеральных веществ.

Обычно полевые анализы проводятся в большом количестве с целью получения предварительной характеристики состава подземных вод изучаемой площади.

При сокращенном анализе определяют pH, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , H_2S , CO_2 , H_2SiO_3 ; окисляемость сухого остатка. Вычислением выявляют $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, жесткость общую и карбонатную, CO_2 агрессивную.

Сокращенный анализ осуществляется с применением более точных методов в стационарной лаборатории и дает возможность проводить контроль анализа. Такие анализы выполняются при массовых определениях в период поисков подземных вод для получения предварительной сравнительной характеристики по нескольким водоносным горизонтам.

Полный анализ включает определение физических свойств, pH, Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ , NO_2^- , CO_2 , H_2S , H_2SiO_3 ; окисляемость сухого остатка. Вычисляются жесткость общая, карбонатная, CO_2 агрессивная.

Выполнение полных анализов проводится при детальном изучении водоносных горизонтов. Они выполняются в стационарных лабораториях, а содержание анализа дает возможность выполнить контроль определений как по сухому остатку, так и по суммам миллиграмм-эквивалентов катионов и анионов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ
ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Предположения о происхождении подземных вод высказывались еще в глубокой древности. Так, древнегреческий философ Платон (IV—III вв. до н. э.) говорил о круговороте воды на земле. Он допускал, что соленая вода океанов и морей через отверстия в земле проникает в подземную область (мифологическая область «Тартар»), откуда, освободившись каким-то неведомым образом от солей, уже в виде пресных источников выходит на поверхность земли, эти источники питают реки, а речные воды стекают в океаны и моря.

Другой греческий философ, Аристотель (IV в. до н. э.), полагал, что источники питаются за счет сгущения до превращения в вод холодного воздуха в горах.

Марк Витрувий Поллий (I в. до н. э.) высказал предположение, что подземная вода образуется путем поглощения дождевых и снеговых вод. Это были первые зачатки гипотезы инфильтрационного происхождения подземных вод. Под инфильтрацией понимается процесс просачивания в недра земли атмосферных или поверхностных вод через поры и узкие трещины горных пород. Если же атмосферные осадки или поверхностные воды проникают в пласты горных пород через относительно крупные трещины и пустоты, такой вид питания подземных вод носит название инфлюации.

Были высказаны и другие предположения о происхождении подземных вод, но все они не подтверждались наблюдениями.

Наибольшее внимание привлекла инфильтрационная гипотеза так как она точнее отражала природные условия: атмосферные осадки, фильтрующиеся с поверхности в пласты горных пород, служат основным источником питания пресных подземных вод. В дальнейшем эта гипотеза получила широкое подтверждение на практике.

Великий русский ученый М. В. Ломоносов (XVIII в.) писал об образовании подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков: «...чтож оная вода верховая от дождей, то изведали сами рудокопы, кои уверяют, что в сухие и бездождевые годы минеральные воды в рудниках не так одолевают, как в дождливые» [17].

Таким образом, Ломоносов по существу высказал мысль о питании подземных вод за счет поглощения (инфильтрации) атмос-

ферных осадков и увязал это явление с геологическими процессами, протекающими в «слоях земных». Он утверждал, что атмосферная вода, «...глубоко в землю проникая, выводит с ключевой водою глубоко потаенные минералы».

В 1877 г. немецкий гидролог О. Фольгер выступил с конденсационной теорией происхождения подземных вод. Он утверждал, что в холодных пористых породах верхних слоев земли происходит конденсация (сгущение) водяных паров воздуха, которая в итоге приводит к накоплению подземных вод.

По теории Фольгера, процесс конденсации протекает следующим образом. Атмосферный воздух, содержащий водяные пары, проникает в поры почвы и нижележащих слоев горных пород и, соприкасаясь там с более холодной поверхностью частиц, отдает им часть своей влаги. Таким образом, на частицах пород происходит конденсация водяных паров воздуха, подобная росе, осаждающейся по утрам на охлажденной поверхности земли.

Гипотеза Фольгера имела много слабых сторон. В частности, при конденсации, как известно, выделяется тепло, которое уже через сравнительно короткое время должно повысить температуру пород зоны аэрации настолько, что дальнейшая конденсация станет невозможной. Для того чтобы образовался столб воды высотой всего 2 мм, необходимо, чтобы каждые полусутки (12 ч) через 1 м² поверхности земли проходило 1000 м³ воздуха, а в течение других полусуток возвращался в атмосферу. Следовательно, линейная скорость движения воздуха должна быть 83,3 м/ч. Такого активного воздухообмена между атмосферой и зоной аэрации нигде никто не наблюдал. Были и другие серьезные возражения против гипотезы Фольгера, которая имела умозрительный характер и не была подтверждена опытами.

Только русский ученый А. Ф. Лебедев в результате широко поставленных экспериментальных работ и наблюдений на опытном поле (1907—1919 гг.) доказал возможность конденсации водяных паров воздуха в порах горных пород [16]. Принципиальным отличием доказательства Лебедева от гипотезы Фольгера является правильный анализ причин, вызывающих конденсацию влаги. А. Ф. Лебедев объясняет этот процесс разностью упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха или водяных паров, находящихся в различных слоях зоны аэрации; разностью, вызывающей перемещение водяного пара из пространства с большей упругостью в пространство с меньшей упругостью. А. Ф. Лебедев утверждал, что почвенный воздух, за исключением весьма небольшого верхнего слоя, насыщен водяными парами, поскольку влажность почвы и нижележащих пород зоны аэрации выше их максимальной гигроскопичности.

Упругость водяных паров, насыщающих воздух, как известно, увеличивается с повышением температуры. В зимнее время верхние слои почвы имеют более низкую температуру, чем нижние, поэтому водяные пары зимой поднимаются снизу вверх, увеличивая

влажность почвенного слоя. А. Ф. Лебедев подсчитал, что за холодный период года почва получает дополнительное питание за счет передвижения водяных паров снизу в виде слоя воды высотой до 66—80 мм. В теплый летний период передвижение водяных паров происходит сверху вниз, поскольку летом почва получает большое количество солнечной энергии и с поверхности сильно прогревается. В Центральных Каракумах, например, в июле температура поверхности почвы в отдельные годы достигает 70° С.

К аналогичным выводам пришел Ф. П. Саваренский, проводивший опытные работы в Муганской степи [28].

Теория А. Ф. Лебедева, основанная на большом числе хорошо организованных и проведенных лабораторных и полевых исследований, внесла много нового в вопрос о процессах перемещения и накопления влаги в почвах и горных породах. Однако в выводах Лебедева все же остаются некоторые недосказанные положения.

В настоящее время в результате длительных исследований и многочисленных наблюдений можно считать установленным, что основным видом питания подземных вод является инфильтрация атмосферных осадков.

Даже в пустынях, как установлено исследованиями последних лет, через пески зоны аэрации происходит пополнение запасов подземных вод. Например, в районе нахождения крупной Ясханской линзы пресных вод (сухой остаток воды до 1 г/л), где среднегодовое количество атмосферных осадков составляет 126,4 мм при весьма высокой испаряемости (летом до 350—450 мм в месяц) на участках развития барханных песков мощностью более 3 м величина инфильтрационного питания определена в 6,8 мм в год (здесь также не исключено пополнение запасов подземных вод за счет конденсации) [43].

О величине инфильтрации атмосферных осадков для территории европейской части СССР можно получить представление из следующих данных:

<i>Наименование породы</i>	<i>Проценты от годовых осадков</i>
Лёссовидные породы	15—20
Лёсс	20—25
Глины и суглинки	10—12
Песчаные породы	22—28
Гравелистые породы	30—38
Трещиноватые »	35—40
Закарстованные»	50—60

В Голландии инфильтрация осадков в дюнных песках, лишенных растительности, достигала 412—708 мм в год (62—83% от осадков), а на площади песков, покрытых растительностью, снижалась до 48—52% [3].

В районах с малым количеством атмосферных осадков существенное значение на питание подземных вод может оказывать конденсация.

О величине конденсационного питания подземных вод имеются ценные сведения, помещенные в работе В. Н. Чубарова. Так, для некоторых районов Каракум для котловин заросших песков расчетом установлена величина конденсации, равная 17,8 мм в год.

На участке гидрогеологической станции «Феофания», организованной в лесостепной зоне Украинской ССР, К. Д. Ткаченко при тщательном изучении процесса конденсации влаги удалось определить раздельно конденсацию, происходящую как за счет паров воды,

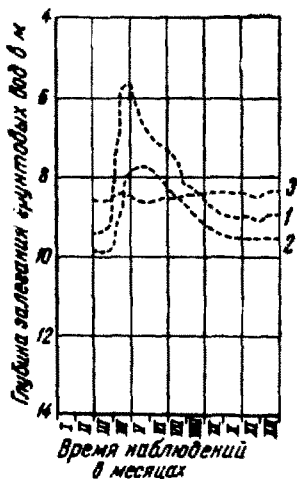


Рис. 39. График колебаний уровня подземных вод в степи и на участках лесных полос в течение года (по Г. Ф. Басову):

1, 2 — колебания уровня на участках лесных полос; 3 — колебания уровня в степи

проникающих из атмосферного воздуха, так и конденсацию формирующегося за счет паров почвенного воздуха. Многочисленными исследованиями в климатических условиях названной станции установлено, что за период с мая по октябрь конденсация составила 13,56 мм. Эта конденсация происходит только в верхнем слое почвы мощностью 10 см, и она не оказывает существенного значения на увлажнение почвы.

Многолетние наблюдения за колебаниями уровня грунтовых вод в скважинах и шурфах на площади Каменно-Степной опытной станции убедительно доказывают, что атмосферные осадки ежегодно достигают уровня грунтовых вод. Наиболее ясно выражен подъем уровня грунтовых вод за счет инфильтрации влаги с поверхности земли в период весеннего таяния снега и весенних дождей, а также в период осенних длительных дождей. В зимнее время отмечается повышение уровня подземных вод при оттепелях.

На площади лесных полос, где за зиму скапливается относительно мощный слой снега, подъем уровня грунтовых вод весной в среднем составляет 2—3 м. В степи же, откуда снег сдувается ветром в ближайшие овраги и к лесным полосам, уровень грунтовых вод весной повышается незначительно (рис. 39).

В некоторых районах процессы инфильтрации и конденсации могут протекать одновременно, т. е. накладываться один на другой.

Инфильтрация воды в почву и горные породы происходит периодически. В перерывах между периодами выпадения атмосферных осадков влажность почвы и горных пород подвержена значительным изменениям (особенно верхних слоев). Таким образом, каждый раз инфильтрация осадков будет происходить при условиях, изменяющихся в процессе самой инфильтрации.

А. А. Алексеев указывает, что в районах засушливого климата (северные районы Туркмении) пресная вода формируется не за

счет конденсации атмосферной влаги, а за счет испарения с поверхности соленой грунтовой воды. Конденсация происходит в зимний период, когда создается наибольший градиент упругости водяных паров в горизонте, расположенном выше относительно теплых грунтовых вод по сравнению с зоной у нижней границы зимнего промерзания. В случае неглубокого залегания уровня грунтовых вод от поверхности (несколько метров) конденсирующаяся влага

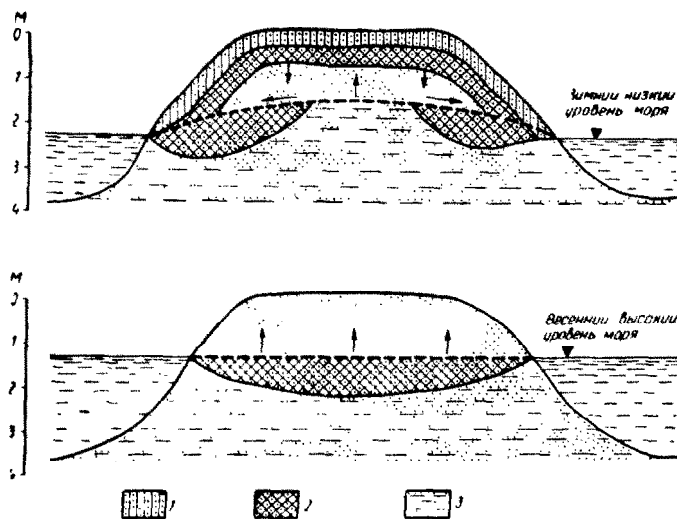


Рис. 40. Образование пресных грунтовых вод на песчаных островах у восточного побережья Каспийского моря (по А. А. Алексиному):

1 — слой сезонного промерзания; 2 — пресная гравитационная вода в приповерхностной зоне конденсационного накопления и в плавающих линзах; 3 — соленая вода. Стрелками показано движение гравитационной и паробразной воды

накапливается в количестве, достаточном, чтобы переувлажнить небольшой по мощности песчаный слой и постепенно превратиться в гравитационную воду. Эта гравитационная вода под действием силы тяжести медленно фильтрует вниз до уровня грунтовых вод (рис. 40).

По мнению А. А. Алексина, большое значение для формирования линз пресной воды на песчаных косах морских побережий имеют колебания горизонта воды в море. Эти колебания, обусловленные влиянием ветровых сгонно-нагонных волн, вызывают горизонтальные перемещения воды в прибрежных песчаных отложениях. Без колебаний горизонта моря и вызванных этим горизонтальных движений воды пресная грунтовая вода не может накапливаться в сколько-нибудь значительных количествах. С другой стороны,

на площадях формирования линз пресных грунтовых вод, несмотря на внутругрунтовое испарение влаги с поверхности соленых вод, не отмечается увеличения минерализации благодаря существованию указанных горизонтальных движений воды в отдельные сезоны года.

Некоторую роль в перемещении воды вниз может играть так называемый капиллярный сброс в зоне аэрации при накоплении влаги, когда верхняя подвешенная капиллярная кайма соединяется с нижней капиллярной каймой, связанной с уровнем грунтовых вод: при таком слиянии, превышающем высоту капиллярного поднятия для данного гранулометрического состава пород, избыток влаги идет на пополнение запасов грунтовых вод.

При гидрогеологических исследованиях необходимо стремиться установить, какой вид питания подземных вод имеет место (или преобладает) в том или ином районе.

В глубоких слоях земной коры подземные воды часто имеют высокую температуру и содержат в растворенном состоянии редкие минеральные соединения и газы. О происхождении подземных вод глубоких слоев впервые была высказана в 1902 г. гипотеза австрийским геологом Э. Зюссом. Согласно его последним взглядам, глубокие подземные воды образуются в результате выделения из магмы кислорода и водорода; при соединении этих химических элементов возникает водяной пар. При остывании горных пород происходит конденсация пара, приводящая к образованию некоторого количества подземной воды. Глубинные подземные воды, образующиеся указанным путем, получили название ювенильных, т. е. юных, а поверхностные, принимающие участие в общем круговороте воды на поверхности земли, — в а д о з н ы х, т. е. неглубоких вод атмосферного происхождения.

Детальное изучение минеральных и термальных (высокотемпературных) источников, проведенное А. П. Герасимовым, Н. Н. Славяновым, Г. Н. Каменским, А. М. Овчинниковым и другими исследователями, не подтверждает, однако, ювенильного происхождения глубоких подземных вод. Напротив, многие данные указывают на то, что глубокие термальные воды имеют связь с водами верхней зоны земной коры, а через них и с атмосферой. Следовательно, глубокие подземные воды должны иметь тот же источник питания, что и воды верхних горизонтов земной коры, т. е. в основном они должны формироваться за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Полностью исключить возможность формирования в недрах земли ювенильных вод, по всей вероятности, нет оснований. Вот почему некоторые исследователи (например, А. П. Герасимов) считают, что при определенных природных условиях минеральные воды могут иметь смешанное питание — атмосферное и ювенильное; с большей вероятностью к ювенильным можно отнести содержащиеся в таких водах редкие минеральные вещества и газы, которые не встречаются в верхних пластах горных пород в данном районе.

Ф. П. Саваренский указывает на другие возможные источники образования подземных вод. Известно, что довольно многие минералы и горные породы содержат в своем составе химически связанную гидратную кристаллизационную воду. Некоторые минералы, в состав которых входит вода, указаны на стр. 78.

Горные породы и минералы, содержащие химически связанную воду, при изменении физико-химических условий равновесия могут выделить часть воды. Так, горные породы и минералы выделяют воду при тектоническом погружении. При обратном процессе, т. е. при поднятии горных пород в верхние зоны земной коры или, например, при вынесении минеральных соединений на поверхность подземными водами, могут образовываться другие минералы, содержащие химически связанную воду. Следовательно, в недрах земли подземная вода может переходить в связанную воду, которая при соответствующих условиях вновь станет капельно-жидкой.

Работами Н. К. Игнатовича, А. Н. Бунеева, Г. Н. Каменского и другими установлено, что в природных условиях широко распространены воды морского генезиса, образовавшиеся одновременно с осадконакоплением или проникшие в ранее сформировавшиеся осадки сверху, либо со стороны. С течением времени эти воды претерпели большие изменения, обусловленные сложными процессами, протекающими в недрах земли. Впервые предположение о наличии в пластах горных пород таких «ископаемых» или «погребенных» (седиментационных) подземных вод было высказано в 1908 г. Н. Н. Андрусовым.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Существует довольно много классификаций подземных вод. Это объясняется сложностью и большим разнообразием природных условий нахождения подземных вод, а также различными требованиями, предъявляемыми при эксплуатации тех или иных типов вод. Подземные воды классифицируются по их происхождению, условиям залегания, гидродинамическим показателям, температуре, качественному составу, литологическим особенностям вмещающих пород, геологическому возрасту водоносных пластов и другим признакам.

В табл. 10 приведена классификация подземных вод, предложенная в 1939 г. Ф. П. Саваренским. Эта сравнительно сложная классификация представляет интерес и в наше время. Ф. П. Саваренским выделено пять типов подземных вод и дана для них краткая характеристика по условиям распространения, напору, характеру движения, происхождению, геологическому строению, климатической зональности, температуре, геохимическим зонам и химическому составу.

По происхождению, как видно из предыдущего, подземные воды подразделяются на инфильтрационные, инфлюационные, конденсационные, ювенильные (?), морские (погребенные) и смешанные.

Классификация подземных вод (по Ф. П. Саваренскому)

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

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

Основные типы подземных вод	Характер напора	Главные виды подземных вод	Соотношение областей питания и распространения	Особенности режима	Происхождение	Использование в народном хозяйстве
Воды зоны аэрации	Ненапорные	Болотные, почвенные, верховодка Воды солончаков и солонцов Воды деятельного слоя в районах многолетней мерзлоты	Области питания и распространения совпадают	Воды обычно временного характера	В основном инфильтрационное, местами возможно конденсационное	Наибольшее значение имеют для сельского хозяйства, но иногда применяются и для сезонного водоснабжения мелких предприятий
Грунтовые воды	Чаще ненапорные	Воды современных и древнеаллювиальных отложений речных доли Воды ледниковых отложений		Уровень воды колеблется в зависимости от инфильтрации влаги с поверхности, от подземного испарения и местами от передачи напора		Используются для водоснабжения, реже для орошения

Основные типы подземных вод	Характер напора	Главные пути подземных вод	Сопоставление областей питания и распространения	Особенности режима	Происхождение	Использование в народном хозяйстве
		<p>Воды степей, пустынь и полупустынь</p> <p>Воды делювиальных, пролювиальных и других покровных отложений</p> <p>Воды горных областей</p> <p>Воды песчаных морских побережий</p>				
Артезианские	Напорные	Межпластовые напорные (в том числе нефтяные, подмерзлотные, минеральные, промышленные, термальные)	Области питания и распространения не совпадают	Уровень воды колеблется в результате передачи напора	Инфильтрационное и морское	Пресные воды используются для водоснабжения, сильно минерализованные — для добычи соли и некоторых элементов, минеральные — для лечебных целей

Кроме перечисленных видов, могут быть выделены воды дегидрационные, возникающие в результате обезвоживания некоторых содержащих воду минералов и минеральных соединений при погружении их в глубокие зоны с высокими температурой и давлением.

Классификация подземных вод, построенная по условиям залегания, характеру напора, особенностям режима, происхождению и использованию вод в народном хозяйстве, разработанная А. М. Овчинниковым и П. П. Климентовым, приводится в табл. 11. В этой классификации выделяются три основных типа подземных вод: воды зоны аэрации, грунтовые воды и артезианские. Воды зоны аэрации обычно временные, образующиеся в периоды наилучшего питания (большей частью весной) и залегающие вблизи дневной поверхности (верховодка), для которых водоупорным ложем служат линзообразные пласты слабо проводящих воду пород (суглинки, супеси и т. п.) или отдельные линзы водонепроницаемых пород (например, глины). Грунтовые воды — воды, залегающие на сравнительно небольшой глубине от поверхности, на первом водоупорном слое, обычно безнапорные. Артезианские воды — напорные воды, распространенные на значительной площади между водопроницаемыми породами кровли и подошвы. (Подробнее эти типы подземных вод рассмотрены в гл. VIII и IX.) Если воды залегают в водоносных пластах, подстилаемых и перекрываваемых водопроницаемыми породами, но не насыщают водоносные пласты полностью, эти воды иногда называют межпластовыми безнапорными.

В других классификациях подземные воды также подразделяются по характеру водосодержащих пород и условиям залегания, температуре, химическому составу и степени минерализации, геолого-стратиграфической приуроченности водоносных горизонтов и т. п.

По условиям залегания различают: 1) воды в поверхностных поровых отложениях; 2) воды пластовые, движущиеся в пластах осадочных пород¹; 3) воды тектонических трещин и трещин выветривания (трещинного типа); 4) воды карстового типа, движущиеся по трещинам и пустотам закарстованных пород.

По температуре подземные воды разделяются на: 1) весьма холодные с температурой ниже 4°С; 2) холодные с температурой 4—20°С; 3) теплые с температурой 20—37°С; 4) горячие с температурой 37—42°С; 5) очень горячие с температурой 42—100°С и 6) исключительно горячие (термы) с температурой выше 100°С.

Иногда некоторым водоносным горизонтам присваивают геолого-стратиграфические названия. Так, например, водоносные горизонты известняков среднего карбона в Московском бассейне называют московским водоносным горизонтом, водоносный горизонт

¹ Пластовые подземные воды могут двигаться как по порам, так и по трещинам горных пород.

в песках сеноманского яруса верхнего мела — сеноманским водоносным горизонтом и т. д.

Из изложенного в этой главе вытекает, что основные особенности подземных вод — условия питания, гидравлические свойства, характер движения, температура, газовый и химический состав — обусловлены нахождением вод в соответствующих географических и вертикальных зонах, другими словами, закономерности их существования зависят от характера рельефа, климатических особенностей, геологического строения, тектоники, литологических и геоморфологических условий [37].

ВЕРХОВОДКА И ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

ВОДА В ПОЧВЕННОМ СЛОЕ

Вода, находящаяся в почве, имеет настолько важное значение для жизни растений, что без этой воды их произрастание было бы невозможно. Эта вода содержит большое количество органических веществ и микроорганизмов; воды почвенного слоя детально изучаются почвоведом и агрономами. За вегетационный период растения получают из почвы огромное количество воды, и при ее недостатке резко снижается урожайность. Но избыток влаги также вреден для растений. Наилучшие условия для произрастания растений создаются тогда, когда их корни получают одновременно достаточное количество воды и воздуха. Такие условия наблюдаются в почвах с мелкокомковатой структурой.

Как уже отмечалось, выпадающие на поверхность земли атмосферные осадки расходятся на поверхностный сток, испарение и инфильтрацию. Часть инфильтрующихся осадков задерживается в почве и идет на питание растений, а часть проникает глубже и достигает уровня подземных вод. Величина инфильтрации осадков обуславливается водопроницаемостью почвы и нижележащих слоев горных пород. Чем ниже водопроницаемость почвы, тем меньше воды она поглощает в единицу времени и тем большее количество осадков, следовательно, расходуется на поверхностный сток и испарение.

Водопроницаемость почвы и подпочвенных слоев зависит от их состава и структуры. Наибольшее количество осадков поглощают песчаные почвы, и сток с поверхности песчаных массивов минимальный. Глинистые почвы слабо проницаемы для воды. При одинаковом гранулометрическом составе почвы комковатой структуры воспринимают атмосферную влагу быстрее, чем бесструктурные.

Количество воды в подпочвенном слое может также увеличиваться за счет конденсации паров воды из воздуха и привлечения капиллярной воды, связанной с уровнем грунтовых вод. Последний вид питания имеет место при неглубоком залегании зеркала грунтовых вод от поверхности (в суглинистых породах до 3—4 м).

Почвенные слои наряду с гигроскопической и пленочной водой содержат капиллярную воду, заполняющую капиллярные пустоты. Эта вода, ограниченная сверху и снизу капиллярными менисками, находится как бы в подвешенном состоянии, передвигается она только под влиянием силы капиллярного натяжения в направлениях от более крупных капилляров к более тонким и от более влажных участков к менее влажным.

В районах с глубоким залеганием уровня грунтовых вод подвешенная капиллярная вода служит основным источником влаги для растений. По-видимому, этим объясняется то, что почвенные воды не обладают способностью к горизонтальному и вертикальному перемещению в сколько-нибудь значительных количествах. Основная масса почвенных вод расходуется на испарение и транспирацию. Необходимо при этом подчеркнуть, что, конечно, через некапиллярные промежутки и трещины в почвенном слое и подстилающих породах проникают с поверхности вглубь атмосферные и другие воды, причем это проникновение происходит по путям наименьшего сопротивления.

Растения потребляют в основном почвенную капиллярную влагу, заключенную в капиллярных порах среднего размера (капиллярная вода, содержащаяся в очень мелких порах, труднодоступна для корневой системы растений).

Почвенные воды наиболее широко изучаются в почвоведении. Однако на некоторых участках (заболочивание и засоление почв) в связи со строительством инженерных сооружений и др. приходится изучать почвенные воды и гидрогеологам совместно с почведами, мелиораторами и другими специалистами¹.

ВЕРХОВОДКА

Верховодкой называются подземные воды, залегающие в породах зоны аэрации на незначительной глубине от поверхности земли и имеющие ограниченное распространение. Верховодка обычно насыщает различные пористые четвертичные породы — пески, покровные суглинки, лёссы и др. Следует добавить, что верховодка встречается также и в верхней части коры выветривания скальных пород. Кроме того, верховодка распространена в районах многолетней мерзлоты, где она в зимнее время полностью перемерзает. Мощность пород, насыщенных верховодкой, обычно невелика (в среднем 0,4—1,0 м), редко она достигает 2—5 м. Водупором для верховодки служат нередко линзы морены и выклинивающиеся водонепроницаемые или слабо проницаемые пласты, на неровной поверхности которой она получает наибольшее развитие (рис. 41).

В однородных легкопроницаемых и невлагоемких породах (крупнозернистых песках, трещиноватых породах) условия для формирования верховодки неблагоприятны. В глинах также верховодка обычно не образуется. Обусловлено это тем, что вследствие набухания коллоидов верхний слой глин небольшой толщины сравнительно скоро насыщается водой и становится непроницаемым для дальнейшей инфильтрации воды с поверхности.

¹ Подробнее эти вопросы рассматриваются в курсе «Методика гидрогеологических исследований».

Заметное влияние на формирование верховодки оказывает характер рельефа. Так, на склонах, особенно на крутых, где благоприятны условия для поверхностного стока и неудовлетворительны для инфильтрации, верховодка не формируется или образуется маломощный слой верховодки на короткое время. Наилучшие условия для верховодки создаются на плоских водоразделах и степных пространствах с местными понижениями (западинами), куда стекают дождевые воды и где задерживаются талые снеговые воды. Иногда воды верховодки обнаруживаются на речных террасах. Так, на второй террасе в тонкозернистом илестом песке в бассейне одной реки

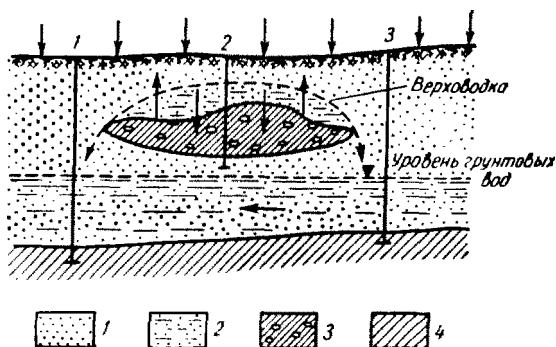


Рис. 41. Линза морены с верховодкой:
1 — песок; 2 — песок водоносный; 3 — суглинок с валунами; 4 — глина

наблюдалось сезонное скопление подземных вод, которые в мелких колодцах в засушливое время года иссыкали.

На территориях больших городов и крупных промышленных площадках образованию верховодки способствуют также многочисленные понижения, ямы, старые котлованы, оставшиеся от прежних строительных работ и засыпанные отвалами строительного грунта. Иногда на территориях городов верховодка наблюдается в так называемых «культурных» слоях, подстилаемых влажными песками.

Режим верховодки всецело зависит от количества атмосферных осадков, а на территориях городов и промышленных площадках — и от так называемых «хозяйственных вод». С речными водами верховодка, как правило, не имеет гидравлической связи. Но вследствие невыдержанного (прерывистого) залегания моренных суглинков и наличия «окон» среди моренного поля верховодка местами может иметь временную гидравлическую связь с грунтовыми водами.

Продолжительность существования верховодки зависит от размеров и мощности подстилающих полупроницаемых, влагоемких пород и условий питания. При небольших размерах и малой мощности относительного водоупора верховодка существует сравнительно недолго. За этот короткий срок воды верховодки фильтру-

ют через полупроницаемые породы линзы и стекают за ее пределы в краевых частях. С увеличением размеров и мощности линзы сроки существования верховодки возрастают. При неглубоком залегании верховодки от поверхности земли значительная часть ее вод может быть израсходована на испарение (см. рис. 41).

Ввиду незначительной мощности водонасыщенных слоев и зависимости от местных условий питания верховодка, как правило, образует лишь временное скопление воды, которое исчезает в засушливое время года или с устранением искусственного источника питания. Поэтому вода верховодки используется лишь для водоснабжения отдельных хозяйств в сельской местности и иногда для сезонного водоснабжения мелких предприятий. Колодцы, вскрывшие верховодку, обнаруживают наибольшую водообильность весной, после снеготаяния, или в осеннее время, в период обильного выпадения осадков.

Качество вод верховодки различно. В районах избыточного увлажнения эти воды слабо минерализованы (гидрокарбонатно-кальциевые), в районах засушливых (чаще в южных) — сильно минерализованы и относятся к хлоридно-натриевому типу. На территориях городов и населенных пунктов воды верховодки вследствие неглубокого залегания от поверхности подвержены сильному загрязнению.

При строительных работах наличие верховодки является неблагоприятным фактором. В последние годы на территориях некоторых городов и промышленных площадках для устранения вредного влияния верховодки применяется дренаж, который устраивается не только вокруг отдельных зданий, но и на значительных территориях, примыкающих к промышленным площадкам.

ГРУНТОВЫЕ ВОДЫ

Еще в 1900 г. С. Н. Никитин в своей работе «Грунтовые и артезианские воды Русской равнины» дал вполне четкое определение грунтовых вод. Согласно этому определению, к грунтовым водам следует относить 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, за удовлетворением наименьшей влагоемкости водоносной породы».

Таким образом, к грунтовым водам относятся воды первого от поверхности водоносного горизонта, залегающие на выдержанном водонепроницаемом пласте. Сверху грунтовые воды обычно не перекрываются водонепроницаемыми породами, а водопроницаемый пласт они заполняют не на полную мощность, поэтому поверхность грунтовых вод является свободной, ненапорной. При вскрытии грунтовых вод буровой скважиной или колодцем их уровень устанавливается на той глубине, где они были встречены.

На отдельных участках, где имеется все же местное водоупорное перекрытие, грунтовые воды приобретают местный напор, величина которого определяется уровнем грунтовых вод на ближайших участках, не имеющих водоупорного перекрытия.

Области питания и распространения грунтовых вод обычно совпадают.

Постоянно существующие грунтовые воды имеют широкое, почти повсеместное распространение в природе, распространены пре-

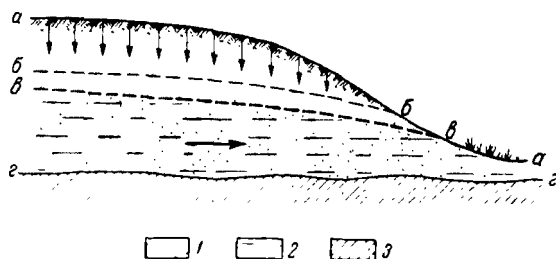


Рис. 42. Зоны распределения воды в толще пород: *аа* — поверхность земли, *бб* — поверхность капиллярной зоны, *вв* — поверхность грунтовых вод, *гг* — поверхность водоупорного слоя, *аб* — зона аэрации, *бв* — зона капиллярного поднятия, *вг* — зона насыщения; 1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина

имущественно в отложениях четвертичного возраста и существуют в том или ином районе длительное время. Условия залегания грунтовых вод разнообразны и определяются физико-географическими, геологическими, геоморфологическими и многими другими местными факторами.

Грунтовые воды чувствительны ко всем изменениям, происходящим в атмосфере. В зависимости от выпадения атмосферных осадков уровень грунтовых вод испытывает значительные колебания: в сухое время и засушливые годы понижается, в дождливое время и влажные годы повышается. Уровень грунтовых вод зависит также от атмосферного давления. С течением времени изменяются качественный состав и температура грунтовых вод.

Грунтовые воды легкодоступны для использования. Наиболее широко распространена эксплуатация их неглубокими копаными колодцами в сельских местностях. Но, залегая на незначительной глубине, грунтовые воды подвержены загрязнению.

Поверхность грунтовых вод носит название зеркала, или скатерти, грунтовых вод. Пласт породы, заключающий грунтовые воды, называется водоносным пластом, или водоносным горизонтом. Водонепроницаемую породу, подстилающую водоносный пласт, принято называть водоупором, или водоупорным ложем. Мощность водоносного горизонта (*H*) определяется расстоянием по вертикали от уровня грунтовых вод до кровли подстилающего водоупорного пласта.

На рис. 42 показан вертикальный разрез водоносного пласта от поверхности земли до водоупорного ложа. Как видно из рисунка, непосредственно над уровнем грунтовых вод *вв* располагается зона капиллярного поднятия *бв*, выше которой находится зона аэрации *аб*. Через зону аэрации фильтруют атмосферные осадки и поверхностные воды, пополняющие запасы грунтовых вод; на отдельных участках зоны аэрации могут возникать временные скопления гравитационных вод (верховодка). О других видах воды в зоне аэра-

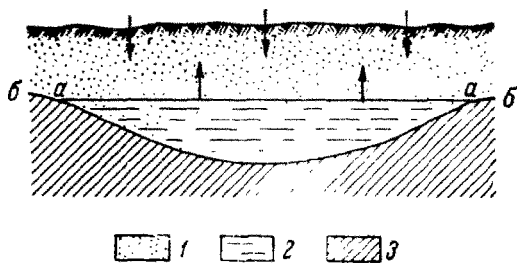


Рис. 43. Схема бассейна грунтовых вод:
аа — поверхность грунтовых вод, *бб* — поверхность водоупорного ложа;
 1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина

ции см. «Водные свойства горных пород», гл. V. Ниже зоны капиллярного поднятия расположена зона насыщения *вг*.

Мощности зон аэрации и насыщения непостоянны и зависят прежде всего от геологического строения, климатических условий и рельефа местности. На территории СССР имеются районы, где зона аэрации отсутствует. В таких районах зона капиллярного поднятия или зона насыщения достигают поверхности земли. В других районах, при соответствующих климатических условиях и геологическом строении, мощность зоны аэрации может достигать нескольких десятков метров. Мощность водоносных пород (зоны насыщения), так же как и мощность зоны аэрации, колеблется от нескольких дециметров до десятков метров.

Грунтовые воды обычно имеют слабоволнистую поверхность, часто с уклоном в сторону ближайшего понижения (оврага, балки, речной долины и т. д.). Только в равнинных областях, при весьма малых уклонах уровня, поверхность грунтовых вод можно приближенно принимать за плоскость. В зависимости от уклона поверхности и водопроницаемости пластов грунтовые воды движутся в сторону ближайшего понижения с той или иной скоростью, образуя грунтовой поток (см. рис. 42).

Участки с горизонтальной поверхностью грунтовых вод носят название бассейнов грунтовых вод. Они нередко образуются на площадях пониженного залегания водоупорного ложа (рис. 43), борта которых находятся приблизительно на одних и

тех же высотных отметках. Следует при этом сказать, что бассейны грунтовых вод, по-видимому, могут существовать только в тех районах, где инфильтрующиеся с поверхности осадки или реже конденсационные воды не в состоянии переполнить этот бассейн.

Иногда в природе отмечается гидравлически связанный грунтовой поток с грунтовым бассейном (рис. 44).

Бассейном грунтовых вод нередко называют грунтовые воды, заполняющие определенные геологические структуры, например, древний ледниковый размыв, сложенный флювиогляциальными отложениями или аллювиальными отложениями какой-либо долины реки.

Грунтовая вода, подчиняясь силе тяжести, перемещается от повышенных участков (начиная от водоразделов грунтовых вод) к пониженным, причем она движется по линиям наименьшего сопротивления. Нередко, прежде чем появиться на поверхности, вода проходит в пористых или трещиноватых породах сложный и извилистый путь. Иногда по трещинам и пустотам в породах подземная вода опускается на значительные глубины, а затем под влиянием гидростатического давления выходит на поверхность где-либо на пониженных участках местности.

В некоторых речных долинах, особенно в приустьевой части, движение подземных вод совпадает по направлению с течением поверхностных вод.

По данным Е. А. Замарина, при часто наблюдающихся уклонах поверхности грунтовых вод 0,001—0,007 примерная скорость движения подземных вод составляет в крупнозернистых песках 1,5—2,0, в мелкозернистых песках и супесях 0,5—1,0, в суглинках и лёссах 0,1—0,3 м/сут.

Уровень грунтовых вод в области питания всегда находится на более высоких абсолютных отметках по сравнению с областью дренирования. 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. 45).

При пересечении речной долиной, оврагом или другими отрицательными формами рельефа грунтовой поток будет разгружаться; на таких участках имеют место пластовые выходы воды, выходы

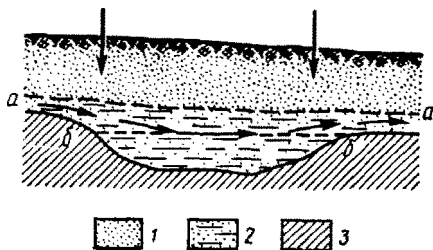


Рис. 44. Соотношение грунтового потока с грунтовым бассейном:
 aa — поверхность грунтовых вод, bb — граница грунтового потока с грунтовым бассейном;
 1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина

источников, мочажины. Как правило, грунтовые потоки дают нисходящего типа источники.

Грунтовой поток, плавно понижающийся к месту разгрузки, образует криволинейную поверхность, называемую депрессионной поверхностью (рис. 46).

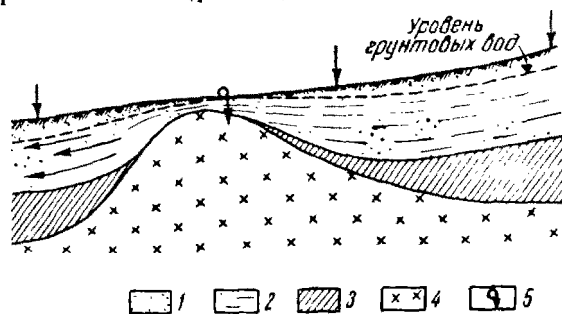


Рис. 45. Подпор грунтового потока:

1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 — кристаллические породы, 5 — источник

К особому типу подземных вод относят межпластовые ненапорные воды, которые сверху и снизу ограничены водонепроницаемыми пластами. Как видно из рис. 47, водопроницаемый слой эти воды насыщают не полностью. На отдельных ограниченных по

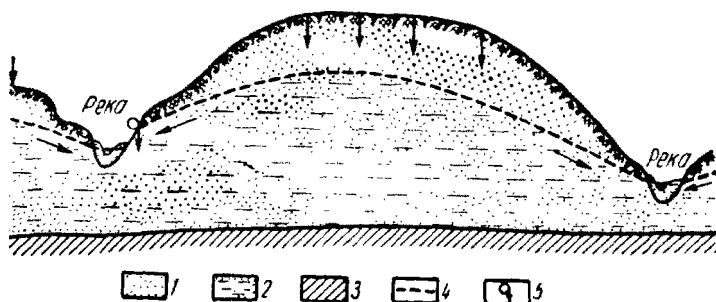


Рис. 46. Депрессионная кривая грунтовых вод на междуречье:

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

размерам участкам они могут полностью заполнять водой водопроницаемый пласт и даже иметь местный напор. Эти воды образуют как потоки, так и бассейны подземных вод и гидравлически связаны с грунтовыми водами (см. рис. 47).

Очевидно, что питание межпластовых вод возможно только на участках отсутствия верхнего водоупорного пласта. В годы усиленного питания межпластовые воды могут временно на отдельных участках становиться напорными, особенно в краевых частях гео-

логических структур, заключающих напорные воды (см. гл. IX). Кроме того, как указывает Ф. П. Саваренский, они иногда оказываются приуроченными к водоносным пластам значительной мощности, расположенным выше местного базиса эрозии.

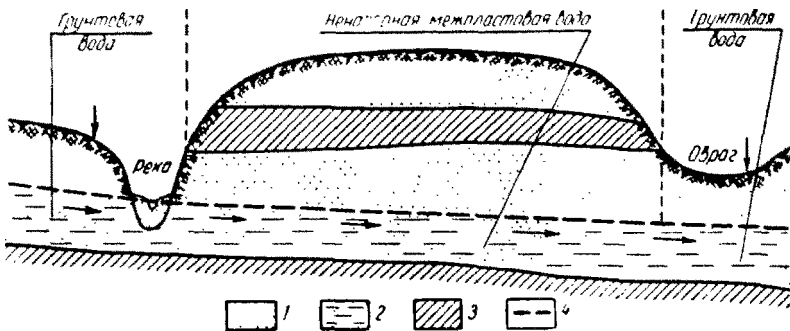


Рис. 47. Схема залегания потока межпластовых ненапорных вод:
1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 — уровень межпластовых вод

Межпластовые ненапорные воды обычно гидравлически связаны с грунтовыми (см. рис. 47) или с напорными водами.

На схематическом гидрогеологическом разрезе речной долины показано несколько водоносных горизонтов (рис. 48). В верхней части разреза в зоне аэрации на супесях распространена верховодка-

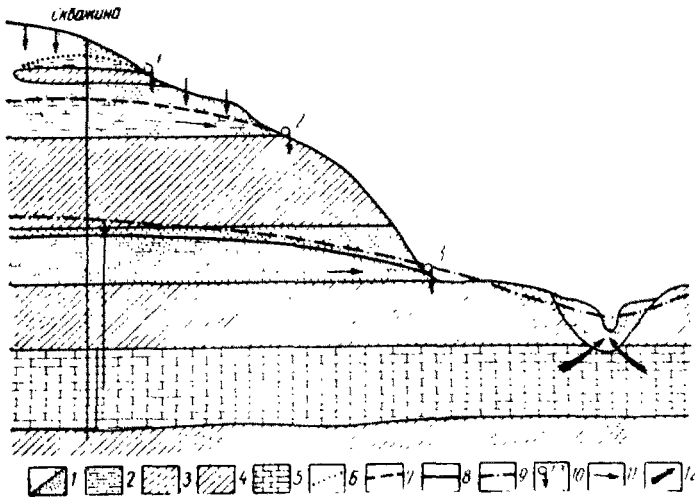


Рис. 48. Схематический гидрогеологический разрез части речной долины:

1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — супесь, 4 — глины, 5 — известняки трещиноватые, 6 — уровень верховодки, 7 — уровень грунтовых вод, 8 — уровень межпластовых ненапорных вод, 9 — уровень артезианских вод, 10 — источники, 11 — направления движения безнапорных подземных вод, 12 — разгрузка артезианских вод в речной аллювий

ка, ниже которой находится грунтовой поток. Под верхним пластом глины залегают межпластовые ненапорные воды. Напорные воды движутся по трещинам в известняках, а разгружаются в речной аллювий (см. гл. IX).

ПОВЕРХНОСТЬ ГРУНТОВЫХ ВОД

По данным одновременных замеров уровня грунтовых вод в скважинах (рис. 49), шурфах, колодцах и источниках можно составить карту поверхности (зеркала) грунтовых вод. Для этого все выработки и источники, в которых замерялись уровни воды, наносят на точную топографическую карту или план, а уровни пере-

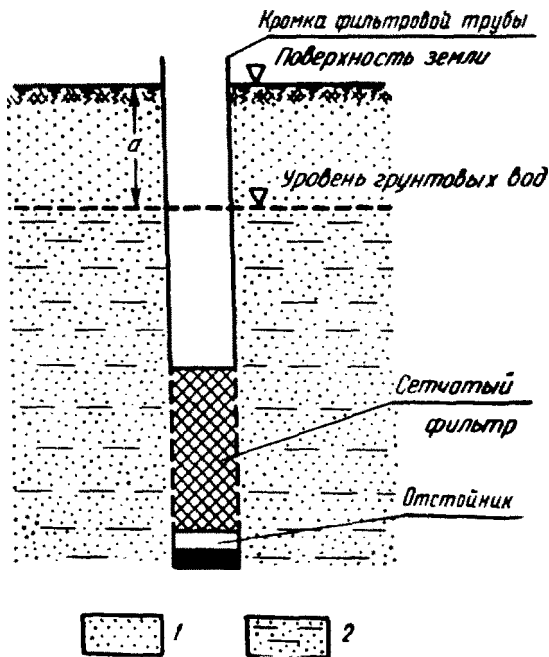


Рис. 49. Определение глубины залегания a уровня грунтовых вод в скважине:

1 — песок, 2 — песок водоносный

считывают на абсолютные или относительные отметки и по ним на карте проводят горизонтали поверхности грунтовых вод, которые принято называть гидроизогипсами. Как и горизонтали топографической карты, гидроизогипсы строят методом интерполяции или с помощью палеток, причем сечение их зависит от масштаба карты и от количества нанесенных на ней точек наблюдений (отметок уровня). На рис. 50 гидроизогипсы проведены через 2 м.

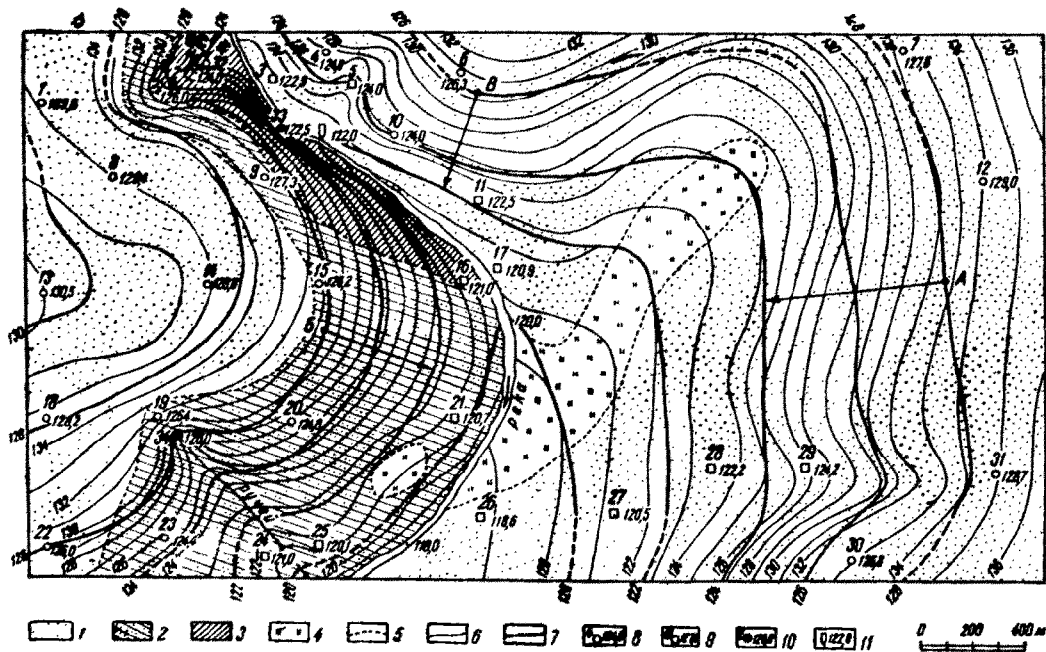


Рис. 50. Карта гидроизогипс:

1 — песок, 2 — супесь, 3 — суглинок, 4 — заболоченный участок, 5 — литологические границы, 6 — горизонтали поверхности, 7 — гидроизогипсы, 8 — буровая скважина, 9 — колодец или шурф, 10 — источник, 11 — водомерный пост; цифры у водопунктов означают сверху — номер, справа — абсолютную отметку уровня грунтовых вод; сечение гидроизогипс через 2 м

По карте грунтовых вод в гидроизогипсах можно определить следующие необходимые для практики данные:

- 1) направление и уклон грунтового потока;
- 2) глубину залегания грунтовых вод в любой точке или на любом участке;
- 3) мощность водоносного пласта;
- 4) характер залегания грунтовых вод и соотношение его с рельефом поверхности.

Направление грунтовых вод определяют путем опускания перпендикуляра от гидроизогипсы с большей отметкой (точки *A, B, B* на рис. 50) на гидроизогипсу с меньшей отметкой. Направление грунтового потока совпадает с этим перпендикуляром.

Для определения уклона грунтового потока по карте гидроизогипс для того или иного участка берут разность между отметками крайних гидроизогипс на этом участке и делят ее на расстояние между ними (по нормали).

Глубину залегания грунтовых вод в любой точке определяют по разности между отметкой горизонтали поверхности земли и отметкой гидроизогипсы в данной точке. Аналогично находят пределы глубин залегания грунтовых вод на том или ином участке.

Мощность водоносного пласта на карте гидроизогипс можно определить только в том случае, если на ней, кроме горизонталей поверхности и гидроизогипс, нанесены также горизонталю поверхности водоупорного ложа. Разность между отметкой гидроизогипсы и отметкой горизонтали водоупорного ложа и определяет мощность водоносного пласта.

Уровень грунтовых вод подвержен колебаниям, и карта гидроизогипс отражает действительное положение зеркала грунтовых вод только на тот момент (день, неделя), в который проводились замеры, послужившие основанием для построения данной карты.

Для целей проектирования и строительства нередко приходится составлять на одной и той же топографической основе карту гидроизогипс и глубин залегания поверхности грунтовых вод. Для выделения на такой карте участков с глубиной залегания воды, например, в интервалах 0—1, 1—2, 2—3 м и т. д. на карте проводят изобаты, т. е. линии, соединяющие точки с одинаковыми глубинами залегания поверхности грунтовых вод. Методика составления таких карт приводится в специальной литературе¹.

При детальньх гидрогеологических исследованиях, проводимых на территориях крупных городов, промышленных площадок и т. п., составляют несколько карт гидроизогипс и глубин, соответствующих, например, наиболее высоким и наиболее низким положениям зеркала грунтовых вод. Для этого необходимо иметь данные об изменениях уровня грунтовых вод за год. Такие данные получают как путем наблюдений за колебаниями уровня по специально для

¹ Гавич И. К., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. Изд-во «Высшая школа», 1964.

этой цели оставленным наблюдательным точкам (скважинам, шурфам), так и от ближайших стационарных гидрогеологических станций, ведущих круглогодичные наблюдения за режимом грунтовых вод.

Поверхность грунтовых вод, как показывают гидрогеологические съемки крупных площадей, большей частью неровная, волнистая. Нередко она повторяет в сглаженном виде рельеф земной поверхности (рис. 51), но на отдельных участках по разным местным

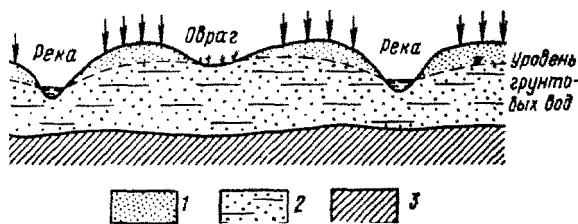


Рис. 51. Соотношение рельефа земной поверхности с уровнем грунтовых вод:

1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина

причинам (дренирование грунтового потока речной долиной, резкое увеличение мощности водоносного пласта и др.) такое соотношение поверхности земли и поверхности грунтовых вод может нарушаться.

Глубина залегания грунтовых вод часто зависит от рельефа местности. В речных долинах, балках, оврагах и других понижениях рельефа грунтовые воды находятся на сравнительно небольшой глубине, образуя в местах пересечения депрессивной поверхностью грунтовых вод поверхность рельефа, источники или пластовые выходы воды (см. рис. 46 и 48). По мере повышения рельефа глубина залегания грунтовых вод увеличивается: на водоразделах, холмах и других возвышенностях она может достигать нескольких десятков метров. Вместе с тем возрастают абсолютные отметки уровней грунтовых вод на повышенных участках по сравнению с понижениями. Поэтому движение грунтовых вод, за редкими исключениями, направлено от возвышений к понижениям.

УСЛОВИЯ ПИТАНИЯ 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 от водопроницаемости почвы и пород зоны аэрации.

Как уже говорилось в гл. III, наибольшее значение для питания грунтовых вод имеют неинтенсивные длительные обложные дожди, выпадающие при высокой относительной влажности возду-

ха (около 100%). Они дают максимальную инфильтрацию осадков, просачивающихся в пласты горных пород.

Осадки, выпадающие в зимнее время, могут служить источником питания грунтовых вод лишь весной, после оттаивания замороженных за зиму горных пород и перехода твердых осадков в капельно-жидкое состояние. 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 будет 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 успевает при быстром весеннем снеготаянии просочиться в почвенный слой, и то лишь на незначительную глубину. Более интенсивное питание подземных вод в степи в весеннее время происходит на пониженных участках, например в оврагах и так называемых «степных блюдцах» или лиманах (рис. 52), где скопляются 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. К сожалению, 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 дренажей (речных долин, балок, оврагов). Если инфильтрующаяся вода достигает бассейна грунтовых вод, она оказывает влияние на повышение их 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 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 участвовать 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 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 деби-

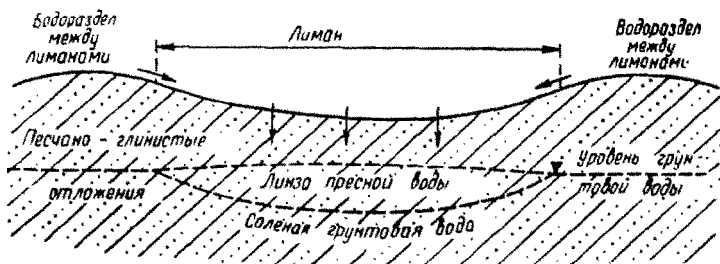


Рис. 52. Схема залегания линзы пресной воды («плавающей») на соленых водах в Прикаспийской низменности (по А. Н. Семухову)

ты 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, характеризующейся малым количеством атмосферных осадков и высоким испарением, наблюдаются 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 сколько-нибудь заметным источником питания грунтовых вод.

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

СВЯЗЬ ГРУНТОВЫХ ВОД С ВОДАМИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОСТОКОВ И ВОДЕМОВ

Грунтовые воды обычно имеют гидравлическую связь с водами открытых водостоков и водоемов (рек, озер, прудов и т. д.). Речные долины могут быть сложены аллювиальными или в некоторых районах флювиогляциальными отложениями, представленными песками и более грубым песчано-гравелистым материалом. В этих отложениях местами содержатся обильные грунтовые воды высокого качества.

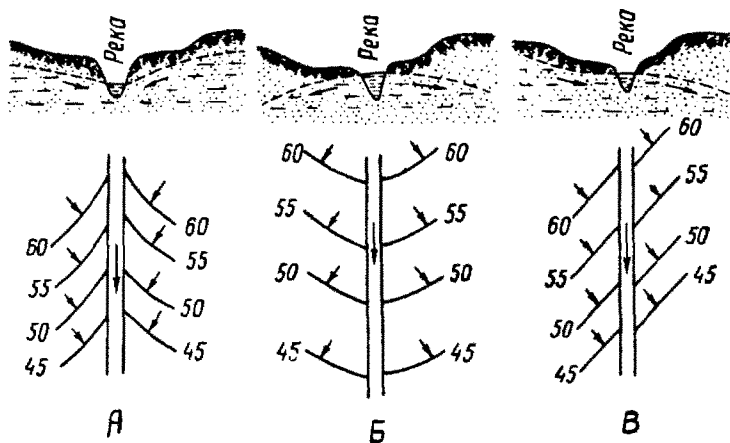


Рис. 53. Соотношение между поверхностными и грунтовыми водами. А — река дренирует грунтовые воды; Б — река питает грунтовые воды; В — река питает грунтовые воды на левом берегу и дренирует грунтовые воды правого берега

Связь между грунтовыми и речными водами может быть различной, что устанавливается по характеру гидроизогипс. 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 (рис. 53, А). В районах с засушливым климатом нередко уровень грунтовых вод понижается от реки в сторону речных берегов. Здесь, следовательно, речные воды расходуются на питание грунтовых вод (см. рис. 53, Б).

В СССР к первому типу (А) можно отнести такие реки, как Москва, Ока, Днепр и многие другие. Эти реки в меженное время питаются исключительно за счет грунтовых вод. К рекам второго типа (Б) относятся (в степной засушливой части) Амударья, Сырдарья, Кура, Аракс (рис. 54) и некоторые другие. Эти реки получают основное питание в горах за счет таяния снегов и ледников. Протекая по засушливым степям, они часть своей воды расходуют на питание грунтовых вод и испарение. В степной части на площа-

ди, прилегающей к рекам Амударье и Сырдарье, выпадает ничтожное количество осадков (120—150 мм в год) при величине испаряемости до 1500 мм в год. Наблюдения показывают, что по мере удаления от берегов названных рек степень минерализации и глубина залегания подземных вод увеличиваются.

Взаимосвязь грунтовых и речных вод может быть обусловлена также искусственными факторами. Характернейшим примером может служить бассейн р. Хуанхэ (КНР). По причине накопления из

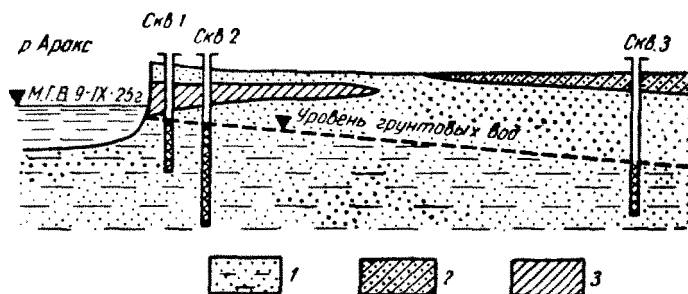


Рис. 54. Разрез части долины р. Аракс (по Ф. П. Саваренскому):

1 — песок, 2 — супесь, 3 — суглинок

года в год песчано-илистых отложений в речном русле дно реки поднимается все выше и выше. Нарастивалась и высота береговых дамб, которые китайский народ издавна соорудил по берегам Хуанхэ для защиты пахотных земель и населенных пунктов от наводнений. В настоящее время в нижнем течении (особенно в паводок) горизонт воды в реке находится на несколько метров выше уровня окружающей местности. По сути дела, воды Хуанхэ текут среди искусственных берегов на огромном протяжении — более 1800 км (от г. Чжэнчжоу до устья). В результате многовекового строительства водоудерживающих дамб Хуанхэ стала единственной в мире «надземной рекой». Вполне естественно, что при указанном положении русла воды Хуанхэ питают грунтовые воды.

Могут быть 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 берег в то же время может поглощать речные воды (см. рис. 53, В).

Вследствие гидравлической связи с поверхностными водами уровень грунтовых вод в прибрежной зоне (даже для рек средней полосы европейской части СССР) в течение года изменяется. Например, во время паводков и паводков, при высоком стоянии горизонта речных вод, происходит поднятие уровня грунтовых вод в прибрежной полосе и поверхность грунтовых вод имеет падение от реки (рис. 55). Кривая подпора обычно распространяется в сторону берегов речной долины на несколько сотен метров, реже — несколь-

ко километров. После спада горизонта высоких вод в реке происходит довольно резкое снижение уровня грунтовых вод в прибрежной полосе. В дальнейшем уровень грунтовых вод приобретает свое обычное положение, т. е. при влажном и умеренном климате с уклоном к руслу реки (см. рис. 55).

При крупном гидротехническом строительстве в результате значительного подпора речных вод в течение десятков лет в водохранилищах происходит резкое поднятие уровня грунтовых вод уже

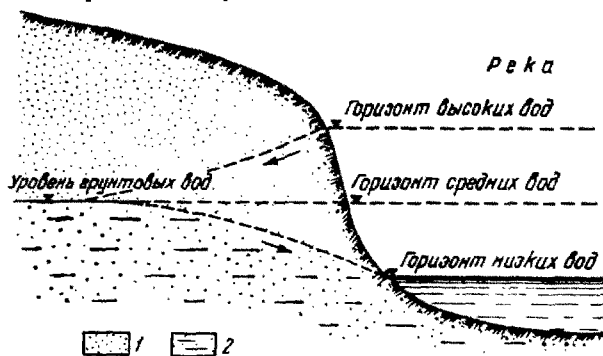


Рис. 55. Положение уровня грунтовых вод в прибрежной полосе при подъеме горизонта воды в реке:

1 — песок, 2 — песок водоносный

в пределах более широкой полосы. Новое положение депрессионной поверхности грунтовых вод в зоне подпора на больших реках устанавливается в течение нескольких месяцев, а иногда даже в течение 2—3 лет.

На отдельных участках уровень подземных вод при подпоре может находиться на очень небольшой глубине и местами даже вызывать заболачивание поверхности. Если это случается на территориях крупных населенных пунктов, городов или промышленных предприятий, приходится прибегать к искусственному понижению зеркала грунтовых вод [13].

Иногда грунтовые воды гидравлически связаны с болотными водами; с болотными водами могут быть связаны также воды верховодки.

Болота по своему местоположению и питанию делятся на верховые, низинные и переходные.

Верховые болота располагаются на междуречных плато (рис. 56, А). В северной полосе территории СССР верховые болота занимают обширные пространства, где широко распространены торфяники, представленные главным образом мхом-сфагнумом. В западных областях европейской части СССР болота этого типа приурочены к понижениям моренного ландшафта.

Верховые болота питаются в основном за счет атмосферных осадков, но при некоторых условиях они могут получать питание

и за счет подтока грунтовых вод. В качестве примера можно указать на район Полесья (в СССР), где на обширных площадях междуречий, сложенных песчаными отложениями, развиты болота, питающиеся грунтовыми водами.

По данным Е. В. Оппокова, болота западных областей европейской части СССР расходуют воду в основном на испарение. В засушливое время года в результате снижения уровня воды на болотах снижается уровень грунтовых вод в полосе, прилегающей к болотам, что в свою очередь вызывает подток грунтовых вод со стороны.

Низинные болота располагаются на пониженных элементах рельефа — на пойменных террасах (в нижних частях балочных долин и т. п.). Для болот этого типа характерна влаголюбивая растительность (осока и др.), иногда на них развивается бурый мох (гипнум). Основное питание низинные болота получают за счет подземных (грунтовых) вод (рис. 56, Б).

Переходные болота часто приурочены к склонам рельефа и характеризуются разнообразной растительностью вплоть до лесной. Эти болота питаются и грунтовыми и атмосферными водами (рис. 56, В).

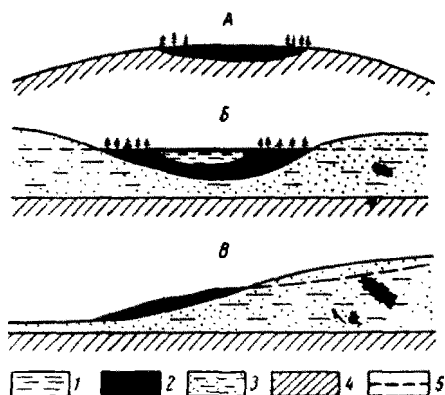


Рис. 56. Типы болот по условиям их питания. А — верховые; Б — низинные; В — переходные:
1 — вода, 2 — торф, 3 — песок водоносный, 4 — глина, 5 — уровень подземных вод

ЗОНАЛЬНОСТЬ ГРУНТОВЫХ ВОД

Известно, что климат, почвы и растительность земного шара закономерно изменяются в направлении от полюсов к экватору. Такой же закономерности подчиняются и грунтовые воды.

Впервые зональная закономерность природных явлений была установлена известным русским почвоведом В. В. Докучаевым. Им установлено, что почвы как результат деятельности совокупности факторов — климата, почвообразующих пород, растительности, животных — имеют широтное зональное распространение. Позднее выделением характерных зон грунтовых вод на территории европейской части СССР занимались П. В. Отоцкий, В. С. Ильин, О. К. Ланге, Г. Н. Каменский, И. В. Гармонов, В. И. Духанина и др.

Придавая большое значение зональности грунтовых вод в связи с климатом и растительностью, Ф. П. Саваренский писал: «Зо-

нальность грунтовых вод тесно связана с зональностью климата и зональностью поверхностных образований: растительности, почвенного покрова и направления выветривания, наблюдающихся на поверхности земного шара» [28].

На схематической карте зональности грунтовых вод на Русской равнине (рис. 57), составленной А. Н. Семихатовым и В. И. Духаниной, выделено семь зон. Краткая характеристика этих зон приведена в подрисуночной подписи.

Ниже рассмотрена зональность грунтовых вод по Г. Н. Каменскому [8].

Как уже отмечалось, Г. Н. Каменский выделяет на территории СССР два генетических типа грунтовых вод: 1) грунтовые воды выщелачивания и 2) грунтовые воды континентального засоления.

Грунтовые воды выщелачивания характерны для областей с избыточным увлажнением, т. е. для таких областей, где годовое количество атмосферных осадков превышает величину годового испарения. Они могут формироваться, кроме того, и на площадях с недостаточным увлажнением, но с высокой проницаемостью горных пород и хорошим естественным дренажом.

В пределах распространения грунтовых вод выщелачивания наблюдается постепенное увеличение их минерализации с севера на юг. На севере грунтовые воды весьма слабо минерализованы: южнее тянется широкая полоса грунтовых вод гидрокарбонатно-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.

Грунтовые воды континентального засоления формируются на территориях сухих степей, полупустынь и пустынь, где вследствие малого количества осадков, интенсивного испарения и отсутствия естественного дренажа нет условий для развития грунтовых потоков.

По степени минерализации воды континентального засоления изменяются от слабосоленоватых до соленых; по химическому составу они относятся к сульфатному, сульфатно-хлоридному и хлоридному типам.

Реже в засушливых областях, на отдельных участках, благоприятных для инфильтрации и подземного стока, встречаются гидрокарбонатно-кальциевые воды, залегающие в виде линз. Воды такого состава развиты в некоторых бессточных котловинах и в прибрежных полосах вдоль равнинных рек, где подземные воды питаются за счет не только инфильтрации атмосферных осадков, но также поглощения поверхностных вод.

Грунтовые воды выщелачивания занимают огромное пространство в европейской части СССР и в Сибири (рис. 58), воды этого типа развиты и в горных районах. Грунтовые воды континентального засоления распространены главным образом на юго-востоке европейской части СССР, а также в сухих степях южной части

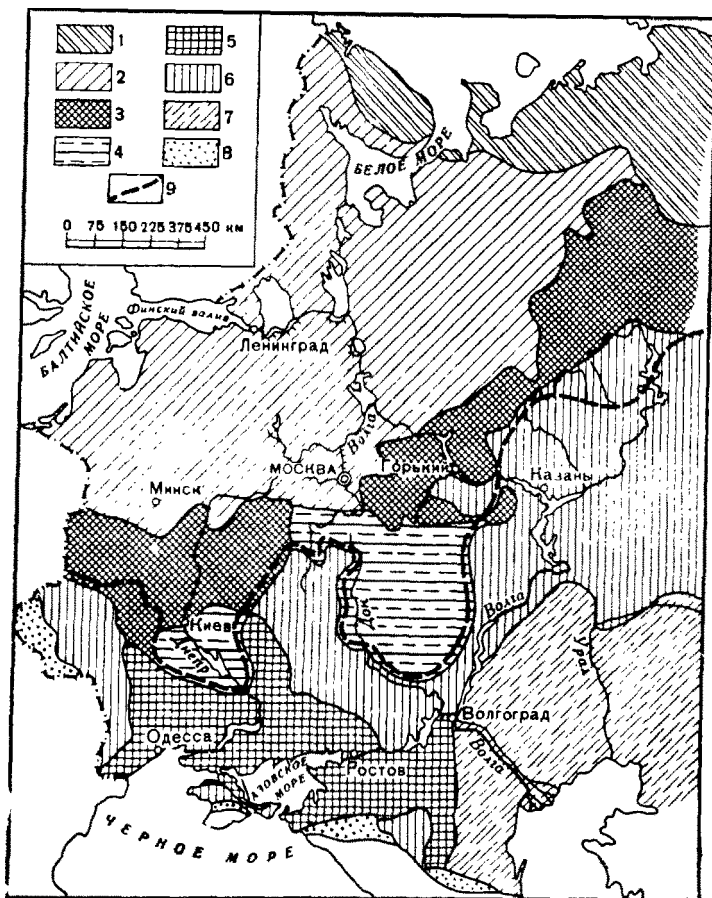


Рис. 57. Схема зональности грунтовых вод на Русской равнине (по А. Н. Семихатову и В. И. Духаниной):

1 — надмерзлотные сезонные воды тундры Севера и неглубокие воды тундры Кольского полуострова; 2 — грунтовые воды ледниковой области со свежим рельефом последнего оледенения; 3 — грунтовые воды задрово-аллювиальных равнин, развитых вдоль южного края последнего (вюрмского) оледенения; 4 — грунтовые воды области со сглаженным ледниковым рельефом максимального (днепровского) оледенения, включая Днепровский и Донской языки оледенения; 5 — грунтовые воды лессовой области; 6 — грунтовые воды области с маломощным четвертичным покровом (области выхода на поверхность дочетвергичных пород); 7 — грунтовые воды морских и аллювиально-дельтовых равнин Прикаспия (область плавающих пресных линз на соленых водах); 8 — грунтовые воды предгорных наклонных равнин Карпат, Крыма, Кавказа; 9 — граница максимального оледенения на Русской равнине

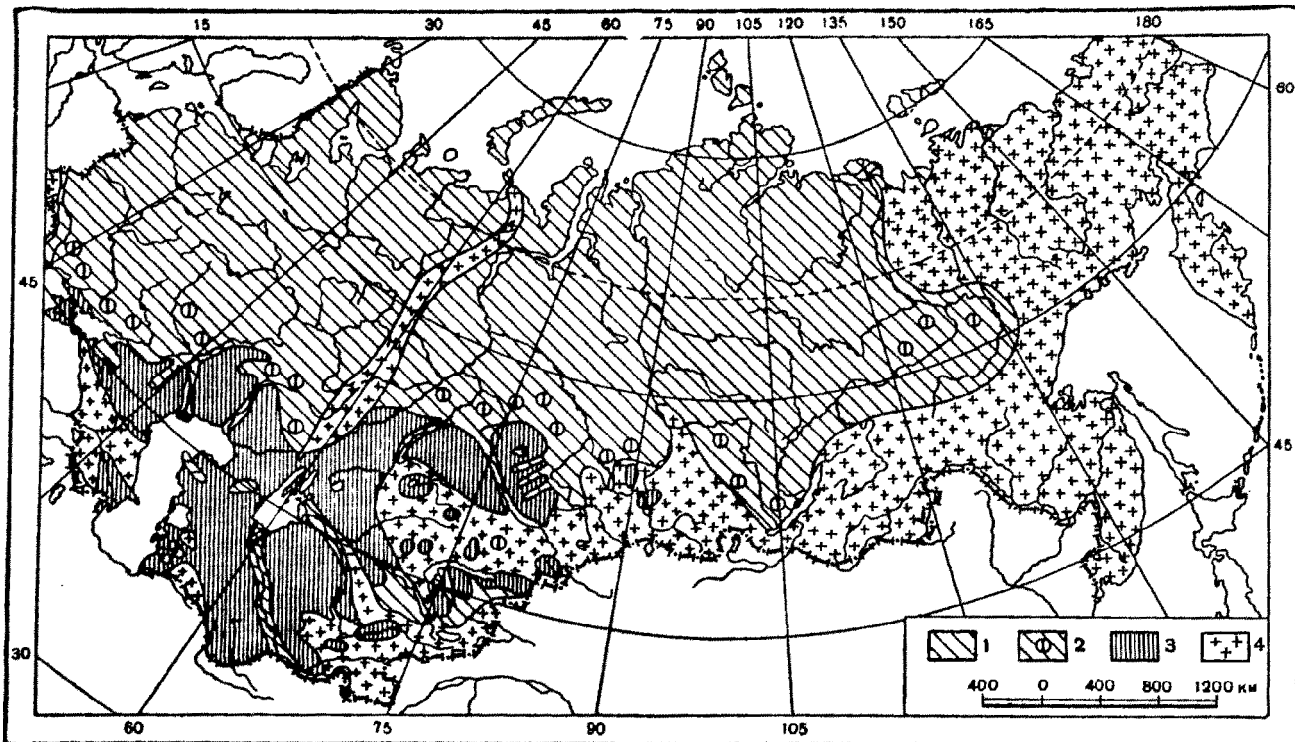


Рис. 58. Карта-схема грунтовых вод СССР (по Г. Н. Каменскому):

1 — грунтовые воды выщелачивания; 2 — грунтовые воды выщелачивания с интразональными участками вод континентального засоления; 3 — грунтовые воды континентального засоления; 4 — грунтовые воды выщелачивания горных районов

Западно-Сибирской низменности и пустынях Средней Азии. По южной границе распространения грунтовых вод выщелачивания широко развиты интразональные (внутризональные) участки вод континентального засоления (см. рис. 58).

ТИПЫ ГРУНТОВЫХ ВОД

Ниже в соответствии с классификацией подземных вод А. М. Овчинникова и П. П. Климентова (см. табл. 11) кратко рассмотрены следующие типы грунтовых вод: 1) речных долин; 2) ледниковых отложений; 3) степей, полупустынь и пустынь; 4) конусов выноса и предгорных наклонных равнин; 5) горных областей; 6) морских побережий.

Грунтовые воды речных долин. Речные долины обычно выполнены песчано-глинистыми аллювиальными отложениями. В областях древнего оледенения речные долины нередко выполнены флювиогляциальными отложениями ледниковых потоков. В некоторых речных долинах (особенно древних) аллювиальные отложения по составу расчленяются на две толщи: нижнюю и верхнюю. Нижняя толща сложена грубыми песчаными и даже песчано-гравелистыми породами, верхняя — мелкозернистыми песками, илистыми суглинками и глинами. Такое строение речных долин было отмечено на Волге, Оке, Москве, Днепре и других крупных реках Русской равнины. Следует, однако, добавить, что на отдельных участках в некоторых речных долинах аллювиальные толщи пород отличаются большой изменчивостью состава как по вертикали, так и по простиранию. По причине непостоянства пород, слагающих водоносные толщи, в них вскрываются как безнапорные (чаще), так и напорные подземные воды.

Наиболее водообильна при описанном строении речной долины нижняя толща аллювиальных отложений.

В аллювиальных отложениях речных долин обычно отмечаются потоки подземных вод, гидравлически связанные с русловыми водами; направление подземного и поверхностного потоков часто совпадает (особенно в прирусловой части речных долин).

Питание аллювиальных вод в пределах речных долин происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков; поглощения на речных террасах поверхностных вод, стекающих со склонов долин; подтока подземных вод со стороны из других водоносных горизонтов, обладающих большим напором, чем аллювиальные, или расположенных на более высоких отметках местности. В засушливых районах аллювиальные воды питаются за счет поглощения русловых вод. В ирригационных районах дополнительное питание грунтовые воды получают за счет фильтрационной потери из каналов, проложенных на речных аллювиальных террасах.

Обычно расход рек во много раз превосходит расход подземного потока в речных долинах. Исключением служат некоторые горные реки, воды которых в предгорных районах нередко полностью ис-

пользуются для орошения. Подземный же поток в таких речных долинах продолжает существовать, причем аллювиальные воды движутся здесь в хорошо отсортированных толщах галечников, характеризующихся высокой водообильностью.

Грунтовые воды речных долин, как было отмечено в гл. IV, оказывают существенное влияние на речной сток. В меженный период (особенно в зимний) они являются единственным источником питания поверхностных водотоков.

Глубина залегания аллювиальных вод различна: от 0 (выход нисходящих источников) до 10—12 м и более.

Чаще встречаются аллювиальные воды пресные и по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу.

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.

Если расстояние колодцев или скважин от уреза воды в русле будет меньше радиуса влияния их¹, то при откачке из них в пределы депрессионной воронки будет подсасываться речная вода, что на некоторых участках может привести к ухудшению санитарного состояния вод, добываемых из 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 кроющиеся 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. кубометров воды, которой орошается свыше 100 000 га земли. В средней части долины отбирается около 500 млн. кубометров воды для орошения еще 80 000 га земли. В низовьях р. Нила дренируется речным руслом ежегодно не менее 500 млн. кубометров воды.

При меженном уровне, определенном в июле, общий расход подземного потока, подсчитанного египетскими специалистами, определен в количестве 9000 млн. кубометров в год [3].

¹ Радиус влияния — расстояние от колодца или скважины, на которое распространяется влияние откачки воды из колодца.

Подземные воды аллювиальных отложений р. Инда, Чинаб и др. весьма широко используются для целей водоснабжения в Западном Пакистане. Водосодержащие горизонты в долинах названных рек сложены разнозернистыми песками с гравием и пластами глины 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 порядка 200—300 м и 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 [3].

Грунтовые воды ледниковых отложений. Ледниковые отложения представлены неотсортированными валунистыми глинами и суглинками, а также песчаными флювиогляциальными отложениями. Глины и суглинки служат водоупором для грунтовых вод, водонасыщенными породами являются пески.

На северо-западе и севере территории европейской части СССР, в Польше и других странах флювиогляциальные пески выполняют древние долины. Отложения этого типа в других районах залегают также на значительных площадях, имеющих пологий наклон.

Флювиогляциальные пески поглощают как атмосферные осадки, выпадающие непосредственно на площадь, занятую песками, так и воды, стекающие с прилегающих возвышенностей, сложенных моренными глинами и суглинками. При значительной площади распространения и большой мощности флювиогляциальных песков в отдельных районах с влажным климатом создаются благоприятные условия для накопления в них значительных запасов грунтовых и местами артезианских вод (см. гл. IX).

Условия залегания грунтовых вод в ледниковых отложениях крайне невыдержанны. По данным Г. В. Богомолва, из двух скважин, расположенных на расстоянии 35 м одна от другой, одна вскрыла грунтовые воды на глубине нескольких метров, а другая — на глубине нескольких десятков метров. Имеются скважины сухие, не встретившие подземных вод. Последние скважины пройдены в валунных глинах и суглинках.

Грунтовые воды, заключенные в флювиогляциальных песках, обычно слабо минерализованы.

Грунтовые воды ледниковых отложений, так же как и подземные воды речных долин, широко используются для водоснабжения сельских местностей, а нередко и крупных городов и промышленных предприятий.

В районе г. Мытищи, к востоку от г. Москвы, располагается обширный бассейн грунтовых вод, залегающих в над- и подморенных песках общей мощностью несколько десятков метров. В конце XVIII в. здесь был сооружен водозабор, снабжавший долгое время водой Москву. В настоящее время, как известно, основное коли-

чество воды в Москву подается из р. Волги через канал им. Москвы.

Грунтовые воды степей, полупустынь и пустынь. На территории СССР пустыни и полупустыни занимают огромную площадь — около 12% от всей поверхности. Они распространены в Узбекистане, Каракалпакии и южной части Казахстана, где находятся пустыни Каракум, Кызылкум, Муюнкум, Сары-Ишикотреу и 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», они не получают питания по пути движения. Реки Амударья и 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 твердые 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 тех или иных размеров линз на соленой грунтовой воде. Условия залегания линз пресных и соленых вод в Прикаспийской низменности, сложенной в верхней части песчано-глинистыми породами, показаны на рис. 52.

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

В районах распространения лёссовидных пород уровень грунтовых вод нередко находится на значительной глубине; воды сильно минерализованы.

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, как уже указывалось (гл. I), Арало-Каспийская бессточная область.

Воды бессточных озер расходуются главным образом на испарение, что приводит к накоплению в бессточных впадинах продук-

тов выветривания, т. е. различных солей. Следовательно, эти впадины выполняют ту же роль, что моря и океаны, аккумулирующие водорастворимые соли. Вода этих озер, естественно, сильно минерализована. Неглубокие озера летом полностью пересыхают, и на их поверхности образуется соленая корка с трещинами усыхания (рис. 59).

С поверхности суши испаряются не только атмосферные осадки, но и при определенных условиях также грунтовые воды. При боль-

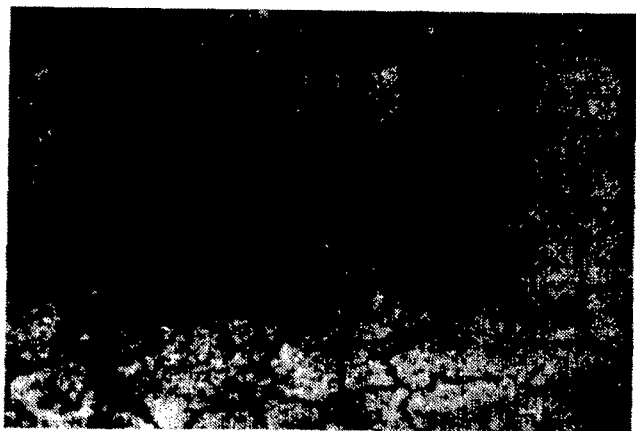


Рис. 59. Участок поверхности высохшего озера, покрытый коркой потрескавшейся засоленной породы

шой 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 сравнительно небольших участках понижений, как отмечалось, где накапливаются и в большем количестве просачиваются поверхностные воды, создаются благоприятные условия для опреснения грунтовых вод.

Грунтовые воды песчаной пустыни Каракумы в Туркмении сильно минерализованы и часто непригодны для питья. Только у подножья Копет-Дага имеются источники и колодцы с пресными водами, притекающими со стороны гор. Небольшое количество от-

носителем пресных вод в Каракумах можно получить на так называемых такырах, представляющих собой ровные глинистые площадки среди барханных песков (рис. 60). Поверхностные воды, возникающие в периоды выпадения осадков, стекают на такыры с ближайших склонов, через естественные трещины или искусственные каналы и ямы фильтруют в песчаные толщи и, достигнув уровня грунтовых вод, оттесняют соленые воды в стороны. Так образуются линзы пресных вод, пригодных для питья.

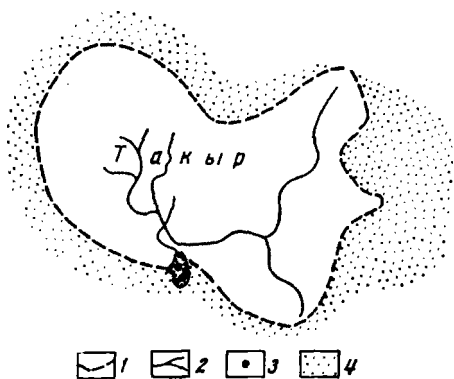


Рис. 60. Расположение водосборных каналов и колодцев на такыре (по П. С. Макееву):

1 — контур такыра, 2 — водосборные каналы, 3 — колодцы, 4 — песчаные гряды

В последние годы в пустынных районах Туркмении и других местах проводились детальные гидрогеологические исследования, которыми установлено наличие значительного числа песчаных линз с пресной и слабосоленой водой (В. Н. Кунии, Н. А. Огильви и др.).

Линзы пресных и относительно пресных вод в пределах лиманов, на такырах и других участках широко используются местным населением для водоснабжения и водопоя скота.

В некоторых пустынных зонах, например в Средней Азии, грунтовые воды пресного состава вскрываются колодцами и скважинами только вблизи поверхностных водотоков и 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 уровня. Для целей орошения в СССР широко используются воды таких крупных рек, как Амударья, Сырдарья, Или, Чу и др.

Следовательно, в ирригационных районах оросительные воды служат дополнительным, а нередко и основным источником питания грунтовых вод. На участках с высокой водопроницаемостью фильтрация оросительных вод может существенно снизить степень минерализации грунтовых вод. При этом следует указать, что усиленная фильтрация вод с поверхности на участках неглубокого залегания зеркала грунтовых вод приводит к засолению почвенного покрова, поскольку на таких участках интенсивнее становится процесс испарения влаги.

Грунтовые воды конусов выноса и предгорных наклонных равнин¹. В СССР имеются крупные горные области и прилегающие к ним предгорные и степные равнинные области (Средняя Азия, Закавказье и др.), где широко распространены подземные воды. Здесь условия залегания грунтовых вод существенно иные, чем для описанных выше трех типов. Различие особенно подчеркивается климатическими особенностями. Следует остановиться на двух особых условиях залегания здесь грунтовых вод: конусах выноса горных рек или, как их иногда называют, сухих дельтах, и предгорных наклонных равнинах (шлейфах). И те и другие площади земель используются в сельском хозяйстве в зависимости от наличия воды. Здесь находятся и орошаемые земли, занятые главным образом техническими культурами, и богарные, используемые для выпаса скота.

В горных областях реки, прорезающие горные хребты, несут с собой массу разнообразного по величине и окатанности обломочного минерального материала. С выходом рек на равнину или в межгорную широкую долину скорость их течения уменьшается и соответственно теряется часть энергии, вследствие чего из воды начинает выпадать минеральный материал. Ближе к выходу из гор отлагается более крупный материал, далее от горного ущелья — более мелкий. Такие рыхлые обломочные отложения заключают в своей толще грунтовые воды, которые питаются частью за счет инфильтрации атмосферных осадков, частью за счет поглощения речных вод, спорадически (чаще весной) протекающих по конусам выноса.

Обычно еще до выхода горной реки из ущелья в речной долине отлагается крупный обломочный материал, который поглощает часть воды горного потока. В пустотах крупнообломочного материала вода течет дальше и входит в конус выноса, расположенный уже за пределами ущелья. Здесь, поблизости от гор, река отдает наибольшее количество воды и здесь же происходит наиболее интенсивное питание грунтовой воды сухой дельты атмосферными осадками. Дальше от гор питание атмосферными осадками становится все слабее в соответствии с более мелкозернистым материалом, слагающим конус выноса. Уровень грунтовых вод в конусе выноса близко к горам залегает глубоко, по направлению к его периферии поднимается все выше и выше, и, наконец, грунтовые воды в виде многочисленных источников выходят на поверхность. Наиболее крупные источники дают начало мелким ручьям.

Причина выхода на поверхность подземных вод заключается в следующем. Поры горных пород, слагающих конуса выноса, ближе к периферии становятся все тоньше. То количество воды, которое поступает в конус выноса близ гор и протекающее в пустотах крупнообломочного материала, уже не успевает фильтроваться в одно

¹ Эта часть гл. VIII составлена в основном по материалам Ф. П. Саваренского [28] и А. Н. Семихатова [31].

и то же время через мелкие поры. Это обстоятельство приводит к тому, что уровень подземных вод начинает подниматься выше к поверхности. При этом необходимо указать, что и поверхность земли к периферии конуса понижается.

На рис. 61 изображен конус выноса р. Киш-Чай с источниками, вытекающими из него по краям. Картина эта настолько типична, что она может иллюстрировать условия водоносности конусов выноса, например, в Средней Азии, Ферганской долине, Закавказье и других районах.

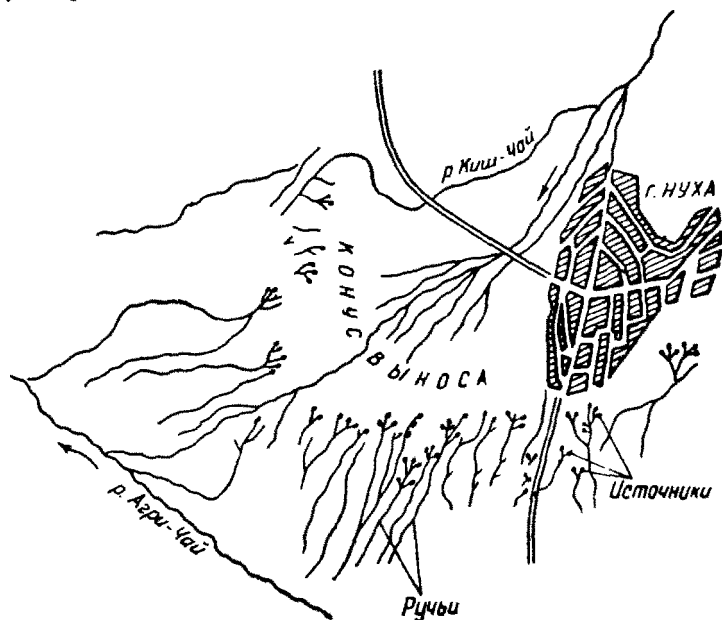


Рис. 61. Конус выноса у г. Нухи с источниками по его краю (по Ф. П. Саваренскому)

Далее, по направлению к периферии конуса выноса, за зоной интенсивного выклинивания, грунтовые воды опять начинают погружаться. Глубина погружения грунтовых вод определяется величиной вреза естественных поверхностных водотоков (местный дренаж), а при отсутствии последних — величиной испарения, влияние которого местами сказывается до глубины 3—4 м.

К периферии конуса выноса грунтовые воды местами приобретают некоторый напор, так как в толще мелкозернистого песчаного в основном материала встречаются пласти и линзы более глинистого или относительно менее водопроницаемых отложений, чем подстилающие более крупнозернистые слои. Вследствие этого на некоторых участках по периферии конусов выноса можно получить даже самоизливающиеся воды (рис. 62).

С изменением скорости движения грунтовых вод и с приближением зеркала грунтовых вод к поверхности изменяется и химический состав подземной воды.

По химическому составу грунтовые воды в верхней части конусов выноса мало, а нередко и совсем не отличаются от речной слабо минерализованной воды, питающей конусы выноса. Минерализация воды здесь обычно небольшая, так как реки питаются в горах талыми водами ледников и снежников, а также и атмосферными осадками. Залегая глубоко, грунтовая вода в вершине конуса

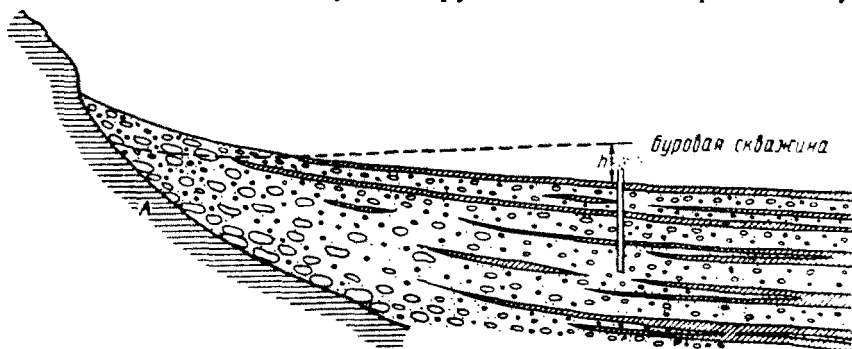


Рис. 62. Схематический разрез наклонной равнины, сложенной галечниками и песками с прослойками и линзами глины (по Ф. П. Саваренскому):

Б — высота статического напора в месте расположения скважины; А — дочетвертичные породы горного склона, к которому примыкает наклонная равнина

выноса не подвергается испарению. Следовательно, концентрация солей в воде этой зоны практически не возрастает. Ближе к периферии конуса выноса толщи горных пород сложены более мелкозернистыми разностями, из которых движущейся водой происходит выщелачивание солей. Близость уровня грунтовых вод к поверхности земли влечет подъем воды по капиллярам, и процесс испарения этой воды приводит к увеличению степени ее минерализации.

При рассмотрении степени и характера минерализации грунтовых вод на конусах выносов нельзя не принимать во внимание исходный минеральный состав поверхностных вод, питающих подземные воды.

Необходимо добавить, что основное питание подземных вод тесно связано с режимом поверхностных водотоков. Реки имеют снеговое или ледниковое питание с наибольшими расходами в период таяния снежников и ледников. В это время происходит и наибольшее поглощение поверхностных вод, превращение их в подземные. Питание атмосферными осадками чаще отмечается весной и зимой.

В зоне выклинивания грунтовых вод и ниже по склонам рельефа местности влияние поверхностных вод на уровень грунтовых

вод значительно падает. Наибольшее влияние здесь приобретают испарение и транспирация. В зоне выхода грунтовых вод колебания их уровня не больше 1 м, но ниже по рельефу те же причины вызывают колебания до 3 м и более.

В областях с сухим климатом в предгорных районах накапливаются большие толщи обломочного материала, выносимого реками, небольшими оврагами и сносимого со склонов.

По мере накопления обломочного материала отдельные небольшие конусы сливаются в сплошную полосу конусов выноса, формируя наклонные равнины, окаймляющие подножия гор. Предгорные наклонные равнины отчетливо выражены в Средней Азии и Закавказье. В распределении различной величины обломочного материала на предгорных равнинах в общем действует та же закономерность, что и на больших площадях сухих дельт. Геологическое строение предгорных равнин в некоторых местах хорошо изучено в связи с использованием подземных вод для водоснабжения и орошения, например разрезы Кусарской равнины, воды которой подведены к одному городу, расположенному от нее почти за 200 км.

Если в горах имеются снежники и ледники, выпадают обильные атмосферные осадки, запасы подземной воды в предгорных наклонных равнинах достигают огромных значений; при слабом же питании, как, например, в районе Копет-Дага (Туркменская ССР), эти запасы ограничены. Прослои и линзы мелкозернистых песков или глин, среди относительно более крупного материала, создают условия для образования напорных вод, на некоторых участках самоизливающихся при вскрытии их буровыми скважинами (см. рис. 62). В предгорных равнинах, так же как и в конусах выноса, уровень вод, залегающий достаточно глубоко, приближается по мере удаления от гор к поверхности и в определенной полосе дает выходы источников. А еще ниже по рельефу в прилегающей степи в связи с климатическими условиями уровень вод начинает понижаться. В Средней Азии и в Закавказье на понижение уровня грунтовых вод сильное влияние оказывает испарение.

Мощные континентальные отложения предгорных наклонных равнин нередко являются природными коллекторами огромных запасов как грунтовых, так и артезианских вод (см. гл. IX). 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, и главная роль в этом процессе принадлежит испарению.

Воды предгорных равнин, так же как и воды сухих дельт, широко используют для орошения и водоснабжения. Еще задолго до нашей эры эти воды каптировались и выводились самотеком при посредстве кяризов (рис. 63).

Кяризы и до сих пор существуют в Закавказье и Средней Азии. Количество воды, получаемой кяризами, очень различно в зависимости от характера водоносных слоев и условий их питания.

По данным Н. М. Победоносцева [23], в Азербайджанской ССР в настоящее время около 900 действующих кяризов с суммарным

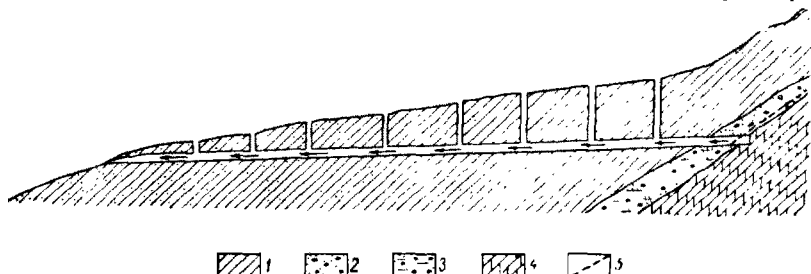


Рис. 63. Схема продольного разреза кяриза:

1 — покровные суглинки, 2 — песок и галечник, 3 — песок и галечник водоносные, 4 — дочетвертичные борозды, 5 — уровень подземных вод

дебитом в зависимости от времени года, 20—30 м³/сек. Дебит отдельных кяризов достигает 200—250 л/сек, а их средние расходы — от 25 до 50 л/сек. Значительная глубина заложения головных частей кяризов (до 30—60 м) и большая длина водосборных штолен обуславливают устойчивость их расходов.

Насколько велико значение таких кяризов для сельского хозяйства, можно видеть из того, что в Азербайджане водой кяризов орошается до 50 000 га земли.

В Иране количество кяризов достигает 300 при общей их длине свыше 15 000 км. Наибольшая глубина головных колодезев, через которые при строительстве кяризов подается горная порода на поверхность, достигает 250 м. Суммарный расход, каптируемый кяризами подземной воды, составляет 560 м³/сек. Этой подземной водой в Иране орошается до 50% земель и снабжается 18 000 населенных пунктов [3].

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

Эти трещины и нарушения в породах обусловлены как процессами выветривания, так и тектоническими явлениями. Вследствие резкой расчлененности рельефа движение подземных вод в горных областях происходит относительно быстро, а на поверхности (чаще в понижениях) наблюдаются выходы многочисленных, чаще малодобитных источников.

Как уже было сказано (см. гл. III), в горных районах отмечается вертикальная климатическая зональность, характеризующаяся увеличением количества выпадающих атмосферных осадков с высотой. Это природное явление, безусловно, оказывает влияние на условия питания подземных вод.

Горные районы вследствие больших уклонов поверхности характеризуются повышенными коэффициентами поверхностного стока, местами достигающими 0,90. В некоторых горных районах (особенно с засушливым климатом, относительно пологим рельефом и спокойным залеганием пластов горных пород) значительная часть атмосферных осадков расходуется на испарение, поэтому на долю инфильтрации приходится несколько процентов от общего количества выпадающих осадков.

Подземные воды встречены как в рыхлых четвертичных (песчаных и грубообломочных) отложениях, так и в трещинах дочетвертичных пород, причем в таких районах распространены и безнапорные и напорные подземные воды. Как было отмечено выше, в грубообломочных продуктах разрушения горных пород, формирующих конусы выноса и предгорные наклонные равнины, содержатся крупные запасы подземных, обычно слабо минерализованных вод.

В аллювиальных отложениях горных рек нередко наблюдаются мощные грунтовые потоки. В засушливых районах речные воды при выходе на равнины полностью забираются системой водозаборных каналов (арыков) на нужды орошения, в результате чего русла рек становятся сухими. На таких участках продолжают существовать только подрусловые потоки.

В замкнутых межгорных бессточных котловинах отмечается определенная закономерность в химическом составе подземных вод. В Ферганской котловине, например, наблюдается резкое увеличение минерализации грунтовых вод от краевых частей котловины к центру, в этом же направлении уменьшается глубина их залегания. Аналогичная закономерность по глубине залегания и по степени минерализации грунтовых вод была установлена Ф. П. Саваренским для Кура-Араксинской низменности Закавказья [28].

Такая зональность в распределении грунтовых вод объясняется условиями рельефа, климата и направленностью стока. В горных районах располагаются области питания и здесь выпадает большее количество осадков, а уровень грунтовых вод находится на большой глубине, исключая испарение, поэтому подземные воды здесь пресные. В центральных же частях межгорных котловин выпадает меньше осадков, поэтому почвы здесь не промываются, а неглубокое залегание грунтовых вод (меньше высоты капиллярного поднятия) и высокое испарение способствуют накоплению солей и в почвенном слое и в грунтовых водах.

Грунтовые воды песчаных морских побережий. На морских побережьях, сложенных дюнными песками, на отдельных участках распространены грунтовые воды относительно пресного состава. Питание этих вод происходит за счет проникновения в пески атмос-

ферных осадков, внутригрунтового испарения и в меньшей мере за счет подтока вод со стороны прилегающих возвышенностей. Поверхность грунтовых вод здесь в сглаженном виде отражает дюнный ландшафт (рис. 64).

Исследованиями установлено, что на участках прибрежных дюн и на морских островах пресные воды на некоторой глубине постепенно сменяются солеными. Как правило, уровень пресной воды находится выше горизонта воды в море, причем, чем дальше от моря, тем выше уровень и больше мощность пласта пресных вод,

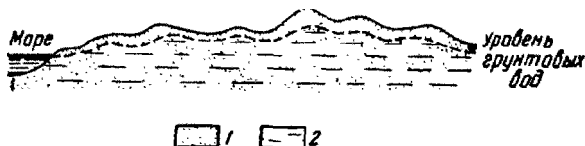


Рис. 64. Поверхность уровня грунтовых вод в дюнах:
1 — песок, 2 — песок водоносный

залегающего на соленых водах. На некотором удалении от морского побережья грунтовые воды имеют смешанный состав: здесь морские соленые воды разбавлены пресными инфильтрационными. Поэтому их тип становится хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниевым с сухим остатком 3—30 г/л.

На морских песчаных побережьях и морских островах инфильтрующиеся с поверхности атмосферные осадки (а местами, возможно, и конденсационная вода) накапливаются в пористых пластах в виде той или иной мощности пресных вод на поверхности соленых морских вод. При этом морская вода оттесняется в стороны. В результате указанного процесса формируются пласты и линзы пресных вод, залегающих на соленых водах. Смешение слабо минерализованных вод с морскими солеными путем диффузии происходит весьма медленно, и они долгое время продолжают оставаться пресными или слабо минерализованными.

Мощность толщи пресных вод в центральной части песчаного морского острова можно установить исходя из следующих соображений. Допустим, что глубина распространения пресных вод от уровня моря равна H , а превышение уровня пресных вод в центральной части острова над уровнем моря — h (рис. 65). Тогда, поскольку удельный вес морской воды равен в среднем 1,024, а пресной — 1, можно составить следующее уравнение, выражающее условие гидростатического равновесия для пограничной плоскости AA :

$$H + h = 1,024H, \quad (52)$$

откуда

$$h = 0,024H \approx \frac{1}{42}H. \quad (53)$$

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

$$h + H = h + 42h = 43h. \quad (54)$$

Грунтовые воды дюн широко используются для водоснабжения некоторых городов и селений в Голландии. Пресные грунтовые во-

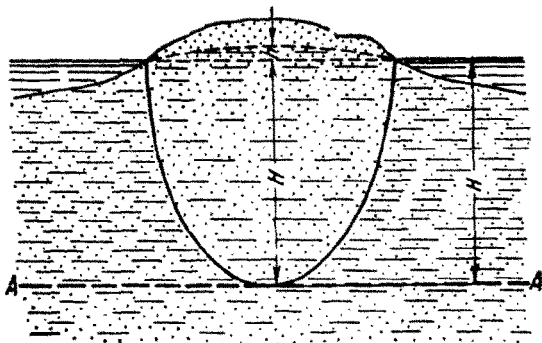


Рис. 65. Глубина залегания грунтовых пресных вод на песчаном острове в море

ды в дюнах и на морских островах отмечены на Балтийском море. Линзы относительно пресных вод местами встречаются на Каспийском море в песках и древнекаспийских песчаниках и известняках. Так, в одном из районов эксплуатируется линза грунтовых вод с сухим остатком 1000—3000 мг/л и содержанием иона хлора 100—500 мг/л. С глубиной степень минерализации воды резко возрастает.

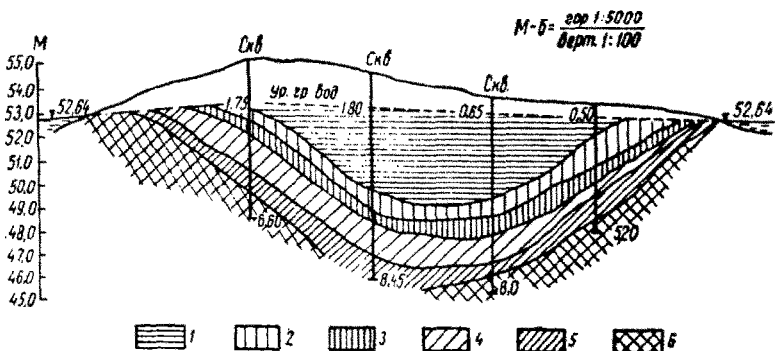


Рис. 66. Гидрохимический разрез линзы пресных вод южной части полуострова Муйнак (по Я. С. Садыкову):
 грунтовые воды с общей жесткостью (мг-экв/л): 1—от 5 до 7; 2—от 7 до 10;
 3—от 10 до 14; 4—от 14 до 21; 5—от 21 до 36; 6—свыше 36

тает. Мощность пресных вод в центральной части линзы достигает 5 м, к краевым частям она постепенно сходит на нет.

По данным Я. С. Садыкова, подземная вода, залегающая в форме линз (рис. 66), используется на полуострове Муйнак в Узбекистане.

При эксплуатации грунтовых вод песчаных морских побережий не следует отбирать из пласта или линзы большего количества воды, чем то, которое обеспечивается местным питанием, а также возможным подтоком пресных вод со стороны суши, иначе минерализация воды будет увеличиваться.

Количество пресных вод, притекающих из линз в водосборные сооружения (галереи, колодцы), устанавливается на основании опытных откачек и режимных наблюдений.

АРТЕЗИАНСКИЕ ВОДЫ

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Артезианскими называют напорные подземные воды, находящиеся в водопроницаемых (пористых, трещиноватых, закарстованных) пластах, перекрытых и подстилаемых водонепроницаемыми породами. При вскрытии буровыми скважинами артезианские воды под напором поднимаются выше кровли водоносного пласта и при благоприятных геоструктурных условиях дают самоизливающуюся струю воды на поверхности земли. Артезианские воды имеют весьма большое значение для народного хозяйства; они широко используются для целей водоснабжения городов, сельского хозяйства, населенных пунктов и промышленных предприятий. Эти воды всюду залегают ниже грунтовых вод.

Водоносными являются пласты, сложенные песками, известняками, трещиноватыми песчаниками и сланцами и многими другими разностями пород; водоупорными — глины, плотные сланцы и др.

Некоторые исследователи (О. К. Ланге, М. М. Крылов, С. А. Яковлев и др.) артезианские (напорные) подземные воды, заключенные между водонепроницаемыми породами кровли и подошвы, называют межпластовыми водами.

Артезианские воды получили свое название от провинции Артуа в южной Франции (древнее латинское название — Артезия), где в XII в. впервые в Европе был пройден артезианский колодец, вскрывший самоизливающуюся воду.

Следует, однако, отметить, что в древнем Египте и Греции колодцы с напорной водой были известны еще 4000 лет назад [3]. Как было отмечено в гл. I, в Китае проходились колодцы при династии Хань (206—220 г. н. э.), когда глубина отдельных колодцев достигала 130 м. Во Франции же впервые бурение скважин было осуществлено в провинции Артуа только в 1126 г.

В древней Руси широко применялось бурение скважин для добычи рассолов. Так, в духовной великого князя Ивана Калиты (1338 г.) упоминается о «соляных колодезях» Соль-Галицка. Другие исторические записи указывают, что «водяные колодези», дающие пресную воду, существовали начиная с XVI в.

Артезианские воды залегают в пределах как относительно крупных геологических структур (синклиналей, моноклиналей и др.) на платформах, так и средних и малых межгорных впадин.

Геологические структуры, заключающие в себе напорные воды, обычно сложены породами дочетвертичного возраста. Имеются,

однако, районы, где напорные воды встречаются в четвертичных отложениях. Нередко в зонах тектонических нарушений (сбросов, взбросов, разломов и т. п.) наблюдаются восходящие источники, иногда имеющие повышенную температуру воды.

В природе, однако, условия залегания артезианских вод значительно сложнее. К этим условиям относятся литологическая изменчивость водоносных пластов, гидравлическая связь вод смежных

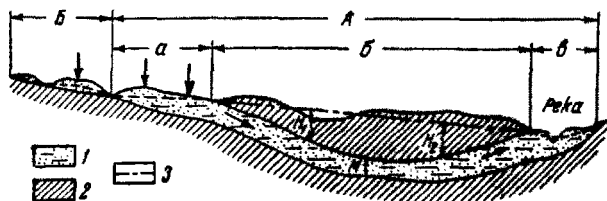


Рис. 67. Разрез артезианского бассейна
(по А. М. Овчинникову):

А — пределы распространения артезианских вод: а — область питания (и частично стока), б — область напора, в — область разгрузки;

Б — пределы распространения грунтовых вод: H_1 — напор положительный, H_2 — напор отрицательный, М — мощность артезианского пласта; 1 — водоносный пласт, 2 — водоупорные породы, 3 — пьезометрический уровень. Стрелками в пласте показано направление движения артезианских вод

водоносных горизонтов вследствие невыдержанности изолирующих водоупорных пластов, тектоническая нарушенность пластов, непостоянство химического состава вод и др.

Движение напорных вод в артезианских бассейнах обычно направлено от областей питания к областям разгрузки.

Артезианские воды имеют довольно постоянную температуру, зависящую от глубины залегания водоносного пласта. Будучи изолированы от загрязнения с поверхности водонепроницаемыми слоями, артезианские воды обычно отличаются высокими санитарными показателями.

В зависимости от сложности геологического строения в артезианском бассейне или какой-либо другой геологической структуре может быть несколько водоносных пластов, изолированных один от другого водоупорными породами. Как уже сказано выше, вследствие несовершенства водоупорных перекрытий (наличия «окон», фациальных изменений) водоносные пласты во многих районах оказываются гидравлически связанными.

В каждом артезианском бассейне выделяют три области: 1) питания, 2) напора и 3) разгрузки (рис. 67).

Области питания водоносных горизонтов располагаются на более высоких отметках поверхности. Здесь водоносные пласты могут заключать в себе безнапорные воды, дренируемые местной гидрографической сетью.

При вскрытии буровыми скважинами в области напора уровень подземных вод поднимается на некоторую высоту над подошвой кроющего водонепроницаемого пласта. За величину напора (H_1 и H_2 на рис. 67) принимают расстояние по вертикали от подошвы кроющего водонепроницаемого пласта до установившегося (напорного или пьезометрического) уровня в скважине.

Область разгрузки — площадь выхода напорных вод на поверхность земли. На этой площади обычно наблюдаются восходящие источники, рассеянные и линейные выходы подземных вод.

В случае установления пьезометрического уровня выше поверхности земли для определения его высоты над устьем скважины навинчивают трубы (при небольших напорах) или, при высоких напорах, закрывают устье скважины герметически. В последнем случае к трубам, заключающим в себе напорные воды, присоединяют манометр, по которому определяют давление воды в скважине. Путем умножения показания манометра на 10,33 м находят высоту столба пресной воды над устьем скважины.

Изолинии напорного уровня в плане в абсолютных отметках называются гидроизопьезами или пьезоизогипсами. Для построения карты гидроизопьез необходимо знать глубину залегания напорных вод и величину их напора по данным скважин. Кроме того, необходимо иметь высотные отметки точек выхода на поверхность восходящих источников. Установившиеся уровни воды в скважинах пересчитывают на абсолютные (реже относительные) отметки. Все водные точки, по которым будут строиться гидроизопьезы, наносят на карту с горизонталями. Строятся гидроизопьезы тем же методом, что и гидронзогипсы. Карта гидроизопьез имеет существенное значение при разрешении многих практических задач.

При чтении карт гидроизопьез необходимо иметь в виду, что эти карты отображают поверхность, которая сформировалась бы в данном районе при заложении большого числа скважин. В таких скважинах вода устанавливается на определенной высоте только после того, как будет полностью пройден кроющий водонепроницаемый пласт.

По карте гидроизопьез (рис. 68) можно определить несколько важных показателей: положение пьезометрического уровня от поверхности земли, т. е. глубину установившегося уровня после вскрытия артезианского водоносного горизонта скважиной, величину напора, направление движения и уклон пьезометрической поверхности. При нанесении на карту горизонталей рельефа водупорного ложа можно определить, кроме того, мощность водоносного пласта.

Для примера определим некоторые показатели для точек А, Б и В (см. рис. 68 и табл. 12).

Направление движения воды будет соответствовать стрелкам, проведенным нормально к гидроизопьезам (см. рис. 68).

В области напора в местных понижениях рельефа, например в речных долинах, крупных оврагах и т. п., пьезометрический уровень может подниматься выше поверхности земли. На таких участках вода будет свободно изливаться из буровых скважин

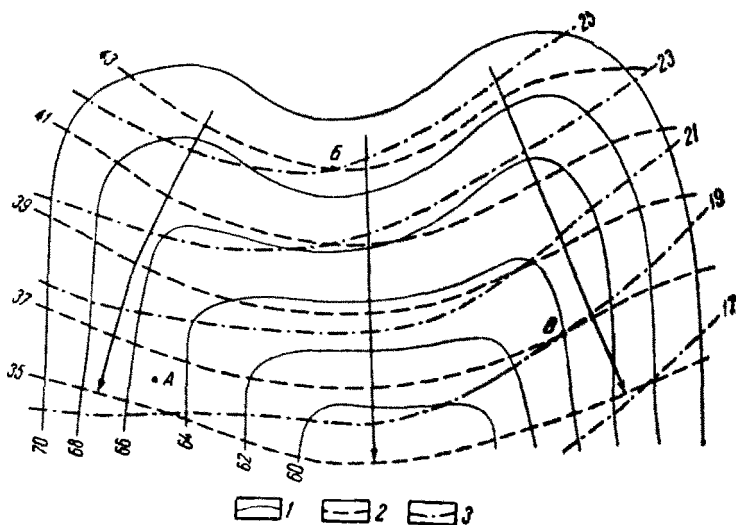


Рис. 68. Пример карты гидронзопьез:

1 — горизонтали поверхности, 2 — гидронзопьезы, 3 — горизонтали кровли водоносного горизонта; А, Б, В — точки определения некоторых показателей по карте

Таблица 12

Показатели, м	А	Б	В
Абсолютная отметка поверхности земли	65,0	68,7	64,0
» » пьезометрического уровня	36,0	43,0	37,0
Абсолютная отметка кровли водоносного горизонта	19,8	25,0	19,0
Глубина залегания водоносного горизонта	45,2	43,7	45,0
» установившегося уровня	29,0	25,7	27,0
Величина напора	16,2	18,0	18,0

(рис. 69). Чаще, однако, уровень напорных вод устанавливается ниже поверхности земли. Отсюда следует, что для получения самоизливающихся вод буровые скважины следует закладывать в понижениях рельефа, т. е. на более низких отметках по сравнению с отметками пьезометрической поверхности водоносного пласта.

Пьезометрический уровень, превышающий отметки поверхности земли, называют положительным (см. рис. 67, H_1). На воз-

вышенных участках пьезометрический уровень обычно не достигает поверхности земли: такой уровень принято называть отрицательным (см. рис. 67, H_2). Пьезометрический уровень не только в разных бассейнах, но даже в пределах одного бассейна, в зависимости от многих естественных и искусственных причин, располагается на различных высотных отметках.



Рис. 69. Фонтанирующая скважина

Большей частью приходится извлекать артезианские воды на поверхность с помощью насосов, но местами, как было указано, вода под напором поднимается выше поверхности земли, причем в некоторых районах высота напора над устьем скважины превышает 30 м и даже достигает 150 м. Весьма редко вскрываются воды с более высоким напором. Так, например, по данным В. Н. Корценштейна, напор вод в верхнемеловых отложениях на Минераловодском поднятии в Георгиевской опорной скважине на отметке устья скважины составил 110 атм.

При эксплуатации одного или нескольких артезианских пластов системой взаимодействующих скважин создается тех или иных размеров депрессионная воронка, в пределах которой на значительной площади пьезометрический уровень может быть снижен ниже поверхности земли. Таким образом, подразделение напорных вод на воды с положительным и с отрицательным пьезометрическим уровнем условно.

Снижение пьезометрического уровня ниже поверхности земли при эксплуатации наблюдалось в Ставропольском крае, где сравнительно небольшое число первых скважин давали воду самоизливом. При увеличении числа эксплуатационных скважин расширились контуры и глубина районной депрессионной воронки, что повлекло за собой снижение уровня ниже дневной поверхности. По этой причине для дальнейшей эксплуатации пришлось скважины оборудовать насосными установками.

В учебнике Г. В. Богомолова приведены очень ценные данные о водоносности аллювиальных отложений долины Санта-Клара, расположенной в засушливой зоне Калифорнии, где широко используются подземные воды для орошения. В названной долине более 50 лет тому назад скважины давали самоизливающуюся воду с дебитами на отметках устьев 72—108 м³/ч. Пьезометрические уровни устанавливались на высоте 15—20 м над поверхностью земли. За период эксплуатации с 1913 по 1963 гг. среднее снижение уровня воды в скважинах превысило 30 м. За указанное время из водоносного горизонта было извлечено 12 млрд. кубометров воды.

Существенно отметить, что вследствие осушения верхней водоносной части толщи горных пород, сложенных глинистыми разностями, поверхность земли на площади долины опустилась на 1,5 м и более.

Если высоконапорные водоносные пласты перекрыты легко размываемыми глинами и скважины для вскрытия таких вод закладываются на более низких отметках по сравнению с положением пьезометрического уровня, в процессе бурения могут произойти неблагоприятные последствия, вплоть до катастрофических. В г. Брянске, например, в 90-х годах прошлого столетия одной из скважин был вскрыт водоносный пласт в девоиских известняках и налегающих на них юрских песках, содержащий высоконапорные воды, перекрытые глинистыми породами. Вода под сильным напором и с большим расходом стала изливаться на поверхность в виде мощного фонтана из еще не законченной бурением и не полностью закрепленной обсадными трубами скважины. В результате выпуска большого количества подземных вод на площадке устья скважины была размыта значительных размеров воронка, а на прилегающем участке произошли просадки поверхности земли, вызвавшие деформации ближайших зданий. А. Н. Семихатов [31] пишет, что на участке бывшего устья скважины возник восходящий источник, выбрасывающий через воронку диаметром 15 м до 1250 м³/ч воды, стекающей в р. Десну.

Длительная эксплуатация водоносных пластов, сложенных тонко- и мелкозернистыми песками, с напором как выше, так и ниже поверхности земли, на некоторых участках приводит к вымыванию и выносу на поверхность песчаного материала. В результате водоносные пласты приобретают более рыхлое сложение с образованием в них пустот. Этот процесс на некоторых участках (чаще при глинистом водоупорном перекрытии и неглубоком залегании от поверхности водоносных пластов) приводит к деформациям поверхности земли, прилегающей к эксплуатируемой скважине, со всеми вытекающими отсюда неблагоприятными последствиями для близ расположенных на поверхности инженерных сооружений. В качестве примера можно указать на Греннельскую скважину (Франция). Эта скважина, дававшая в первое время самоизливом до 4000 м³/сут воды, выносила много мути.

Артезианские воды могут быть гидравлически связаны с грунтовыми водами на участках, где размыты крошащиеся водопроницаемые пласты, или же их фациальному изменению, т. е. переходу в проницаемые разности пород. В зависимости от соотношения уровней подземных вод на таких участках будет иметь место или расход, или пополнение запасов артезианских вод. Если пьезометрическая поверхность артезианских вод располагается на более высоких абсолютных отметках по сравнению с отметками зеркала грунтовых вод, напорные воды будут питать грунтовые, при обратном соотношении отметок горизонтов подземных вод грунтовые воды будут питать артезианские (рис. 70). В последнем случае на

отдельных участках вследствие невысокого санитарного состояния грунтовых вод может быть снижено качество артезианских вод.

В области разгрузки напорные воды выходят на поверхность в виде восходящих источников (см. гл. XII). При этом вода может появляться на поверхности или в виде концентрированных струй на речных террасах, коренных берегах речных долин и т. п., или в виде распыленных пластовых выходов, прослеживаемых на некотором протяжении.

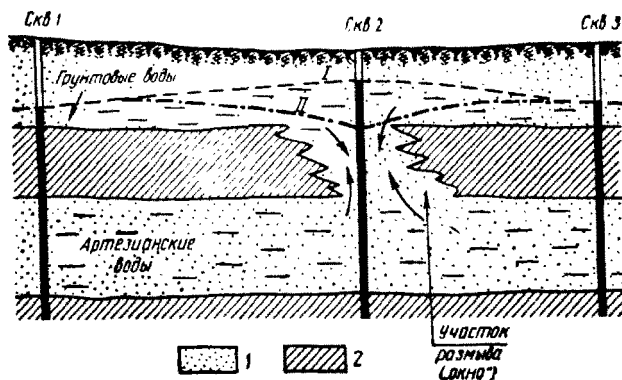


Рис. 70. Схема гидравлической связи грунтовых вод с артезианскими:

I — положение уровня подземных вод над участком размыва при питании грунтовых вод артезианскими; II — то же, но при перетоке грунтовых вод в артезианские; 1 — водоносные породы, 2 — водоупорные породы

Напорные воды находят выход на поверхность не только в области разгрузки, но и в краевой части области питания и в области напора. В области напора артезианские воды разгружаются или в речных долинах, прорезающих кроющие водоупорные пласты или через зоны тектонических нарушений водоносных пластов.

Разгрузка напорных вод может происходить через морское дно. По данным, например, И. М. Черненко [41], величина стока артезианских вод в Аральском море достигает $176 \text{ м}^3/\text{сек}$ ($5,5 \text{ км}^3$ в год). Эта разгрузка происходит в виде восходящих источников по берегам Аральского моря, но подавляющая часть воды, видимо, приходится на подводную разгрузку (ниже горизонта моря). Такая разгрузка вероятнее всего имеет место на участках донных выходов меловых и палеогеновых водоносных отложений. О величине разгрузки подземных напорных вод можно приближенно судить по величине опреснения морских вод в некоторых заливах.

Обычно на площади артезианских бассейнов, как было указано, развито несколько пластов и комплексов, заключающих напорные воды. При так называемом прямом рельефе и синклинальном залегании пластов нижние водоносные горизонты будут обла-

дать большим напором и располагаться на более высоких отметках, а также чаще давать самоизливающуюся воду (рис. 71, А). В случае обращенного рельефа (артезианский бассейн по пе-

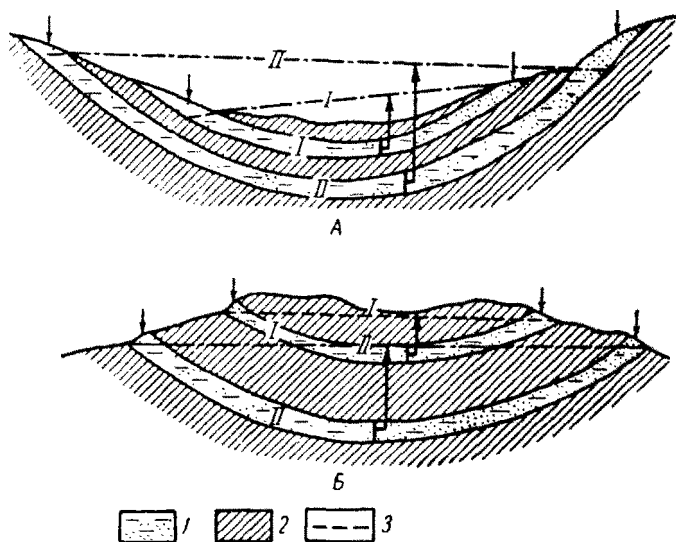


Рис. 71. Типы артезианских бассейнов: А — прямой рельеф; Б — обращенный рельеф:
 1 — водоносные породы, 2 — водоупорные породы, 3 — пьезометрический уровень воды. I — верхний горизонт; II — нижний горизонт

риферии размыт) нижние водоносные горизонты будут иметь пьезометрическую поверхность, находящуюся на более низких отметках (см. рис. 71, Б).

Как показывают наблюдения, в области питания происходит переход грунтовых вод в артезианские. В пограничной (переходной) зоне между областью питания и областью напора в связи с из-

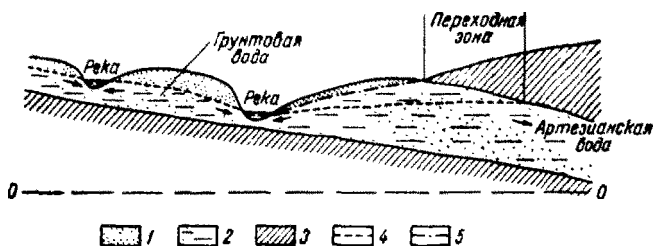


Рис. 72. Соотношение грунтовых и артезианских вод в краевой части артезианского бассейна:
 1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 — уровень воды при слабом питании, 5 — уровень воды при усиленном питании

менениями в условиях питания наблюдаются колебания уровня, которые приводят к временному переходу вод со свободной поверхностью в слабонапорные при усиленном питании и слабонапорных вод в безнапорные при уменьшенном питании (рис. 72).

В горных и предгорных районах установлены так называемые артезианские склоны, где происходит выклинивание водо-

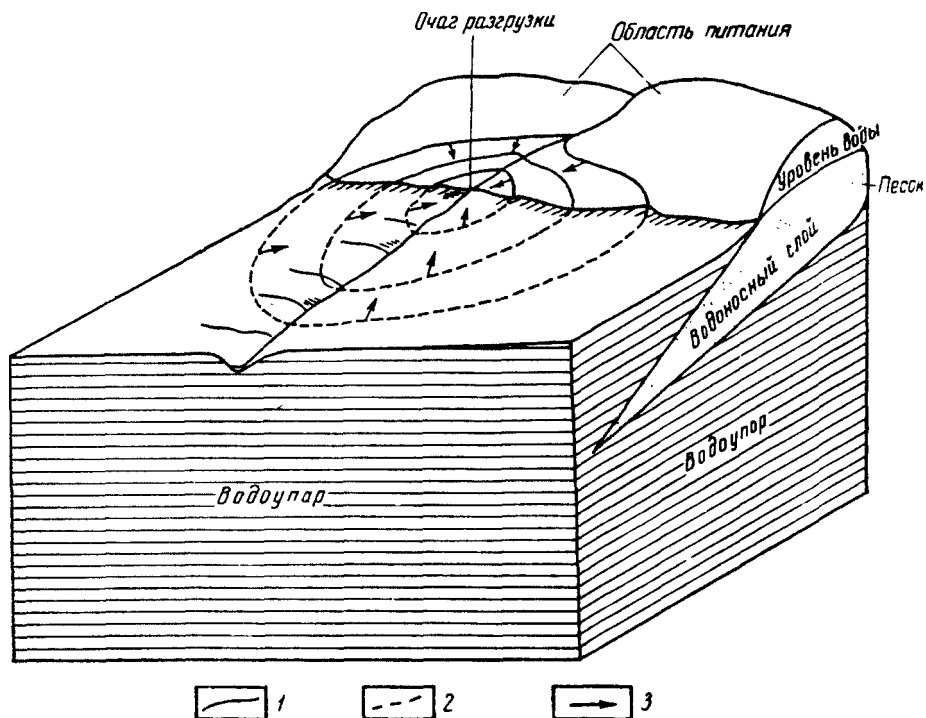


Рис. 73. Схема артезианского склона (по А. М. Овчинникову):
1 — гидрозогеоморфы, 2 — гидроизоэпезы, 3 — направление движения воды

носных пластов. Особенности гидрогеологических условий горных районов состоят в том, что области питания и разгрузки находятся здесь на сравнительно небольшом расстоянии одна от другой, а область напора располагается в стороне на более низких абсолютных отметках (рис. 73). В пограничной полосе между областью питания и областью разгрузки артезианских склонов наблюдаются как нисходящие, так и восходящие источники.

Иногда водоносные пласты, заключающие напорные воды, характеризуются непостоянной мощностью и изменчивостью литологических особенностей. Местами наблюдается выклинивание водоносных пластов (рис. 74). Скважина, пройденная в целях эксплуатации на воды артезианского горизонта на некотором расстоянии от действующей скважины, эксплуатирующей тот же горизонт, в

случае выклинивания или фациального изменения пласта может оказаться безводной. Так, скважина 1 (рис. 75) вскрыла обильные воды в крупнозернистых песках; скважина 2, вскрывшая тонкозернистые водоносные пески, показала слабую водообильность; в сква-

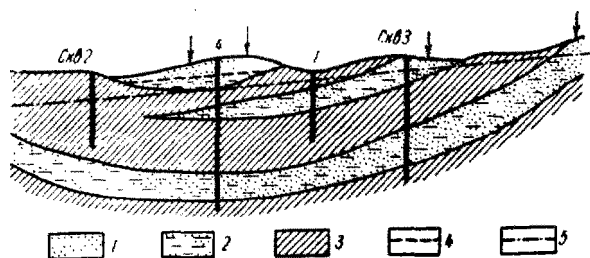


Рис. 74. Выклинивание артезианского водоносного пласта:

1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 — уровень грунтовых вод, 5 — уровень напорных вод

жине 3 тот же пласт сложен супесями, поэтому она оказалась практически безводной.

Качественный состав подземных вод зависит от соотношения площади питания и площади распространения водоносных пластов, а также и от интенсивности питания. При большой площади питания, значительных размерах водоносных пластов и интенсив-

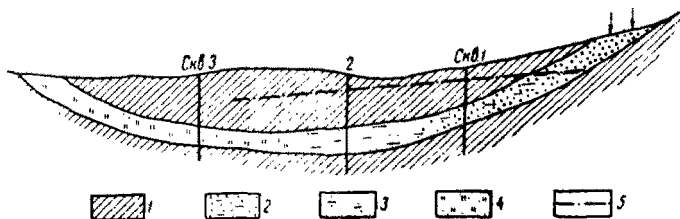


Рис. 75. Фациальное изменение артезианского водоносного пласта:

1 — глина, 2 — песок крупнозернистый водоносный, 3 — песок тонкозернистый водоносный, 4 — супесь, 5 — уровень напорных вод

ном пополнении запасов в артезианских бассейнах имеет место активный водообмен и поэтому в них распространены пресные воды. В крупных же бассейнах с небольшими водосборными площадями часто вскрываются минерализованные воды и даже рассолы, накопление которых относят к более древним геологическим эпохам.

В гидрогеологически закрытых структурах (артезианских бассейнах, склонах и др.), где области питания и разгрузки имеют примерно одинаковое высотное положение, происходит слабый водообмен (рис. 76). Движение напорных вод в таких структурах осуществляется через слабо водопроводящие породы кровли или

тектонические нарушения (трещины, зоны) под влиянием избыточного давления, передаваемого от областей питания (см. рис. 76). И такое явление возможно не только в зоне распространения пресных вод, но также, как это доказано работами С. А. Шагоянца, и в зоне минерализованных вод [44].

Описанные условия дренажа напорных вод отмечены в Терско-Кумском артезианском бассейне, где происходит выдавливание минерализованных хлоридно-натриевых вод через породы кровли водоносного горизонта. На крыльях бассейна отмечено значительное

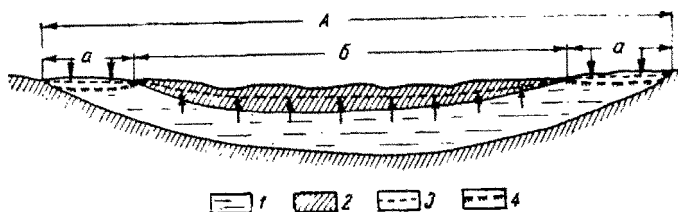


Рис. 76. Артезианский бассейн с замедленным водообменом (по А. С. Шагоянцу):

А — пределы распространения слабводоносного комплекса: а — области питания (и частично стока), б — область напора и затрудненной разгрузки через кровлю слабводопроницаемых пород; 1 — водоносный горизонт с минерализованными водами, 2 — водоупорные породы, 3 — уровень воды, 4 — граница между пресными и минерализованными водами

вклинивание пресных гидрокарбонатно-кальциевых и слабо минерализованных сульфатных вод в зону сильно минерализованных хлоридно-натриевых вод.

Учитывая геологическое строение и гидрогеологические особенности, можно допустить, что нечто подобное происходит и в отдельных районах Причерноморской впадины.

В засушливых районах значительная часть фильтрующихся указанным путем подземных вод расходуется на испарение.

Размеры артезианских бассейнов, т. е. площади распространения одного или нескольких водоносных пластов, содержащих напорные воды, колеблются от нескольких десятков до нескольких сотен тысяч квадратных километров.

Почти каждый крупный артезианский бассейн включает в себе воды различного состава: от пресных вод гидрокарбонатно-кальциевого типа до хлоридно-натриевых рассолов. Пресные воды, образующиеся в результате инфильтрации атмосферных осадков, обычно распространены в верхних водоносных пластах, а также в области питания. Рассолы, связанные с водами древних морских бассейнов, залегают в более глубоких пластах. Таким образом, в распределении вод различной минерализации наблюдается определенная зональность. В ходе геологической истории в артезианском бассейне происходит постепенное замещение соленых морских вод пресными инфильтрационными. В условиях, благоприятных для

движения подземных вод, соленые морские воды в отдельных бассейнах могут быть полностью замещены пресными инфильтрационными.

ЗАПАСЫ АРТЕЗИАНСКИХ ВОД

Запасы подземных вод в артезианских бассейнах различны и зависят от многих природных факторов. Чем больше площадь распространения артезианского бассейна, чем значительнее мощность водоносных пластов и чем больше площадь питания и интенсивнее происходит питание, тем более крупными запасами воды обладает артезианский бассейн. Водообильность одиночных или взаимодействующих горных выработок (шахт, скважин, шурфов и др.), помимо перечисленных факторов, зависит также от водопроницаемости отдельных водоносных пластов.

Одним из основных видов изучения артезианских вод служит разведочное бурение. В процессе разведки выявляется глубина залегания пластов, содержащих напорные воды, проводятся пробные и опытные откачки, обследуются восходящие источники, определяется качество воды и т. д. [13]. При определении запасов воды, заключенных в напорных пластах, рекомендуется учитывать размеры артезианских бассейнов. В артезианских бассейнах с большой площадью распространения, когда потребное количество воды составляет ничтожную величину по сравнению с запасами бассейна, разведочные работы ограничиваются бурением скважин, опытной откачкой и физико-химическим исследованием подземных вод. При малых размерах артезианских бассейнов, например в межгорных долинах, необходимое количество воды может приближаться к природным запасам бассейна. В таких бассейнах обычно проводятся детальные гидрогеологические исследования, заключающиеся в комплексной геолого-гидрогеологической съемке, бурении скважин, опытных откачках и режимных наблюдениях.

Запасы подземных вод, как и запасы твердых полезных ископаемых, в зависимости от степени разведанности подразделяются на три категории: А, В и С. К категории А относят детально разведанные и опробованные запасы, к категории В — менее разведанные и к категории С — запасы, установленные по общим геологическим и гидрогеологическим данным.

Н. А. Плотников рекомендует выделять следующие виды запасов подземных вод: естественные, регулировочные, вековые и эксплуатационные. Под естественными запасами понимается естественный расход подземного потока. Регулировочные запасы представляют собой подземные воды, пополняемые в области питания путем поглощения атмосферных и поверхностных вод. К вековым запасам относятся подземные воды, которые накопились в пластах в течение многих веков и могут быть извлечены при полном осушении пластов. Эксплуатационные запасы, т. е. запасы, которые можно использовать для нужд народного хозяйства, состоят из естественных, регулировочных и вековых.

Дебит скважин, вскрывших напорные водоносные пласты, колеблется в зависимости от местных условий (водопроницаемости пластов, высоты напора, величины понижения уровня и т. п.) от нескольких единиц до десятков и даже сотен кубических метров воды в час.

При близком расположении скважин, эксплуатирующих один и тот же водоносный горизонт, они будут оказывать взаимное влияние, которое сказывается как на уменьшении производительности взаимодействующих скважин, так и на снижении пьезометрического уровня. Такое взаимодействие скважин отмечено во многих местах как в СССР, так и на территориях других государств.

Артезианские воды имеют чрезвычайно большое народнохозяйственное значение. Они широко используются для водоснабжения крупных городов, промышленных предприятий, железнодорожных станций, совхозов, сельскохозяйственных артелей и т. п.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТИПИЧНЫХ АРТЕЗИАНСКИХ БАССЕЙНОВ

Гидрогеологическим районированием территории СССР занимались А. Н. Семихатов, М. М. Васильевский, Г. Н. Каменский, Н. И. Толстихин, А. М. Овчинников, И. К. Зайцев и др.

А. Н. Семихатов в 1925 г. опубликовал схематическую карту распространения артезианских вод на территории европейской части СССР. На этой карте четко выделяются Московский бассейн, Днепровско-Донецкий бассейн и другие геологические водоносные структуры.

М. М. Васильевский провел это районирование по геоструктурным признакам и выделил следующие гидрогеологические районы: бассейны, провинции, горно-складчатые области. К бассейнам относятся мулды, впадины, грабены; к провинциям — горсты, шиты, поднятия; к горно-складчатым областям — такие горы сооружения, как Кавказ, Урал, Тиман и Донецкий бассейн. Гидрогеологические бассейны и провинции в свою очередь подразделяются на более мелкие районы.

Для общего обзора схемы гидрогеологического районирования приводится только карта Г. Н. Каменского, Н. И. Толстихина и М. М. Толстихиной, составленная по геоструктурным и гидрогеологическим признакам (рис. 77; см. стр. 172—173).

В Московском бассейне (рис. 78) подземные воды встречены главным образом в отложениях каменноугольной системы, представленным известняками и доломитами, лишь угленосная свита нижнего карбона сложена песчано-глинистыми угленосными осадками. Общая мощность каменноугольных отложений в центральной части бассейна колеблется в пределах 150—320 м, в северо-восточной части бассейна она превышает 400 м.

Подземные воды развиты во всех трех отделах каменноугольной системы, причем основными являются следующие водоносные

горизонты (снизу вверх): в нижнем отделе — упинский, окский и серпуховской; в среднем — каширский и мячково-подольский и в верхнем — тегулиферинный и омфалотроховый. Преобладают напорные воды трещинного типа. В Московской области широкое распространение имеют подземные воды среднекаменноугольных отложений (так называемый московский горизонт).

По минерализации воды каменноугольных отложений пресные и относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу. Области питания их располагаются на северо-западной, западной, юго-западной и южной окраинах бассейна.

Водообильность юрских, меловых и четвертичных отложений более низкая, поэтому их воды большей частью используются для водоснабжения некрупных промышленных предприятий и населенных пунктов с небольшой потребностью в воде.

Отложения верхнего девона, подстилающие каменноугольные отложения, также содержат водоносные горизонты. В центральной части бассейна до глубины 500 м в девонских породах распространены минерализованные воды сульфатно-магниево-кальциевого типа, которые ниже постепенно переходят в концентрированные хлоридно-натриевые рассолы с сухим остатком 200 г/л и более.

Днепровско-Донецкую впадину иначе называют Северо-Украинской мульдой. Схематический разрез Днепровско-Донецкой впадины представлен на рис. 79.

На севере впадины подземные

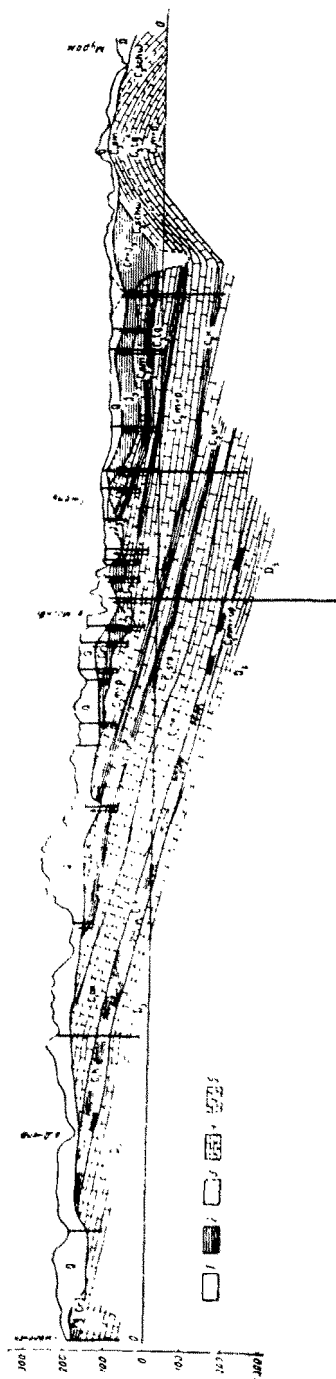


Рис. 78. Схематический разрез Подмосковского артезианского бассейна:

1 — четвертичные отложения; 2—5 — дочетвертичные отложения (2 — глина, 3 — песок, 4 — известняк, 5 — мергель). Стрелка обозначает связь воды в скважинах

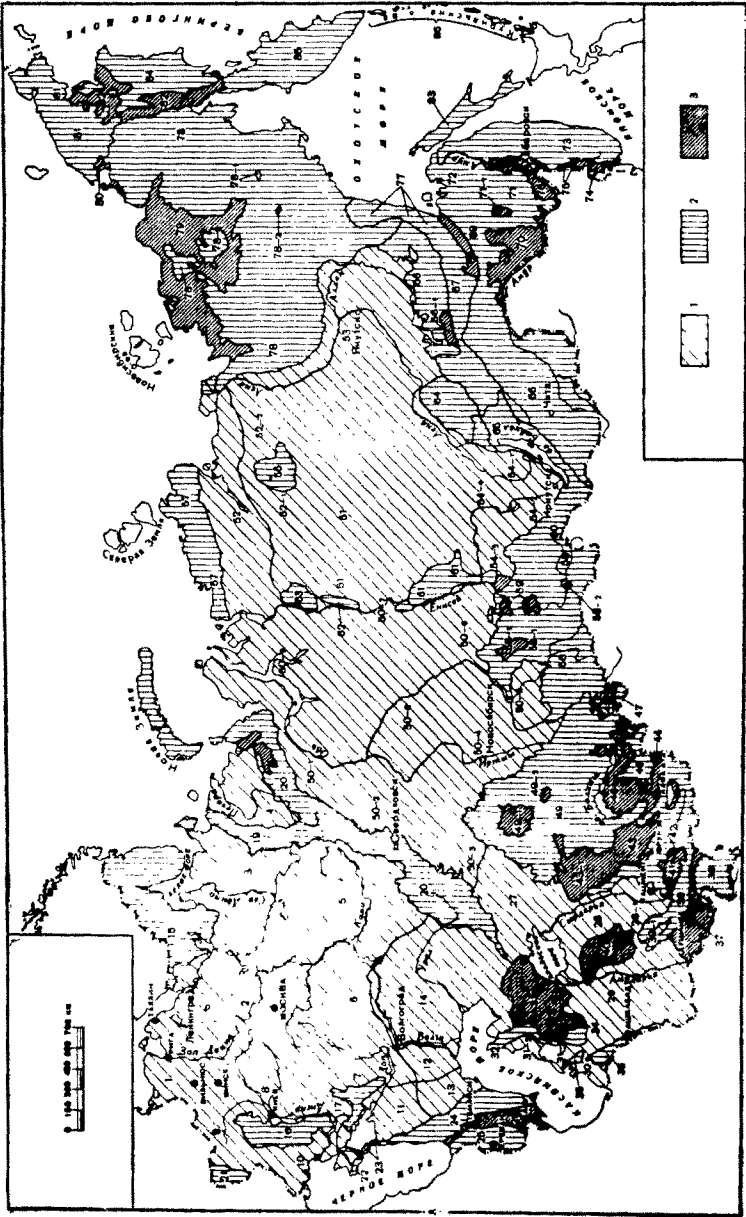


Рис. 77. Карта гидрогеологического районирования территории СССР. Составили Г. Н. Каменский, Н. И. Толстихин, М. М. Толстихина

Европейская часть СССР, Урал и Кавказ

Артезианские бассейны: 1 — Прибалтийский бассейн; артезианские бассейны центра, востока и севера Русской платформы (Русский артезианский сложный бассейн); 2 — Московский; 3 — Северо-Двинский; 4 — Печерская группа артезианских бассейнов (Печерский, Усинский, Каротайский); 5 — Волго-Каспийский бассейн; 6 — Сурско-Хоперский бассейн; 7 — Днепровско-Донецкий сложный бассейн; 7 — Донецко-Донской; 8 — Днепровский; 9 — Львовский бассейн; 10 — Причерноморский бассейн; 11 — Приазовский бассейн, в том числе: 12 — Ергеннинский гидрогеологический район; 13 — Терско-Кумский бассейн; 14 — Прикаспийский бассейн. *Складчатые области и гидрогеологические массивы:* 15 — Балтийский массив; Украинская складчатая область; 16 — Подольская складчатая область; 17 — Азовский массив; 18 — Донецкая складчатая область; 19 — Тиманская складчатая область; 20 — Уральская складчатая область; 21 — Карпатская складчатая область; Крымско-Кавказская сложная складчатая область; 22 — Крымская складчатая область; 23 — Керченско-Таманская система малых артезианских бассейнов; 24 — складчатая область Большого Кавказа (Большекавказская); 25 — складчатая область массивов Малого Кавказа (Малокавказская); 26 — Рионо-Куринская система малых артезианских бассейнов

Средняя Азия и Восточный Казахстан

Артезианские бассейны. Группа приаральских артезианских бассейнов; 27 — Тургайский; 28 — Сырдарьинский (в том числе 28₁ — Приташкентский артезианский бассейн второго порядка); 29 — Амударьинский (Каракумский); 30 — Закаспийский (Западно-Туркменский); 31 — Красноводско-Мангышлакский, в том числе бассейны второго порядка; 31₁ — Красноводский, 31₂ — Мангышлакский. *Складчатые области и гидрогеологические массивы:* 32 — Мангышлакская складчатая область; 33 — Устьюртская система малых артезианских бассейнов; 34 — Туаркырская складчатая область; 35 — Балхаская складчатая область; 36 — Копет-Дагская складчатая область, 36₁ — гидрогеологический район горы Малый Балхан); 37 — Южно-Таджикская система малых артезианских бассейнов; 38 — Памирский массив; 39 — Алайский массив (в том числе 39₁ — Зеравшанский межгорный артезианский бассейн); 40 — Кызылкумская система малых артезианских бассейнов и мульд с выступами палеозойского фундамента на поверхность; 41 — Ферганский артезианский бассейн; 42 — Тяньшанский массив; 43 — Чуйский артезианский бассейн (43₁ — Сарысуевский артезианский бассейн); 44 — Илийский артезианский бассейн; 45 — Джуугарский гидрогеологический массив; 46 — Алакуль-Балхашский артезианский бассейн; 47 — Тарбагатайская складчатая область; 48 — Зайсанский артезианский бассейн; 49 — Северо-Казахстанская складчатая область (49₁ — Акмолинский Тенгиз-Кургалджинский артезианский бассейн; 49₂ — Карагандинский артезианский бассейн)

Сибирь и Дальний Восток

Артезианские бассейны. 50 — Западно-Сибирский артезианский бассейн; 50₁ — Северо-западное крыло, 50₂ — западное крыло, 50₃ — юго-западная часть — Тобольский артезианский бассейн, 50₄ — Иртышский артезианский бассейн, 50₅ — Кулундино-Барнаульский артезианский бассейн; 50₆ — Чулымский артезианский бассейн, 50₇ — восточное (енсейское) крыло, 50₈ — Обский артезианский бассейн — центральная часть Западно-Сибирского артезианского бассейна, 50₉ — Прикарский артезианский бассейн Восточно-Сибирская группа артезианских бассейнов; 51 — Тунгусский; 52 — Хатангский (52₁ — Нижне-Котуйский гидрогеологический район; 52₂ — Нижне-Оленекский гидрогеологический район); 53 — Якутский; 54 — Ангаро-Ленский (54₁ — Верхне-Ленский, 54₂ — Иркутский, 54₃ — Канский, 54₄ — Ангарский). *Складчатые области, гидрогеологические массивы, межгорные и др. артезианские бассейны:* 55 — Аябарский массив; 56 — Алданий массив (56₁ — Чульманский артезианский бассейн); 57 — Таймырская складчатая область; 58 — Саяно-Алтайская складчатая область (в том числе 58₁ — Кузнецкий артезианский бассейн, 58₂ — Тувинский артезианский бассейн); 59 — Минусинские бассейны; Саяно-Енисейская сложная складчатая область в том числе: 60 — Восточно-Саянский массив; 61 — Енисейский массив; 62 — Туруханская складчатая область; 63 — Хантайская складчатая область, Восточно-Сибирская сложная складчатая область, в том числе: 64 — Патомино-Витимский массив; 65 — Байкало-Чарская складчатая область; 66 — Даурская складчатая область; 67 — Становой гидрогеологический массив; 68 — Верхне-Зейский артезианский бассейн; 69 — Джаягдинская складчатая область; 70 — Нижне-Зейский артезианский бассейн; 71 — Буренская складчатая область (71₁ — Буренский межгорный артезианский бассейн); 72 — Амгунь-Амурская складчатая область; 73 — Сихотэ-Алинская складчатая область; 74 — Приханкайский артезианский бассейн; 75 — Уссурийский бассейн (в основном грунтовых вод); 76 — Сунгарь-Амурский бассейн (в основном грунтовых вод); 77 — Джуджурская складчатая область; 78 — Верхояно-Колымская сложная складчатая область, в том числе: 78₁ — Эльгенский артезианский бассейн; 78₂ — Аркагалинский артезианский бассейн; 78₃ — Алзайский гидрогеологический массив (второго порядка); 79 — Яно-Колымский артезианский бассейн; 80 — Чаунский артезианский бассейн; 81 — Чукотская складчатая область; 82 — Пенжинско-Анадырская система артезианских бассейнов; 83 — Сахалинская складчатая область; 84 — Корякская складчатая область; 85 — Камчатская складчатая область; 86 — Курильская складчатая область

1 — артезианские бассейны платформ; 2 — гидрогеологические массивы и складчатые области; 3 — артезианские бассейны складчатых областей

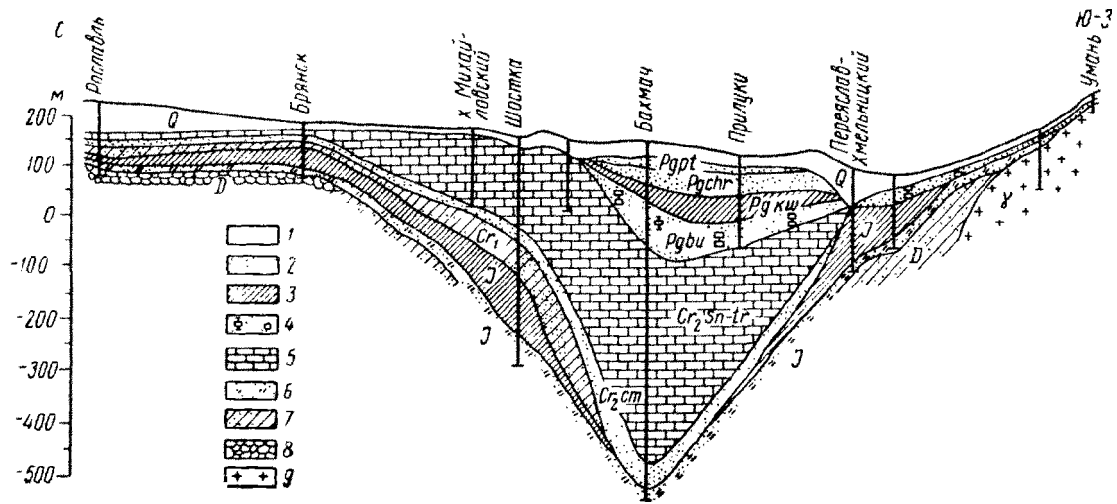


Рис. 79. Схематический разрез Днепровско-Донецкой впадины:

1 — четвертичные отложения; 2—9 — дочетвертичные отложения (2 — песок, 3 — глина, 4 — песок и песчаник, 5 — мел и мергель, 6 — песок с глиной, 7 — глина с песком, 8 — известняк, 9 — кристаллические породы)

воды насыщают полого-падающие пласты девонских известняков и сенонманские пески. На юге широко распространены юрский и сенонманский водоносные горизонты, где подземные воды заключены в песчаных пластах. В центральной части впадины подземные воды движутся по трещинам мергельно-меловой толщи сенон-турона, имеющей мощность до 600—800 м. В приосевой полосе мульды развиты водоносные горизонты, воды которых вскрыты в песках и песчаниках бучакского яруса. Выше подземные воды залегают в песках харьковского и полтавского ярусов, подстилаемых глинами киевского яруса.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины почти всюду имеются пресные воды гидрокарбонатно-кальциевого типа. Условия питания и движения подземных вод на площади впадины весьма благоприятны. Основные области питания располагаются на севере и северо-востоке впадины, а область разгрузки — в долине Днепра.

В мульдообразной структуре Северной Сахары, по данным Г. В. Богомолова [3], в толще нижнемеловых отложений распространены высоконапорные воды. Основные области питания этих вод находятся в районе Атласских гор, на абсолютных отметках свыше 500 м над уровнем Средиземного моря. Нижнемеловые отложения здесь сложены рыхлыми чередующимися между собой песчаниками, крупнозернистыми песками и разноцветными глинами. Вскрытая мощность нижнемеловых отложений более 600 м. Пьезометрический напор вод местами превышает 700 м. Отдельные скважины, пройденные на площади мульды, показали напор 72—100 м выше устья. Дебиты таких скважин при самонзливке на уровне земли достигали 290 м³/ч (80 л/сек). Температура воды 42°С. Тип напорных вод гидрокарбонатно-кальциевый с сухим остатком 500—1000 мг/л.

Напорные самоизливающиеся воды в некоторых районах Северной Сахары получены также и из верхнемеловых и третичных отложений.

В крупном Дакотском артезианском бассейне (США), где основной водоносный горизонт залегают в дакотском песчанике (верхний мел), в долине р. Миссури скважины дали сильнейшие фонтаны, с напором над поверхностью земли до 150 м. Следует указать, что в связи с интенсивной эксплуатацией артезианских вод напор в долине р. Миссури стал уменьшаться.

Весьма характерным примером моноклинального залегания водоносных горизонтов могут служить два напорных пласта Висконсинского бассейна (США). Область питания этих пластов располагается в штатах Иллинойс и Висконсин. Статическое давление воды в пластах, например вблизи г. Мондеса, достигало 200 м над устьями некоторых скважин. При помощи значительного числа артезианских скважин одно время из пластов моноклинальной структуры забиралась вода в количестве 3,75 млн. л/сут для водоснабжения г. Чикаго. Первые скважины давали самоизливающуюся воду, а затем в результате снижения напора ниже поверхности земли пришлось переключиться на насосную эксплуатацию.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ В ТРЕЩИНОВАТЫХ И ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОДАХ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД

При проведении геологосъемочных работ, а также при проходке буровых скважин и горных выработок часто оказывается, что породы (особенно кристаллические и метаморфические) разбиты трещинами. Появление трещин может обуславливаться тектоническими процессами, выветриванием, выщелачиванием, растворением и другими факторами.

Распределение трещин в породах бывает различно. В одних районах массивы скальных пород разбиты трещинами без видимой закономерности, в других отмечается ориентированность большинства трещин в том или ином направлении. Наиболее отчетливо направление крупных трещин и даже зон трещиноватости прослеживается в районах с развитием сбросовых, взбросовых и других нарушений. В таких районах, а также вдоль резких перегибов слоев на антиклинальных поднятиях или синклинальных погружениях обычно отмечается повышенная трещиноватость пород, которую можно наблюдать на значительном протяжении (иногда до нескольких десятков километров).

Зоны тектонической трещиноватости особенно хорошо развиты в складчатых областях, на антиклинальных перегибах пластов, причем трещины, возникшие одновременно с образованием складок, имеют то же направление, что и оси антиклиналей. Здесь же нередко получают распространение диагональные трещины и разрывы более молодого возраста (рис. 80).

Трещины, обусловленные выветриванием, появляются в результате главным образом температурных влияний, а также химического и механического воздействия движущейся воды на породы. Температурные колебания, как известно, не распространяются на большую глубину (годовые колебания достигают глубины 20—30 м), поэтому и трещиноватость пород, вызванная процессами выветривания, быстро затухает с глубиной и, как правило, распространяется не глубже 30—50 м.

Однако на некоторых месторождениях твердых полезных ископаемых Забайкалья, по данным Н. И. Толстихина, процессы выветривания достигают глубины 100 м, а в исключительных случаях даже 200 м. Наиболее густая сеть трещин наблюдается в верхних частях массивов скальных пород.

Трещины в горных породах могут быть открытыми и закрытыми, т. е. заполненными песчано-глинистым материалом, жильным

веществом (кварцем, кальцитом, арагонитом, пиритом, никелевыми силикатами, медными рудами и др.). Наиболее часто такому «залечиванию» подвергаются трещины тектонического происхождения.

Характер трещин выветривания в значительной степени зависит от рельефа местности. Так, на участках с крутыми склонами происходит относительно быстрое развитие открытых трещин, по-

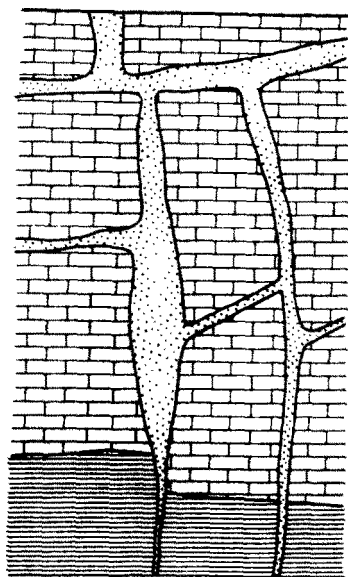


Рис. 80. Тектонические трещины, выполненные песчано-глинистым материалом:

1 — известняки, 2 — сланцы, 3 — песчано-глинистые породы



Рис. 81. Трещины первичной отдельности в базальтах, расширенные выветриванием (фото Н. И. Кригера)

скольку здесь продукты физического и химического выветривания под действием силы тяжести быстро перемещаются вниз и, следовательно, не могут служить защитой от дальнейшего выветривания. На участках с пологими склонами происходит накопление продуктов разрушения пород, предохраняющее дочетвертичные породы от выветривания, поэтому здесь процессы выветривания протекают более медленно.

Характер и степень трещиноватости зависят также от состава и крепости горных пород. Более крепкие породы разрушаются медленнее, и трещины в них распространяются на меньшую глубину, в более слабых породах процессы выветривания с образованием трещин протекают значительно быстрее. Так, крепкие метаморфи-

ческие породы нередко имеют небольшую трещиноватость и очень слабую водоносность. Достаточно указать, что в некоторых районах на площади распространения метаморфических пород даже малодебитные источники — большая редкость.

Инфильтрация атмосферных осадков в трещины наибольшее значение приобретает на пологих склонах и на склонах, покрытых грубообломочным материалом, хорошо проницаемым для воды.

Трещины выщелачивания и растворения (характерные для карбонатных, соленосных и других пород) рассматриваются ниже (см. «Водоносность закарстованных пород»).

Кроме описанных, встречаются и так называемые литогенетические трещины, обусловленные процессами формирования пород. Трещины такого происхождения обычно прослеживаются сквозь всю толщу пород. Так, например, в базальтах, имеющих характерную столбчатую структуру, нередко наблюдаются многочисленные вертикальные трещины, идущие от поверхности вглубь (рис. 81).

Ширина трещин непостоянна, но большей частью невелика: в кристаллических и метаморфических породах она составляет обычно несколько миллиметров и реже несколько сантиметров и весьма редко достигает нескольких метров.

В верхних пластах земной коры, где наблюдается наиболее интенсивная трещиноватость (благодаря развитию трещин выветривания) и где сильнее дренирующее воздействие местной гидрографической сети, отмечается и наиболее интенсивный водообмен. С глубиной трещиноватость пород постепенно затухает, дренирующее влияние гидрографической сети уменьшается и поэтому активность водообмена падает.

Часто различные генетические типы трещин накладываются одна на другую, создавая сложную систему трещин в пластах и массивах горных пород.

ВОДОНОСНОСТЬ ТРЕЩИНОВАТЫХ ПОРОД

В пластах и толщах крепких горных пород, разбитых в различных направлениях взаимно пересекающимися трещинами, движутся подземные воды как по открытым трещинам, свободным от заполнения их продуктами механического разрушения, так и по закрытым трещинам, частично или полностью заполненным рыхлыми песчано-глинистыми продуктами выветривания.

Некоторые исследователи среди вод в трещиноватых породах выделяют «собственно трещинные» воды, движущиеся в массивах изверженных пород, и «пластово-трещинные» воды, связанные с толщами осадочных пород.

Движение подземных вод в трещиноватых породах, как показывают работы Е. П. Емельяновой, С. В. Троянского, Н. Г. Паукера, Л. Н. Смирнова и др., подчиняется линейному закону фильтрации.

Это объясняется обычно небольшой шириной трещин, а также тем, что значительная часть более широких трещин в той или иной степени заполнена песчано-глинистым или другим материалом (см. рис. 80). Более того, даже в крупных открытых трещинах и каналах, соединенных между собой сложной системой узких трещин, как об этом свидетельствуют данные опытных откачек, движение воды подчиняется линейному закону фильтрации.

Следовательно, движение подземных вод в трещиноватых породах происходит по тому же закону, что и в рыхлых зернистых породах. Отличительные же особенности движения воды заключаются в следующем. В зернистых породах вследствие тесной связи между частицами воды, заполняющей капиллярные и некапиллярные промежутки, образуется единая гидродинамическая система, в трещиноватых же породах вода заполняет лишь трещины и имеет движение только по этим трещинам. При этом, если трещины не пересекаются, то могут быть и безводные трещины. Размеры некапиллярных промежутков в песчаных и даже грубообломочных породах изменяются в сравнительно небольших пределах, ширина же трещин колеблется от долей миллиметра до нескольких метров. Правда, более широкие трещины нередко оказываются заполненными в той или иной мере песчано-глинистым и обломочным материалом.

Условия распространения и движения подземных вод в трещиноватых породах различны в зависимости от характера, происхождения и размеров трещин.

В трещинах скальных пород заключены как безнапорные, так и напорные воды. Напор подземных вод в трещинах может быть обусловлен гидростатическим давлением воды во взаимно пересекающихся трещинах, часть которых располагается в области питания на более высоких отметках, где поглощаются атмосферные осадки и поверхностные воды, а из нижерасположенных трещин выходят под давлением источники. На других участках давление воды в трещинах может быть вызвано давлением газа, поднимающегося из более глубоких зон литосферы. В районах молодой вулканической деятельности подъем воды по трещинам пород иногда вызывается давлением водяных паров с температурой более 100° С.

Водоносность трещиноватых пород тесно связана не только с условиями питания, но также и со степенью и характером трещиноватости. Данные колонкового бурения и особенно наблюдения в горных выработках месторождений показывают, что наиболее трещиноватыми оказываются породы в зонах тектонических разломов и контактов и в коре выветривания.

Трещины тектонического происхождения относительно быстро «залечиваются», и движение воды по ним со временем прекращается или в значительной степени замедляется. Следовательно, наиболее интенсивное движение подземных вод по трещинам этого рода возможно в районах, где горообразовательные процессы еще продолжаются или протекали в относительно недалеком прошлом.

В некоторых районах тектонические зоны сильно обводнены вследствие интенсивной раздробленности слагающих пород. В качестве характерного примера, иллюстрирующего значение крупных тектонических зон как проводников и коллекторов подземных вод, можно указать на Копет-Дагскую зону, где из крупных сбросовых деформаций, проходящих вдоль подошвы Копет-Дага, выходят мощные термальные источники.

В породах, разбитых литогенетическими трещинами, формируются пластово-трещинные артезианские и грунтовые воды. Мощные потоки трещинных вод местами получают распространение в четвертичных отложениях. Так, например, в четвертичных базальтах с их многочисленными вертикальными трещинами нередко движутся мощные потоки подземных безнапорных вод.

Часто мощные потоки грунтовых вод приурочены к трещиноватым базальтам и андезито-базальтам, подстилаемым галечниковыми и брекчиевыми отложениями, особенно в древних погребенных долинах. В таких районах на пониженных участках наблюдаются выходы мощных источников с пресной водой (см. гл. XII).

Мощные выходы воды из базальтов известны в США и на Гавайских островах. Суммарный дебит таких источников на Гавайских островах достигает огромной величины (110—140 м³/сек). Воды этих источников достаточно для водоснабжения такого крупного города, как Нью-Йорк.

Большинство Гавайских островов снабжается водой из базальтов. Городской водопровод в Гонолулу питается исключительно трещинными водами базальтов. При глубине скважин 152—185 м их дебит составляет в среднем 25 л/сек (90 м³/ч) и суммарный 7,5 м³/сек.

Граниты и другие кристаллические породы нередко оказываются слабо водообильными. Подземные воды в таких породах чаще движутся по трещинам выветривания. Глубина распространения трещин выветривания достигает 30—50 м и в исключительных случаях 100 м. В трещинах тектонического происхождения подземные воды встречены и на больших глубинах. В этих трещинах и водообилие может оказаться более высоким.

Воды в трещиноватых породах, если они не перекрыты с поверхности водонепроницаемыми пластами, очень чувствительны к условиям питания и характеризуются более резкими колебаниями уровня в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков по сравнению с подземными водами, залегающими в песчаных породах. Так, на одном из месторождений, которое обводняется водами, проникающими из трещин пород и залегающими в сланцах и мраморах на значительной глубине от поверхности (50—70 м), годовая амплитуда колебаний уровня составляет 3—4 м (рис. 82) в соответствии с количеством выпавших осадков. Поскольку уровень трещинных вод на указанном месторождении находится на большой глубине, а трещины в значительной мере заполнены глинистыми продуктами разрушения пород, наблюдается

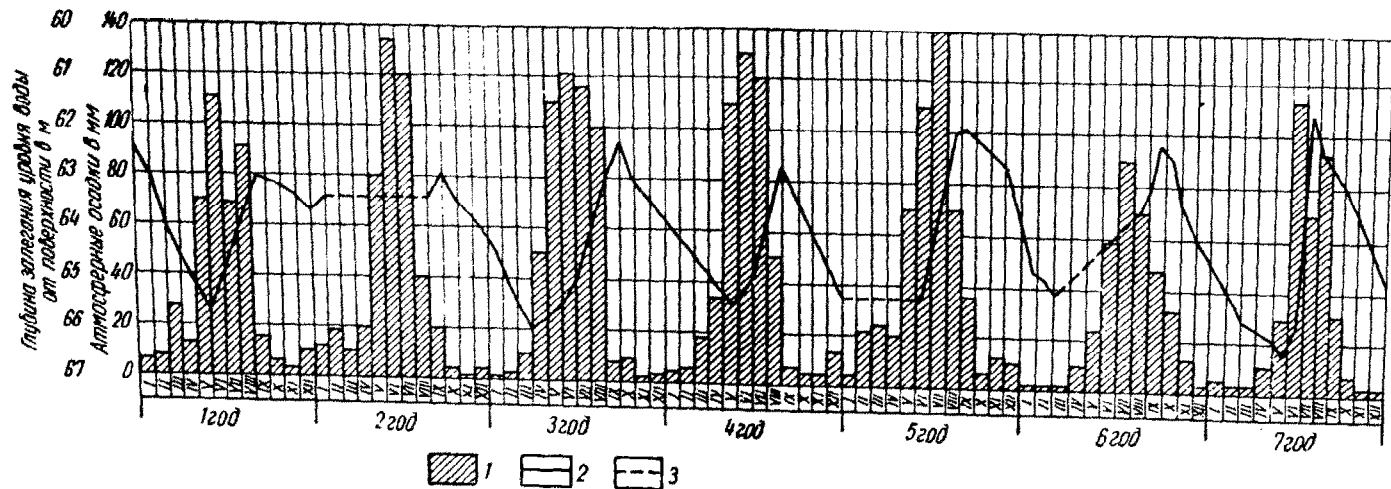


Рис. 82. График колебаний уровня подземных вод в трещиноватых породах в зависимости от количества атмосферных осадков:
 1 — атмосферные осадки, 2 — уровень воды, 3 — замеры уровня не проводились

запаздывание в подъеме уровня подземных вод по отношению ко времени максимального выпадения осадков на 2—3 месяца (и такое же запаздывание, естественно, в понижении уровня при уменьшении количества инфильтрующихся осадков).

Через открытые трещины, не перекрытые водоупорными или слабопроницаемыми пластами, подземные воды в трещиноватых породах относительно легко могут загрязняться водами, проникающими с поверхности и содержащими взвешенные вещества и микроорганизмы.

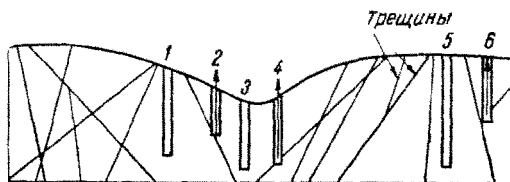


Рис. 83. Схема пересечения колодцами водоносных трещин в массиве трещиноватых пород:
1, 2, 3, 4, 5, 6 — колодцы

В трещинах горных пород содержатся подземные воды различного химического состава. В относительно неглубоко залегающих пластах в толщах пород, в зоне активного движения подземных вод, обычно распространены пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды, формирующиеся за счет инфильтрации атмосферных осадков.

В более глубоких зонах (на глубине нескольких сотен метров) на платформах и на периферии горных сооружений скважинами вскрываются сильно минерализованные воды и рассолы, которые насыщают пласты и толщи осадочных пород. Это нередко древние воды морского происхождения, химический состав которых за длительный период сильно изменился. По содержанию растворенных солей они относятся к хлоридно-натриевому и хлоридно-кальциево-натриевому типам.

При разведочных работах на воду в районах распространения подземных вод в трещиноватых породах необходимо иметь в виду, что выработка (например, буровая скважина) может пройти в непосредственной близости от водоносных трещин и не пересечь их. Естественно, что такая выработка окажется безводной. На некоторых участках скважины, пройденные на очень небольшом удалении одна от другой, вскрывают воды на разной глубине, но уровень в них устанавливается на близких отметках. Отдельные скважины могут дать самоизливающуюся воду.

На схематическом разрезе (рис. 83) видно, что колодцы 1, 3 и 5 должны быть сухими, так как они водоносных трещин не вскрыли; колодцы 2, 4 и 6 пересекли трещины и поэтому должны быть с водой. Колодцы 2 и 4 могут дать даже самоизливающуюся воду,

поскольку область питания (выход вскрытых ими водоносных трещин на поверхность) находится на более высоких отметках по сравнению с отметками устьев колодцев.

ВОДОНОСНОСТЬ ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД

Термин «карст» произошел от названия известняков мелового возраста, слагающих плато в северо-западной части Динарских гор, расположенных на границе Югославии и Италии, близ берегов Адриатического моря. Но начало изучению карстовых форм, по всей вероятности, было положено в Китае великим китайским пу-



Рис. 84. Размытая карстовая воронка в толще каменной соли

тешественником Сюй Ся-кэ (жившим во время династии Мина), который изучал карстовые явления в трех провинциях Китая — Гуанси, Гуйчжоу и Юньнань еще в 1637—1639 гг. В результате многолетнего труда Сюй Ся-кэ составил капитальную сводку, которая являлась одной из первых в мире крупной работой по описанию карстовой геоморфологии.

Карст развивается в выщелачивающихся и растворяющихся породах: известняках, доломитах, мраморах, гипсах, ангидритах, соляных залежах и др. Известно, что весьма слабо выщелачиваются в воде карбонатные породы, но процесс выщелачивания их резко возрастает при наличии в воде агрессивной углекислоты. Значительно большей растворимостью обладают гипсы и ангидриты. Наибольшей растворимостью характеризуются соляные залежи — хлористые и серноокислые соли натрия, калия и магния (рис. 84).

Неравномерность образования карстовых нарушений в известняковых, доломитовых и мергельно-известняковых толщинах пород объясняется более интенсивным расширением основных путей движения подземной воды; наряду с крупными карстовыми полостями при исследованиях фиксируются и более мелкие.

Следует подчеркнуть, что как внутренние пустоты, так и поверхностные карстовые образования обычно связаны с трещинова-



Рис. 85. Карст. Каменный лес (фото Б. Д. Русанова)

тостью пород, в направлении которой получают наибольшее развитие карстовые процессы. В разработке трещин и пустот (особенно крупных) в карстующихся толщах принимают участие наряду с процессами выщелачивания и растворения и эрозионные явления. Подземные потоки в крупных карстовых пустотах и каналах обладают достаточно большой живой силой, способствующей углублению и расширению путей движения подземных вод.

Формы проявления карста на поверхности земли различны: воронки, пещеры, «каменные леса», трещины, колодцы, шахты, сухие речные русла (поглощенные речки) и др. Карстовые воронки имеют размеры от 5—10 до 30—50 м в поперечнике и до 10—25 м в глубину. В сильно закарстованных районах количество воронок достигает иногда 100—200 на 1 км².

Хорошо известен в КНР карст в виде «каменного леса» (близ г. Куньмина). Наиболее широко карстовые формы рельефа развиты в Гуанси, где они занимают более 50% площади провинции.

Судя по данным М. М. Крылова, карстовые формы в Куньмине представляют собой остаток от зоны горизонтального и вертикального движения подземных вод в известняках пермского возраста. В настоящее время этот карст имеет форму столбообразных и ост-

роконечных известняковых скал весьма прихотливых очертаний (рис. 85). Участки между соседними скалами загромождены обломками известняка. В указанном районе распространены также карстовые воронки, поля и карстовые озера. Некоторые озера имеют большие размеры. Так, карстовое озеро Яицунхэ имеет длину 8 км и ширину около 100—500 м.

В горных районах с широким распространением закарстованных известняков и других выщелачивающихся пород воды поверхностных водотоков, периодически возникающих во время интенсивного выпадения осадков, обычно почти полностью поглощаются трещинами, понорами и другими пустотами.

Нередко карстовые воронки располагаются вдоль контактов карстующихся пород с некарстующимися, а также по линиям дизъюнктивных нарушений, где карбонатные породы оказываются раздробленными. Линейное расположение карстовых воронок и понор может указывать на существование и направление подземных потоков в толщах закарстованных пород. Отдельные карстовые воронки поглощают до 200 м³/ч дождевых и снеговых вод.

Карстовые процессы протекают медленно. В начальной стадии на поверхности карстующихся пород возникают так называемые карры и карровые поля, т. е. характерные бороздоподобные углубления от движущихся слабо минерализованных струй атмосферной воды. Часто на этой стадии карстовые процессы наиболее интенсивно развиваются в направлении тектонических, выветривания и других трещин. Это особенно четко прослеживается на месторождениях твердых полезных ископаемых, залегающих в условиях карста, где мощные толщи карстующихся пород вскрыты большим количеством вертикальных и особенно горизонтальных выработок.

Процесс расширения вертикальных и горизонтальных трещин в карстующихся породах приводит к образованию так называемых понор. На пониженных элементах рельефа поноры служат очагами поглощения больших масс поверхностных вод. Поноры, расширяясь, могут принимать вид подземных пещер. В крупных карстовых полостях и пещерах иногда происходят обвалы пород кровли, нередко с образованием на поверхности провальных воронок, «слепых» долин, озер и т. п. Глубина крупных провалов на поверхности земли местами превышает 20 м. На месте таких провалов на отдельных участках образуются озера или болота.

Карстующиеся породы выщелачиваются неравномерно. На отдельных участках (сложенных известняками, доломитами и др.) образуются крупные карстовые формы — рвы, вытянутые в направлении понижения рельефа. Такой ров (долина), по данным А. С. Белицкого, известен в Алапаевском районе на Среднем Урале, где он протягивается в меридиональном направлении на 4 км. Отрицательные формы карстового рельефа, соединяясь, образуют крупные по площади понижения, называемые полями. Образованию карстовых полей способствуют также тектонические процессы.

На образование карстовых форм большое влияние оказывают условия залегания карстующихся пород.

Карстовые явления распространяются на довольно большую глубину. Крупные карстовые полости (0,5—10 м в поперечнике) на отдельных месторождениях полезных ископаемых прослеживаются на глубину 150 м ниже местного базиса эрозии (древний карст). Более мелкие карстовые полости (0,5 м в поперечнике и менее), характерные для доломитизированных известняков, встречаются на больших глубинах, иногда достигающих 800 м.

Большей частью размеры карстовых полостей колеблются от 0,3 до 0,5 м в поперечнике. Некоторые карстовые полости часто оказываются заполненными глинистым материалом, включающим обломки известняка, кремня, глины, щебня и дресвы. Заполненные крупные карстовые пустоты (пещеры) достигают 20—25 м высоты и встречаются на глубине до 110—130 м. Но активные формы современного карста обычно ограничиваются глубиной 50—60 м. Объем отдельных крупных карстовых полостей достигает нескольких десятков тысяч кубических метров.

Причин, обуславливающих разнообразие карстовых форм, много: геологическое строение, расчлененность рельефа местности овражно-балочной сетью, условия залегания толщ карстующихся пород, климатические особенности, густота речной сети. На разработку полостей в карстующихся толщах пород заметное влияние оказывает также подземная эрозия. При равных прочих условиях в районах избыточного увлажнения карстовые процессы протекают интенсивнее по сравнению с засушливыми районами.

В СССР карстующиеся породы (известняки, доломиты, гипсы и др.) развиты во многих местах: в Крыму; на Кавказе; под Ленинградом; в Прибалтике; в Московской, Тульской, Воронежской и других областях; на водоразделе между рр. Онегой и Северной Двиной южнее г. Архангельска; на западном склоне Урала; на р. Волге в районе Самарской Луки; на Украине; в Туркмении; на хр. Большой Каратау и др. Карстовые явления широко распространены также в Китае, Италии, Франции, Испании и др. странах.

Таким образом, к водам в карстующихся породах относят подземные воды, движущиеся по трещинам, каналам, пещерам и другим пустотам в горных породах, созданным в результате агрессивного и механического воздействия подземных вод на выщелачивающиеся и растворяющиеся породы. В массивах закарстованных пород встречены как безнапорные, так и напорные подземные воды.

В карстовых пещерах нередко прокладывают себе путь подземные речки, имеющие протяженность до нескольких десятков километров. В СССР крупные карстовые пещеры распространены в Крыму, на Северном Кавказе, в Приуралье, на Алтае и в других районах. Кунгурская гипсовая пещера (на западном склоне Урала) имеет общую протяженность галерей около 4,6 км. В этой пещере выявлено 58 гротов и около 360 озер, заполненных минерализованной водой. Самая крупная из известных в мире карстовых пещер

Мамонтова пещера в США (штат Кентукки), имеющая длину (с боковыми ответвлениями) около 240 км.

В г. Гренобле во Франции в 1953 г. открыта карстовая пещера, которая носит название своего первооткрывателя Бержо. Находится она в районе известнякового плато Виркор на абсолютной высоте 1450 м и имеет глубину 1000 м. На поверхности пещера начинается трещиной около 5 м шириной. В пещере имеются широкие грещины, шахты и даже подземные залы. Спуск в пещеру напоминает лестницу длиной 3000 м. На дне пещеры протекает подземная речка, вытекающая из подземного озера Каду. Еще глубже, несколько в стороне от подземной речки, обнаружен в 1954 г. огромный размер «Зал № 13», представляющий собой очень большую пещеру. В этой пещере много озер большой глубины.

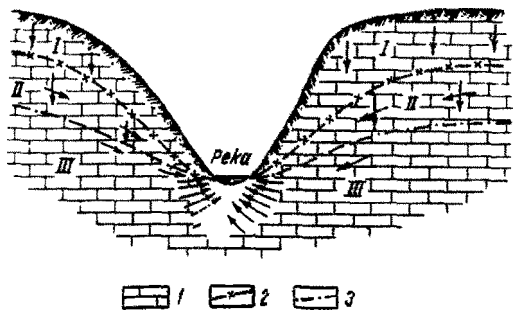


Рис. 86. Условия движения подземных вод в различных вертикальных зонах закарстованных пород (по Д. С. Соколову):

1 — закарстованные известняки, 2 — высокий уровень карстовых вод, 3 — низкий уровень карстовых вод. Стрелками показано направление движения воды

В некоторых районах имеет распространение так называемый соляной карст, развивающийся в соленосных породах. На поверхности земли этот вид карста проявляется неширокими воронками и округлой формы небольшими отверстиями, поглощающими атмосферные осадки. Такой карст был отмечен на горе Боз-Даг в Азербайджане (район Мингечаур), сложенной глинами апшеронского яруса (верхний плиоцен).

Для развития карста, по Д. С. Соколову [33], необходимы четыре условия: 1) в районе должны быть развиты выщелачивающиеся и растворяющиеся породы; 2) породы должны обладать проницаемостью для воды; 3) подземная вода движется, формируя поток; 4) обладать растворяющей способностью (агрессивностью). При этом агрессивно действующая вода проникает в толщ пород не обязательно с поверхности: в отдельных районах она может подниматься под напором из более глубоких артезианских водоносных пластов. Пример этого можно видеть на Северном Кавказе, вблизи Нальчика, где мощные источники с пресной водой, имеющей постоянную температуру (9,3° С), образуют Голубое озеро. Воды этого озера, по определению И. Г. Кузнецова, выщелачивают в сутки 35—50 м³ карбонатных пород.

По характеру движения и режима воды в закарстованных породах Д. С. Соколов выделяет следующие вертикальные гидродинамические зоны (рис. 86).

I. Зона аэрации, где распространено инфильтрационное и инфлюационное нисходящее движение воды преимущественно по вертикальным трещинам.

II. Зона сезонного колебания уровня подземных вод. В период усиленного питания, при подъеме уровня, эта зона сливается с нижней, а в периоды спада присоединяется к верхней, т. е. к зоне аэрации. При высоком стоянии уровня в зоне колебаний происходит горизонтальное движение воды, при низком — вертикальное. Мощность этой зоны колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров.

III. Зона полного насыщения, находящаяся в сфере дренирующего воздействия гидрографической сети. В этой зоне движение воды направлено в сторону речной долины, врезанной в карстующиеся породы. Подошва этой зоны располагается ниже горизонта поверхностных вод. Движение воды близ подошвы имеет напорный характер (снизу вверх). Интенсивное движение воды приводит к повышенной закарстованности пород в придолинных участках. В этой зоне заключены основные запасы подземных вод.

IV. Зона глубинного движения, где течение воды происходит вне непосредственного дренирующего воздействия местной гидрографической сети (на рис. 86 не показана). В этой зоне направление движения подземных вод вызвано в основном характером тектонической структуры. Здесь подземные воды медленно движутся к очагам разгрузки (к тектоническим депрессиям или к более глубоким эрозионным врезам, находящимся в соседних районах).

Приведенная характеристика движения подземных вод в карстовых районах является по существу сводной. В природных условиях, однако, возможны некоторые отклонения от общей закономерности. Эти отклонения освещены Г. А. Максимовичем [19].

I. Движение подземных вод в зоне карстующихся пород происходит только по вертикальной системе трещин (рис. 87, I). Нисходящий характер движения подземных вод имеет место, если карстующиеся породы подстилаются водопроницаемыми некарстующимися породами, подошва которых располагается выше уровня подземных вод в районе. В качестве примера можно указать на район Крымской Яйлы, где карстующиеся известняки подстилаются конгломератами и песчаниками, залегающими на глинах и сланцах. Из этих конгломератов и песчаников вытекают источники.

II. Отмечается только зона горизонтально-наклонного движения вод. Это характерно для маломощных пологопадающих пластов карстующихся пород, залегающих среди некарстующихся (см. рис. 87, II). Такой разрез был встречен в пермских отложениях западного крыла Предуральяского прогиба.

III. Имеются две зоны: вертикального (нисходящего) и горизонтального движения. Это характерно для толщ относительно небольшой мощности известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и мела, подстилаемых водонепроницаемыми породами (см.

рис. 87, III). Типичны в этом отношении разрезы, описанные для горной части Крыма, района Кунгурской гипсовой пещеры на Урале и др.

IV. Распространены зоны вертикального (нисходящего), горизонтального и сифонного (восходящего) движения. Это характерно для мощных толщ карстующихся пород, залегающих в придолинных частях рек и прибрежных частях морей.

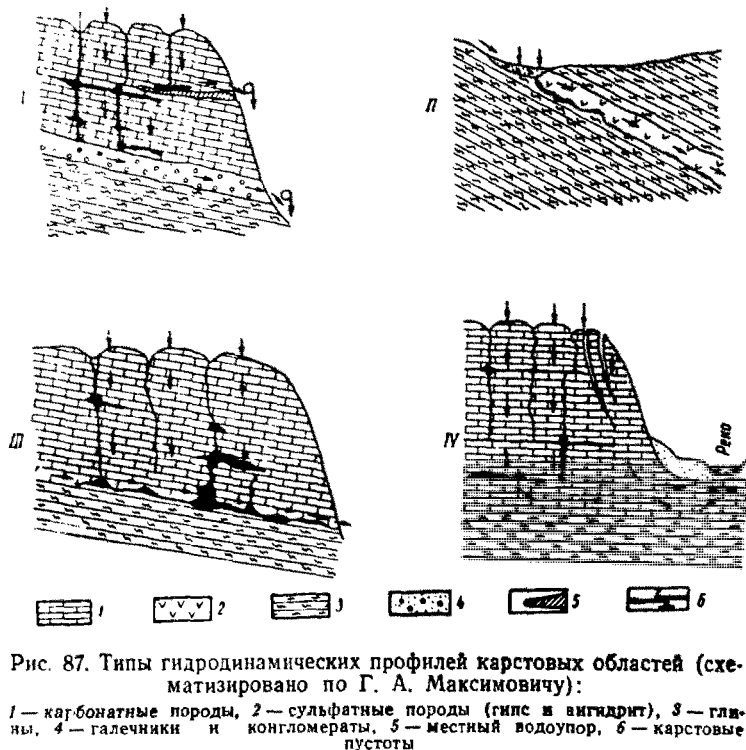


Рис. 87. Типы гидродинамических профилей карстовых областей (схематизировано по Г. А. Максимовичу):

1 — карбонатные породы, 2 — сульфатные породы (гипс и ангидрит), 3 — глины, 4 — галечники и конгломераты, 5 — местный водоупор, 6 — карстовые пустоты

Подземные воды сифонного движения находят выход в подручьевые карстовые пустоты речных долин (см. рис. 86 и 87, IV) или питают источники, выходящие на дне моря (субмариинные источники). Последние известны для района Гагра на Черном море, для Рижского залива Балтийского моря и др.

В районе Гагра, например, где разность в отметках областей питания и дренажа составляет около 1000 м, из сильно закарстованных карбонатных пород на уровне моря вытекает подземная речка с пресной водой с относительно постоянным расходом (до 8,3 м³/сек) и постоянной температурой воды (10°С). Ниже выхода подземной речки из трещин горных пород на дне моря выходит несколько восходящих подводных источников. В Рижском заливе на

глубине около 200 м из известняков силура под большим напором также выходят источники с пресной водой (см. гл. XII).

Карстовые процессы протекают тем быстрее, чем больше скорость движения воды: в подземных бассейнах со слабым водообменом они развиваются медленно. Образование карста идет также тем интенсивнее, чем больше разница в отметках областей питания и разгрузки и чем выше водопроницаемость карстующихся пород. Значительная разница в указанных отметках приводит к усиленному водообмену в массиве карстующихся пород, что способствует развитию карста.

Наиболее интенсивно карстовые процессы протекают по трещинам пород зоны выветривания и тектоническим нарушениям, так как движение воды по ним происходит с наибольшими скоростями.

Как было уже отмечено, разрушающая способность природных вод зависит от содержания в них агрессивной углекислоты. С глубиной растворяющая способность подземных вод обычно уменьшается, поскольку значительная часть агрессивной углекислоты расходуется на выщелачивание горных пород по пути движения. Данные бурения и результаты проходки горных выработок на месторождениях твердых полезных ископаемых показывают, что степень закарстованности пород с глубиной также уменьшается, в том же направлении снижается и степень их водообильности.

Расчетами установлено, что движение воды в закарстованных породах, так же как и в трещиноватых породах, подчиняется линейному закону фильтрации. Некоторые отклонения от общей закономерности движения, по-видимому, могут иметь место лишь на отдельных, сравнительно небольших участках с крупными пещерами, понорами и полостями, не заполненными песчано-глинистым материалом.

Таким образом, гидрогеологические условия закарстованных и трещиноватых пород во многом сходны, только в первых (особенно в верхней зоне) движение подземных вод происходит более интенсивно.

Водопроницаемость известняковых пород, если судить только по данным опытных откачек, большей частью характеризуется коэффициентом фильтрации 10—30 м/сут, с глубиной уменьшается до 2 м/сут и менее [13].

В закарстованных породах проведение подземных работ ниже уровня подземных вод вследствие больших водопритоков весьма затруднено. При гидротехническом строительстве через карстовые полости и трещины вода может в значительных количествах утекать из водохранилища в нижний бьеф (за плотину ниже по течению). Особенно трудна разработка месторождений твердых полезных ископаемых в закарстованных породах. На некоторых месторождениях, залегающих в районах развития карста, приток воды в горные выработки составляет 10 000 м³/ч и даже более [13]. Дебит отдельных буровых скважин, вскрывших карстовые воды, нередко

достигает нескольких десятков кубометров в час, а иногда 200—300 м³/ч.

Дебит источников, вытекающих из толщ закарстованных пород, характеризуется большими годовыми колебаниями — от десятков до сотен литров и даже до десятков кубометров в секунду (см. гл. XII).

Химический состав карстовых вод непостоянен. Большинство высокодебитных источников, вытекающих из закарстованных карбонатных пород, дают пресную воду гидрокарбонатно-кальциевого типа. Однако в гипсовых породах встречаются и жесткие воды сульфатно-кальциевого типа. В некоторых районах развития соляного карста буровыми скважинами в глубоких пластах обнаружены сильно минерализованные воды и рассолы.

Подземные воды в закарстованных породах подвержены еще большему загрязнению с поверхности, чем в трещиноватых. В некоторых пунктах европейской части СССР известны примеры, когда отмечалось через несколько часов после выпадения атмосферных осадков помутнение воды в водозаборах, не говоря уже о резком увеличении бактериального загрязнения. Более того, в широких водоносных трещинах и карстовых полостях может обитать относительно крупная фауна и флора. Так, вблизи от Ленинграда в воде карстовых полостей в известняках ордовика и силура были обнаружены мелкие рыбки. При откачках иногда вместе с подземной водой из скважин извлекаются на поверхность наряду с мелкими рыбками также и мелкие крабы, моллюски и части растений. Подобные явления были отмечены не только в СССР, но и в других странах. Поэтому при эксплуатации подземных вод, движущихся в трещинах скальных пород и полостях карстующихся толщ, в целях своевременного пресечения вспышки эпидемических заболеваний, передающихся через питьевую воду, необходима организация постоянного строгого надзора за санитарным состоянием водозаборов и прилегающей к ним местности.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА В СССР

В средних широтах СССР, как известно, имеет распространение сезонная мерзлота, возникающая с момента появления отрицательных температур воздуха и полностью исчезающая с наступлением теплого периода.

В отличие от областей с положительной среднегодовой температурой воздуха, где имеет место ежегодное возникновение сезонной мерзлоты, в областях с отрицательной среднегодовой температурой воздуха, коротким летом, холодной и длительной зимой и небольшим количеством осадков (годовых 150—400 мм, в том числе зимних 100—50 мм и менее) развита так называемая многолетняя, или «вечная», мерзлота.

О наличии многолетней мерзлоты в России стало известно в первой половине XVII в. из доисений воевод П. Головина и М. Глебова, которые сообщали о том, что в Якутии и летом вся земля полностью не оттаивает.

Известный ученый-мерзлотовед М. И. Сумгин понимает под «вечной мерзлотой» горную породу, залегающую на некоторой глубине от поверхности земли и имеющую отрицательную температуру, длящуюся непрерывно минимум два года, максимум тысячелетия и десятки тысячелетий.

В центральных районах распространения многолетней мерзлоты средняя годовая температура воздуха колеблется от -14 до -16°C , средняя температура горных пород в тех же районах — от 0 до -12°C .

В СССР площадь, занятая многолетней («вечной») мерзлотой, составляет 11 115 000 км², что равно 49,7% всей территории страны (рис. 88). На всем земном шаре многолетней мерзлотой занято около 24% площади суши [35].

Наличие многолетней мерзлоты в верхних слоях земной коры — следствие более холодного климата, существовавшего в ледниковый период. В настоящее время многолетняя мерзлота «деградирует», т. е. отступает к северу, при одновременном уменьшении ее мощности. Так, например, в 1837 г. многолетняя мерзлота наблюдалась на территории г. Мезень, теперь же ее граница отступила на 40 км к северу. С. И. Костин [14] пишет, что в Архангельской области южная граница многолетней мерзлоты за последние 100 лет отодвинулась к северу примерно на 100 км. На деградации многолетней мерзлоты указывает также термокарст, под которым

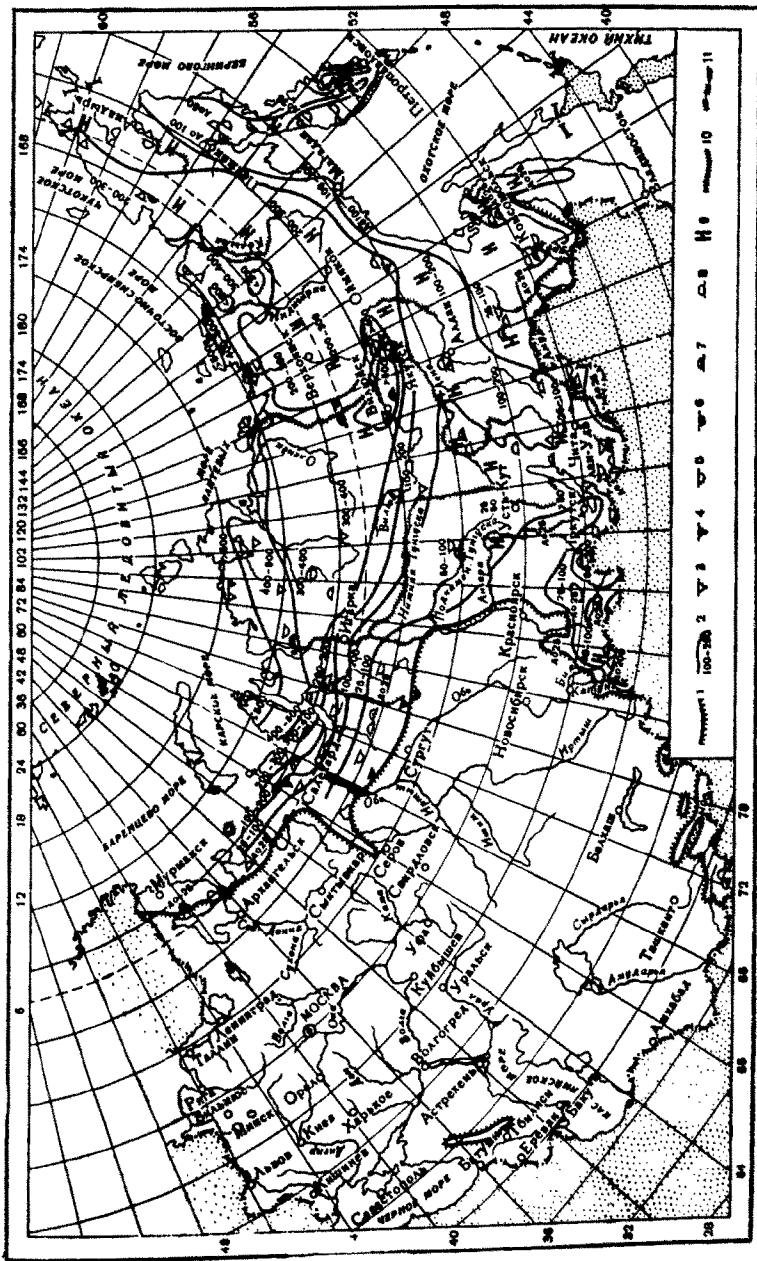


Рис. 88. Схематическая карта распространения многолетнезеленых горных пород на территории СССР (по И. Я. Баранову):

1 — границы области оледенения реликтов с многолетнезелеными горными породами, 2 — пределы верховных максимальных зон многолетнезеленых пород, 3 — современные термоярты по жильным льдам, 4 — древний термоярты по жильным льдам, 5 — современные термоярты по жильным льдам (инт-эквипонии, погребенным), 6 — древний термоярты по жильным льдам, 7 — многолетние бутры вучеши; 8 — сезонные бутры вучеши; 9 — наледки речные и ключевые; 10 — талики сплошные; 11 — талики прерывистые.

понимают образование провальных озер, воронок, оседание торфяных бугров и т. п. в результате быстрого таяния погребенного льда.

П. В. Виттенбург на одном из приморских рудников обнаружил в трещинах пород мирабилит, выпадающий из морской воды при температуре $-8,2^{\circ}\text{C}$, в момент же обследования рудника порода имела температуру $-4,2^{\circ}\text{C}$. Следовательно, мирабилит выпал из морской воды раньше, в ледниковую эпоху, когда температура горных пород была ниже $-8,2^{\circ}\text{C}$. На Дальнем Востоке наблюдается распространение теплолюбивых растительных форм (а также птиц и животных) среди растений, хорошо приспособленных к мерзлотным условиям. Это явление, по мнению А. К. Матвеева, также указывает на процесс деградации многолетней мерзлоты.

В литературе отмечается закономерность в распространении растительных сообществ (геоботаническая зональность), связанная геологическим строением и мерзлотными условиями. Например, в центральной части Алданского кристаллического массива в долине р. Б. Нимныра, участки, занятые таликами, через которые происходит разгрузка напорных вод, отличаются разнообразием произрастающей растительности. На них распространены: пихта, высокоствольная береза, рябина, ива, шиповник, смородина и др. [4].

Н. И. Толстихин [36] указывает, что наряду с ледниковой мерзлотой известна многолетняя мерзлота и более молодого возраста. В ходе своего развития территория, занятая многолетнемерзлыми породами, то расширялась, то сокращалась.

Мощность толщи пород, имеющих отрицательную температуру, значительная: обычно несколько десятков метров (в южных районах), а местами (в северных районах) достигает нескольких сотен метров. Определение мощности многолетней мерзлоты имеет большое значение как для эксплуатации подземных вод в целях водоснабжения, так и для разработки месторождений твердых полезных ископаемых.

В толщах горных пород, слагающих районы многолетней мерзлоты, значительные массы подземных вод содержатся в твердой фазе.

Включения льда встречаются большей частью в виде небольших кристаллов или в виде тонких ледяных прослоек толщиной от долей миллиметра до нескольких миллиметров, более или менее равномерно распределенных в толщах мерзлых пород. Особенно характерны эти включения для самых верхних слоев пород.

Другой, менее распространенной формой залегания льда являются сравнительно крупные линзы. В отдельных районах линзы льда имеют большую протяженность и мощность и без большой погрешности их можно принимать за ледяные пласты (рис. 89). В Юконе (Аляска, США), например, мощность ледяного пласта в четвертичных отложениях превышает 30 м.

Ископаемые льды встречаются преимущественно на ровных, почти горизонтальных и слабо наклонных площадях: речных тер-

расах, водораздельных плато, пониженных участках долин и котловин. При оттаивании ископаемые льды (а также современные льды ледников и наледей) дают начало источникам.

Нередко встречаются «ледяные конгломераты», представленные включениями суглинков, разрушенных скальных пород, гравия, ила, торфа и т. п. в ледяной массе.

Крупные реки Сибири — Лена, Енисей и их основные притоки — имеют водотоки в течение всего года; вода же в мелких речках подвержена сильному промерзанию, иногда до дна. В долине каждой реки, протекающей по аллювиальным рыхлым отложениям, наряду с поверхностным водотоком существует подземный поток. Нередко промерзание, распространяющееся с поверхности, захватывает и часть подземного потока.

Благодаря отмеченным выше факторам в области многолетней мерзлоты проникновение воды с поверхности по трещинам и порам затруднено вследствие отрицательных температур горных пород.

Характер древесной растительности может указывать на наличие многолетней мерзлоты. В высокоом поясе лесов Большого Хингана, например, распространены густые и обширные заросли кустарниковой березы, называемые «ерниками». Эти березовые ерники, как правило, распространены на площадях широких долин или относительно плоских участков. Такие площади нередко оказываются заболоченными, что связано с близким залеганием от поверхности толщи многолетней мерзлоты.

Широкое распространение лиственницы, произрастающей в мощном почвенном слое, залегающем на поверхности мерзлых пород, также свидетельствует о наличии многолетней мерзлоты. Заболочиванию способствует близкое залегание от поверхности земли верхней границы толщи многолетней мерзлоты. Мерзлота препятствует проникновению влаги с поверхности и способствует накоплению ее в подпочвенных и почвенных слоях.

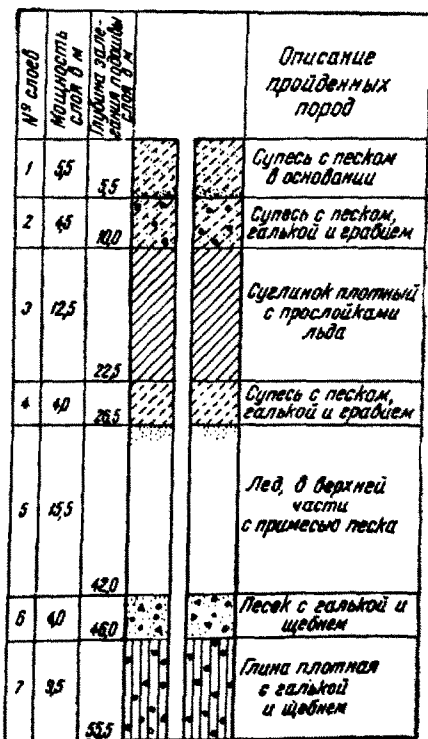


Рис. 89. Геологический разрез скважины, пройденной на территории многолетней мерзлоты

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Гидрогеологические условия области распространения многолетней мерзлоты изучены еще недостаточно.

Н. И. Толстихин [36] подразделяет подземные воды районов многолетней мерзлоты на три типа:

1) надмерзлотные, залегающие над толщей многолетней мерзлоты;

2) межмерзлотные, заключенные между толщами пород с отрицательной температурой, где они движутся по таликам;

3) подмерзлотные, залегающие ниже толщи многолетней мерзлоты.

Надмерзлотные воды. Надмерзлотные воды большей частью залегают в так называемом деятельном слое, замерзающем зимой и оттаивающем летом. Мощность деятельного слоя в зависимости от местных климатических условий колеблется от нескольких дециметров до 1—5 м. Она зависит при этом и от ориентировки склонов: на южных склонах она больше, на северных меньше. Н. И. Толстихин отмечает, что в Южном Забайкалье на южных склонах возвышенностей часто совсем отсутствует многолетняя мерзлота, а на северных распространена в виде отдельных островов.

Под руслами крупных рек Сибири, несущими большое количество тепла, нередко обнаруживаются сквозные талики, выполняющие роль областей питания и разгрузки межмерзлотных и особенно подмерзлотных водоносных горизонтов.

Наиболее широкое распространение надмерзлотные воды имеют на плоских водоразделах и в местных понижениях рельефа; реже они обнаруживаются на пологих склонах. Обычно эти воды заключены в четвертичных отложениях.

Надмерзлотные воды имеют свободную поверхность. Только с начала декабря вследствие промерзания деятельного слоя сверху они приобретают местный напор. В январе — марте (а в некоторых северных районах в течение 6—8 месяцев в году) надмерзлотные воды находятся в твердой фазе. Водоупорным ложем для надмерзлотных вод в районах распространения сплошной мерзлоты служат толщи мерзлых пород.

Основным источником питания надмерзлотных вод является инфильтрация атмосферных осадков. Кроме того, в некоторых районах эти воды питаются за счет таяния подпочвенных и покровных льдов, а иногда и подъема снизу напорных меж- и особенно подмерзлотных вод.

Породы деятельного слоя, насыщенные надмерзлотной водой, нередко находятся в неустойчивом состоянии. Поэтому при проделке глубоких шурфов в летнее время деятельный слой предварительно осушается путем заложения на участке неглубоких дренажных канав.

При разведочных работах, проводимых в зимнее время, этот водоносный горизонт легко может быть не замечен, поскольку заключенные в нем воды находятся в твердом состоянии.

Надмерзлотные воды обычно слабо минерализованы. Только вблизи населенных пунктов вследствие загрязнения с поверхности минерализация возрастает за счет увеличения хлоридов, щелочей, азотистой и азотной кислот и т. д.

Необходимо добавить, что в южных районах распространения многолетней мерзлоты, на дне бессточных котловин, местами надмерзлотные воды оказываются сильно минерализованными. На участках питания напорными восходящими подмерзлотными водами надмерзлотные воды по химическому составу и температуре могут существенно отличаться от окружающих надмерзлотных вод, питающихся атмосферными осадками.

Ввиду незначительной мощности и сезонной промерзаемости деятельного слоя количество надмерзлотных вод обычно невелико,

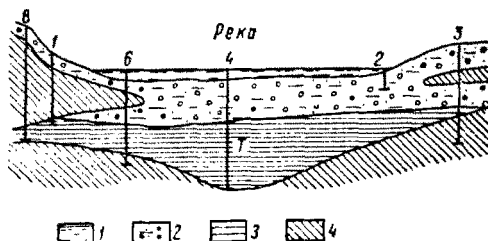


Рис. 90. Разрез по одной из проток р. Лены (схематизировано по И. М. Светозарову); 1 — лед и вода; 2 — песок с галькой и гравием водоносный; 3 — глина и суглинок; 4 — мерзлая зона; Т — талик; 1—4, 6—8 — скважины

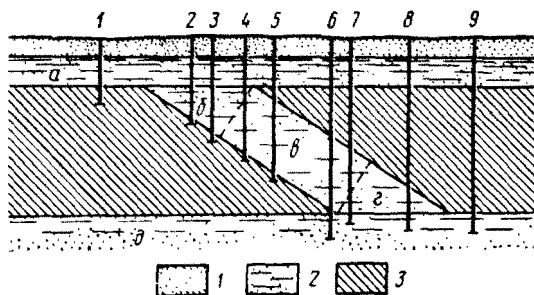


Рис. 91. Схема взаимосвязи над-, меж- и подмерзлотных вод (по Н. И. Толстухину): а — надмерзлотные воды, б — переход к межмерзлотным водам, в — межмерзлотные воды, г — переход к подмерзлотным водам, д — подмерзлотные воды; 1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — мерзлая зона. 1—9 — скважины

а в зимнее время скважины и колодцы, эксплуатирующие этот горизонт, воды не дают. Более благоприятные условия наблюдаются вблизи рек (рис. 90) и озер, где надмерзлотные воды нередко могут использоваться в течение круглого года, причем их дебит зна-

чительно возрастает за счет подтока в водозаборные сооружения поверхностных вод.

Надмерзлотными водами чаще могут снабжаться только крупные предприятия с небольшой потребностью в воде. Так, иногда они используются на сезонном строительстве, на работах исследовательских партий и т. п.

Межмерзлотные воды. Межмерзлотные воды распространены в пределах зоны многолетней мерзлоты от верхней до нижней ее

границы (рис. 91). В этой зоне подземные воды встречаются как в жидкой, так и в твердой фазе. В жидкой фазе слабо минерализованные воды могут существовать только тогда, когда они находятся в непрерывном движении. К твердой фазе межмерзлотных вод относятся временно скованных мерзлотой водоносных горизонтов.

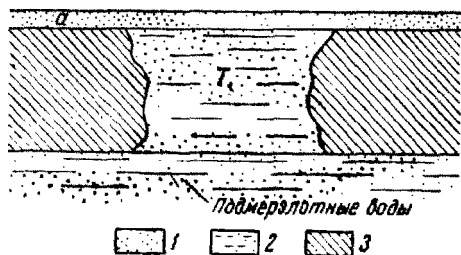


Рис. 92. Схема талика с межмерзлотными водами (по Н. И. Толстихину):

a — деятельный слой; *T* — межмерзлотный талик;
1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — мерзлая зона

Межмерзлотные воды чаще проявляются на участках так называемых таликов, т. е. на участках с по-

ложительной температурой, окруженных с боков мерзлыми породами (рис. 92).

Межмерзлотные воды обычно гидравлически связаны как с надмерзлотными, так и с подмерзлотными водами (см. рис. 91). Через талики осуществляется связь надмерзлотных вод с подмерзлотными. Следовательно, они служат очагами разгрузки и питания для под- и надмерзлотных вод.

Межмерзлотные воды могут быть безнапорными и напорными.

Области питания межмерзлотных вод находятся за границами таликов, над мерзлотой или под мерзлотой. В зависимости от условий питания межмерзлотные воды имеют неодинаковый режим и различный химический и газовый состав.

При питании подмерзлотными водами межмерзлотные воды имеют восходящий характер и отражают их химический состав. Как правило, при таком виде питания межмерзлотные воды не носят следов загрязнения с поверхности. В случае подъема воды с больших глубин они имеют относительно высокую температуру.

Нисходящие межмерзлотные воды отражают состав и режим надмерзлотных вод, за счет которых они питаются, и вблизи населенных пунктов могут обнаруживать признаки загрязнения (наличие азотистых соединений, бактерий и т. п.). Температура таких вод зависит от метеорологических условий и от длины пути фильтрации по межмерзлотным таликам: обычно она близка к нулю, а ми-

нерализованные межмерзлотные воды иногда имеют отрицательную температуру (до -5°C).

Условия распространения подземных вод связаны с рельефом поверхности и с наземной растительностью (рис. 93). Как видно из данных рис. 93, наиболее высокие участки местности *а* хорошо дренированы и поэтому сухие. Низкие участки *б* с близким залеганием от поверхности многолетнемерзлых пород оказываются заболоченными (на них развиты мари). Склоны *в* — переходные зоны от высоких сухих участков к заболоченным маревым участкам.

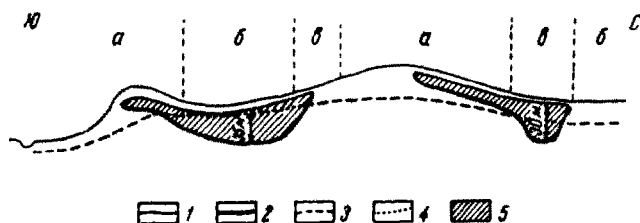


Рис. 93. Схема взаимосвязи мерзлоты, рельефа и растительности в Бурейнском районе (по А. К. Матвееву):

а — сухой лесной участок, *б* — мари, *в* — начало сухого участка;

1 — верхняя граница мерзлой зоны, 2 — нижняя граница мерзлой зоны, 3 — свободная поверхность подземных вод, 4 — пьезометрическая поверхность подземных вод, 5 — мерзлая вода

Сезонные климатические изменения не оказывают большого влияния на воды межмерзлотной зоны.

Дебит скважин и колодцев, вскрывших межмерзлотные воды, весьма разнообразный. Часто он отличается постоянством.

Подмерзлотные воды. К подмерзлотным водам относят подземные воды, залегающие под мерзлыми породами (см. рис. 91). В зависимости от местных условий подмерзлотные воды могут залегать как непосредственно под мерзлыми породами, так и значительно ниже. В отличие от над- и межмерзлотных вод, воды которых находятся постоянно или временно в твердой фазе, подмерзлотные воды всегда находятся в жидкой фазе.

Подмерзлотные воды часто обладают напором. Иногда скважины, вскрывшие подмерзлотные воды, дают самоизлив. Дебит скважин различный. Степень минерализации подмерзлотных вод неодинаковая: встречаются и пресные и соленые воды.

Температура подмерзлотных вод обычно невысокая и положительная ($1-2^{\circ}\text{C}$), с глубиной она повышается.

Глубина залегания подмерзлотных вод сильно колеблется и зависит от мощности многолетней мерзлоты: на юге меньше, на севере больше. Местами в северных районах она достигает 400—600 м и даже более.

Вообще можно сказать, что по условиям распространения и движения подмерзлотные воды почти ничем не отличаются от подземных вод, распространенных в областях отсутствия многолетней мерзлоты: характерна для этих вод только затрудненность питания и разгрузки.

Количество таликов, служащих очагами питания и разгрузки подмерзлотных вод, уменьшается с юга на север. Поэтому в северных районах распространения многолетней мерзлоты условия питания и стока для подмерзлотных вод неблагоприятны.

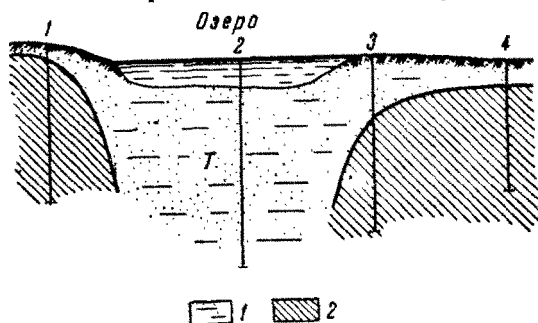


Рис. 94. Талик над озером:
1 — песок водоносный, 2 — мерзлая зона, T — талик

Наиболее активная связь всех трех типов вод в области многолетней мерзлоты происходит в долинах крупных непромерзающих рек и озер, где отсутствуют мерзлые породы (рис. 94). В озерах с соленой водой создаются благоприятные условия для сохранения мерзлоты. А. И. Дзенс-Литовский указывает, что в области многолетней мерзлоты в отличие от пресных озер, аккумулирующих тепло, соленые озера служат аккумуляторами холода.

В крупных таликах водоносные горизонты нередко гидравлически связаны с водами поверхностных водотоков и водоемов. На таких участках в зависимости от соотношения отметок уровней поверхностных вод и водоносных горизонтов будет иметь место или поглощение поверхностных вод, или выход подмерзлотных вод через талики на поверхность.

Санитарное состояние подмерзлотных вод весьма высокое, и они имеют поэтому чрезвычайно большое значение для водоснабжения. Иногда эти воды залегают в виде артезианских бассейнов [36].

НАЛЕДИ И БУГРЫ ПУЧЕНИЯ В ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

Излияния речной или подземной (надмерзлотной) воды на поверхность льда, снега или почвы приводит к появлению ледяного образования, называемого наледью. Такое нарушение нормального движения воды происходит в результате перемерзания реч-

ного русла или грунтового потока. По тем же причинам наледи на реках, террасах и в других местах могут в зимнее время возникать и вне области многолетней мерзлоты.

Прорывы воды, формирующей наледи, происходят на участках наименьшего сопротивления и продолжаются все время, пока не перемерзнет вода в реке или в источнике. Некоторые крупные источники не перемерзают круглый год и на участках выхода таких источников рост наледей продолжается в течение всего холодного времени года.

По форме наледи принимают округлые, овальные, удлиненные и другие очертания. Высота наледей местами достигает 5 и 10 м. Площади наледей колеблются в широких пределах: от 20 до 1 000 000 м² и более.

Наземные наледи, как правило, в течение теплого времени года большей частью успевают полностью растаять. Однако при благоприятных климатических и других условиях они могут существовать в течение нескольких лет, только уменьшаясь в летнее время в размерах. Наибольшее количество наледей, питающихся подземными водами, располагается по склонам или у основания речных долин (до 63%), на пойме и первой террасе наблюдается до 28% наледей. Наземные наледи являются хорошим поисковым признаком на подземные воды. Весной, после того как растает снег, на фоне зеленой растительности они отчетливо видны с больших расстояний. Наледи хорошо фиксируются аэрофотосъемкой. Иногда ценные данные о наледях можно получить от местного населения.

Вода и лед наледей используются для водоснабжения и хранения скоропортящихся продуктов. При строительстве наледи являются отрицательным фактором: они деформируют инженерные сооружения, дороги и т. п.

Наледи не только указывают на наличие выходов подземных вод, но и дают материал для суждения о дебите и получения других данных по источникам; они указывают на выход вод из того или иного водоносного горизонта, водоносной трещины, а также не замерзающего зимой подруслового потока.

Наряду с наземными наледями распространены и подземные наледи, в образовании которых участвуют только подземные воды. При формировании подземных наледей происходит приподнимание почвы в виде бугра с различной крутизной склонов (рис. 95). Большой частью бугры возникают в пределах деятельного слоя, и к осени в результате таяния льда они обычно проседают. Продолжительность существования таких бугров — один год.

Местоположение растаявших в летнее время наледей иногда удается при гидрогеологической съемке обнаружить по так называемому «пьяному лесу», т. е. по стволам деревьев, наклоненных в разные стороны (см. рис. 95).

Кроме бугров-«однолеток», в области многолетней мерзлоты распространены многолетние бугры, которые существуют и развиваются в течение многих десятков лет. Такие бугры Н. И. Толсти-

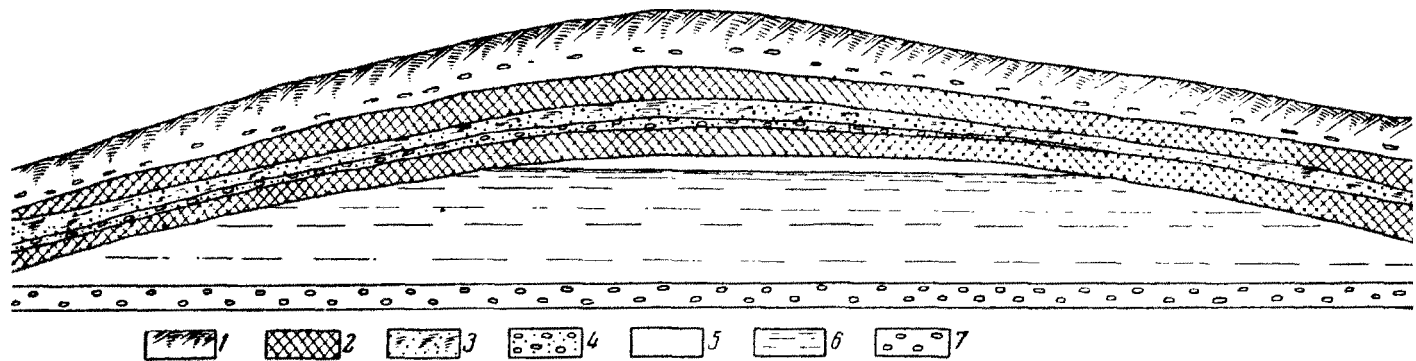


Рис. 96. Схема строения гидролакколита (по Н. И. Обдину):

1 — торфянистая почва, 2 — лед, 3 — глинистый песок, 4 — галечник с глинистым песком, 5 — воздух, 6 — вода, 7 — галечник

хин предлагает называть гидролакколитами, по аналогии с лакколитами, в которых роль воды выполняет поднимающаяся с глубин магма (рис. 96).

Гидролакколиты возникают на конусах выноса и на стрелках между устьями двух рек. Высота их достигает 15—30 м, а поперечник — 80 м и более. Склоны гидролакколитов имеют уклон до 40°.

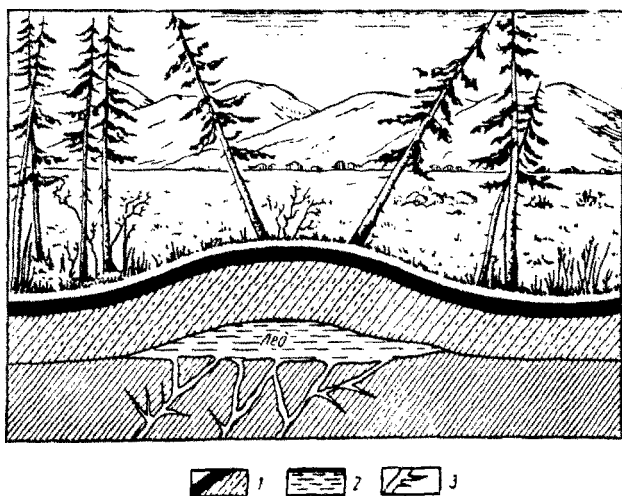


Рис. 95. Схема строения бугра над выходом подземных вод по трещинам (по М. Я. Чернышеву):

1 — породы деятельного слоя, 2 — лед, 3 — водоносные трещины в талике

В отличие от бугров-«однолеток» гидролакколиты развиваются главным образом в пределах зоны многолетней мерзлоты и только их верхняя часть располагается в деятельном слое. Основным источником питания гидролакколитов являются меж- и подмерзлотные воды. В строении гидролакколитов принимают участие лед и льдистые породы, под которыми в ядре находится песок или другие породы, заключающие в себе напорные воды (см. рис. 96).

Гидролакколиты также служат покровным признаком на подземные воды. Скважины, пройденные в ядре гидролакколитов, обычно вскрывали воду. Дебит скважин непостоянный.

Глава XII

ИСТОЧНИКИ

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ

Естественные выходы подземных вод на поверхность земли принято называть источниками, их иногда называют также родниками или ключами.

Выход источников на поверхность земли связан со следующими основными причинами:

1) пересечением водоносных горизонтов современными эрозийными и другими формами рельефа (речными долинами, балками, оврагами, озерными котловинами и т. п.);

2) геолого-структурным строением местности (открытых тектонических зон и трещин, антиклинальных складок с нарушенными сводами, крыльями и т. п.);

3) наличием на местности интрузий и даек, на контактах которых по открытым трещинам могут выходить на поверхность подземные воды.

Некоторые исследователи (например, А. М. Овчинников) рассматривают источники как своеобразное природное явление на участках, где сформировались депрессионные воронки, напоминающие воронки, создаваемые опытными откачками из скважин, шурфов и других искусственных выработок. Основное различие заключается в том, что источники, за небольшим исключением, действуют длительное время по сравнению с коротким сроком опытных откачек.

Часто подземные воды выходят на поверхность в горных областях, особенно в молодых. В равнинных областях подземные воды находят выход на участках, где водоносные горизонты вскрыты эрозийной сетью — реками, оврагами и т. п. (рис. 97). В пустынных областях источники встречаются редко, а в некоторых даже совершенно отсутствуют.

Источники могут питаться водами верховодки, грунтовыми и артезианскими. Если источники питаются водами верховодки или грунтовыми, то на поверхности наблюдаются сосредоточенные (см. рис. 48) или пластовые выходы воды. Пластовыми называют рассеянные (не сосредоточенные) выходы подземных вод из пластов, сложенных тонко- и мелкозернистыми песками, или из пластов с высокой водопроницаемостью, но перекрытых с поверхности песчано-глинистыми делювиальными образованиями низкой водопроницаемости (рис. 98). На таких участках подземные воды более или менее равномерно увлажняют склон долины на всем протяжении

водоносного пласта, а нередко вдоль склона образуются заболоченные полосы, на которых получает развитие болотная растительность, а в мелких углублениях скапливается вода. В засушливых районах на поверхности таких участков вследствие испарения воды накапливается тонкий слой солей в виде белоснежного налета.

На некоторых участках отмечаются выходы источников из аллювиальных отложений речных долин. Часто такие выходы подземных вод наблюдаются на участках сужения речных долин, где происходит уменьшение поперечного сечения грунтового потока. Выходы источников могут быть обусловлены изменением состава аллювиальной толщи. При изменении, например, песчаного состава аллювия на песчано-глинистый уменьшается скорость движения грунтовых вод, что вызывает подъем их уровня, а на пониженных элементах рельефа — выходы источников

Высокодебитные источники, или несколько источников с небольшими дебитами, иногда дают начало ручьям и речкам.

В равнинных областях встречаются преимущественно инсходящие источники, выклинивающиеся из песчаных водоносных пластов, а также из трещин и пустот закарстованных и скальных пород.

В случае питания источников напорными водами относительно быстрее происходит истечение воды на поверхность из трещины пласта или по тектоническому нарушению, что связано с разницей высотных отметок областей питания и разгрузки.

В районах распространения геологических структур (синклиналей и др.) или на участках тектонических нарушений пород подземные воды могут выходить на поверхность в виде источников не только под влиянием гидростатического давления: они могут выходить также под влиянием гидростатического давления и газового фактора и реже только газового фактора.

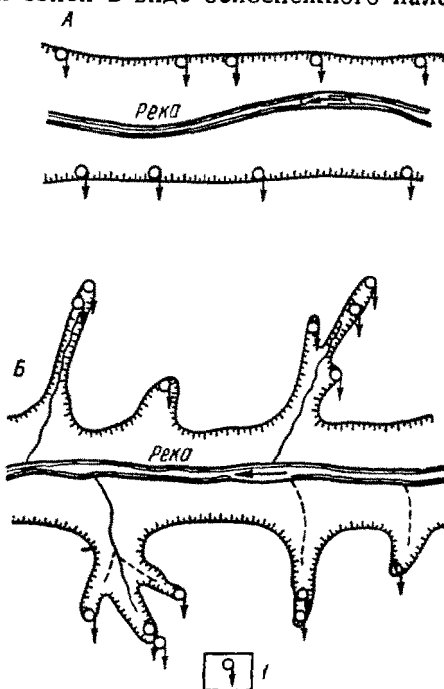


Рис. 97. Схема источников, выходящих в речных долинах при горизонтальном залегании пластов: А — план речной долины с неизрезанными берегами; Б — план речной долины с берегами, изрезанными оврагами; I — источники

В области многолетней мерзлоты вследствие господства отрицательных температур воздуха и сезонного промерзания деятельного слоя и надмерзлотных вод появляются источники, действующие периодически или с непостоянным местом выхода, некоторые источники появляются только на короткий срок и затем исчезают.

В районах молодой вулканической деятельности встречаются источники, выделяющие углекислоту, например углекислый источник Нарзан (Кисловодск), представляющий собой выход напорных

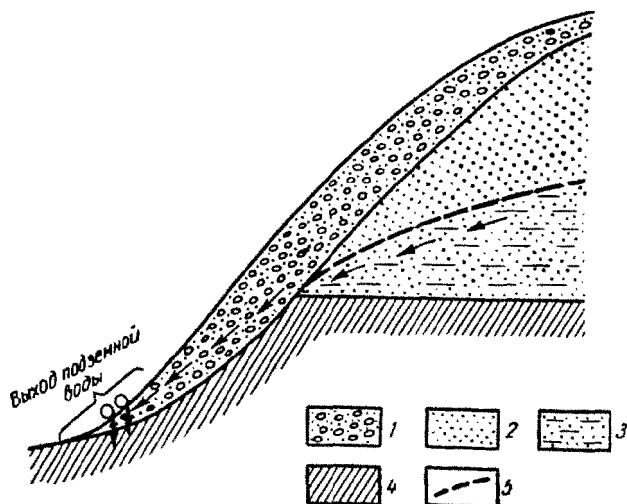


Рис. 98. Выход источника из делювия склона:
1 — делювий склона, 2 — песок, 3 — песок водоносный. 4 — глина.
5 — уровень грунтовых вод

пластово-трещинных вод; выходящие из трещин гранитного массива горячие углекислые источники в Карловых Варах (Чехословакия).

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

КЛАССИФИКАЦИЯ ИСТОЧНИКОВ

Существует довольно много классификаций источников. Наибольшее распространение на практике получила классификация К. Кейльгака, подразделяющая источники на нисходящие и восходящие.

К нисходящим относятся источники, питающиеся безнапорными (чаще грунтовыми) водами, к восходящим — источники, питающиеся напорными (артезианскими) водами.

В полевых условиях, в процессе проведения гидрогеологических съемок, не всегда представляется возможным по данным непосредственных наблюдений установить, какими водами (напорными или безнапорными) питается источник или группа источников. Кроме того, в результате, например, усиления эрозионной деятельности и связанного с этим интенсивного дренажа напорные воды на отдельных участках могут стать безнапорными, а следовательно, и питающиеся этими водами источники из восходящих перейдут в нисходящие. По указанным, а также и другим причинам, здесь не затронутым, классификация К. Кейльгака, основанная на гидравлических признаках, стала в последнее время применяться значительно реже.

А. М. Овчинниковым [21] в зависимости от характера водоносных горизонтов, питающих источники, выделены три основные группы источников: 1) источники, питающиеся водами верховодки; 2) источники, питающиеся грунтовыми водами; 3) источники, питающиеся артезианскими водами.

Каждую из этих групп в свою очередь можно подразделить на подгруппы: по составу водоносных пород, по климатическим особенностям местности, например вне области многолетней мерзлоты и в области многолетней мерзлоты, по местоположению (на равнине, в горном районе молодого вулканизма) и т. п.

Источники, питающиеся водами верховодки, располагаются над уровнем грунтовых вод, т. е. в зоне аэрации (см. рис. 48). Для этих источников характерны резкие колебания дебита (вплоть до иссякания), связанные с гидрометеорологическими условиями и другими факторами (см. гл. VIII «Вода в почвенном слое»), а также непостоянством химического состава и температуры воды.

Большим постоянством во времени обладают источники, питающиеся грунтовыми водами, хотя и они подвержены сезонным колебаниям дебита, в меньшей мере химического состава и температуры воды.

Источники грунтовых вод подразделяют на три типа: эрозионные, контактовые и переливающиеся.

К эрозионным относят такие источники, которые появляются в результате углубления гидрографической сети (рек, оврагов и т. п.) и вскрытия водоносных горизонтов (рис. 99, А).

В зависимости от условий питания, геологических и гидрогеологических особенностей дебит эрозионных источников подвержен резким колебаниям. Так, источники 2 и 3, выходящие по склонам речной долины (рис. 100), могут иссякать в засушливый период вследствие понижения зеркала грунтовых вод, источник 4 характеризуется наибольшей выдержанностью дебита, поскольку к нему стекают грунтовые воды с большей водосборной площадки по причине наклона поверхности водоупорного ложа в сторону источника.

В зависимости от глубины эрозионного вреза и количества чередующихся водоносных и водоупорных пластов в некоторых речных долинах и крупных оврагах источники могут выходить на раз-

Источники грунтовых вод

Источники артезианских вод

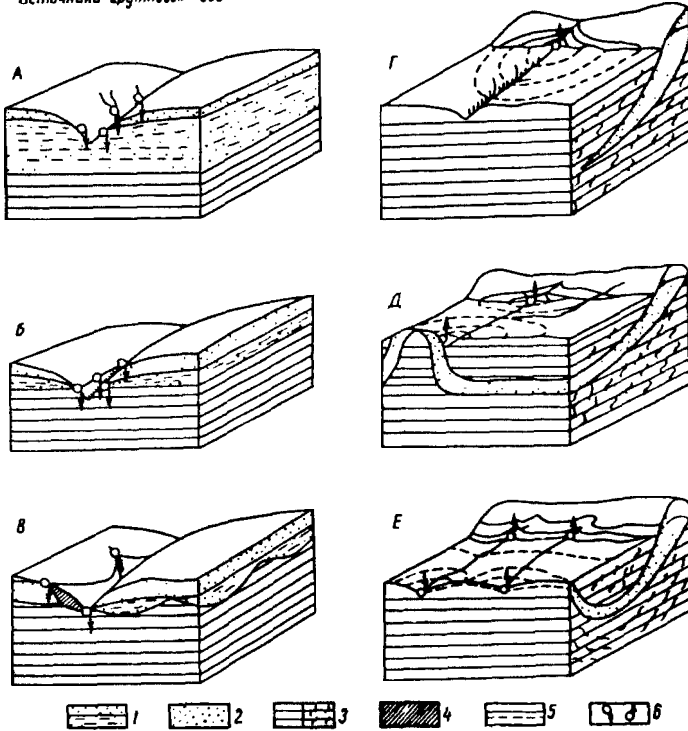


Рис. 99. Основные типы источников (по А. М. Овчинникову):
 Источники грунтовых вод: А — эрозионные, Б — контактные, В — переливающиеся
 Источники артезианских вод: Г — артезианский склон; Д — артезианский бассейн с местным очагом разгрузки;
 Е — артезианский бассейн с линейной разгрузкой:
 1 — горизонт грунтовых вод в рыхлых пористых отложениях, 2 — горизонт артезианских вод, 3 — водоупорные слои, 4 — глинистый делювий, 5 — уровни подземных вод (гидроизогипсы и гидроизопьезы), 6 — места выхода подземных вод (источники)

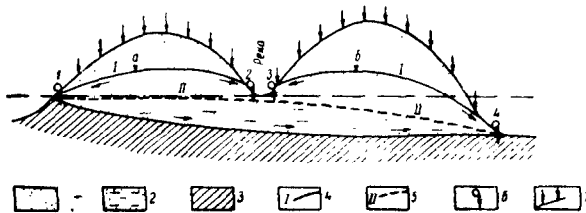


Рис. 100. Схема выходов источников на междуречье в зависимости от условий питания:
 1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 и 5 — уровень грунтовых вод (4 — при интенсивном, 5 — при слабом питании); 6 — выход источников, 7 — инфильтрация атмосферных осадков

ных высотах (этажах). Такое этажное расположение источников в соответствии с геологическим строением отмечено по берегам рр. Волги и Дона, в крупных оврагах, впадающих в рр. Хопер, Медведицу, и в других районах (см. рис. 48).

Контактовые источники находятся на контактах пород различной водопроницаемости (рис. 99, Б и рис. 101).

Выходы переливающихся (или экранированные) источников представляют собой имитацию восходящего движения воды. Переливающиеся источники довольно разнообразны. В одних случаях они связаны с наличием на участке выхода источника из делювиального плаща с относительно слабой, а иногда и более высокой водопроницаемостью (см. рис. 99, Б). В других местах выход переливающихся источников может быть обусловлен фациальной изменчивостью водоносного пласта или тектоническим нарушением сбросового ха-

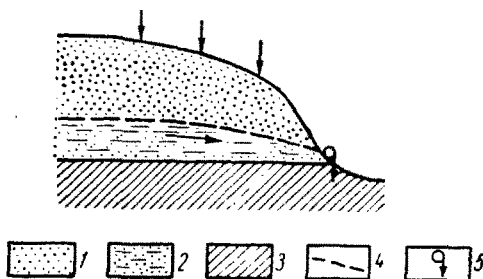


Рис. 101. Выход источника вблизи контакта водоносных и водоупорных пластов:
1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 — уровень грунтовых вод, 5 — выход источника

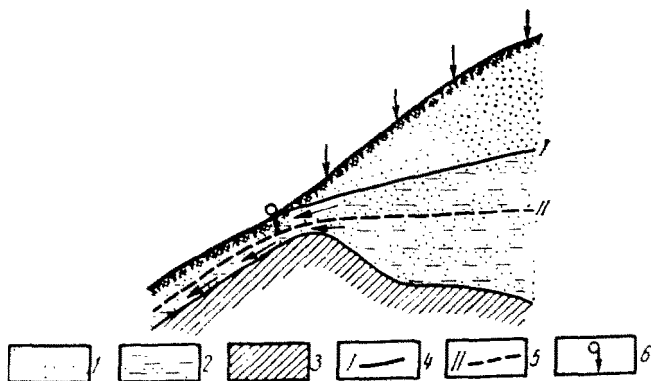


Рис. 102. Выход источника при неровном водоупорном ложе:
1 — песок, 2 — песок водоносный, 3 — глина, 4 — 5 — уровень грунтовых вод (4 — при интенсивном, 5 — при слабом питании), 6 — выход источника

рактера, создающим подземную преграду из более плотных или слабо водопроницаемых пород.

Неровности водоупорного ложа могут приводить к выходу нисходящих источников на различных отметках склонов речных долин, оврагов и других понижений (рис. 102).

Наибольшим постоянством отличается режим восходящих источников, питающихся артезианскими водами. К данной группе источников относятся естественные выходы подземных вод, располагающиеся в очагах разгрузки напорных водоносных горизонтов артезианских бассейнов или артезианских склонов. Восходящие источники часто обнаруживаются на контактах водоносных и водоупорных пород в зонах тектонических нарушений.

Восходящие артезианские источники подразделяют на два типа: источники артезианских бассейнов и артезианских склонов.

Для источников артезианских бассейнов А. М. Овчинников [21] выделяет два подтипа. К первому подтипу он относит артезианские источники местных (очаговых) структур (см. рис. 99, Д). К местным очагам разгрузки, которые имеют ограниченные размеры, часто текут напорные воды с большой площади артезианского бассейна, что обеспечивает высокие и постоянные дебиты выходящих здесь источников.

Ко второму подтипу относятся артезианские источники линейных структур (см. рис. 99, Е), выходящие на низких абсолютных отметках и закономерно располагающиеся по отношению к элементам геологических структур.

К изложенному необходимо добавить, что по крупным тектоническим разломам нередко разгружаются высокодебитные термальные источники. Таковы, например, термальные источники крупной тектонической зоны Копет-Дага (в Туркменской ССР). В некоторых районах артезианские воды разгружаются в аллювиальные толщи речных долин и могут находить выход в речных руслах, озерах, заболоченных участках. Такие выходы артезианских вод на перечисленных участках могут быть обнаружены только по результатам детальных гидрогеологических исследований [13].

Источники артезианских склонов (см. рис. 99, Г) наблюдаются в предгорных районах, где распространены моноклиналильные структуры или где произошло фациальное изменение пластов с выклиниванием в сторону предгорий. В таких районах источники выходят у подошвы гор в краевой части кроющих водонепроницаемых пород. Вытеснение воды из области напора моноклиналильных структур происходит под влиянием гидростатического давления, создающегося в приподнятом крыле геологической структуры.

Как нисходящие, так и восходящие источники питаются пластово-поровыми, трещинными, карстовыми и другими типами подземных вод.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСТОЧНИКОВ

Источники, вытекающие из трещин крепких пород. Исследованиями установлено, что в хорошо дренированных районах часть источников действует только периодически во время усиленного питания. Особенно это относится к трещинным и карстовым источникам, питающимся водами зоны переменимого насыщения. некото-

рые источники такого типа дают воду только в течение нескольких месяцев в году (с июля по сентябрь).

Источники, выходящие на более низких абсолютных отметках рельефа и питающиеся водами зоны постоянного насыщения, характеризуются более выдержанными во времени дебитами.

Подземные воды, движущиеся в трещиноватых породах и разгружающиеся через источники в речных руслах вне области многолетней мерзлоты, часто дают о себе знать только в зимнее время: над ними отмечается образование пара, а у выхода наблюдается таяние снега и льда. Интересный пример термического влияния подводных источников наблюдался на Волге выше г. Старицы. При рекогносцировочном обследовании местности для выбора створа под строительство плотины на р. Волге в связи с проведением канала им. Москвы была обнаружена среди реки на льду проталина приблизительно 1 м шириной, протяжением несколько сотен метров вниз по течению. Вода на этой проталине не замерзла, поднимался пар, а на поверхности воды были заметны пузыри — грифоны поднимающейся со дна воды. По-видимому, на дне Волги имеется выход вод из трещиноватых пород, приуроченный или к водоносному пласту, срезанному эрозионной долиной, или к трещине, которые на данном участке имеют направление, параллельное Волге. Совершенно очевидно, что весной и летом этих подводных выходов подземных вод на поверхности текущей воды можно было бы и не заметить [28].

Расходы источников, вытекающих из трещин андезито-базальтовых толщ на территории СССР, чаще высокие, минерализация же воды незначительная. Такие источники встречены в Грузии, Армении и Азербайджане. В Азербайджане, например, в районе выхода минерального источника Исти-Су, из толщи лав левого склона долины р. Тертер вытекают многочисленные ручьи с пресной водой. В данном районе большое количество подземной воды поступает в р. Тертер из толщи андезито-базальтов. Вода источников используется для водоснабжения.

Источники карстовых районов. Крупные источники, которые выходят из трещин и полостей известняков и реже доломитов, известны для района так называемого ордовикско-силурийского плато (южнее Ленинграда), районов Крыма и Кавказа, Березниковско-Соликамского района, Большого Кара-Тау и др. Дебиты источников в указанных районах достигают нескольких сотен литров в секунду. Очень большой дебит ($8,3 \text{ м}^3/\text{сек}$), по данным А. Н. Семихатова [31], имеет карстовый источник Репроа, выходящий в районе Гагра (на берегу Черного моря). Минерализация вод карстовых источников чаще небольшая, тип воды гидрокарбонатно-кальциевый.

Мировой известностью пользуется карстовый источник Воклюз (во Франции). Область питания источника, равная 1650 км^2 , сложена сильно трещиноватыми и закарстованными неокомскими известняками. Источник вытекает из огромных размеров грота, на-

ходящегося в глубоком ущелье. Средний годовой расход источника составляет $17 \text{ м}^3/\text{сек}$ при максимальном весеннем $120 \text{ м}^3/\text{сек}$. На площадь питания источника выпадает в среднем 550 мм осадков в год. Подсчитано, что расход только одного источника Воклюз в данном районе составляет 60% от годового количества осадков.

Подземные воды, выходящие в виде источников на склонах гор и речных доли, сложенных некарстующимися породами, дают начало ручьям и речкам. Дойдя до участков, сложенных закарстованными карбонатными породами, воды этих ручьев и речек частично поглощаются карстовыми воронками и трещинами и вторично становятся подземными водами, а выходя затем ниже по рельефу в виде крупных источников по берегам рек, вновь переходят в поверхностные водотоки.

Таким образом, взаимосвязь между поверхностными и подземными водами в районах, где развиты карстующиеся породы, очень сложна. И если принимать за величину подземного стока суммарный дебит всех источников, выходящих в районе, можно прийти к неправильным выводам, так как некоторые источники на поверхности появляются дважды.

О том, что карстовые воды подвержены интенсивному загрязнению с поверхности, свидетельствует следующий пример (по данным Н. К. Тихомирова). По берегам р. Чусовой из сильно закарстованных известняков и доломитов девонского и каменноугольного возраста выходят источники. Во время дождей дебит источников сильно увеличивается, при этом вода некоторых источников становится мутной вследствие интенсивного проникновения с поверхности атмосферных вод и быстрого продвижения их по карстовым пустотам.

Источники термальные. На территории СССР относительно широко распространены термальные источники, особенно в районах молодого вулканизма.

Термальные источники встречаются также в области распространения многолетней мерзлоты. Так, по данным Ф. П. Саваренского, в Восточной Сибири, Якутской АССР и на Дальнем Востоке обнаружены выходы минеральных и термальных источников с температурой воды до 75°C ¹.

Гейзеры. Своеобразное природное явление представляют собой гейзеры — периодически фонтанирующие горячие источники, распространенные в районах современного вулканизма. «Гейзеры, — пишет Т. И. Устинова, — редкая, почти уникальная разновидность горячих источников с правильным ритмом фонтанирования. Действие их внешне напоминает извержение вулкана в миниатюре. Столб кипятка и пара, взлетающий на несколько десятков метров, производит ошеломляющее впечатление своей внезапностью, кра-

¹ Подробнее термальные и минеральные источники изучаются в курсе «Учение о минеральных водах».

сотой и мощностью» [39]. Свое название они получили от района Гейзер в Исландии.

В СССР гейзеры известны на Камчатке, где они были обследованы С. П. Крашенинниковым еще в 1737—1740 гг. На Камчатке в долине Гейзерной Т. И. Устиновой было обследовано 12 крупных и большое количество мелких гейзеров с температурой воды у выходов 94,5—99,25° С.

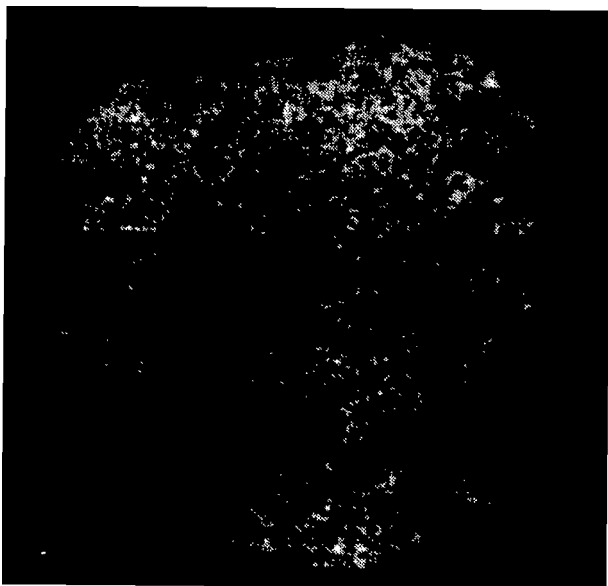


Рис. 103. Гейзерит гейзера Великана

Участки непосредственных выходов гейзеров часто сложены конусообразными скоплениями светлого кремнистого туфа, так называемого гейзерита (рис. 103). Внутри гейзеритового конуса находится водоем с трещиной или каналом на дне, служащим для подъема воды из глубины. В канале и водоеме через определенные промежутки времени начинает бурлить и кипеть вода, после чего вырывается пар и выбрасывается фонтан кипящей воды. Действие гейзера спустя некоторое время ослабевает и постепенно прекращается. Каждому гейзеру свойствен свой режим выбрасывания, зависящий от геологических, гидрогеологических, метеорологических и других условий.

Типичными районами распространения гейзеров являются Исландия, Италия, СССР, США, Новая Зеландия, Ява.

Гейзеры могут находиться на высоких абсолютных отметках. Так, например, по данным А. М. Овчинникова [21] в одном из районов Тибета много горячих фонтанирующих источников было встре-

чено на абсолютной высоте 4700 м с температурой воды 84° С, соответствующей приблизительно температуре кипения на этой высоте.

Широко известны гейзеры Йеллоустонского национального парка в США, находящегося на абсолютной высоте 2300—2700 м в верховьях рек Йеллоустон, Мэдисон и Снейк. В этом районе обследовано несколько тысяч горячих источников, настоящих же периодически действующих гейзеров, отлагающих кремнезем, насчитывается около 85. На указанной высоте температура кипения воды равна 93,3° С. Температура воды гейзеров Йеллоустонского парка близка к этой цифре, но имеются гейзеры и с повышенной температурой. Так, один из крупнейших гейзеров «Гигант», действующий периодически через трое суток, выбрасывает столб кипящей воды с температурой 95,8° С на высоту до 40 м.

Механизм действия гейзеров различными авторами объясняется по-разному [39]. Так, Е. Аллен и А. Дэй, изучавшие гейзеры Йеллоустона, пришли к выводу, что источником тепла гейзеров служат струи перегретого пара, поднимающегося от магматических очагов. Пар, конденсируясь, дает до 15% воды от общего дебита гейзеров, более того, пар приносит около 50% минеральных веществ, растворенных в воде гейзеров. Пар, поднимающийся с глубины, нагревает подземную воду в трещинах и «камерах» горных пород до температуры, значительно превышающей температуру кипения на поверхности. Накоплением в подземных пустотах перегретой воды, которая в момент извержения получает доступ на поверхность земли, Е. Аллен и А. Дэй объясняют бурный характер действия гейзеров.

Для нормального действия гейзеров Т. И. Устинова считает необходимым два условия: возможность вывода на поверхность перегретой подземной воды и наличие воды с более низкой температурой, проникающей в каналы гейзера с боков и прерывающей на время кипение перегретой воды. Именно этим объясняется периодичность действия гейзеров.

Наблюдения над деятельностью камчатских гейзеров дали возможность Т. И. Устиновой прийти к следующим выводам. После окончания очередного периода фонтанирования верхняя часть гейзера оказывается осушенной. При этом уровень подземных вод понижается в горных породах на некотором расстоянии от канала гейзера на какую-то величину. В результате горячая вода под влиянием гидростатического давления и давления пара вновь начинает подниматься в канале гейзера, смешиваясь с более низкотемпературной водой, поступающей из боковых пород. Это первая стадия действия, обязательная для всех гейзеров; Т. И. Устиновой она названа стадией заполнения (рис. 104, А).

После заполнения канала до верха вода начинает изливаться через края в виде небольшой струи с постепенным нарастанием расхода до извержения. Эта вторая стадия — стадия излия-

ния — характерна для большинства гейзеров, но не обязательна для всех (см. рис. 104, Б).

При недостаточном гидростатическом напоре стадия излияния может отсутствовать: в таких гейзерах в это время происходит накопление энергии для последующего действия.

По причине давления верхнего столба воды, находящегося в канале гейзера вблизи дневной поверхности, перегретая вода в

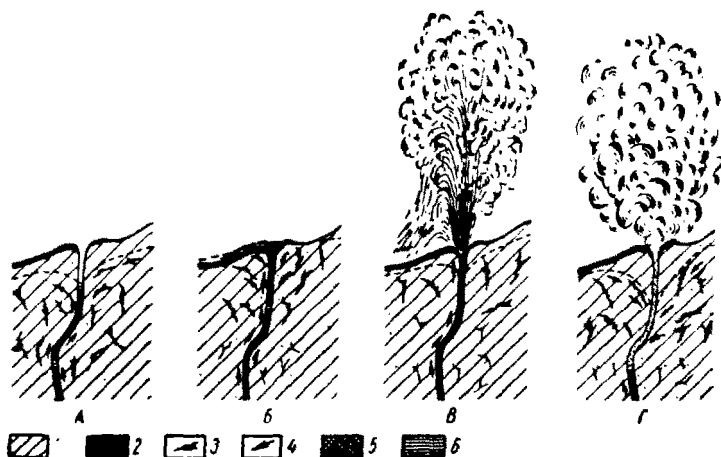


Рис. 104. Основные стадии действия камчатских гейзеров (по Т. И. Устиновой):

1 — пепловые туфы, 2 — отложения гейзерита, 3—4—трещины в туфах (3—с перегретой водой, 4—с охлажденной водой), 5—перегретая вода с температурой свыше 100°C , 6—охлажденная вода с температурой ниже 100°C

нижней части канала до определенного времени находится в состоянии относительного покоя, затем, по мере накопления тепловой энергии, из перегретой воды начинает постепенно выделяться в виде пузырей пар. Выделение пара переходит в кипение, что приводит к частичному выбросу из канала и к снижению противодавления сверху. На определенной стадии перегретая вода мгновенно переходит в пар, чем и вызывается выбрасывание смеси воды и пара с колоссальной силой. Эта третья стадия — стадия фонтанирования (извержения) — обязательна для всех гейзеров (см. рис. 104, В и рис. 105).

После выброса основной массы перегретой воды извержение прекращается. Вновь поднимаемая из глубин в небольшом количестве, перегретая вода бурно кипит в опустошенном канале с извержением пара на поверхность. Это четвертая стадия — стадия паровыделения или глубинного кипения (см. рис. 104, Г).

В пустой канал гейзера притекает из боковых пород вода с более низкой температурой. В зависимости от величины притока этой

воды кипение в канале прекращается через то или иное время.

Таким образом, гейзеры можно рассматривать как действие подземных вод в областях молодого вулканизма. Однако участков деятельности гейзеров значительно меньше по сравнению с коли-

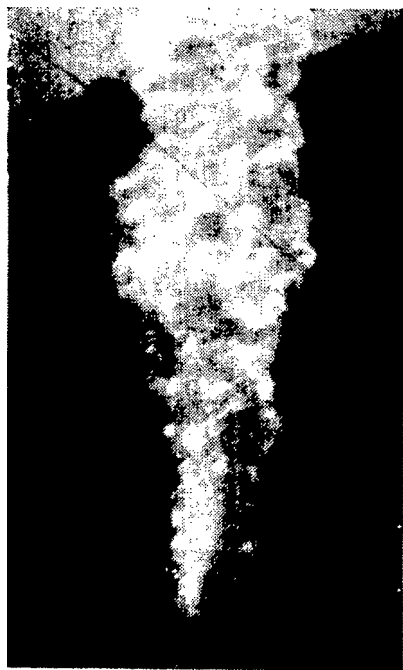


Рис. 105. Гейзер Малый. Стадия извержения пара (фото Т. И. Устиновой)

чеством районов, где известны очаги молодых вулканов. Объясняется это несоответствие главным образом различием гидрогеологических условий.

А. М. Овчинников отмечает, что многие ранее действовавшие гейзеры утратили свою периодичность и превратились в горячие источники.

Вода большинства гейзеров слабо минерализована с сухим остатком в среднем 1000—2000 мг/л. Тип воды чаще хлоридно-натриевый (табл. 13).

Имеются, однако, гейзеры с более высокой минерализацией воды. Так, например, гейзеры Атами (в Японии) дают воду с сухим остатком около 10 г/л, и относятся они к хлоридно-натриево-кальциевому типу. В воде гейзеров содержится большое количество кремнекислоты. В воде камчатских гейзеров, например, содержание кремнекислоты достигает 383 мг/л.

Основным источником для питания вод гейзеров служат ат-

мосферные осадки. Второстепенное значение имеют видоизмененные воды морского генезиса, и лишь совсем незначительная часть вод может быть связана с выделениями из магматических очагов.

Пар и горячая вода некоторых гейзеров используются для энергетических установок, например, в Италии, в Исландии (окрестности г. Рейкьявик), на острове Ява, севернее Сан-Франциско (Калифорния).

Источники соленые. Особый интерес представляют соленые источники, выходящие на морских побережьях из толщ трещиноватых или закарстованных пород. Происхождение соленых источников таково. В случае, если ниже уровня моря имеются трещины в породах относительно небольших сечений, соединяющиеся с более широкими трещинами, выходящими на дневную поверхность, при движении воды по такой системе трещины более высокие скорости движения пресной воды по верхним широким трещинам создают

Таблица 13

Компоненты, мг/л	Гейзеры Камчатки			Большой гейзер Исландии	Коралловый шпрудель (Йеллоустон- ский парк)
	Малый	Ванна	Сахарный		
	Температура воды				
	97,5° С	94,5° С	94,0° С	89° С	73° С
Na ⁺	405,0	468,0	456,0	254,0	393,0
Mg ²⁺	8,0	12,0	15,0	2,0	2,0
Ca ²⁺	11,0	20,0	15,0	—	10,0
Cl ⁻	594,0	722,0	699,0	144,0	709,0
SO ₄ ²⁻	98,0	109,0	150,0	170,0	3,0
HCO ₃ ⁻	72,0	72,0	89,0	169,0	29,0
H ₂ SiO ₃	281,0	323,0	383,0	624,0	788,0
pH	7,3	7,9	8,4	—	—
Формула Курлова	M _{1,5} $\frac{Cl_{84}SO_{10}^4}{Na_{89}}$	M _{1,5} $\frac{Cl_{85}SO_{10}^4}{Na_{86}}$	M _{1,9} $\frac{Cl_{84}SO_{13}^4}{Na_{80}}$	M _{1,4} $\frac{Cl_{56}HCO_3^3SO_{25}^4}{Na_{97}}$	M _{2,1} $\frac{Cl_{98}}{Na_{84}}$

вакуум в узких нижерасположенных трещинах, имеющих связь с морскими солеными водами (рис. 106). Вследствие этого по узким трещинам будет подсасываться снизу морская соленая вода и про-

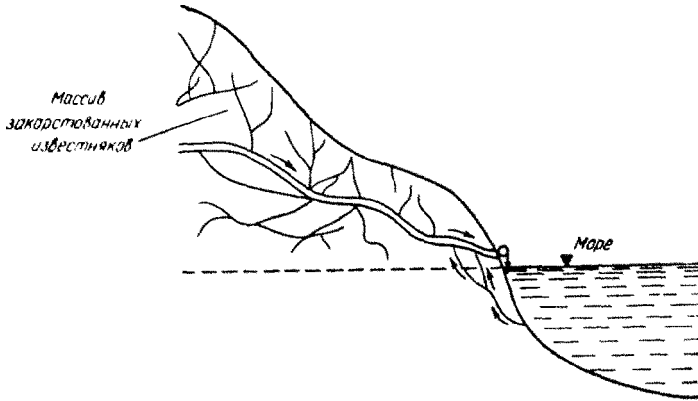


Рис. 106. Схема действия источника «морская мельница»

изойдет смешение пресных и морских вод. Такие источники, носящие название «морских мельниц», дают солоноватую воду.

Смешанный состав вод источников может формироваться также другим путем. Часть нисходящих и восходящих источников находится на морских побережьях в зоне высокого прилива. Такие источники выходят, например, на Лядунском полуострове из трещин

известняков ордовика. Во время высоких морских приливов источники затапливаются и происходит смешение пресных инфильтрационных вод, текущих в сторону ближайших понижений, с морской солеными водами. Вот почему такие источники имеют повышенную минерализацию.

При определенных природных условиях в прибрежной зоне некоторых морей иногда выходят подводные (субмаринные) источники. А. И. Силин-Бекчурин описывает пример такой разгрузки материковых пресных вод силура на глубине 200 м в Рижском заливе. Изливаясь под большим напором через трещины в толще ленточных глин мощностью до 30 м, эти воды смешиваются с морскими солеными водами.

Г. А. Максимович [18] сообщает, что в Далмации у мыса Св. Мартина на глубине 700 м ниже уровня моря выходит самый глубокий из известных источников пресной воды.

На севере Австралии в заливе Карпентер на дне моря выходят мощные подводные источники. Местные жители опускают на участки выходов этих источников длинные бамбуковые трубы, в которых уровень воды устанавливается выше поверхности моря. А. Н. Семихатов отмечает, что в первую мировую войну водой подводных морских источников снабжались военные корабли. К пресным водам, выводимым указанным примитивным путем на поверхность моря, обычно подмешивается некоторое количество соленых морских вод.

Источники с повышенной минерализацией воды выходят также в районах с засушливым климатом. Химический состав воды таких источников связан с процессами континентального засоления (см. гл. VIII). В районах распространения соленосных пород и соляных залежей нередко выходят источники, выносящие на поверхность минерализованную воду и даже рассолы. В последнем случае состав воды источников мало связан с климатическими особенностями района.

Источники в области многолетней мерзлоты. В этой области распространены и нисходящие и восходящие источники. Нисходящие источники связаны с надмерзлотными и отчасти с межмерзлотными водами, а восходящие — с межмерзлотными и особенно с подмерзлотными водами.

Нисходящие источники, функционирующие главным образом в теплое время года, появляются на участках, где вследствие неравномерного оттаивания деятельного слоя мощность мерзлых пород изменяется. Появление на некоторых участках источников в холодный период года объясняется тем, что в результате промерзания сверху увеличивается напор, под которым подземные воды устремляются к пониженным элементам рельефа и в наименее промороженном участке находят выход на поверхность. Известны также источники, появляющиеся в зимнее время под отапливаемыми зданиями, под стогами сена и т. п.

Дебит нисходящих источников, дающих чаще слабо минерали-

зованную воду, небольшой. Поэтому их воды используются местным населением только для мелких хозяйственных нужд, например для водопоя скота.

Питаются нисходящие источники за счет инфильтрации атмосферных вод в теплое время года. Но они могут питаться также и за счет оттаивания ископаемых и современных льдов, а также ледяных масс наледей (см. гл. XI).

Восходящие источники, питаются меж- и подмерзлотными водами, большей частью встречаются в горных районах, где эрозией вскрывается большое количество водоносных трещин и пластов. На равнинных участках восходящие источники встречаются редко.

Восходящие по трещинам источники наблюдаются в долинах, ущельях и других понижениях рельефа, где водоносные трещины выходят на поверхность. Тектонические трещины иногда служат путями выхода на поверхность термальных вод. Восходящие источники, питающиеся пластовыми водами, обычно находят выход на поверхность на участках пересечения водоносного пласта речной долиной, оврагом и т. п.

П. Ф. Швецов, изучая подземные воды в области многолетней мерзлоты, пришел к выводу, что восходящие по трещинам тектонических разломов струи относительно теплых вод могут наблюдаться также в районах, где отсутствуют области питания, отметки которых значительно превышают зону разгрузки восходящих вод. Такое природное явление характерно для крупных сбросовых трещин, пересекающих поймы и русла горных речек: выше речных долин здесь располагаются только мерзлые породы, трещины в которых заполнены льдом или глинистым материалом. Более того, в северных районах Сибири на высотах 2000—3000 м атмосферные осадки в жидкой фазе выпадают в течение короткого летнего периода. Следовательно, в таких районах физико-географические условия не способствуют накоплению подземных вод путем инфильтрации на больших площадях.

При описанных выше условиях движение подземных вод подчиняется термодинамическим процессам. П. Ф. Швецов отмечает, что в случае, если пойма и русло горной речки пересекают зону глубокого тектонического разлома с системой открытых трещин, секущих толщи песчаников и сланцев, или систему жил кристаллических пород, то ниже по рельефу от таких нарушений нередко функционируют высокодебитные источники. Температура воды таких источников выше температуры аллювиальных и речных вод. При этом было подмечено, что несколько выше высокодебитного восходящего источника поверхностный водоток горной речки полностью поглощается валунисто-галечниковыми аллювиальными отложениями, перекрывающими зону тектонического нарушения дочетвертичных пород. Подобные явления характерны для многих горно-складчатых районов с новейшими тектоническими движениями.

Подземные воды, питающие восходящие источники, пополняются водами, проникающими через отдельные талики из толщ по-

род, залегающих над зоной многолетней мерзлоты. Состав этих вод различный. Имеются пресные воды, пригодные для питьевого и технического водоснабжения, а также минерализованные воды и рассолы, содержащие микрокомпоненты (йод, бром и др.).

Восходящие источники обычно имеют более постоянный дебит (2—4 л/сек) и положительную температуру (2—4°С). Такие источники питаются водами подмерзлотных водоносных пластов и трещин, имеющих значительную глубину и протяженность. Наибольший дебит дают источники, питающиеся трещинно-карстовыми и термокарстовыми водами, дебит которых (особенно первых) иногда определяется десятками и даже сотнями литров в секунду.

Восходящие (а иногда и нисходящие) источники нередко выходят в руслах рек, ручьев и озер (субаквальные источники). Наличие таких источников в руслах рек легко обнаружить в зимнее время по так называемым незамерзающим полыньям. Полынья наблюдаются преимущественно в горных районах, где через трещины или через толщу аллювия в речные русла выходят напорные подземные воды.

Источники в области многолетней мерзлоты, как пишет Ф. П. Саваренский, за исключением, может быть, крайних северных районов, например Новосибирских островов, имеются в достаточно большом количестве и нередко их воды участвуют в питании рек. Например, по р. Зее в устье р. Тока имеются ключи, выбивающие со дна реки, причем в зимнее время на льду в этих местах (над ключами) появляются отверстия и полынья, не замерзающие всю зиму.

В зависимости от промерзания зимой некоторые источники меняют место своего выхода и появляются на другой год рядом или в другом месте.

Многолетняя мерзлота создает затруднение для выхода подземных вод и образования источников. Экспозиция склонов оказывает в этом отношении значительное влияние. Н. И. Толстихин [36] приводит данные для 120 источников, обследованных в одном районе Забайкалья. По его данным, только 7% из общего числа этих источников находятся у подножья северного, северо-западного и северо-восточного склонов; к южному склону приурочены 32%; к юго-западному — 13%; к юго-восточному — 12%; к западным и восточным склонам — 21% и на дне долины независимо от экспозиции склонов выходят 15%. Таким образом, если водоносная трещина, делает вывод Н. И. Толстихин, пересекает долнну широтного направления, то около 80% в пользу того, что источник этот может появиться у подошвы склона, обращенного на юг.

Источники области многолетней мерзлоты, как было сказано, своеобразны. Некоторые из них действуют только в течение определенных сезонов года, некоторые из них мигрируют образуют наледи и бугры. Наряду с сезонными источниками имеются постоянно действующие источники с большим дебитом и относительно высокой температурой воды. Такие источники являются показателями наличия подмерзлотных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаджанов А. М. Гидрогеология и гидравлика подземных вод и нефти. Гостоптехиздат, 1954.
2. Алекин О. А. Гидрохимия. Гидрометеониздат, 1952.
3. Богомолов Г. В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. Изд-во «Высшая школа», 1966.
4. Вельмина Н. А., Узембло В. В. Гидрогеология центральной части южной Якутии. Изд-во АН СССР, 1959.
5. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Т. 4, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1960.
6. Гармонов И. В. Зональность грунтовых вод европейской части СССР. Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. III, 1948.
7. Гордеев Д. И. Подземная вода по воззрениям М. В. Ломоносова. Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. I, 1948.
8. Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Труды Лабор. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского АН СССР, т. VI, 1949.
9. Климентов П. П. Определение физико-химических свойств природных вод на месте. «Строитель железных дорог», 1939, № 9.
10. Климентов П. П. Гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1955.
11. Климентов П. П. К вопросу гидрогеологического опробования картировочных скважин. «Разведка и охрана недр», 1959, № 6.
12. Климентов П. П. Общая гидрогеология. Изд-во «Высшая школа», 1962.
13. Климентов П. П. Методика гидрогеологических исследований. Изд-во «Высшая школа», 1967.
14. Кости С. И. Основы метеорологии и климатологии. Гидрометеониздат, 1955.
15. Ланге О. К. Основы гидрогеологии. 2-е изд. Изд-во МГУ, 1958.
16. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. 4-е изд. Изд-во АН СССР, 1936.
17. Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии. Госгеолтехиздат, 1949.
18. Максимович Г. А. Источники пресной воды на дне морей. «Природа», 1956, № 4.
19. Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. Докл. АН СССР, т. 112, 1957, № 3.
20. Никитин С. Н. Грунтовые и артезианские воды Русской равнины. СПб, 1900.
21. Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1955.
22. Овчинников А. М. Подземные воды. Изд-во «Знание», 1960.
23. Победносцев Н. М. Перспективы комплексного использования водных ресурсов кяризной системы в Азербайджане. Извест. АН Азербайджанской ССР, 1946, № 4.
24. Приклонский В. А., Лаптев Ф. Ф. Руководство по изучению физических свойств и химического состава подземных вод. Госгеолтехиздат, 1949.
25. Поляков Б. В. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на реках малых бассейнов. Госэнергониздат, 1948.
26. Резников А. А., Соколов И. Ю. Полевая лаборатория для анализа воды в пеших маршрутах. Инструкция. Госгеолтехиздат, 1955.
27. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Изд-во АН СССР, 1965.
28. Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ГОНТИ, 1939.

29. Седенко М. В. Основы гидрогеологии и инженерной геологии. Госгортехиздат, 1961.
30. Семихатов А. Н. Подземные воды СССР, ч. I. Горно-геолого-нефтяное издательство, 1934.
31. Семихатов А. Н. Гидрогеология. Сельхозгиз, 1954.
32. Скабалланович И. А., Седенко М. В. Инженерная геология, гидрогеология и осушение месторождений. Госгортехиздат, 1963.
33. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, 1962.
34. Соколов И. Ю. Таблицы и номограммы для расчета результатов гидрохимических анализов. Госгеолтехиздат, 1958.
35. Справочное руководство гидрогеолога (под ред. В. М. Максимова). Т. I. Изд-во «Недра», Ленинградское отделение, 1967.
36. Толстухин Н. И. Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Госгеолтехиздат, 1941.
37. Толстой М. П. Природная зональность — основа подразделений подземных вод. Известия ТСХА, № 1(20). Сельхозгиз, 1958.
38. Троянский С. В., Белицкий А. С., Чекни А. И. Гидрогеология и осушение месторождений полезных ископаемых. Углетехиздат, 1956.
39. Устинова Т. И. Камчатские гейзеры. Госгеографиздат, 1955.
40. Чаповский Е. Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. 3-е изд. Изд-во «Недра», 1966.
41. Черненко И. М. О разгрузке подземных вод Приаралья и прогноз понижения уровня Аральского моря. Изд-во Днепропетровского горного института, № 45. Изд-во Харьковского университета, 1963.
42. Чирвинский П. Н. Учебник гидрогеологии. Гос. изд-во Ростовское на Дону отделение, 1922.
43. Чубаров В. Н. О питании грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. Бюлл. научно-техн. информации ВИЭМС. Вып. № 58(1). М., 1965.
44. Шагоянц С. А. Вертикальная и горизонтальная зональность подземных вод в артезианских бассейнах различных структур. Докл. АН СССР, т. 103, 1955, № 6.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Предисловие	3
Введение	5
Глава I	
Общий круговорот воды в природе	18
Глава II	
Значение температуры в распределении и состоянии воды на поверхности и в земной коре	
Сведения о тепловом балансе земного шара	23
Основные факторы, влияющие на теплоту земной поверхности	24
Тепловой режим внешней оболочки земной коры	27
Температура подземных вод	30
Глава III	
Вода в атмосфере и на поверхности земли	
Состав и строение атмосферы. Влажность воздуха	33
Атмосферные осадки в пределах СССР	37
Испарение с водной поверхности и сушн. Транспирация	42
Глава IV	
Поверхностный и подземный сток	
Характеристика поверхностного стока	49
Питание рек	50
Определение величины речного расхода и грунтового питания рек	52
Глава V	
Вода в земной коре и взаимосвязь ее с горными породами	
Сквозность, пористость и естественная влажность горных пород	59
Водные свойства горных пород	66
Виды воды в горных породах	70
Основные законы движения подземных вод	78
Глава VI	
Физические свойства и химический состав подземных вод	
Условия формирования химического состава подземных вод	83
Физические свойства подземных вод	85
Газовый состав подземных вод	89
Химический состав подземных вод	90
Бактериологический состав подземных вод	96
Оценка питьевых вод	97
Классификация подземных вод по химическому составу	98

Обработка химических анализов подземных вод	100
Отбор проб воды на химические анализы	103
Содержание химических анализов воды	108

Глава VII

Происхождение и классификация подземных вод

Происхождение подземных вод	109
Классификация подземных вод	115

Глава VIII

Верховодка и грунтовые воды

Вода в почвенном слое	121
Верховодка	122
Грунтовые воды	124
Поверхность грунтовых вод	130
Условия питания грунтовых вод	133
Связь грунтовых вод с водами поверхностных водостоков и водоемов	136
Зональность грунтовых вод	139
Типы грунтовых вод	143

Глава IX

Артезианские воды

Условия залегания артезианских вод	158
Запасы артезианских вод	169
Гидрогеологические условия типичных артезианских бассейнов	170

Глава X

Подземные воды в трещиноватых и закарстованных породах

Некоторые данные о трещиноватости пород	176
Водоносность трещиноватых пород	178
Водоносность закарстованных пород	183

Глава XI

Подземные воды области многолетней мерзлоты

Многолетняя мерзлота в СССР	192
Условия залегания подземных вод в области многолетней мерзлоты	196
Наледь и бугры пучения в области многолетней мерзлоты	200

Глава XII

Источники

Общие понятия об источниках	204
Классификация источников	206
Характеристика источников	210
Литература	221