

Г. Н. КАМЕНСКИЙ, Н. Н. БИНДЕМАН,
М. А. ВЕВИОРОВСКАЯ и М. Е. АЛЬТОВСКИЙ

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ГОНТИ



1938

*ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО - ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ВОДОСНАБЖЕНИЯ, КАНАЛИЗАЦИИ, ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ
СООРУЖЕНИЙ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ (ВОДГЕО)*

проф. Г. Н. КАМЕНСКИЙ, доц. Н. Н. БИНДЕМАН,
Ст. н. с. М. А. ВЕВИОРОВСКАЯ, ст. н. с. М. Е. АЛЬТОВСКИЙ

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

*ПОД РЕДАКЦИЕЙ
проф. Г. Н. КАМЕНСКОГО*



19

38

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ СТРОИТЕЛЬНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА

ЛЕНИНГРАД

Редактор инж. А. Р. Березинский.

Техн. редактор В. С. Дахнов.

Работа рассматривает следующие разделы проблемы режима подземных вод:

1) применение гидравлики подземных вод к исследованию некоторых явлений режима подземного стока и колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной зоне;

2) влияние метеорологических факторов на режим подземных вод;

3) влияние поверхностных вод на режим подземных вод в прибрежной зоне;

4) режим подземных вод в районе водозаборных сооружений.

Данная работа в целом, являясь наиболее полной сводкой с мировой литературе по данному вопросу, представляет большой практический интерес для инженеров, работающих в области гидрогеологии, гидротехники и водоснабжения.

Формат 62 × 94 $\frac{1}{16}$. Индекс С - 56 - 5—4. № 1260. Сдано в набор 13/XII 1937
Подписано к печ. 4/VI 1938 г. Печ. л. 12. Печ. зн. в л. 50.000. Тираж 2 000 эк.
ТКК № 13 Уполн. Главл. Б-43903(2600). Учетн. номер 5732. УАЛ 14,9. Книг
напечатана на бумаге Камской бумфабрики.

Киевская типография ГОНТИ, Крещатик, № 42. Зак. № 3.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Часть I. Теоретическое исследование режима подземных вод на основе уравнений математической физики и гидравлики (проф. Г. Н. Каменский)	
Глава I.	
Введение	7
Глава II.	
Основные дифференциальные уравнения неустановившегося движения грунтовых вод	9
Глава III.	
Режим подземного стока	12
1. Теоретическое исследование Буссинеска	—
2. Режим источников в период отсутствия питания подземных вод по исследованию Майо	18
Глава IV.	
Колебания уровня грунтовых вод в прибрежной зоне	25
1. Формулы Форхгеймера	—
2. Исследование колебаний уровня грунтовых вод у берегов рек по Козену и Фельберу	27
Глава V.	
Влияние инфильтрации в берега на водоносность открытых потоков	40
Глава VI.	
Выводы	45
Список литературы	47
Часть II. Влияние метеорологических факторов на режим подземных вод (доц. Н. Н. Биндеман)	
Глава I.	
Введение	48
Глава II.	
Инфильтрация и сток	50
Глава III.	
Изменение запасов влаги в зоне аэрации	58
Глава IV.	
Сезонные колебания уровня подземных вод	63
Глава V.	
Влияние отдельных дождей и оттепелей	73
Глава VI.	
Влияние температуры	79
Глава VII.	
Влияние атмосферного давления	84
Глава VIII.	
Влияние движения водяного пара	93
Глава IX.	
Влияние мощности зоны аэрации и расстояния до дренирующих понижений на амплитуду колебаний уровня грунтовых вод	100
Глава X.	
Подземный сток и влияние метеорологических факторов на его режим	108
Глава XI.	
Выводы	115
Список литературы	116

Часть III. Режим грунтовых вод в прибрежных зонах поверхностных водотоков и водоемов (Ст. н. с. М. А. Везиоровская)

Глава I.		
Введение	121	
Глава II.		
Различные типы грунтовых потоков прибрежных зон	—	
Глава III.		
Грунтовые потоки, имеющие гидравлическую связь с рекой	124	
1. Общие замечания	—	
2. Характер воздействия рек на грунтовые воды	126	
3. Амплитуда колебаний уровня грунтовой воды	128	
4. Зона влияния паводков	132	
5. Скорость передачи колебаний	135	
6. Изменение направления потока и кривых депрессии	138	
7. Причины, вызывающие колебания уровня грунтовой воды	140	
8. Изменение запасов грунтовой воды под влиянием паводков	143	
9. Некоторые специальные наблюдения для учета влияния глубины загрузки фильтра на ход кривой уровня	144	
Глава IV.		
Грунтовые и артезианские потоки, не имеющие гидравлической связи с поверхностными водами	147	
Список литературы	151	

Часть IV. Режим подземных вод в районе водозаборных сооружений (Ст. н. с. М. Е. Альтовский)

Глава I.		
Введение	152	
Глава II.		
Образование воронки депрессии под влиянием откачки из одиночных и групповых скважин	153	
Глава III.		
Образование местной воронки депрессии в артезианских водах Москвы	162	
1. Основные геологические и гидрогеологические данные	—	
2. Третий артезианский горизонт	164	
3. Второй артезианский горизонт	168	
4. Первый артезианский горизонт	171	
5. Истощение артезианских вод	172	
Глава IV.		
Изменение качества воды в районе водозаборных сооружений и засоление пресных вод морскими	174	
Глава V.		
«Фабрики» грунтовых вод	183	
Список литературы	188	
Заключение (проф. Г. Н. Каменский)	188	

ПРЕДИСЛОВИЕ

Режим подземных вод составляет одну из важнейших проблем гидрогеологии, охватывая совокупность явлений, связанных с изменением состояния подземных вод во времени (колебания уровня вод, изменения их дебита, скорости движения, состава и физических свойств). Относящаяся сюда область знания очень характерна для науки о подземных водах и вместе с тем имеет важное практическое значение.

При решении различных конкретных задач гидрогеологии для целей строительства и народного хозяйства правильное освещение гидрогеологических условий местности возможно лишь при знании режима вод.

При гидрогеологическом изучении источников водоснабжения знание режима подземных вод является основой для определения их количества и качества, а также для правильной постановки эксплуатации подземных вод и для прогноза возможных при этом изменений их состава и дебита. Нередко, как показывает практика, неосмотрительная эксплуатация водоносных пластов приводит к истощению запасов воды или к ухудшению их качества.

При гидрогеологическом исследовании площадей для искусственного орошения изучение режима грунтовых вод необходимо для выяснения баланса вод как в природных условиях, так и в условиях искусственного орошения, так как это позволяет предвидеть возможность повышения грунтовых вод, могущего вредно отразиться на балансе почвенной влаги и привести к засолению почв¹. Систематическое изучение режима грунтовых вод на орошаемых площадях является обязательным условием для выработки правильных схем и норм орошения и дренажа. Изучение явлений заболачивания и проектирование осушительных мероприятий также возможны лишь при достаточно полном и конкретном знании режима грунтовых вод местности.

При инженерно-геологическом исследовании строительных площадок под промышленные и другие сооружения очень важно точно определять положение зеркала грунтовых вод и колебания их уровня.

Это необходимо для правильной трактовки различных явлений деформации грунтов (и земляных масс), связанных с деятельностью подземной воды: оползней, карста, пучинообразования, явлений вечной мерзлоты.

Широкое развитие в СССР крупного гидротехнического строительства выдвинуло новую задачу — изучение условий подтопления территорий в зоне подпора гидротехнических сооружений.

¹ В. А. Приклонский. Гидрогеологические исследования в ирригационных районах, Труды Московского геолого-разведочного института, 1937.

Изучение естественного режима грунтовых вод в процессе изысканий для гидротехнического строительства приобретает исключительно важное значение. Кроме того здесь находят свое практическое применение теоретические познания о режиме и динамике грунтовых вод, которые используются в данном случае для прогноза будущих изменений режима этих вод в зоне подпора.

Перечисленные вопросы достаточно выявляют практическую важность рассматриваемой проблемы. Однако в теоретическом отношении современное состояние учения о режиме грунтовых вод далеко не удовлетворяет указанным практическим задачам. В развитии этого учения можно выделить несколько периодов и направлений исследовательской мысли.

Начальный период (конец XIX и начало XX вв.) является периодом накопления фактов и их эмпирического обобщения. Представителем этого периода является Сойка, который впервые дал сопоставление колебания уровня грунтовых вод с метеорологическими факторами.

Первые попытки исследования физической природы явлений колебания уровня грунтовых вод принадлежат Кингу (90-е годы XIX в.).

За последнее время учение о режиме грунтовых вод было приведено в близкую связь с учением о балансе, о чем мы находим указания в работах Кене, давшего известное уравнение водного баланса, где изменения уровня грунтовых вод сопоставляются с другими элементами водного баланса.

Отдельно следует отметить ряд работ математического характера по теории неустановившегося движения грунтовых вод и применению ее к исследованию дебита источников и колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной зоне; это работы Буссинеска, Майэ, Форхгеймера, Козени и Фельбера. Из них только один Майэ применил теорию к изучению конкретных природных объектов, остальные же ограничились лишь рассмотрением математической стороны вопроса.

Что касается специальных вопросов режима грунтовых вод в связи с водоснабжением, ирригацией и различными отраслями строительства, то здесь мы находимся еще в периоде накопления фактических данных и первоначальных обобщений.

В настоящий момент развитие науки о подземных водах в СССР и рост требований со стороны практики социалистического строительства создают необходимость подведения итогов в области учения о режиме подземных вод. Подведение этих итогов и составляет задачу настоящей работы, представляющей собой критическую сводку обширного литературного материала — отечественного и иностранного. Работа рассчитана на широкие круги инженерно-технических работников: гидрогеологов, водоснабженцев, гидротехников и др.

Предлагаемый читателю труд составлен бригадой сотрудников института Водгео в составе проф. Г. Н. Каменского (бригадир), доц. Н. Н. Биндемана, инж. М. Е. Альтовского и геолога М. А. Вевировской.

Институт Водгео

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

Гидрогеологические явления, из которых складывается режим подземных вод, связаны с теми или иными передвижениями воды. Поэтому для исследования этих явлений вполне естественно применить некоторые выводы из теории движения подземных вод. Так как в изучении режима кардинальное значение имеют вопросы времени, то вполне понятно, что наибольшее применение должна иметь здесь теория неустановившегося или переменного во времени движения подземных вод. Эта теория до сих пор была развита слабо.

Теория установившегося движения подземных вод, разрабатывавшаяся Дюпюи, акад. Павловским и др., мало дает для исследования их режима; она лишь частично освещает некоторые явления. Например на основании формул Дюпюи, Павловского и др. возможно определить, на какую высоту повысится уровень грунтовых вод в прибрежной зоне, если произойдет повышение уровня воды в реке на заданную величину, т. е. определить так называемый подпор грунтовых вод. По уравнению Кене можно определить, на какую высоту поднимется или понизится уровень грунтовых вод, если произойдет в ту или другую сторону изменение величины инфильтрации атмосферных осадков.

Все эти задачи по существу относятся к области режима грунтовых вод, но решения, получаемые с помощью указанных выше уравнений, дают лишь понятие о направлении процесса и его конечном предельном результате, который, может быть, в действительности вообще не будет достигнут. Развития же этого процесса во времени, что особенно важно с точки зрения исследования режима, теория установившегося движения не дает. Здесь должна применяться теория неустановившегося движения, разработка которой в гидравлике грунтовых вод началась сравнительно недавно. Начало этой теории было положено работами знаменитого французского гидравлика Буссинеска. [5, 6]¹, который впервые вывел дифференциальные уравнения неустановившегося движения грунтовых вод и дал их частные решения, примененные к задачам исследования колебаний уровня грунтовых вод около берега реки и исследования режима подземного стока и источников. Особенно полно развита им вторая задача.

Задача о режиме подземного стока в засушливый период, когда атмосферные осадки мало питают водоносные пласты, одновременно с Буссинеском изучалась также его соотечественником Майэ [15].

¹ Цифры в квадратных скобках внутри текста обозначают порядковые номера в прилагаемых к каждой части данной книги списках литературы.

Последний применил здесь свои оригинальные методы исследования, основанные на анализе кривых дебита источников, использовал теоретические выводы Буссинеска и проработал довольно большой фактический материал по конкретным наблюдениям за режимом источников бассейна р. Сены. Майэ в своих работах дал ряд практических выводов по вопросу о предсказании минимального дебита источников. По этому же вопросу имеется ряд позднейших работ немецких авторов — Форхгеймера и Губера [10, 12, 13].

Другая область применения теории неустановившегося движения относится к явлениям колебания уровня грунтовых вод в прибрежной зоне под влиянием колебания уровня воды в реке. Первое решение этой задачи было дано Буссинеском, правда в незаконченном виде [5]. Более завершенное решение дал Форхгеймер [4, 10], но оно имело лишь ограниченное значение, так как исследованию подверглось только колебание уровня воды, имеющее вид синусоиды. Практического применения решения Форхгеймера не получили.

За последние годы появились работа Козени [14] и несколько статей Фельбера [7, 8, 9], применившего к данной задаче другое, более общее решение основного дифференциального уравнения неустановившегося движения грунтовых вод.

Как будет показано ниже, непосредственное применение решения, данного Фельбером, к исследованию вопроса о распространении волны паводка в глубь берега, не дает вполне удовлетворительных результатов. Зато более ценными оказываются предложенные им оригинальные методы графического построения волн колебания грунтовых вод по данной волне паводка [9].

Форхгеймеру, Козени и Фельберу принадлежит также разработка третьей задачи в области неустановившегося движения подземных вод — задачи по определению величины инфильтрации воды в берег во время подъема воды в реке.

Вопросы неустановившегося движения грунтовых вод получили очень слабое отражение в нашей отечественной литературе. Здесь можно указать лишь на весьма ценную главу в книге акад. Н. Н. Павловского «Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями», дающую оригинальную трактовку вопроса о неустановившемся движении в условиях напорного фильтрационного потока, а также вывод общих дифференциальных уравнений движения грунтовых вод.

В последнее время встречаются попытки разработки приближенной теории неустановившегося движения грунтовых вод. Первой такой попыткой является работа Н. В. Макридина [2], применившего оригинальный приближенный метод решения задачи, который однако не дал положительных результатов и заключает в себе серьезные теоретические ошибки.

Для полноты обзора о развитии теории неустановившегося движения подземных вод укажем здесь также на работы Шульце, Вебера и Козени, посвященные исследованию вопроса о развитии депрессионной воронки во время откачки. Рассмотрение этих работ было дано с достаточной полнотой И. П. Кусакиным, почему мы здесь на них не останавливаемся.

ОСНОВНЫЕ ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ УРАВНЕНИЯ НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Основным свойством неустановившегося или изменяющегося во времени потока подземных вод является изменение уровней воды этого потока не только в пространстве, при переходе от одного пункта к другому, но и во времени, т. е. в каждом пункте с течением времени происходят изменения уровня воды, а вместе с тем могут изменяться и скорости и расход потока.

Высоту уровня грунтовых вод обозначим через z и будем ее измерять от какой-либо постоянной горизонтальной плоскости, например соответствующей меженному горизонту реки или уровню выхода грунтовых вод (рис. 1).

Глубину водонепроницаемого ложа y при этом будем измерять вниз от той же плоскости сравнения. В результате мощность водоносного пласта в каждой точке выразится суммой $z + y$.

Исследуем плоский поток, который можно рассматривать как одномерное движение. Такое

движение имеет место в том случае, когда токи воды направляются в плане по линиям, параллельным друг другу и идущим к прямолинейному фронту выходов источников или берега реки.

Расход такого потока на единицу ширины по уравнению Дюпюи имеет величину:

$$q = k(z + y) \frac{\partial z}{\partial x},$$

где k — коэффициент фильтрации;

x — расстояние от реки.

Выделим призматический элемент потока шириной в единицу, ограниченный двумя ординатами ab и cd (рис. 1).

Через грань cd за время dt выходит объем воды:

$$v(z + y) dt, \quad (1)$$

где v — скорость фильтрации.

Через грань ab входит объем воды:

$$v(z + y) dt + \frac{\partial}{\partial x} [v(z + y)] dx dt. \quad (2)$$

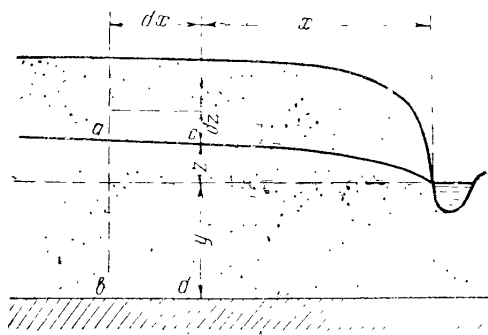


Рис. 1. Схема грунтового потока в прибрежной зоне

Вычитая из выражения (2) выражение (1), получим объем воды, накапливающийся между гранями ab и cd при движении грунтовых вод за время dt :

$$\frac{\partial}{\partial x} [v(z+y)] dx dt.$$

Если в рассматриваемое время выпадают осадки, то приток воды сверху за счет инфильтрации при скорости последней w дает дополнительный объем воды $w dx dt$, что вместе с предыдущим составит общее приращение объема воды:

$$\frac{\partial}{\partial x} [v(z+y)] dx dt + w dx dt. \quad (3)$$

Это приращение объема воды при условии ее несжимаемости должно вызвать повышение уровня воды, что даст изменение объема насыщенного водой грунта, равное:

$$\frac{\partial z}{\partial t} dt dx.$$

Помножив это выражение на величину μ , равную полной влагоемкости без содержания естественной влаги в том грунте, куда перемещается зеркало грунтовых вод, получим приращение объема воды, которое можно приравнять выражению (3). В результате получим уравнение неразрывности потока:

$$\mu \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} [v(z+y)] + w. \quad (4)$$

Величина μ может быть названа недостатком насыщения грунта т. е. она соответствует количеству влаги, потребной для полного насыщения этого грунта, уже обладающего некоторой естественной влажностью. В случае понижения уровня воды величина μ равна водоотдаче грунта.

Подставляя в уравнении (4) выражение для скорости фильтрации

$$v = k \frac{\partial z}{\partial x},$$

имеем окончательно:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k(z+y) \frac{\partial z}{\partial x} \right] = \mu \frac{\partial z}{\partial t} - w.$$

Если инфильтрации атмосферных осадков нет, то полагая $w = 0$ и принимая для случая однородного грунта k постоянным, можно написать:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left[(z+y) \frac{\partial z}{\partial x} \right]. \quad (5)$$

Последнее уравнение может быть видоизменено для некоторых частных случаев. Величина y глубины водонепроницаемого ложа вообще является переменной, но при не очень резких изменениях она может быть принята постоянной. Вместе с тем при относительно большой мощности водоносного пласта при вогнутой форме водоупорного

ложа и при небольшом уклоне грунтового потока $z + y$ можно положить по Буссинеску равным некоторой постоянной величине h , отвечающей средней мощности пласта. В таком случае уравнение (5) переходит в следующее:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{kh}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}. \quad (6)$$

В случае неглубокого залегания водоупорного ложа мощность пласта нельзя считать постоянной. При горизонтальном положении водоупорного ложа последнее можно принять за плоскость сравнения для измерения высоты уровня воды z , что также будет обозначать и мощность пласта. Тогда получим уравнение:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{kz}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}. \quad (7)$$

При выводе указанных уравнений предполагалось, что слой, насыщаемый водой при повышении уровня грунтовых вод, за время dt равен полной величине ∂z .

Однако в действительности есть основание предполагать, что насыщение этого слоя несколько запаздывает, особенно если поверхность грунтовых вод или капиллярная зона перемещаются в менее проницаемые слои.

Следовательно в предыдущих формулах следовало бы вместо ∂z написать $\alpha \partial z$, где α — некоторый коэффициент, меньший единицы и зависящий от водопроницаемости, естественной влажности грунта над уровнем капиллярной зоны грунтовых вод, а также от скорости поднятия уровня воды.

При малой водопроницаемости верхних слоев величина α может оказаться близкой к нулю; тогда написанные выше уравнения могут близко подойти к уравнению установившегося движения:

$$\frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = 0.$$

Это уравнение показывает, что изменения уровня грунтовых вод (в данном случае уровня пьезометрического) будут происходить мгновенно или с большой скоростью. Это и наблюдается в действительности при напорных водах, прикрытых непроницаемыми породами. Подобный же характер должен иметь подъем уровня вод при большой естественной влажности верхних слоев грунта, что может иметь место при глинистом составе слоев или значительном увлажнении инфильтрацией сверху.

Выведенные уравнения применялись для исследования ряда вопросов неустановившегося движения и режима подземных вод, из которых отметим:

- 1) режим подземного стока и изменений дебита источников;
- 2) развитие колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной зоне при речном паводке;
- 3) ход инфильтрации воды из реки в берег при подъеме уровня воды в паводок и, обратно, из берега при спаде.

На этих вопросах остановимся в дальнейшем изложении.

РЕЖИМ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

1. Теоретическое исследование Буссинеска

В начале текущего столетия во Франции были подведены итоги наблюдений за режимом некоторых источников, служащих для водоснабжения крупных городов. Данные этих наблюдений послужили материалом для известных работ Майэ и, с другой стороны, явились поводом для теоретического исследования знаменитого французского гидравлика Буссинеска по вопросу о режиме подземного стока.

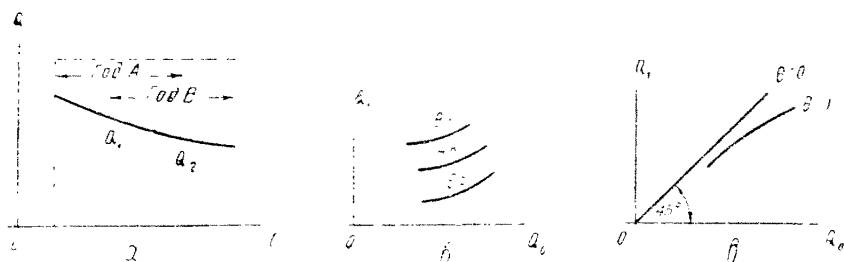


Рис. 2. а — совмещение двух кривых дебита источника за годы А и В; б — ряд кривых q ; в — кривые $\theta = 0$ и $\theta = 1$.

Указанные наблюдения показали, что в летнее время, когда подземные воды не получают существенного пополнения запасов от инфильтрации атмосферных осадков, каждый источник обладает характерной последовательностью дебитов. Режим источников (а также и самих подземных вод) может быть выражен для этого периода кривой дебита (рис. 2, а). За разные годы А и В для одного и того же источника получаются разные кривые, имеющие однако между собой общие родственные черты. Сопоставление кривых дебита одного и того же источника показывает, что различие между ними выражается лишь в смещении начала координат, что зависит от неодинаковой величины накопленных за предыдущий дождливый период запасов подземных вод как в отношении их общего количества, так отчасти и в отношении распределения их в пределах области питания.

Отмеченное свойство кривой дебита источников позволяет предсказать, как только будет установлена начальная ордината кривой в начале лета, последующие дебиты за весь сухой период до наступления новых дождей.

Указанный режим источника называется самостоятельным или «упорядоченным режимом» Буссинеска. Исследование кривых дебита источника показывают, что режим источника, а следовательно и режим питающей его подземной воды в засушливый период находятся в зависимости от формы водонепроницаемого ложа, строения, мощности и водных свойств водоносного пласта, а также от общего количества накопленных в пласте запасов подземных вод. Эти зависимости и пытается исследовать теоретическим путем в своей работе Буссинеск, используя для этой цели выведенные выше дифферен-

циальные уравнения неустановившегося движения подземных вод. Он рассматривает отдельно два случая:

1) когда мощность водоносного пласта значительна и может быть принята постоянной [уравнение (6)];

2) когда мощность невелика и должна быть принята переменной [уравнение (7)].

Первый случай. Режим подземного стока при значительной мощности водоносного пласта и малом уклоне поверхности грунтовых вод.

Пользуясь уравнением (6) при одномерном движении, мы имеем на концах этого потока следующие пограничные условия.

На выходе источников, т. е. при $x = 0$, уровень воды остается постоянным: $z = 0$; на водоразделе при $x = L$ движение отсутствует или поверхность грунтовых вод горизонтальна, поэтому там имеет место условие: $\frac{\partial z}{\partial x} = 0$.

Рассматриваемая задача имеет некоторую аналогию с задачей математической физики по охлаждению призматического стержня длиной L , один конец которого погружен в тающий лед, а другой на расстоянии $x = L$ непроницаем для тепла, также непроницаемы и его боковые поверхности. На основании такой аналогии Буссинеск пользуется известным классическим решением уравнения теплопроводности (6) при заданных выше пограничных условиях. При этом, имея в виду исследовать, очевидно, лишь общие закономерности и не стремясь к точности решения задачи, он ограничивается частным решением Фурье вида:

$$z = C u e^{-\alpha t}, \quad (8)$$

где C — величина постоянная;

$$u = \sin \frac{\pi x}{2L};$$

$$\alpha = \frac{\pi^2 k h}{4\mu L^2}. \quad (9)$$

Для определения единичного дебита водоносного пласта на выходе источников имеем выражение:

$$q = kh \left(\frac{\partial z}{\partial x} \right)_{x=0} = kh C e^{-\alpha t} \frac{\pi}{2L} \left(\cos \frac{\pi x}{2L} \right)_{x=0} = \frac{\pi k h}{2L} C e^{-\alpha t}. \quad (10)$$

При $x = L$, т. е. на водоразделе, высота уровня грунтовых вод над выходом источника равна:

$$z_m = \sin \frac{\pi L}{2L} C e^{-\alpha t} = C e^{-\alpha t}. \quad (11)$$

Следовательно расход потока можно также написать в виде:

$$q = \frac{\pi}{2} k h \frac{z_m}{L} = \frac{\pi}{2} k h I, \quad (12)$$

где I — средний уклон грунтового потока, равный $\frac{z_m}{L}$.

Из последней формулы заключаем, что дебит грунтового потока в условиях рассматриваемого упорядоченного режима в $\frac{\pi}{2} = 1,57$ раза больше величины khI , которой выражался бы расход потока при установившемся движении, т. е. в тех случаях, если на водоразделе поддерживается постоянный уровень воды z_m .

Коэффициент α , характеризующий скорость понижения уровня грунтовых вод, а равно скорость уменьшения дебита водоносного пласта или источника в периоде упорядоченного режима, называется коэффициентом истощения. Согласно уравнению (9) этот коэффициент прямо пропорционален коэффициенту фильтрации и средней мощности водоносного пласта и обратно пропорционален величине водоотдачи грунта μ и квадрату расстояния до водораздела.

Второй случай. Мощность водоносного пласта сравнительно невелика.

Применяя к этому случаю формулу (7), напомним ее в виде:

$$2\mu \frac{\partial z}{\partial t} = k \frac{\partial^2 z^2}{\partial x^2}. \quad (13)$$

Обозначив первоначальную высоту уровня воды грунтового потока при $t = 0$ через z_0 , напомним последующие уровни воды в виде:

$$z = z_0 T,$$

где T — функция времени t .

Подставив это выражение в уравнение (13), получим:

$$2T'z_0 = \frac{T^2}{\mu} k \frac{\partial^2 z_0^2}{\partial x^2},$$

где T' — первая производная от T .

Поделив обе части уравнения на $z_0 T^2$, имеем:

$$2 \frac{T'}{T^2} = \frac{k}{\mu z_0} \cdot \frac{\partial^2 z_0^2}{\partial x^2}. \quad (14)$$

Правая часть этого уравнения зависит только от T , а левая — только от x ; поэтому каждую из них можно приравнять постоянной -2α , что даст уравнение:

$$2 \frac{T'}{T^2} = -2\alpha$$

или

$$\frac{\partial T}{T^2} = -\alpha dt,$$

интегрируя которое, получаем:

$$-\frac{1}{T} = -\alpha t - C.$$

Так как при $t = 0$

$$T = 1,$$

то

$$C = 1.$$

Поэтому:

$$\frac{1}{T} = 1 + \alpha t$$

или

$$T = \frac{1}{1 + \alpha t}.$$

Подставляя сюда $T = \frac{z}{z_0}$, найдем зависимость z от времени:

$$z = \frac{z_0}{1 + \alpha t}. \quad (15)$$

Величина расхода потока на единицу ширины примет выражение:

$$q = kz \frac{\partial z}{\partial x} = kz_0 \frac{\partial z_0}{\partial x} T^2 = kz_0 \frac{\partial z_0}{\partial x} \cdot \frac{1}{(1 + \alpha t)^2}.$$

Это показывает, что дебит потока в данном случае уменьшается обратно пропорционально коэффициенту $(1 + \alpha t)^2$.

Вторая часть дифференциального уравнения (14), будучи приравнена $-2x$, даст:

$$\frac{k}{\mu} z_0 \cdot \frac{\partial^2 z_0^2}{\partial x^2} + 2x = 0. \quad (16)$$

Дополнительно к этому имеем пограничные условия:
при $x = 0$

$$z_0 = 0;$$

при $x = L$

$$\frac{\partial z_0}{\partial x} = 0.$$

Воспользуемся системой предыдущих уравнений для определения z_0 . Для упрощения введем новые переменные:

$$\xi = \frac{x}{L}; \quad \eta = \frac{z_0}{M},$$

где L — расстояние от выхода источника до водораздела;

M — мощность грунтовых вод на водоразделе.

После подстановки новых значений x и z_0 в уравнение (16) получим:

$$\frac{\partial^2 \eta^2}{\partial \xi^2} + 2\alpha \frac{\mu L^2}{k M} \eta = 0.$$

Принимаем:

$$\alpha = \frac{3C^2 k M}{2\mu L^2},$$

где C — соответственно выбранная новая постоянная.

В результате получим более простое уравнение:

$$\frac{\partial^2 \eta^2}{\partial \xi^2} + 3C^2 \eta = 0$$

или

$$2 \frac{\partial \eta \eta'}{\partial \xi} + 3C^2 \eta = 0. \quad (17)$$

Пограничные же условия примут вид:
для $\xi = 0$

$$\eta = 0;$$

для $\xi = 1$

$$\eta' = 0 \text{ и } \eta = 1.$$

Помножим новое уравнение на $\eta\eta'd\xi$ или, так как $\eta'd\xi = d\eta$, на $\eta d\eta$ и получим:

$$2\eta\eta' d\eta\eta' = -3C^2 \eta \cdot \eta\eta'd\xi$$

или

$$2\eta\eta' d\eta\eta' = -3C^2 \eta^2 d\eta.$$

Проинтегрируем это уравнение, учитывая условия при $\xi = 1$:

$$\eta^2\eta'^2 = C^2 (1 - \eta^3). \quad (18)$$

Из полученного нового дифференциального уравнения находим:

$$\frac{d\eta}{d\xi} = C \frac{\sqrt{1 - \eta^3}}{\eta} \quad (19)$$

или

$$C\xi = \int_0^{\eta} \frac{\eta d\eta}{\sqrt{1 - \eta^3}}.$$

Постоянная C , принимая во внимание, что при $\xi = 1$, $\eta = 1$, равна:

$$C = \int_0^1 \frac{\eta d\eta}{\sqrt{1 - \eta^3}}.$$

Для вычисления этого выражения полагаем:

$$\eta = \gamma^{\frac{1}{3}};$$

тогда

$$C = \frac{1}{3} \int_0^1 \gamma^{\frac{2}{3}-1} (1 - \gamma)^{\frac{1}{2}-1} d\gamma,$$

что даст интеграл Эйлера, обозначаемый в форме:

$$\frac{1}{3} B\left(\frac{2}{3}, \frac{1}{3}\right),$$

вычислив который, Буссинеск нашел:

$$C = 0,86236.$$

Воспользуемся уравнением (15), чтобы получить выражения для $\bar{z}$, заменяя z_0 через $M\eta$ и произведя следующее преобразование:

$$z = z_0 T = \frac{M}{\alpha} \cdot \frac{\alpha\eta}{1 + \alpha t} = \frac{2\mu L^2 M \eta}{3C^2 kM} \left(\frac{1}{\alpha} + t \right)^{-1}.$$

Приравняв $\frac{1}{\alpha} + t = \tau$ и отодвинув начальный момент времени на $\frac{1}{\alpha}$ назад, будем обозначать время через τ .

Тогда для уровня воды z и для его максимальной величины на водоразделе z_m получим:

$$z = \frac{2\mu L^2 \eta}{3C^2 k \tau}; \quad (20)$$

$$z_m = \frac{2\mu L^2}{3C^2 k \tau}. \quad (21)$$

Напомним, что η обозначает здесь относительную высоту уровня грунтовых вод в начальный момент времени. Из формул этих видно, что уровень грунтовой воды при упорядоченном режиме понижается во времени по определенному закону.

Обратимся теперь к выяснению величины коэффициента истощения и расхода грунтового потока на выходе.

Обозначим через V объем водоносного пласта шириной, равной единице.

Этот объем эквивалентен площади вертикального продольного сечения потока.

Принимая во внимание обозначения $x = L\xi$ и $z_0 = M\eta$, находим:

$$V = \int_0^L z_0 dx = ML \int_0^1 \eta d\xi = \frac{ML}{C} \int_0^1 \eta dC\xi = \frac{ML}{C} \int_0^1 \frac{\eta^2 d\eta}{\sqrt{1-\eta^3}} = \frac{2LM}{3C},$$

откуда

$$M = \frac{3CV}{2L} = 1,2935 \frac{V}{L}. \quad (22)$$

Из этого следует, что высота водораздела грунтовых вод над горизонтом выхода источника в 1,2935 раза превышает среднюю высоту, равную $\frac{V}{L}$.

Если теперь исключить из формулы для α величину M , то получим:

$$\alpha = \frac{9C^3}{4} \cdot \frac{kV}{\mu L^3} = 5,772 \frac{kV}{4\mu L^3}. \quad (23)$$

Последнее выражение для коэффициента α принимает вид, подобный формуле (9) для коэффициента истощения в случае глубокого потока.

Дебит на единицу ширины потока $kz \frac{dz}{dx}$ согласно уравнению (20) равен

$$\frac{4\mu^2 L^3}{9C^4 k \tau^2} \eta \eta'$$

или на основании уравнения (19):

$$q = \frac{4}{9} \cdot \frac{\mu^2 L^3}{C^3 k \tau^2} \sqrt{1 - \eta^2}.$$

На выходе грунтового потока, где $\eta = 0$, на основании формулы (21) для единичного расхода находим:

$$q = \frac{4 \mu^2 L^3}{9 C^3 k \tau^2} = \frac{C k z_m^2}{L} = C k I z_m,$$

где I — средний уклон поверхности грунтовых вод, равный $\frac{z_m}{L}$.

Это выражение для q приводится к ранее выведенному $q = \frac{\pi}{2} k h I$, если принять здесь долю максимальной мощности z_m , равную $\frac{2 C z_m}{\pi}$, за величину h .

2. Режим источников в период отсутствия питания подземных вод по исследованию Майэ

Майэ дал ряд оригинальных теоретических выводов по вопросу о режиме подземных вод и применил эти выводы к некоторым источникам бассейна р. Сены, где согласно работам Досса и Бельграна существуют периоды, когда атмосферные осадки оказывают существенное влияние на горизонт грунтовых вод, а также другие периоды, когда это влияние почти совсем незаметно.

В некоторых местах бассейна р. Сены с неглубоким потоком грунтовых вод последнее явление наблюдается главным образом в теплое время года (с 1 мая по 1 ноября).

В течение этого периода грунтовая вода почти не имеет пополнения извне. Вытекая на поверхность в виде источников, она постепенно расходуется, и общие запасы воды в пласте понижаются. Майэ, как и Буссинеск, допускает, что в этот период подземный сток принимает или стремится принять определенный устойчивый специальный режим, называемый им самостоятельным или «не испытывающим постороннего влияния» режимом.

В противоположность этому может быть выделен режим грунтового потока, определяемый как «режим, испытывающий постороннее влияние», при котором выпадающие атмосферные осадки оказывают влияние на грунтовой поток.

В основу своего теоретического исследования самостоятельного режима Майэ кладет гипотезу, что расход источника Q понижается пропорционально времени и что величина запасов или объема воды V в водоносном пласте, питающем источник, есть функция только величины Q , возрастающая пропорционально увеличению Q :

$$V = f(Q).$$

У источника мы имеем:

$$dV = -Q dt = f'(Q) dQ.$$

Отсюда:

$$dt = - \frac{f'(Q) dQ}{Q}.$$

Интегрируя, получаем:

$$\left. \begin{aligned} t - t_0 &= \varphi_1(Q_0) - \varphi_1(Q), \\ \text{или} \quad \varphi_1'(Q) &= - \frac{f'(Q)}{Q}, \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

где Q_0 — расход в начальный момент t_0 ;

$(t - t_0)$ выражает тот период, в течение которого наблюдается исследуемый здесь режим.

Для нахождения функции дебита, выраженной уравнением (24), можно воспользоваться данными наблюдений за режимом источника. При этом прежде всего возникает вопрос об определении начального момента времени t_0 , с которого начинается существование самостоятельного режима. Рассматривая этот вопрос применительно к частному случаю источников Ванна (Церильи, Армантьер), Майэ приводит здесь основное положение Досса, что для водопроницаемых грунтов бассейна р. Сены дожди обыкновенно не увеличивают грунтовых потоков как в теплое время года (1 мая — 1 ноября), если не наблюдается исключительных дождей, так и в начале или конце холодного времени года, если дожди выпадают редко.

Результаты дождей сказываются на источниках Ванна довольно быстро, не позже, как через месяц после их выпадения.

Чтобы быть уверенным в том, что дожди не влияют на грунтовый поток, должно соблюдаться прежде всего условие, что в данный момент расход источника понижается. В этом можно убедиться, если приняв за t_0 например дату мая или июня, применить формулу (24) до момента, когда дожди начнут увеличивать расход (до ноября — декабря). Если за последующий месяц (июнь — июль) после начальной даты (мая — июня) расход окажется больше, чем по формуле (24), то начальная дата переносится на этот следующий месяц (июнь, июль, август).

На основании применения формулы (24) к данным имеющихся наблюдений можно построить кривую дебита источника.

Положив $t_1 - t_0 = \theta$, напомним:

$$\theta = \varphi_1(Q_0) - \varphi_1(Q_1), \quad (25)$$

где θ означает промежуток времени, в течение которого происходит известное падение дебита с Q_0 до Q_1 .

Откладывая различные величины расходов Q_0 по оси абсцисс, а расходы Q_1 — по оси ординат, для различных значений θ построим кривые, задаваясь этими значениями через равные интервалы, например через месяц (рис. 2, б).

Полученные кривые будут тогда показывать, на какую величину падает дебит Q_1 за время θ для различных значений начального дебита Q_0 .

Кривые, выраженные уравнением (25), обладают замечательным общим свойством, облегчающим их построение. Положим $\theta = 1$ (например одному месяцу); тогда, имея несколько значений дебита, начиная с Q_0 , можно написать ряд уравнений:

$$\left. \begin{aligned} 1 &= \varphi_1(Q_0) - \varphi_1(Q_1); \\ 1 &= \varphi_1(Q_1) - \varphi_1(Q_2); \\ 1 &= \varphi_1(Q_2) - \varphi_1(Q_3). \end{aligned} \right\} \quad (26)$$

Эти уравнения определяют последовательность дебитов Q_1, Q_2, Q_3 на основании одной кривой $\theta = 1$.

Имеем также:

$$\left. \begin{aligned} 2 &= \varphi_1(Q_0) - \varphi_1(Q_2) = \varphi_1(Q_2) - \varphi_1(Q_4); \\ 3 &= \varphi_1(Q_0) - \varphi_1(Q_3) = \varphi_1(Q_3) - \varphi_1(Q_6). \end{aligned} \right\} \quad (27)$$

Ординаты кривой $\theta = 2$ выводятся из кривой $\theta = 1$. Наличие одной кривой $\theta = 1$ следовательно влечет за собой возможность построения всех других кривых θ .

Все кривые заключены между биссектрисой угла Q_1OQ_0 и осью OQ_0 (рис. 2.б). Действительно, кривая $\theta = 0$ соответствует $Q_1 = Q_0$, что и даст указанную биссектрису. С возрастанием θ кривая приближается к оси OQ_0 , с которой эта кривая сливается при $\theta = \infty$.

Все кривые θ проходят через начало координат.

По форме эти кривые могут быть выпуклыми, вогнутыми, а также прямыми. Если кривые выпуклы по отношению к положительному направлению, то тогда величина $\frac{dQ_1}{dQ_0}$ будет уменьшаться по мере возрастания Q_0 .

В более простом случае линии θ прямые, тогда $\frac{dQ_1}{dQ_0}$ равна постоянной C .

В этом случае изменение расхода в единицу времени будет пропорционально самой величине этого расхода, что выражается уравнением:

$$\frac{dQ}{dt} = -\alpha Q,$$

откуда, интегрируя, получаем:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}, \quad (28)$$

что было получено также, как мы видели, Буссинеском путем интегрирования дифференциального уравнения неустановившегося движения грунтовых вод.

Так как величина α является постоянной для одного и того же источника, то эту кривую, выраженную уравнением (28), можно построить для различных начальных дебитов, что будет соответствовать кривым дебита источника за разные годы с различными максимальными дебитами в начале периода, когда грунтовые воды не получают питания из атмосферных осадков.

Сравнение кривых дебита для летних сезонов отдельных лет показывает, что они обычно имеют отмеченные одинаковыми дебитами общие участки $Q_1 Q_2$, которые могут быть совмещены путем перемещения кривых вдоль оси (рис. 2, а).

Таким образом кривая дебита источника в период самостоятельного режима может быть получена путем наложения отдельных кривых за несколько лет.

Обычно достаточно иметь данные о наблюдениях за источником в течение двух-трех лет, чтобы иметь возможность составлять прогнозы на будущее время.

Для исследования самостоятельного режима источников пригодны одинаково оба графических способа (как графики θ , так и кривые дебита); точно так же можно перейти от первых ко вторым.

Другой простой случай имеет место, когда функция φ имеет вид:

$$\varphi(Q) = \frac{N}{\sqrt{Q}},$$

где N — постоянная величина.

Уравнения кривых θ тогда примут вид:

$$\frac{t}{N} = \frac{1}{\sqrt{Q}} - \frac{1}{\sqrt{Q_0}},$$

что приводит к зависимости:

$$\frac{1}{\sqrt{Q}} = \frac{t\sqrt{Q_0} + N}{N\sqrt{Q_0}} = \frac{1 + \alpha t}{\sqrt{Q_0}}$$

или

$$Q = \frac{Q_0}{(1 + \alpha t)^2}. \quad (29)$$

Последняя зависимость, как мы видели выше, получена была Буссинеском для грунтовых потоков с небольшой глубиной залегания водоупорного ложа.

Майэ изучил ряд источников, для которых он нашел математическое выражение их кривых дебита в периоды самостоятельного режима.

Источник Церилы в бассейне р. Сены по наблюдениям с 1881 по 1902 г. имеет максимумы дебита (в начале летнего периода) за разные годы от 139 до 284 л/сек, а минимумы (в конце летнего периода) соответственно от 76 до 154 л/сек, т. е. за летний период дебит уменьшается почти вдвое. Для этого источника было найдено $\alpha = 0,1066$, или уравнение кривой дебита:

$$Q = Q_0 e^{-0,1066 t},$$

где Q и Q_0 выражены в л/сек, а t — в месяцах.

Для источника Дюи найдена зависимость:

$$Q = Q_0 e^{-0,038 t}.$$

Дебиты здесь уменьшаются значительно медленнее: например с 262 (максимум в мае) до 197 л/сек (в ноябре), что и выражается относительно малой величиной коэффициента истощения.

Для источника Армантьер было найдено:

$$Q = \frac{740}{(1 - 0.12 t)^2}.$$

Первые два примера относятся к источникам, дебит которых сравнительно медленно убывает в засушливый период.

Более резкие изменения показывают нижеследующие примеры:

1) источник в Эйн-Дзевуджа (Алжир), имеющий колебания дебита от 4 000 до 30 м³/сутки,

$$Q = Q_0 e^{-0.264 t};$$

2) источник в Туджа, изменяющий свой дебит с мая по октябрь от 302 до 5 л/сек:

$$Q - 5 = (Q_0 - 5) e^{-0.639 t}.$$

Изложенную выше теорию Майэ пытался применить для решения задачи предсказания величин минимальных дебитов источников. Как видно из предыдущего, в пределах одного сезона задача эта решается просто, если будут известны кривая дебита источника и величина дебита Q_0 в какой-либо начальный момент засушливого периода.

Сравнивая дебиты-минимумы изучаемых источников за ряд лет, Майэ нашел значительные изменения, зависящие от количества атмосферных осадков, выпадающих за холодные периоды, когда происходит пополнение запасов подземных вод.

Объем этих запасов, накопленный к концу периода питания, определяет собой величину дебита-максимума в начале летнего периода (май, июнь). При этом значение имеет не только количество осадков за холодный сезон, но также и величина того минимального дебита источника, который был в конце предыдущего года. Этот минимальный дебит характеризует собой те запасы воды в питающем источник пласте, которые остались в конце предыдущего года. Этот же дебит-минимум и соответствующие ему запасы воды в свою очередь зависят от количества осадков за предшествующий холодный сезон. Таким образом на дебит-минимум оказывают существенное влияние осадки по крайней мере за два предшествующих года, которое сказывается особенно в том случае, когда осадки за непосредственно предшествующий холодный сезон малы и когда ранее имелся год, отличающийся исключительно большой высотой слоя осадков.

Влияние такого влажного года по наблюдениям Майэ иногда (источник Церильи) дает себя чувствовать в течение пяти лет.

Степень влияния холодного и влажного времени года, непосредственно предшествующего рассматриваемому периоду самостоятельного режима, или двух холодных сезонов зависит от строения, мощности и протяжения питающего источник водоносного пласта.

Это влияние будет тем больше, чем меньше мощность и протяжение пласта (чем меньше его общий объем или общая водоемкость). Наоборот, влияние непосредственно предшествующих холодных сезонов проявляется меньше для пластов с большей емкостью; в этом случае

водоносный пласт обладает большей способностью сохранять запасы воды, накопленные за более ранние годы.

По вопросу о предсказании минимального дебита мы находим интересные данные также в работах Голлера и Губера, краткие сведения о которых имеются в книге Принц и Кампе.

Таблица 1

Время измерения	Дебит в л/мин	
	Зоммерхаузен	Фуксштадт
15 марта 1907 г.	210	210
17 апреля 1909 г.	39	91
Декабрь 1909 г.	17	Отсутствует
5 июля 1911 г.	155	202
29 апреля 1913 г.	65	110

Голлер применяет к задаче предсказания минимального дебита способ, основанный на сравнении источника с соседним источником, минимум дебита которого был установлен наблюдениями. В качестве примера даются сведения о дебитах источников в Фуксштадте и Зоммерхаузене.

Для первого из них дебит-минимум неизвестен, для второго — сведения более полны (табл. 1).

Нанеся данные наблюдений на график с логарифмическим масштабом, получим путем сопоставления с минимальным дебитом источника в Зоммерхаузене приблизительную величину 50 — 60 л/сек для минимального дебита источника в Фуксштадте (рис. 3).

Губер использует для этой задачи тот же математический закон дебита источника в засушливый период, который был ранее установлен Буссинеском и Майэ, т. е. закон логарифмической кривой:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}$$

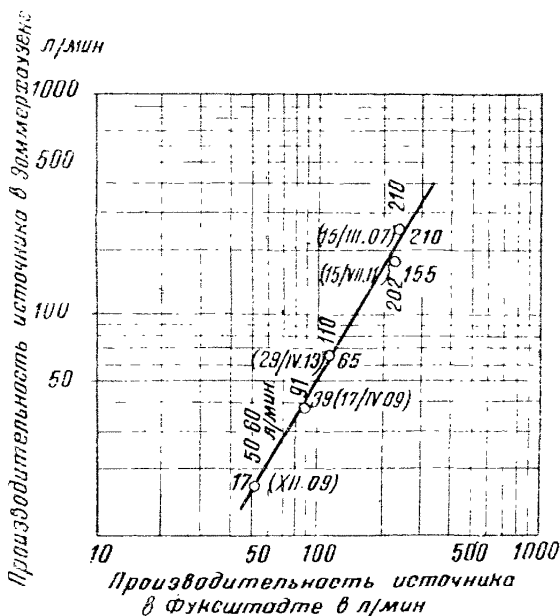


Рис. 3. Логарифмический график, изображающий соотношение одновременных дебитов источников в Зоммерхаузене и Фуксштадте

или

$$\ln Q = \ln Q_0 - \alpha t. \quad (30)$$

Второе уравнение приводит к прямолинейной зависимости и изобразится прямой линией, если по оси абсцисс откладывать время t , а по оси ординат — логарифмы дебитов (рис. 4).

Точка F пересечения этой прямой с осью абсцисс определит момент, когда дебит понизится до единицы соответственно принятым единицам измерения (например л/сек).

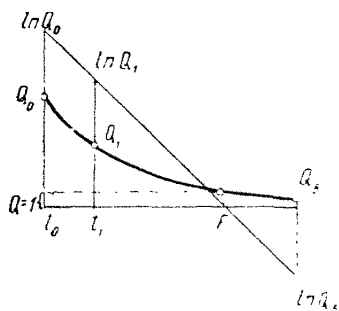


Рис. 4. Кривая дебита источника

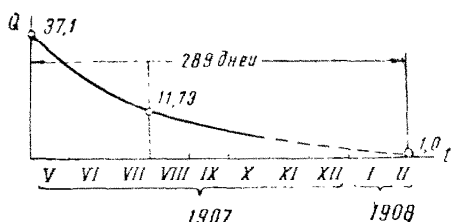


Рис. 5. Кривая дебита источника
Якобсбруннен

По этому способу Ререр¹ определил по наблюдениям в 1907 г. кривую дебита источника Якобсбруннен в Пфорцгейме (рис. 5):

$$\ln Q = 1,56937 - 0,005436 t.$$

Было вычислено, что дебит снизится до 1 л/сек в течение 289 дней.

В заключение отметим, что описанный характер изменения дебита в период самостоятельного режима может рассматриваться как закономерность более общего значения.

Эта закономерность может быть применена не только к продолжительному периоду целого лета, но и к более коротким периодам между двумя дождями, дающими пополнение запасов подземных вод и оказывающими влияние на дебит источника. Это влияние на графике изменений дебита будет выражаться подъемами кривой дебита, обычно довольно крутыми. За этими подъемами после достижения некоторых максимумов кривая будет выражать понижение дебита в период самостоятельного режима. Эти участки кривой имеют характерную вогнутую форму логарифмических кривых, схематически представленных на рис. 6.

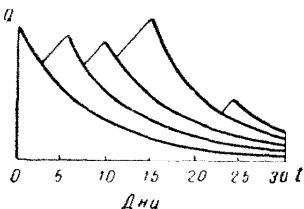


Рис. 6. Кривая дебита источника при повторяющихся дождях

Такой же характер кривых мы встречаем нередко и на графиках колебания уровня грунтовых вод.

¹ Цитируется по Prinz и. Kampe, Hydrologie, т. 2, 1934.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ

1. Формулы Форхгеймера

Форхгеймер, применив уравнение (6) к исследованию явлений колебания уровня грунтовых вод в прибрежной зоне, воспользовался следующим решением этого уравнения:

$$z = H e^{-x \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}}} \sin \left(\frac{\pi t}{T} - x \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}} \right). \quad (31)$$

В этом уравнении предполагается, что горизонт воды в реке поднимается до высоты H над средним горизонтом и опускается до уровня $-H$ ниже среднего горизонта. При этом ход изменения уровня воды в зависимости от времени выражается синусоидой.

В течение времени T совершаются подъем и падение уровня на половине волны (рис. 7).

Эти колебания, ослабляясь и несколько запаздывая, распространяются в глубь берега. Максимальная высота подъема грунтовых вод получится в тот момент t_m , когда

$$\frac{\pi t}{T} - x \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}} = \frac{\pi}{2},$$

а синус этой величины равен единице. Тогда максимум подъема уровня грунтовых вод выразится формулой:

$$z = H e^{-x \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}}} \quad (32)$$

или

$$z = H e^{-x r}.$$

На основании предыдущего также найдем, что величина максимальной высоты уровня грунтовых вод запаздывает сравнительно с максимумом уровня воды в реке на:

$$t_s = x \frac{T}{\pi} \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}} = x \sqrt{\frac{\mu T}{2 \pi k h}}. \quad (33)$$

Если мы знаем повышения уровня грунтовых вод z_1 и z_2 в двух пунктах на расстоянии x_1 и x_2 от берега, то можно написать на основании формулы (32):

$$r = \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}} = \frac{\ln z_1 - \ln z_2}{x_2 - x_1}. \quad (34)$$

Далее согласно формуле (33) можно определить скорость распространения волны грунтовых вод, отмечая ее передвижение по максимуму или минимуму:

$$v = \sqrt{\frac{2 \pi k h}{\mu T}}. \quad (35)$$

Предыдущие уравнения (33) и (34) позволяют вычислить на основании наблюдений за колебаниями уровня грунтовых вод величину

$$r = \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}}, \text{ а отсюда и величину } a = \sqrt{\frac{k h}{\mu}}, \text{ которые могут}$$

быть использованы для практических расчетов без лабораторных исследований и испытаний на месте. В таком виде эти величины могут быть с большой точностью применены для вычисления подъема грунтовых вод при других паводках, принятых например в проектах подпорных или регулирующих сооружений на реке.

Предыдущие выводы по мнению Форхгеймера останутся справедливыми и в случае негоризонтальной первоначальной поверхности грунтовых вод, если при этом отсчитывать z от первоначального уровня грунтовых вод в данном пункте, а не от уровня реки.

С высказанным допущением проф. Форхгеймера о простом суммировании уровня естественного грунтового потока и отражении колебаний уровня воды в реке нельзя согласиться, так как в действительности происходит более сложное преобразование потока, что недостаточно учитывается рассматриваемыми уравнениями Форхгеймера.

Однако для приближенного решения задачи это предложение приемлемо, что доказывается контрольными расчетами для наблюдаемых паводков (см. примеры, а также работу Г. Каменского, посвященную паводкам в Москве¹).

В качестве примера рассмотрим колебания уровня грунтовых вод в одной из наблюдательных скважин Москвы, заложенных в долине р. Москвы.

Для этой скважины мы имеем следующие данные для паводка 1934 г.: расстояние от реки $x = 140$ м; максимум подъема уровня грунтовых вод $z_{31} = 1,73$ м; амплитуда паводка $H_{31} = 4,74$ м; продолжительность паводка $T_{31} = 16$ суткам.

Подставляя эти данные в формулу (32) и логарифмируя ее, получаем:

$$r = \sqrt{\frac{\pi \mu}{2 k h T}} = \frac{\ln H_{31} - \ln z_{31}}{x} = \frac{\ln 4,74 - \ln 1,73}{140} = 0,0072.$$

Можно попытаться вычислить эту величину и путем непосредственной подстановки в формулу численных значений входящих в нее величин.

По данным лабораторных определений и разведок имеем:

$$k = 15 \text{ м/сутки}; h = 12 \text{ м};$$

¹ Г. Н. Каменский, Определение подпора грунтовых вод в долине р. Москвы при паводке (печатается в трудах Геологического института Академии наук СССР).

примем:

$$\mu = 0,2.$$

Тогда:

$$r = \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}} = \sqrt{\frac{3,14 \cdot 0,20}{2 \cdot 15 \cdot 12 \cdot 16}} = 0,0104.$$

Вычислим теперь по формуле Форхгеймера величину подъема уровня грунтовых вод для паводка 1935 г. и сопоставим ее с наблюдениями. Для 1935 г. имеем:

$$H_{35} = 3,48 \text{ м}; T_{35} = 12 \text{ суткам}; z_{35} = 0,94 \text{ м}.$$

По формуле Форхгеймера, пользуясь определенной выше величиной $r = 0,0072$, имеем:

$$z'_{35} = 3,48 e^{-140 \cdot 0,0072} = 1,28 \text{ м}.$$

Сравнивая этот результат с наблюдаемым z , отмечаем преувеличение на 0,34 м.

Приведенное вычисление может быть несколько уточнено, если внести поправку в величину r за счет изменения продолжительности паводка, т. е. помножив полученную величину на отношение:

$$\sqrt{T_{34}} : \sqrt{T_{35}} = \sqrt{16} : \sqrt{12} = 1,16.$$

Тогда получим для r новое значение:

$$r' = 0,0072 \cdot 1,16 = 0,0084.$$

Пользуясь последней величиной r' , находим $z_{35} = 1,08$, что отличается от наблюдаемого только на 0,14 м.

Можно проделать аналогичные расчеты и в обратном порядке, вычислив r по наблюдениям 1935 г., а повышение уровня грунтовых вод — для 1934 г. Тогда получим:

$$r_{35} = 0,0093,$$

или после умножения на

$$\sqrt{T_{35}} : \sqrt{T_{34}} = 0,875,$$

$$r'_{35} = 0,0081,$$

что дает

$$z_{34} = 1,51.$$

Сравнивая последнюю величину с наблюдаемой 1,73, отмечаем в этом случае преуменьшение на 0,22 м.

В обоих случаях погрешность вполне допустима для практических целей.

2. Исследование колебаний уровня грунтовых вод у берегов рек по Козени и Фельберу

Козени берет для уравнения (6) следующее решение:

$$z = f(x) \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2a\sqrt{t}}} e^{-\alpha^2} d\alpha + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{x}{2a\sqrt{t}}}^{\infty} \psi\left(t - \frac{x^2}{4a^2\beta^2}\right) e^{-\beta^2} d\beta, \quad (36)$$

где $f(x)$ — уровень грунтовой воды в данной точке на расстоянии x от берега;

$$a = \sqrt{\frac{kh}{\mu}};$$

α — переменная интегрирования в первом слагаемом;

β — переменная интегрирования во втором слагаемом.

Функция ψ выражает зависимость уровня воды в реке от времени и может быть иногда выражена математически. Для рек, в которых происходят правильные периодические колебания, например в альпийских реках, питающихся водой ледников, уровень воды ежедневно колеблется вследствие периодических увеличений и уменьшений расхода.

В устьевых частях рек, впадающих в море, происходят периодические ежедневные колебания уровня воды под влиянием подпора от приливов. Колебания уровня грунтовых вод для таких рек были рассмотрены Форхгеймером.

Функция ψ для таких рек может быть выражена синусоидой:

$$z_0 = H \sin \frac{\pi t}{T},$$

где H — амплитуда колебания уровня реки;

T — длина полуволны синусоиды.

Для таких рек, принимая средний уровень грунтовых вод и реки одинаковым, можно написать:

$$z = \frac{2H}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\infty} \sin \frac{\pi}{T} \left(t - \frac{x^2}{4a^2 \beta^2} \right) e^{-\beta^2} d\beta. \quad (37)$$

Здесь первый член уравнения (36) равен нулю, поскольку согласно предыдущему можно принять средний начальный уровень грунтовых вод горизонтальным и следовательно положить $f(x) = 0$.

Интегрируя предыдущее уравнение, получаем:

$$\begin{aligned} z &= \frac{2H}{\sqrt{\pi}} \sin \frac{\pi t}{T} \int_0^{\infty} e^{-\beta^2} \cos \frac{\pi}{T} \cdot \frac{x^2}{4a^2 \beta^2} d\beta - \frac{2H}{\sqrt{\pi}} \cos \frac{\pi t}{T} \int_0^{\infty} e^{-\beta^2} \sin \frac{\pi}{T} \times \\ &\times \frac{x^2}{4a^2 \beta^2} d\beta = \left(H \sin \frac{\pi t}{T} \cos \sqrt{\frac{\pi}{2a^2 T}} x - \right. \\ &\left. - H \cos \frac{\pi t}{T} \sin \sqrt{\frac{\pi}{2a^2 T}} x \right) e^{-\sqrt{\frac{\pi}{2a^2 T}} x}, \end{aligned}$$

что приводит к формуле Форхгеймера:

$$z = H e^{-x \sqrt{\frac{\pi}{2a^2 T}}} \sin \left(\frac{\pi t}{T} - x \sqrt{\frac{\pi}{2a^2 T}} \right).$$

Фельбер воспользовался решением, сходным с уравнением, рассмотренным Козени.

Это решение состоит из двух слагаемых:

$$z = z' + z''.$$

Первое слагаемое равно:

$$z' = f(x) F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right), \quad (38)$$

где функция F имеет вид:

$$F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^{\frac{x}{2a\sqrt{t}}} e^{-z^2} dz, \quad (39)$$

где α — переменная интегрирования¹.

Уравнение (38) удовлетворяет условиям:

$$z' = 0 \text{ при } x = 0 \text{ и } z = f(x) \text{ при } t = 0.$$

Второе слагаемое равно:

$$z'' = \frac{x}{2a\sqrt{\pi}} \int_0^t \psi(\theta) e^{-\frac{x^2}{4a^2(t-\theta)}} (t-\theta)^{-\frac{3}{2}} d\theta, \quad (40)$$

где θ — переменная интегрирования.

С помощью подстановки

$$\beta = \frac{x}{2a\sqrt{t-\theta}} \quad (41)$$

уравнение (40) приводится к виду:

$$z = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\frac{x}{2a\sqrt{t}}}^{\infty} \psi\left(t - \frac{x^2}{4a^2\beta^2}\right) e^{-\beta^2} d\beta, \quad (42)$$

что указывает на тождественность формулы Фельбера с ранее приведенной формулой Козени.

Уравнение это удовлетворяет условиям:

$$z'' = \psi(t) \text{ при } x = 0 \text{ и } z'' = 0 \text{ при } t = 0.$$

¹ Написанное уравнение является несколько упрощенным, так как в точном решении для данных начальных и граничных условий первое слагаемое имеет вид:

$$\frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \int_0^{\infty} f(\xi) \left[e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4a^2 t}} - e^{-\frac{(x+\xi)^2}{4a^2 t}} \right] d\xi,$$

а принятое Фельбером решение получается из этого, если положить $f(\xi)$ постоянным и равным $f(x)$ и вынести за знак интеграла. Это аналогично допущению, что переменный уровень грунтовых вод на всем протяжении потока можно в среднем принять равным уровню воды в данной точке на расстоянии x от реки.

Окончательное решение дифференциального уравнения получает вид:

$$z = f(x) F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right) + \frac{x}{2a\sqrt{\pi}} \int_0^t \psi(\vartheta) e^{-\frac{x^2}{4a^2(t-\vartheta)}} (t-\vartheta)^{-\frac{3}{2}} d\vartheta. \quad (43)$$

Из этого уравнения Фельбер делает ряд выводов.

«С точки зрения гидрологической, — замечает он, — величина z' представляет ту долю участия, которую имеет естественный грунтовой поток в образовании новой поверхности грунтовых вод. Для малого значения промежутка времени t или для большого расстояния от берега сохраняется величина $f(x)$, так как величина F равна единице с точностью до 11-го десятичного знака».

Второе слагаемое z'' выражает влияние колебаний уровня реки. Выражение

$$\Delta\Phi_\vartheta = e^{-\frac{x^2}{4a^2(t-\vartheta)}} (t-\vartheta)^{-\frac{3}{2}}$$

для определенного значения x при изменении t и ϑ представляет собой семейство родственных кривых.

При неизменных величинах t и ϑ , $\Delta\Phi_\vartheta$ при возрастании x стремится к нулю.

Поэтому влияние колебаний уровня воды в реке уменьшается по мере удаления от берега.

Кривая изменения горизонтов воды в точке x представляет собой более пологую волну, чем в реке.

Влияние того или иного изменения уровня воды в реке отражается в грунтовых водах с запозданием.

Уравнение (43) может быть упрощено, если удовлетвориться меньшей точностью.

Положим:

$$\Delta\Phi_m = \frac{\int_0^t \Delta\Phi d\vartheta}{\int_0^t d\vartheta}. \quad (44)$$

Вследствие соотношения:

$$\int_0^t \Delta\Phi d\vartheta = \frac{4a}{x} \int_{\frac{x}{2a\sqrt{t}}}^{\infty} e^{-x^2} dx = \frac{2a\sqrt{\pi}}{x} \left[1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right) \right], \quad (45)$$

а также на основании уравнения (44) имеем:

$$z'' = \frac{x}{2a\sqrt{\pi}} \Delta\Phi_m \int_0^t H_\vartheta d\vartheta = \frac{1-F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t} \int_0^t H_\vartheta d\vartheta. \quad (46)$$

Функция $\Delta\Phi_m$ при постоянной величине t_n для бесконечно возрастающей величины x или при постоянной x_n и бесконечно возрастаю-

щей t становится равной нулю. При $t = 0$ она также равна нулю. Следовательно $\Delta\Phi_m$ имеет максимум. Приближенный расчет показывает, что этот максимум поступает в момент времени:

$$t = \frac{x_n^2}{4a^2}.$$

Для определения уровня грунтовых вод в точке x в момент времени t нужно умножить величину $\frac{1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t}$ на ординату интегральной кривой $\psi(\theta)$, т. е. на площадь этой кривой для того же момента времени.

В другой статье [9] Фельбер предлагает следующее приближенное решение, применимое для не очень близких к реке пунктов и для не очень продолжительных паводков.

Ось, от которой отсчитываются вверх уровни воды, располагается в точке пересечения линии уровня воды в реке с линией уровня грунтовых вод рассматриваемого сечения в восходящей ветви. Тогда получим:

$$z = \frac{x}{2a\sqrt{\pi}} \int_0^t \psi(\theta) \Delta\Phi_\theta d\theta, \quad (47)$$

а также на основании формулы (46):

$$z = \frac{1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t} \int_0^t H_\theta d\theta. \quad (48)$$

Последней приближенной формулой Фельбер воспользовался для исследования зависимости между колебаниями уровня грунтовых вод в данном пункте для разных паводков, находящихся между собой в том или ином соотношении.

Установив такую зависимость, Фельбер дает графический способ построения уровней грунтовых вод для заданного паводка по данным наблюдений за бывшим ранее паводком.

Между разными волнами паводков могут быть следующие соотношения.

Первый случай. Паводки имеют одинаковую продолжительность, и одновременные уровни вод пропорциональны между собой, т. е. волны паводков подобны ортогонально оси t .

Любая из волн таких паводков может быть выражена формулой:

$$H_n = C_n \psi(t).$$

Две таких волны дают следующее отношение одновременных уровней воды в реке:

$$H_1 : H_2 = C_1 \psi(t) : C_2 \psi(t) = C_1 : C_2 = C,$$

где C — постоянная для любой величины t в продолжение всего паводка.

На основании предыдущей формулы и формулы (46) получим для одновременных уровней грунтовых вод те же отношения:

$$z_1 : z_2 = H_1 : H_2 = C. \quad (49)$$

На основании этого соотношения, зная уровни грунтовых вод для одной наблюдаемой волны паводка, можно построить уровни грунтовых вод для другого заданного паводка, подобного с наблюдаемым в направлении ортогональной оси t .

Второй случай. Паводки имеют одинаковую длительность, но между собой не находятся в подобном отношении.

Для двух таких волн на основании формулы (48) имеем следующее соотношение одновременных уровней грунтовых вод:

$$z_1 : z_2 = \frac{1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t} \int_0^t \psi_1(\vartheta) d\vartheta : \frac{1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t} \int_0^t \psi_2(\vartheta) d\vartheta,$$

или по сокращении ввиду одинакового t :

$$z_1 : z_2 = \int_0^t \psi_1(\vartheta) d\vartheta : \int_0^t \psi_2(\vartheta) d\vartheta. \quad (50)$$

В целях построения уровня грунтовых вод для заданного паводка нужно сначала построить интегральные кривые заданного и наблюдаемого паводков. Затем, взяв отношение интегралов для данного момента времени t , можно определить уровень грунтовых вод z_1 , помножив на указанное отношение уровень грунтовых вод z_2 для наблюдаемого паводка.

Третий случай. Волны паводков неодинаковы по длине, но они подобны в направлении оси t .

Для таких волн паводков можно написать уравнение:

$$H_n = \psi(C_n t),$$

где C_n — произвольная постоянная. Для интегральных кривых таких паводков также имеем:

$$\int_0^{C_n t} \psi(C_n \vartheta) d\vartheta = C_n \int_0^t \psi(\vartheta) d\vartheta. \quad (51)$$

Точки с одинаковым уровнем для двух паводков в данном случае будут относиться к разным моментам времени:

$$t_1 = C_1 t \text{ и } t_2 = C_2 t.$$

Уровни грунтовых вод для этих моментов будут находиться в отношении:

$$z_1 : z_2 = \frac{1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{C_1 t}}\right)}{C_1 t} \int_0^{C_1 t} \psi(C_1 \vartheta) d\vartheta : \frac{1 - F\left(\frac{x}{2a\sqrt{C_2 t}}\right)}{C_2 t} \times \\ \times \int_0^{C_2 t} \psi(C_2 \vartheta) d\vartheta.$$

Приняв во внимание (51) и произведя сокращение, получим:

$$z_1 : z_2 = \left[1 - F \left(\frac{x}{2a \sqrt{C_1 t}} \right) \right] : \left[1 - F \left(\frac{x}{2a \sqrt{C_2 t}} \right) \right]. \quad (52)$$

Четвертый случай. Паводки не подобны в направлении оси t , но обладают одинаковой высотой максимума.

Положим, две волны паводка W_1 и W_2 имеют одинаковые уровни воды в моменты времени t_1 и t_2 . Тогда для соответствующих этим моментам уровней грунтовых вод от того и другого паводка будем иметь отношение:

$$z_1 : z_2 = \frac{\int_0^{t_1} \psi_1(\theta) d\theta}{\int_0^{t_2} \psi_2(\theta) d\theta} \cdot \frac{t_2 \left[1 - F \left(\frac{x}{2a \sqrt{C_1 t_2}} \right) \right]}{t_1 \left[1 - F \left(\frac{x}{2a \sqrt{C_2 t_1}} \right) \right]}.$$

Пятый случай. Волны паводков не находятся в каком-либо определенном отношении между собой.

Если данные волны паводка не находятся в каком-либо из рассмотренных выше отношений, то построение уровней грунтовых вод для заданной волны паводка W_2 по наблюдаемой волне паводка W_1 и волне грунтовых вод w_1 может быть выполнено путем промежуточного построения вспомогательной волны $\bar{W}$, находящейся в каком-либо отношении с волной W_1 и W_2 .

Здесь возможны четыре способа.

1. Наблюдаемая волна паводка W_1 преобразуется по оси t в волну $\bar{W}_1$, имеющую одинаковую длину (продолжительность) с заданной волной W_2 . Тогда по третьему случаю строится волна грунтовых вод $\bar{w}_1$, а на основании последней по аналогии со вторым случаем — волна грунтовых вод w_2 .

2. Наблюдаемая волна W_1 преобразуется ортогонально оси t (или вдоль оси H) в волну одинаковой высоты с W_2 .

Построение волны грунтовых вод выполняется от w_1 к $\bar{w}_1$ по первому случаю и к w_2 — по четвертому случаю.

3. Заданная волна W_2 преобразуется подобно вдоль оси t в волну $\bar{W}_2$ одинаковой длины с W_1 . Построение уровней грунтовых вод выполняется от w_1 к $\bar{w}_2$ по второму случаю и от $\bar{w}_2$ к w_2 — по третьему.

4. Заданная волна W_2 преобразуется подобно ортогональной оси t в волну $\bar{W}_2$ одинаковой высоты с W_1 . Построение волны грунтовых вод ведется от w_1 к w_2 по четвертому случаю и от $\bar{w}_2$ к w_2 — по первому.

Примеры. Для иллюстрации применения формул Фельбера приведем примеры из работы Г. Каменского «Подпор грунтовых вод в долине р. Москвы при паводке».

В этой работе дается расчет уровня грунтовых вод для одной из наблюдательных скважин (№ 88) в Москве, по которой велись наблюдения за грунтовыми водами. Произведем расчет по формуле (43) для паводка, наблюдавшегося в 1934 г.

Вычислим значение первого слагаемого формулы (43). Для входящих в эту формулу величин имеем:

$f(x)$ — уровень грунтовых вод до паводка определяется как разность отметок начальных уровней грунтовых вод и реки:

$$f(x) = 115,44 - 114,95 = 0,49 \text{ м};$$

x — расстояние от реки, равное 140 м.

Величину $a = \sqrt{\frac{k h}{\mu}}$ определим, подставив числовые значения букв. Примем:

$$k = 15,0 \text{ м/сутки}; h = 13,0; \mu = 0,2.$$

Подставив эти значения, получаем:

$$a = \sqrt{\frac{15 \cdot 13}{0,2}} = 31.$$

Выражение $\frac{x}{2a\sqrt{t}}$ вычисляется для каждого момента t . Например для $t=17$ имеем:

$$\frac{140}{2 \cdot 31 \sqrt{17}} = 0,5485.$$

Величина $F \cdot (0,5485)$ получается из таблиц¹, где находим $F \cdot (0,55) = 0,5379$.

Помножив последнюю величину на $f(x)$, имеем $z_{17}' = 0,27$.

Значения z' для других t сведены в табл. 2.

Вычислим второе слагаемое формулы (43) для 17-го дня, считая от начала паводка. Расчетные данные располагаем в табл. 3.

Т а б л и ц а 2

Вычисление первого слагаемого формулы (43) Фельбера

$$a = 31, \quad x = 140, \quad f(x) = 0,49$$

t	$\frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)$	z'	t	$\frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$F\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)$	z'
2	1,6028	0,9763	0,48	12	0,653	0,6420	0,31
3	1,3063	0,9361	0,46	15	0,5840	0,5879	0,28
5	1,009	0,8468	0,42	17	0,5485	0,5633	0,27
7	0,8528	0,7707	0,38	19	0,5183	0,5379	0,26
10	0,7152	0,6914	0,33				

В последней графе табл. 3 получаются значения подинтегральной функции для всех последовательных значений ϑ от 0 до 17. Интеграл приближенно подсчитаем по формуле Симпсона:

$$\int_0^t y d\vartheta = \frac{1}{3} \Delta\vartheta [y_0 + 4(y_1 + y_3 + y_5 + \dots + y_{2n-1}) + 2(y_2 + y_4 + \dots + y_{2n-2}) + y_{2n}] = 0,8142.$$

Помножив полученную величину на $\frac{x}{2a\sqrt{\pi}}$, получим:

$$z_{17}'' = 1,04.$$

¹ Ш п и л ь р е й н, Таблицы специальных функций, ч. I, стр. 19, 1933.

Вычисление второго слагаемого Формулы (43) Фельбера ¹

$$a = 31, \quad x = 140$$

θ	$t - \theta$	H_θ	$m = \frac{x^2}{4a^2(t - \theta)}$	e^{-m}	$(t - \theta)^{-\frac{3}{2}}$	$\Delta\Phi = e^{-m}(t - \theta)^{-\frac{3}{2}}$	$H_\theta \Delta\Phi$
1	2	3	4	5	6	7	8
0	17	0	—	—	—	—	0
1	16	0,15	0,32	0,7261	0,015	0,0113	0,0017
2	15	0,35	0,34	0,7118	0,017	0,0123	0,0043
3	14	0,50	0,37	0,6907	0,019	0,0132	0,0066
4	13	0,65	0,39	0,6771	0,020	0,0145	0,0094
5	12	0,80	0,43	0,6505	0,024	0,0157	0,0126
6	11	1,00	0,47	0,6250	0,027	0,0171	0,0171
7	10	1,45	0,51	0,6005	0,032	0,0190	0,0276
8	9	1,80	0,57	0,5595	0,037	0,0209	0,0376
9	8	2,50	0,64	0,5273	0,045	0,0233	0,0582
10	7	3,35	0,73	0,4819	0,055	0,0260	0,0871
11	6	4,20	0,85	0,4217	0,070	0,0290	0,1218
12	5	4,65	1,03	0,3570	0,090	0,0320	0,1488
13	4	3,15	1,28	0,2780	0,125	0,0347	0,1093
14	3	2,65	1,71	0,1809	0,192	0,0348	0,0922
15	2	2,50	2,57	0,0743	0,387	0,0270	0,0675
16	1	2,40	5,14	0,0061	—	0,0059	0,0142
17	0	2,40	—	—	—	—	0

Суммируя оба слагаемых, получим окончательно:

$$z_{17} = 0,27 + 1,04 = 1,31 \text{ м.}$$

Вычислим значения z для других дней (табл. 4). Сравнивая вычисленные уровни воды с наблюдаемыми, отмечаем значительное преуменьшение первых, что обуславливается неточностью в определении величины a , а также некоторым несоответствием формулы с действительностью, о чем скажем несколько ниже.

Таблица 4

Результаты подсчетов уровней грунтовых вод по Формуле (43) Фельбера и сопоставление их с наблюдениями

Дни от начала паводка		2	3	5	7	10	12	15	17	19
Вычисленные	z'	0,48	0,46	0,42	0,38	0,33	0,31	0,28	0,27	0,26
	z''	0,00	0,01	0,05	0,11	0,28	0,50	0,93	1,04	1,09
	$z = z' + z''$	0,48	0,47	0,47	0,49	0,61	0,81	1,21	1,31	1,35
Наблюдаемые z_n		0,51	0,52	0,60	0,65	1,22	1,72	2,00	2,11	2,06
Разности $z - z_n$		-0,03	-0,05	-0,13	-0,16	-0,61	-0,91	-0,79	-0,80	-0,71

¹ Вычисления в этом примере выполнены Л. В. Кузменко.

Отметки
уровня в м
120,00

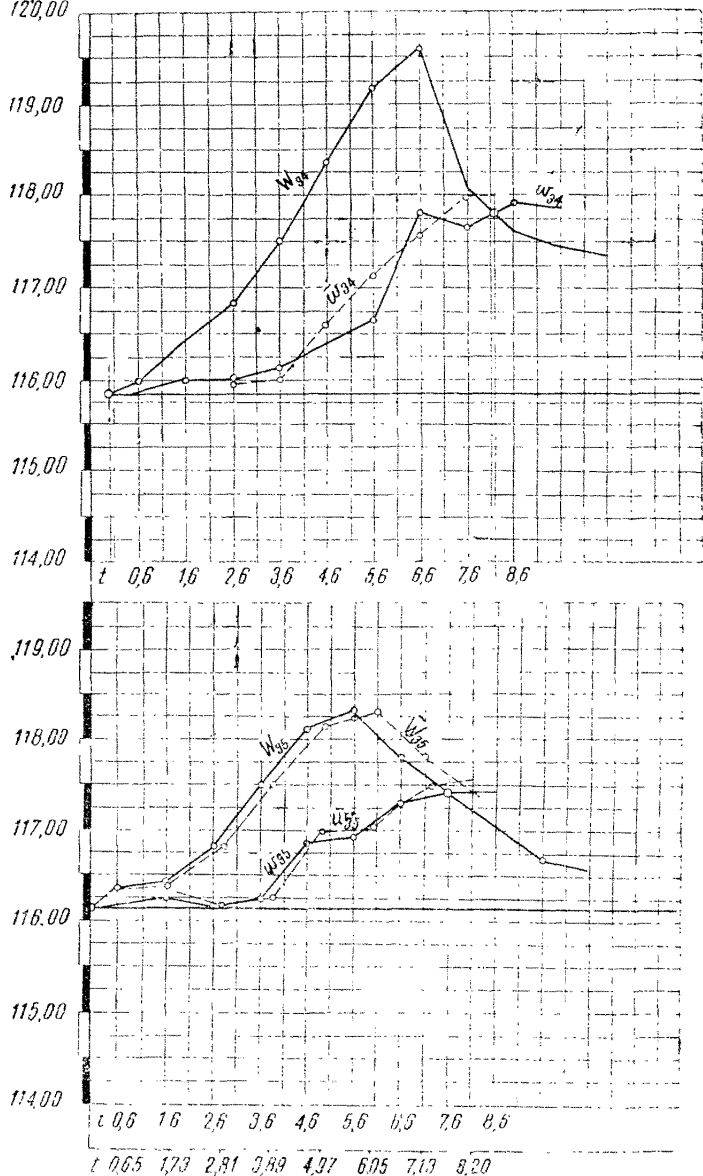


Рис. 8. Построение уровней грунтовых вод для паводка 1934 г. на основании наблюдаемого паводка 1935 г.: W_{35} — наблюдаемый паводок 1935 г.; w_{35} — наблюдавшиеся уровни грунтовых вод в скважине № 124 при том же паводке; $\bar{W}_{35}$ — преобразованный паводок 1935 г.; $\bar{w}_{35}$ — уровни грунтовых вод преобразованного паводка; W_{34} — паводок 1934 г.; w_{34} — наблюдаемые уровни грунтовых вод при паводке 1934 г.

Таблица 5

Расчетные данные для построения уровней грунтовых вод z_{35} (кривая w_{35}) в скважине 124 от паводка в реке W_{35} , преобразованного по направлению оси t

Время от начала паводка									Уровни грунтовых вод	
паводок 1935 г. t	преобразованный паводок $\bar{t}$	$y = \frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$F(y)$	$1 - F(y)$	$y = \frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$F(y)$	$1 - F(y)$	$\frac{1 - F(\bar{y})}{1 - F(y)}$	наблюденого паводка 1935 г. z_{35}	преобразованного паводка z_{35}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
0,6	0,65	3,060	—	—	3,24	—	—	1,00	0,04	0,0400
1,6	1,73	1,880	0,9922	0,0072	1,98	0,9949	0,0051	1,41	0,09	0,1269
2,6	2,81	1,480	0,9637	0,0363	1,55	0,9667	0,0333	1,09	0,03	0,0327
3,6	3,89	1,260	0,9252	0,0748	1,31	0,9361	0,0639	1,17	0,09	0,1053
4,6	4,97	1,110	0,8835	0,1165	1,16	0,8991	0,1009	1,15	0,73	0,8390
5,6	6,05	1,010	0,8468	0,1532	1,05	0,8624	0,1376	1,11	0,81	0,9000
6,6	7,13	0,927	0,8101	0,1899	0,97	0,8290	0,1710	1,11	1,18	1,3100
7,6	8,20	0,867	0,7798	0,2202	0,90	0,7979	0,2021	1,09	1,27	1,3840

Приведем пример применения другого графоаналитического способа Фельбера из той же указанной выше работы Г. Каменского.

Воспользуемся данными наблюдений за режимом грунтовых вод в долине р. Москвы по скважине № 124 в паводки 1934 и 1935 гг. (рис. 8). Рассматривая паводок 1935 г. как наблюдавшийся, поставим задачу построить уровни грунтовых вод для паводка 1934 г.

Для данной цели необходимо построить вспомогательный наводок, имеющий

одинаковую длительность с паводком 1934 г. и полученный подобным преобразованием паводка 1935 г. вдоль оси t .

Продолжительность паводка 1935 г. примем 7,6 дня, продолжительность паводка 1934 г. — 8,2 дня.

Преобразуя паводок 1935 г. соответственно соотношению $C = 8,2 : 7,6 = 1,08$, построим уровни грунтовых вод для преобразованного паводка на основании соотношения (табл. 5):

$$\bar{z}_{35} : z_{35} = \left[1 - F \left(\frac{x}{2a \sqrt{t}} \right) \right] : \left[1 - F \left(\frac{x}{2a \sqrt{t}} \right) \right].$$

Чтобы перейти от преобразованного паводка к паводку 1934 г., для которого нужно определить уровни грунтовых вод, воспользуемся зависимостью между одновременными уровнями грунтовых вод двух разных паводков, имеющих одинаковую продолжительность. Уровни грунтовых вод таких паводков относятся между собой, как ординаты интегральных кривых уровней паводков, соответствующих данному моменту времени (рис. 9).

На этом основании определим искомые уровни грунтовых вод паводка 1934 г. по следующей формуле (табл. 6):

$$z_{34} = \bar{z}_{35} \cdot c,$$

где c — отношение ординат интегральных кривых W_{34} и W_{35} , т. е. $c = \frac{n_{34}}{n_{35}}$.

Фельбер рекомендует для описанного графоаналитического способа пользоваться наблюдениями при более высокой и

более продолжительной волне паводка. Вычисленные уровни грунтовых вод при одинаково точном значении a тем ближе к действительности, чем больше высота и длительность волны паводка, давшей наблюдаемый уровень грунтовых вод,

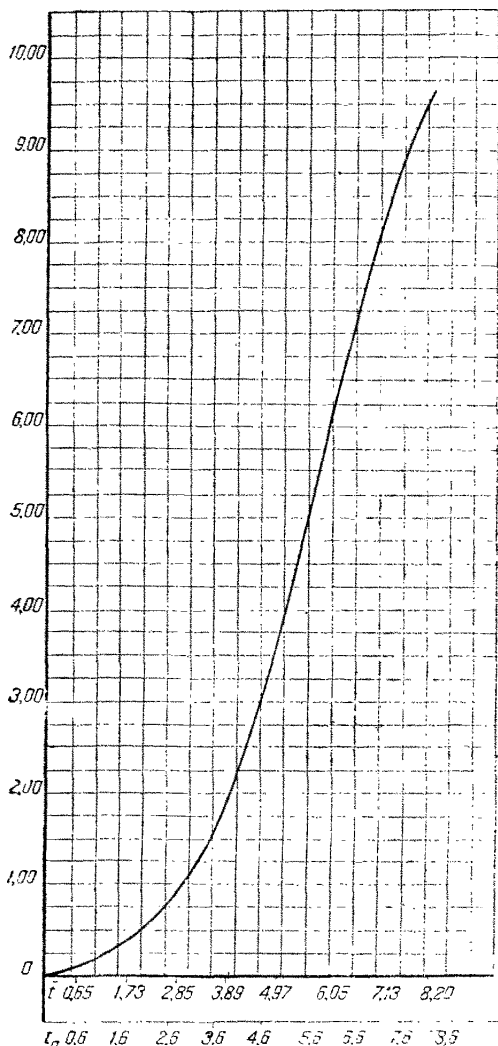


Рис. 9. Интегральная кривая для преобразованного паводка 1935 г.

Таблица 6

Расчетные данные по скважине № 124 для уровней грунтовых вод паводка W_{34}

Преобразованный паводок $\bar{W}_{35}$			Паводок 1934 г. W_{34}			Ординаты $\bar{W}_{35}$ интегральной кривой преобразованного паводка $\bar{W}_{35}$ по шкале времени паводка W_{34}	Отношение $c = \frac{W_{34}}{W_{35}}$	Уровень грунтовых вод для паводка W_{35} по шкале времени паводка W_{34}	Уровни грунтовых вод паводка W_{34}		Разница $z_{34} - z'_{34}$
время от начала паводка в сутках t	уровень воды в реке в м	ординаты интегральной кривой $\bar{W}_{35}$	время от начала паводка в сутках t	уровень воды в реке в м	ординаты интегральной кривой W_{34}				вычисленные $z_{34} = z_{35} \cdot c$	наблюдаемые z'_{34}	
0,65	0,25	0,08	0,6	0,10	0,03	0,07	0,43	0,04	0,02	0	+ 0,02
1,73	0,28	0,37	1,6	0,55	0,35	0,32	1,09	0,09	0,09	0,10	- 0,01
2,81	0,66	0,89	2,6	0,95	1,10	0,78	1,41	0,05	0,07	0,13	- 0,06
3,89	1,39	1,99	3,6	1,60	2,37	1,70	1,39	0,08	0,11	0,26	- 0,15
4,97	1,99	3,81	4,6	2,47	4,41	3,40	1,30	0,59	0,72	0,54	+ 0,18
6,05	2,14	6,05	5,6	3,30	7,30	5,12	1,42	0,88	1,25	0,78	+ 0,47
7,13	1,64	8,09	6,6	3,74	10,82	7,09	1,53	1,11	1,70	1,96	- 0,26
8,20	1,27	9,65	7,6	2,23	13,80	8,67	1,59	1,34	2,13	1,80	+ 0,33
—	—	—	—	—	—	—	1,56	1,38	2,15	1,95	+ 0,20

сравнительно с паводком, для которого уровень грунтовых вод требуется определить.

В заключение отметим, что предложенное Фельбером основное решение дифференциального уравнения неустановившегося движения грунтовых вод является несомненно большим шагом вперед сравнительно с формулами Форхгеймера. В решении, избранном Фельбером, первоначальное состояние уровня грунтовых вод выражается функцией $f(x)$; последовательные же изменения уровня воды в реке выражаются в самом общем виде через $\psi(t)$, а не в виде какого-либо аналитического выражения, например синусоиды, принятой Форхгеймером. По Фельберу для построения кривой изменений уровня грунтовых вод может быть использован паводок с любой формой изменений горизонтов воды во времени.

Наряду с указанными достоинствами решения Фельбера необходимо отметить и его весьма существенный недостаток, причины которого кроются в основных теоретических предпосылках вывода указанного решения. Последнее получено по аналогии с задачей математической физики о распределении тепла в призматическом стержне, ограниченном с одного конца, на котором температура (уровень воды в данном случае) изменяется по функции $\psi(t)$.

В начальный момент при $t=0$ имеется распределение температуры $f(x)$. Предполагается, что в период времени, рассматриваемый в задаче, стержень на всем протяжении не получает тепла за исключением конца ($x=0$).

Поэтому имеющееся в удаленных частях стержня тепло передается на другие участки стержня с меньшей температурой. В водоносном пласте условия несколько иные, так как там существует пополнение воды за счет инфильтрации и уровень грунтовых вод в удаленных от реки местах не только не падает, но даже иногда повышается во время паводка.

Более надежными являются предложенные Фельбером способы графического построения волн грунтовых вод. Главным достоинством этих способов является базирование их на уже наблюдавшейся волне грунтовых вод. Это служит гарантией, что построенная по ней волна для заданного паводка уже отражает особенности строения водоносных пород и режима грунтового потока и тем самым ближе подходит к действительности.

ГЛАВА V

ВЛИЯНИЕ ИНФИЛЬТРАЦИИ В БЕРЕГА НА ВОДОНОСНОСТЬ ОТКРЫТЫХ ПОТОКОВ

Средний уровень грунтовых вод и отметка среднего горизонта воды в реке обычно отличаются друг от друга незначительно. Так как колебания уровня воды в реке передаются грунтовым водам с замедлением, то падение грунтовых вод в одно время может быть направлено к реке, а в другое, наоборот, — от реки в глубь берега.

Вместе с этим изменяется также направление грунтового потока, так что грунтовая вода поочередно течет то к реке, то в глубь берега. Водопроницаемые породы побережья влияют поэтому на сток воды

в реке как некоторый задерживающий бассейн. Последний увеличивает речной сток при низком уровне воды (в межень) и уменьшает при паводке.

В связи с этим явлением возникает задача определения величины инфильтрации воды в берег и обратно при паводке в реке или при изменяющемся уровне воды в водохранилище.

Расход на единицу ширины грунтового потока для любого сечения на расстоянии x от берега выражается в случае горизонтального пласта уравнением:

$$q = khI = kh \frac{\partial z}{\partial x}.$$

Чтобы воспользоваться этим уравнением, надо знать мощность и уклон поверхности уровня грунтовых вод, которые с своей стороны являются функциями расстояния, времени и уровней воды H в реке, соответствующих каждому моменту времени.

В любом пункте на расстоянии x от берега реки уклон $\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_{x_n}$ можно получить путем дифференцирования функции, выражающей изменения уровня воды в зависимости от x и от времени.

Данную задачу на основании уравнения (31), определяющего величину уровня грунтовых вод при паводке, Форхгеймер выполняет следующим образом.

Указанное уравнение прежде всего дает величину уклона грунтового потока:

$$\begin{aligned} \frac{\partial z}{\partial x} = & -H \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}} e^{-x \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}} \left[\sin\left(\frac{\pi t}{T} - x \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}\right) + \right. \\ & \left. + \cos\left(\frac{\pi t}{T} - x \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}\right) \right]. \end{aligned}$$

Для сечения потока у берега, т. е. для $x = 0$, эта формула принимает вид:

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_{x=0} = -H \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}} \left(\sin \frac{\pi t}{T} + \cos \frac{\pi t}{T}\right).$$

Отсюда расход воды, просачивающейся из реки на протяжении единицы длины берега за время от момента, соответствующего начальному уровню реки, до момента максимального уровня, следовательно за время между $t = 0$ и $t = \frac{1}{2} T$, можно определить из следующего уравнения:

$$W = kh \int_0^{\frac{1}{2}T} \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_{x=0} dt = H \sqrt{\frac{2\mu khT}{\pi}}. \quad (53)$$

Такую же величину имеет и обратная инфильтрация в реку.

Способ, примененный Форхгеймером, однако выполним лишь в том случае, когда функция изменений уровня воды в реке может быть

выражена аналитически, как это принято Форхгеймером, который для этой функции избрал синусоиду.

В большинстве же случаев такую функцию подобрать не представляется возможным и найти величину уклона путем непосредственного дифференцирования в таком случае становится тоже невозможно.

Поэтому Фельбер рекомендует следующий приближенный способ. Величина уклона равна:

$$I = \frac{\partial z}{\partial x} = \lim_{\Delta x \rightarrow dx} \frac{\Delta z}{\Delta x} = \lim_{\Delta x \rightarrow dx} \frac{(z_{x+\Delta x}) - z_x}{\Delta x},$$

что может быть приблизительно выражено формулой:

$$I = \frac{\Delta z}{\Delta x}. \quad (54)$$

Следовательно посредством построения хода уровня грунтовых вод для пунктов x_n и $x_n + \Delta x$ может быть определен уклон, а следовательно и расход в пункте x_n . Для этого необходимо знать, каково направление грунтового потока около берега реки. У берега при $x = 0$ имеем:

$$\Delta z = z - H.$$

При $\Delta z < 0$ будет происходить инфильтрация в берег, при $\Delta z > 0$ — фильтрация из берега в реку.

Следовательно должен иметься момент времени t_n , в который произойдет изменение знака Δz . Этот момент, когда $\Delta z = 0$, определяет прекращение инфильтрации из реки или истечения грунтовых вод в реку.

Для практического исчисления уклона необходимо следовательно построить кривую хода уровня грунтовых вод недалеко от берега в расстоянии x_n посредством вычислений на основании графика паводка; затем определить величину Δz и разделить ее на x_n .

Определив Δz для разных моментов времени, получим кривую $\Delta z = F(t)$, что даст для каждого момента времени соответствующее значение уклона.

Теперь нетрудно для какого-либо пункта, а следовательно и для берега вычислить расход инфильтрационного потока. Положим, ось t лежит на высоте h_0 над водонепроницаемым слоем; H и h измеряются от оси t .

Тогда расход для берегового сечения потока в каждый момент времени выразится формулой:

$$q_t = k h_0 I_t. \quad (55)$$

Для сечения x_n имеем:

$$q_{t, x_n} = k(h_0 + z) I_{t, x_n}.$$

В течение всего периода паводка продолжительностью T общий расход инфильтрующей воды в сечении $x = 0$ имеет величину:

$$W_T = \int_0^T k(h_0 + H) I_t dt, \quad (57)$$

а в сечении x_n :

$$W_{T, x_n} = \int_0^T k(h_0 + z) I_{t, x_n} dt. \quad (58)$$

Пример. В статье Фельбера приводится вычисление расхода инфильтрационного потока в продолжение паводка на р. Дунае в июне — июле 1926 г. в районе Маршфельд.

Грунтовые воды наблюдались на расстоянии в 1 000 м от берега реки.

Вычитая из ординаты уровня паводка H ординату уровня грунтовых вод z , получим значения Δz .

Величина уклона будет равна:

$$I = \frac{\Delta z}{\Delta x} = 10^{-3} \Delta z.$$

Средняя мощность водоносного пласта (или глубины залегания водоупорного ложа потока) в начале паводка равна $h_0 = 22,07$ м.

Отсюда переменное сечение у берега во время паводка определяется выражением:

$$h_1 = h_0 + H = 22,07 + H.$$

Коэффициент фильтрации $k = 1,5$ см/сек.

Величина расхода, изменяющаяся во времени, определяется по формуле:

$$q + kh_1 I t = k(22,07 + H) I.$$

Общий расход инфильтрующей воды за период паводка $T = 45$ дней:

$$W_T = \int_0^T k(22,07 + H) I dt = 1\,000 \text{ м}^3.$$

Средний секундный расход на 1 пог. м:

$$q = \frac{W_T}{T} = \frac{1\,000}{45 \cdot 86\,400} = 0,26 \text{ л/сек},$$

или 260 л/сек на 1 км.

В заключение укажем, что на основе изложенной теории можно было бы подойти к решению задачи определения расхода фильтрации из водохранилища при переменном состоянии уровня воды в последнем, например при наполнении водохранилища, что может иметь существенное значение при наличии значительных толщ водонепроницаемых сухих пород, подлежащих первоначальному насыщению.

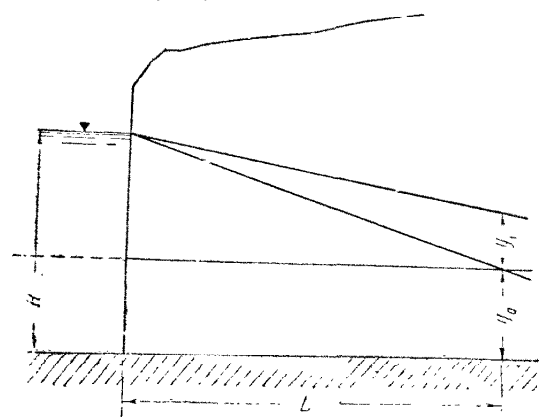
Н. В. Макридин к решению задачи о развитии процесса инфильтрации из реки в «береговые террасы» применил обычное уравнение Дюпюи, дополнив его своими новыми уравнениями, и попытался получить приближенное решение задачи о неустановившемся движении грунтовых вод.

Полагая, что первоначальная поверхность грунтовых вод горизонтальна, Н. В. Макридин исследует развитие процесса инфильтрации при новом, более высоком положении горизонта воды в реке (рис. 10). Весь инфильтрационный поток он разделяет на два: один в пределах первоначальной толщи водоносного пласта от основания последнего до горизонтальной плоскости бытового или естественного уровня грунтовых вод, другой — выше этого уровня. Второй поток

рассматривается как безнапорный. Расход его на единицу ширины потока для какого-либо момента времени равен:

$$q_{1(L)} = \frac{k [(H - y_0)^2 - y_1^2]}{2L}, \quad (59)$$

где H — высота подпорного горизонта воды в реке, считая от водонепроницаемого ложа грунтового потока;



y_0 — высота естественного уровня грунтовых вод;

y_1 — повышение уровня грунтовых вод на расстоянии L от берега реки вследствие инфильтрации.

При $y_1 = 0$ имеем:

$$q_{1(L_0)} = \frac{k(H - y_0)^2}{2L}. \quad (60)$$

Для напорного потока имеем:

$$q_{2(L)} = ky_0 \frac{(H - y_0) - y_1}{L}. \quad (61)$$

Рис. 10. Схема грунтового потока при подъеме уровня воды в реке

При $y_1 = 0$:

$$q_{2(L)} = ky_0 \frac{H - y_0}{L}. \quad (62)$$

Применение приведенных выше формул встречает существенное возражение, так как они отвечают лишь установившемуся движению, в то время как в данном случае имеется в виду движение неустановившееся, осложненное непрерывным подъемом зеркала грунтовых вод, что сопровождается постепенным расхождением количества воды, просачивающегося из реки.

Вследствие этого расход инфильтрационного потока из реки для каждого момента времени будет не постоянной величиной по длине пути L потока, а величиной, изменяющейся от некоторого максимального значения у берега при $x = 0$ и до нуля при $x = L$.

Н. В. Макридин пытается внести поправку, получая среднее выражение расхода по формуле:

$$q_1' = \frac{\int_0^L q_{1(L)} dL}{L}. \quad (63)$$

Подставляя в эту формулу выведенные выше выражения расхода, Н. В. Макридин получает:

$$q_1'(L) = \frac{1}{L} \int_0^L k \frac{(H - y_0)^2 - y_1^2}{2L} dL = k \frac{(H - y_0)^2 - y_1^2}{2L} \ln L. \quad (64)$$

В этой формуле допущена ошибка, так как правильно было бы:

$$q'_{1(L)} = \frac{1}{L} \int_0^L k \frac{(H - y_0)^2 - y_1^2}{2L} dL = k \frac{(H - y_0)^2 - y_1^2}{2L} (\ln L + \infty). \quad (65)$$

Полученный результат ясно показывает, что для данной задачи нельзя воспользоваться формулой Дюпюи, так как она дает для начального момента фильтрации из реки расход, равный бесконечности, в чем мы убеждаемся, положив например в формуле (61) $L = 0$. Отсюда заключаем, что дальнейшие выкладки Н. В. Макридина не могут иметь ни теоретического, ни практического интереса, почему мы их и не приводим.

ГЛАВА VI

ВЫВОДЫ

1. Различные проявления режима подземных вод связаны с теми или иными видами передвижения вод. Поэтому при исследовании относящихся сюда явлений вполне уместно будет применение теории движения подземных вод, преимущественно теории неустановившегося или переменного во времени движения.

Эта теория имеет значение не только для объяснения наблюдаемых явлений режима, но главным образом для прогноза режима, особенно в условиях, создающихся под влиянием эксплуатации водоносных пластов, строительства, осушения, орошения и т. п.

2. Современная теория неустановившегося движения грунтовых вод имеет своей основой дифференциальное уравнение с частными производными, в котором уровень воды является одновременно функцией пространственных координат и времени.

3. Основные дифференциальные уравнения неустановившегося движения грунтовых вод отчетливо выявляют роль в этом движении, а следовательно и в режиме вод, ряда факторов: коэффициента фильтрации пласта, мощности, пористости, влажности и водоотдачи верхних ненасыщенных слоев грунта, лежащих над уровнем грунтовых вод. Следует указать одно существенное допущение, принимаемое авторами, пользующимися указанным уравнением, а именно: принимается, что напорный уровень грунтовой воды, показываемый например скважиной, изменяется совершенно одинаково с перемещением действительной поверхности зеркала грунтовых вод. В действительности же при более или менее быстром подъеме уровня воды должно быть некоторое отставание фактического повышения зеркала грунтовых вод. Последнее явление могло бы быть учтено некоторым коэффициентом, введенным в уравнение и имеющим, вообще говоря, переменное значение.

Необходимо указать, что значение коэффициента μ , входящего в упомянутое выше дифференциальное уравнение, в случае подъема уровня воды следует понимать не просто как пористость, а как величину недостатка насыщения грунта, т. е. разность между пористостью (или полной влагоемкостью) и естественной влажностью; в случае же понижения уровня вод — как водоотдачу.

4. Посредством теории неустановившегося движения грунтовых вод исследовались следующие вопросы:

а) подземный сток в период упорядоченного или независимого режима;

б) колебания уровня грунтовых вод около берегов рек и других поверхностных водоемов;

в) определение количества инфильтрующей в берег воды при паводке.

5. По первому вопросу работами Буссинеска и Майэ установлено, что в период так называемого независимого режима грунтового потока, когда он не получает питания и расходует накопленные ранее запасы воды, существует устойчивый режим как подземного стока, так и источников, питаемых этим стоком. Этот режим выражается уравнением двух видов:

а) для глубокого залегания водоупора:

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t};$$

б) для неглубокого водоупора:

$$Q = \frac{Q_0}{1 + \alpha t},$$

где α — коэффициент истощения водоносного пласта, зависящий от коэффициента фильтрации, водоотдачи грунта, мощности водоносного пласта и расстояния до водораздела грунтовых вод.

На основании указанных исследований режима источников установлен метод предсказаний минимальных дебитов источников в засушливый период по данным предыдущих наблюдений за режимом источников — путем построения кривой дебита источника по предыдущим уравнениям и вычисления коэффициента истощения.

6. При исследовании колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной зоне применяются решения двух видов. Одно решение, предложенное Форхгеймером (а также Буссинеском), имеет в виду паводок, график которого выражается правильной кривой в форме синусоиды. Другой вид решения, предложенный Козени и Фельбером, применим для любой произвольной формы паводка и требует лишь приближенного интегрирования.

Несмотря на указанное несомненное достоинство решения последнего вида, оно обладает существенным недостатком, так как не достаточно учитывает влияние притока воды с водораздельной площади и совсем не учитывает влияния инфильтрации атмосферных вод. Поэтому предложенные Фельбером формулы дают преуменьшенное значение подъема грунтовых вод при паводке.

7. Большого внимания заслуживает графоаналитический метод Фельбера для определения подъема грунтовых вод для заданной волны паводка на основании наблюдавшихся ранее колебаний уровня грунтовых вод. Ценность этого способа заключается в том, что в нем используются уже наблюдавшиеся колебания уровня грунтовых вод, через которые наиболее полно отражаются природные гидрогеологические особенности водоносного пласта и в значительно меньшей степени проявляются погрешности, зависящие от неточности определений.

постоянных величин k и μ , входящих в основную расчетную формулу Фельбера.

Однако этот графоаналитический способ имеет некоторые ограничения, будучи неприменим для более или менее удаленных от берега пунктов, а также пунктов с высоким уровнем грунтовых вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Каменский Г. Н., Подпор грунтовых вод в долине Москва-реки при паводке (печатается в Трудах Геологического института Академии наук СССР).
2. Макридин Н., Влияние подпора Камышинской плотины на заболачивание прибрежной террасы, Нижневолгопроект, 1934.
3. Павловский Н., Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями, 1923.
4. Форхгеймер, Гидравлика, Москва 1935.
5. Boussinesq M., Essai sur la théorie des eaux courantes, Paris 1877.
6. Boussinesq M., Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources, «Journal de Mathématiques pures et appliquées», 5 série, 10 vol., № 1, 1904.
7. Felber, «Ueber die Schwankungen des Grundwasserspiegels in der Umgebung von offenen Flussläufen», «Zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik», т. 10, № 6, 1930.
8. Felber, Ueber den Einfluss der Versickerung auf die Wasserführung offener Flussläufe, «Die Wasserwirtschaft», 1932.
9. Felber, Beiträge zur Frage nach der Form des Grundwasserspiegels in der Umgebung von offenen Flussläufen, «Wasserkraft und Wasserwirtschaft» № 7, 1931.
10. Forchheimer, Zur Theorie der Grundwasserströmungen, «Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften», Abt. IIa, Wien 1919.
11. Holler, Die Ermittlung der Wasserführung von Grundwasserströmungen aus Pumpversuchergebnissen, «Das Gas- und Wasserfach», 1927.
12. Huber, Hydrologische Vorarbeiten zwecks Wasserversorgung, 1911.
13. Huber, Die kleinste Ergibigkeit einiger Quellbäche, «Mitteilungen Deutsch. Ing.», 1922.
14. Kozeny, Die Wasserführung der Flüsse, Wien 1920.
15. Mailliet, Essais d'hydraulique souterraine et Fluviale, Paris 1905.
16. Prinz-Kampe, Hydrologie, т. II, 1934.

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

Понимая под термином «режим подземных вод» всю совокупность изменений во времени уровня, физического состояния и химического состава подземных вод, можно отметить, что в основном (для большого региона) все эти изменения зависят от метеорологических факторов¹.

Режим подземных вод представляет собой результат весьма сложного взаимодействия атмосферы, биосферы и литосферы. К сожалению большинство работ, посвященных режиму подземных вод, уделяет недостаточное внимание геологическим условиям, чем резко снижается достоинство этих работ. При изучении режима совершенно недостаточно установить геологический разрез на участке наблюдений, а необходимо иметь общую геологическую и гидрогеологическую характеристику района в целом.

Проблема режима подземных вод теснейшим образом связана с другой крупной проблемой гидрогеологии — вопросом образования и расходования подземных вод. В результате различных гидрогеологических процессов, происходящих в зоне аэрации (просачивание, испарение), водоносный слой или получает или отдает воду. Таким образом режим подземных вод в узком понимании этого термина (т. е. режим водоносного слоя) по существу является лишь отражением режима зоны аэрации. Вместе с тем происходящие изменения уровня подземных вод вызывают изменение величины подземного стока. Колебания уровня будут определяться соотношением между поступлением воды на поверхность водоносного слоя и расходом воды подземным стоком. Результирующая этих величин и определяет положение уровня подземных вод на каждый данный момент.

Таким образом влияние метеорологических факторов на режим подземных вод нельзя рассматривать безотносительно к режиму зоны аэрации и величине подземного стока, которыми обуславливается непрерывно изменяющийся динамический баланс подземных вод, и самое понятие «режим подземных вод» теснейшим образом связано с понятием «баланс подземных вод». При этом следует иметь в виду, что в некоторых условиях нарушение гидрогеологического баланса может происходить не только вследствие поступления воды на поверхность водоносного слоя или испарения ее, но и в результате изменения давления в воздухе в зоне аэрации относительно атмосферного давления.

¹ Малая изученность термического и химического режимов подземных вод вынуждает ограничиться рассмотрением преимущественно их гидрологического режима, т. е. изменения уровня и расхода.

Эти процессы по мнению некоторых исследователей являются основной причиной, вызывающей изменение величины подземного стока.

Остановимся кратко на классификации подземных вод с точки зрения влияния метеорологических факторов на их режим. В основу классификации должен быть положен признак возможности или невозможности непосредственного влияния метеорологических факторов на уровень подземных вод. Если между водоносным слоем и поверхностью земли нет изолирующего водоупорного слоя, то очевидно, что на таком участке возможен непосредственный водообмен между водоносным слоем и атмосферой (инфильтрация, испарение). Подземные воды, залегающие в подобных условиях, называются *грунтовыми*. Положение мало изменяется, если имеющиеся над водоносным слоем водоупорные породы залегают линзообразно. На небольших линзах водоупорных пород задерживаются капельно-жидкие воды, и здесь образуется местная верховодка; вода движется от центра линзы к ее периферии, а затем просачивается в нижележащие грунтовые воды. Таким образом хотя наличие водоупорных линз выше уровня грунтовых вод и не прекращает питания грунтовых вод, но несколько его регулирует; воды, залегающие на линзах, подвержены особо резким колебаниям (вплоть до полного высыхания), в то время как грунтовые воды на подобных участках несколько защищены от непосредственного влияния метеорологических факторов на их уровень.

Верховодка может образоваться также вследствие неоднородности строения зоны аэрации, именно при чередовании слоев различной водопроницаемости, например мелкозернистых и крупнозернистых песков, суглинков и супесей и т. д. В том случае, когда вследствие малой разницы в водопроницаемости или вследствие малой мощности слабопроницаемых слоев подземные воды имеют временный, сезонный характер, подобные воды следует отнести к категории верховодок. Частным случаем верховодки будут воды, скапливающиеся над иллювиальным горизонтом почвы. Таким образом признак постоянства (т. е. признак режима) является одним из существеннейших для выделения верховодки в качестве определенного типа подземных вод.

Если водоносный слой перекрыт водоупорной кровлей, то подземные воды получают название *межпластовых*. Последние, будучи изолированы от поверхности земли водоупорным слоем, могут лишь косвенно отражать влияние метеорологических факторов. Если в области питания межпластовых вод, т. е. там, где воды эти имеют характер грунтовых вод, происходит повышение уровня вследствие выпадения осадков, то это повышение вызывает в свою очередь подъем уровня межпластовых вод. Здесь возможны два случая. Если межпластовые воды безнапорные, то передача повышения уровня происходит путем образования волны, движущейся от области питания. Если межпластовые воды напорные (в частности артезианские), то изменение уровня подземных вод в области питания вызовет лишь изменение пьезометрического уровня межпластовых вод путем передачи напора. Это изменение совершается почти синхронно с изменением уровня грунтовых вод в области питания, тогда как передача колебаний путем добегаания волны (при безнапорности водоносного слоя) представляет собой сравнительно медленный процесс.

Подводя итоги сказанному об основных типах подземных вод и связанных с ними типах режима, имеем следовательно классификационную схему, показанную в табл. 7.

Таблица 7

Условия питания		Категория подземных вод	Особенности режима	
Область распространения подземных вод	сопадает с областью питания	Верховодки	на небольших водоупорных линзах	Воды временного характера
			на прослоях слабой водопроницаемости	
	больше области питания	Грунтовые воды		Уровень воды подвержен колебаниям под влиянием вертикального передвижения влаги в зоне аэрации
		Межпластовые воды	безнапорные напорные	Передача колебаний происходит путем добегания волны передачи напора

ГЛАВА II

ИНФИЛЬТРАЦИЯ И СТОК

Связь колебаний уровня подземных вод с гидрометеорологическими факторами выражается следующими зависимостями.

Количество инфильтровавшейся с поверхности земли воды w_0 равно количеству выпавших осадков N за вычетом количества испарившейся воды E и стекшей воды A_1 , т. е.

$$w_0 = N - (E + A_1). \quad (66)$$

Количество просочившейся до водоносного горизонта воды w зависит от количества инфильтровавшейся воды и изменения запаса влаги в зоне аэрации D , а именно:

$$w = w_0 - D. \quad (67)$$

При увеличении запасов влаги величина D положительна, при уменьшении — отрицательна.

Величина изменения уровня подземных вод z зависит от величины подземного стока A_2 и величины свободной от воды пористости грунта

(удельной водоотдачи) μ над зоной капиллярного поднятия водоносного слоя, а именно:

$$\mu z = w - A_2; \quad (68)$$

при $A_2 < w$ уровень повышается, при $A_2 > w$ уровень падает¹.

Подставляя в формулу (68) выражение w из формулы (67), имеем:

$$z = \frac{w_0 - D - A_2}{\mu}. \quad (69)$$

Подставляя далее значение w_0 из формулы (66) и обозначая $(A_1 + A_2)$ через A , получим известное уравнение Кене:

$$z = \frac{N - (E + A + D)}{\mu}. \quad (70)$$

Формула (70) выражает зависимость между колебаниями уровня подземной воды и процессами, происходящими на поверхности земли (осадки, испарение). Формула (69) выражает зависимость между изменением уровня подземных вод и процессами, происходящими в зоне аэрации (просачивание, изменение влажности) и в самом водоносном горизонте. В большинстве имеющихся работ по изучению режима подземных вод исследователи шли первым путем, причем контроль правильности выводов и заключений методами гидрогеологического анализа отсутствует. Более того, в значительной части работ отсутствует даже необходимый минимум сведений о геологическом строении и гидрогеологических условиях изучаемых участков.

В формуле (66) величина инфильтрации дана как функция осадков, испарения и поверхностного стока. Из этих факторов лишь осадки являются независимой от инфильтрации величиной; что касается испарения и поверхностного стока, то они сами являются отчасти функцией от инфильтрации. Чем больше воды стечет по поверхности, тем меньше ее просочится; но это выражение справедливо и в обратной формулировке, если рассматривать просачивание как аргумент, а поверхностный сток — как функцию. То же самое можно сказать и в отношении зависимости сток $\rightleftharpoons$ испарение и инфильтрация $\rightleftharpoons$ испарение. Таким образом все эти влияния взаимны, и характер их в каждом конкретном случае определяется топографо-геологическими и климатическими особенностями района.

Следует подчеркнуть, что в ряде случаев топографические условия сами зависят от гидрогеологических свойств пород. Так например, наличие растворимых пород (известняков, доломитов, гипса) вызывает образование замкнутых впадин (карст); в лессах и лессовидных породах возникают блюдцеобразные понижения, связанные отчасти с изменением влажности пород, отчасти с выщелачиванием солей. Наличие замкнутых понижений рельефа может свести поверхностный сток к ничтожной величине за счет увеличения подземного стока (при значительной водопроницаемости пород) или за счет испарения (при малой водопроницаемости). Величина водопроницаемости влияет и на относительную густоту речной сети, а именно: чем водопрони-

¹ Величина A_2 , как и другие величины в приведенных формулах, выражает толщину некоторого слоя воды. Величина подъема уровня воды может быть в некоторых случаях больше исчисляемой по формуле (70), о чем подробнее говорится в гл. IX.

чаемость пород больше, тем больше воды будет просачиваться и расходоваться подземным стоком, вследствие чего поверхностный сток и связанная с ним эрозия будут ослаблены. В табл. 8 приведены данные о густоте речной сети для некоторых районов Германии (по Нейману).

Таблица 8

Район	Характер отложений	Густота речной сети (длина реки, отнесенная к 1 км ² площади)	Толщина ежегодного слоя осадков в мм
Поммернская морская низменность. Северный Шлезвиг Сложенные песчаником горы р. Эльбы	Водопроницаемые	0,36 0,56 0,99	595 730 820
Высокогорная часть Бернского района Гранитные горы Лаузитца Гарц	Водо непроницаемые	128,00 143,00 177,00	1 200 685 527

Распределение стока между поверхностным и подземными стоками изучено слабо. Одним из методов приближенного определения подземного стока является анализ гидрометрических данных по рекам. В табл. 9 приведены данные о годовом модуле подземного стока (в л/сек с 1 км²), полученные разными авторами и разными методами [23].

Таблица 9

Название реки и пункт	Годовой модуль стока	% подземного стока от годового стока
Волхов у Гостинополья	1,23	9,5
Ока у Орла	0,63	13,0
Волга у с. Вязовых . .	1,69	26,4
Дон у Калача	0,50—0,81	—
Днепр у Киева	1,40	33,5
Днепр у Речицы	2,26	34,6
Днепр у Орши	1,83	25,6
Припять у Мозыря . .	1,16	29,9
Сож у Гомеля	2,94	37,0
Десна у Чернигова . .	1,34	32,0
Нижкар	8,11	63,9

При сочетании благоприятных топографических и геологических условий для подземного стока последний может значительно превышать поверхностный, что можно иллюстрировать например следующими данными, приводимыми Мецгером (по Вундту) для бассейна р. Энц. Подземный сток составляет здесь 45,8% от количества осадков, а поверхностный сток — всего лишь 10,4%. Таким образом подземный

сток превышает поверхностный более чем в 4 раза. Преобладание подземного стока объясняется тем, что этот район, расположенный в северном Шварцвальде, сложен мощными пестроцветными песчаниками, обладающими трещиноватостью. Покровные образования представлены продуктами выветривания песчаников, но во многих случаях этот элювий замещен хорошо водопроницаемыми осыпями, что обеспечивает значительную инфильтрацию. Особенно значителен подземный сток в закарстованных районах; например 93% осадков, выпадающих в бассейне питания источника Аян, по исследованиям Васильевского и Желтова, расходуется на питание этого крупного карстового источника.

Влияние форм микрорельефа на величину просачивания резко проявляется в степях, где сами понижения рельефа («степные блюдца») представляют собой результат длительного воздействия инфильтрации на породы. Процесс образования степных блюдец связан в основном с изменением физической структуры лессов (уничтожение капиллярной связности), а также с выщелачиванием из лесса растворимых солей. Питание подземных вод в степных районах в основном совершается через эти блюдца. Подобную же роль играют понижения рельефа, связанные с эрозией, именно — верховья балок. Как показали исследования Измаильского [10] в б. Полтавской губ., влажность грунта на ровной степи уменьшалась с глубиной до 11—12%, тогда как на дне воронки влажность не падала ниже 18—20%. По наблюдениям Высоцкого [3] влажность грунта под ложнинами значительно выше влажности грунта под равниной (рис. 11). Характер колебаний уровня подземных вод под ложнинами и под равниной изображен на рис. 12. Верхняя группа кривых относится к грунтовым водам ложин. Здесь наблюдается резкий подъем уровня грунтовых вод в конце марта, связанный с таянием снега. В ложине А уровень грунтовых вод достиг даже поверхности земли. Нижние три группы кривых относятся к равнине. Здесь пик весеннего максимума не выражен, наоборот, уровень подземных вод весной стоит ниже, чем летом и осенью. Это объясняется, повидимому, тем, что рассасывание воды, просочившейся в понижения рельефа после таяния снега, совершается весьма медленно и только к осени подъем уровня воды достигает более или менее заметной величины.

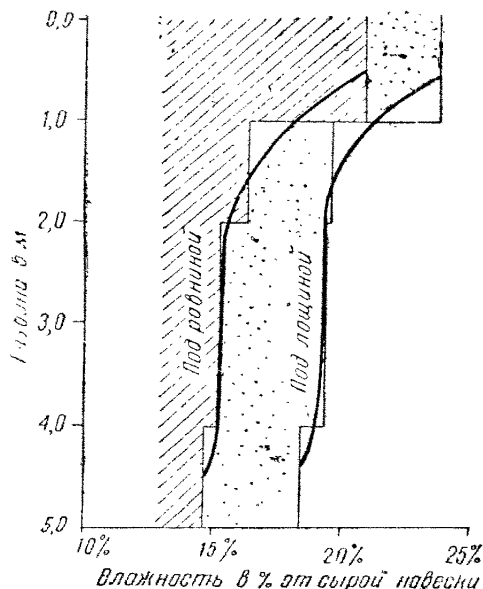


Рис. 11. Влажность грунта под ложниной и под равниной (по данным Высоцкого) в процентах от сырой навески

Характер колебаний уровня подземных вод под ложнинами и под равниной (рис. 11). Характер колебаний уровня подземных вод под ложнинами и под равниной изображен на рис. 12. Верхняя группа кривых относится к грунтовым водам ложин. Здесь наблюдается резкий подъем уровня грунтовых вод в конце марта, связанный с таянием снега. В ложине А уровень грунтовых вод достиг даже поверхности земли. Нижние три группы кривых относятся к равнине. Здесь пик весеннего максимума не выражен, наоборот, уровень подземных вод весной стоит ниже, чем летом и осенью. Это объясняется, повидимому, тем, что рассасывание воды, просочившейся в понижения рельефа после таяния снега, совершается весьма медленно и только к осени подъем уровня воды достигает более или менее заметной величины.

В понижениях рельефа, как отмечают Высоцкий и Фальковский [4], кроме весеннего максимума наблюдается также осенний, но меньшего размера. Этот максимум указанными исследователями ставится в связь с прекращением вегетации растительности.

Влияние скоплений снега на уровень грунтовых вод показывает рис. 13. Резкий подъем уровня грунтовых вод после таяния снега

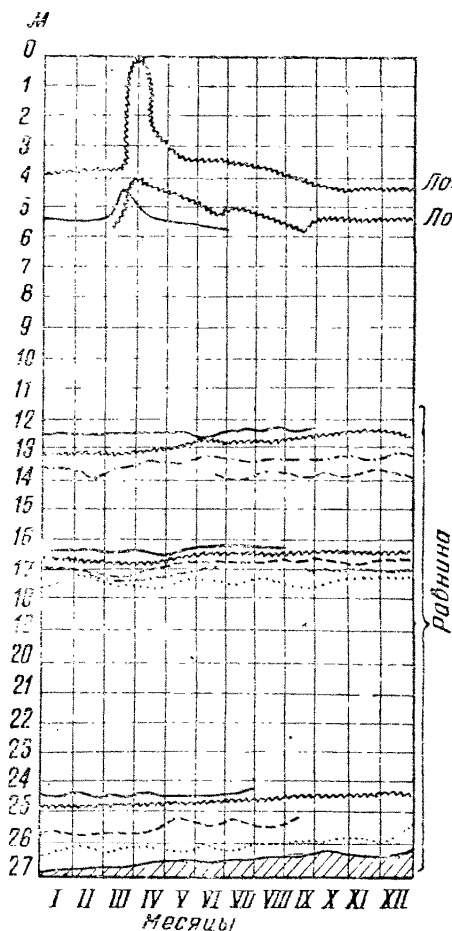


Рис. 12. Колебания уровня грунтовых вод под различными формами рельефа в Великоанадольском лесничестве (по Высоцкому)

условия участка. Грунтовые воды приурочены к пескам и обладают напором; при этом в понижении рельефа напор больше, чем под сыртом. Характерные показатели химического состава воды даны в табл. 10.

Исследования одного из лиманов в 20 км от г. Александров-Гай в области развития каспийских отложений дали еще более интересные результаты. Саваренским установлен здесь не только факт опресняю-

достаточно показателен. Подобные явления могут иметь место в понижениях рельефа, где происходит накопление сугробов (приведенный рисунок относится к искусственной снегосборной полосе).

Проф. Ф. П. Саваренский [34], исследуя химический состав подземных вод в зависимости от характера рельефа поверхности в Заволжье, установил весьма интересную закономерность. На участках понижений рельефа (в балках и так называемых «лиманах») минерализация подземных вод значительно меньше, чем на возвышенных участках, где воды чрезвычайно сильно засолены. Опреснение вод на пониженных участках связано с «промыыванием» грунтов при инфильтрации осадков. В этом отношении показательны следующие наблюдения Саваренского. Неподалеку от Новоузенска были заложены три скважины: № 1 — на сырте, № 2 — у подножья сырта, № 3 — на середине балки. На рис. 14 изображены гидрогеологические

щего влияния лимана, но и глубина распространения зоны опреснения. Оказалось, что в лимане с глубины более 17 м вода была сильно

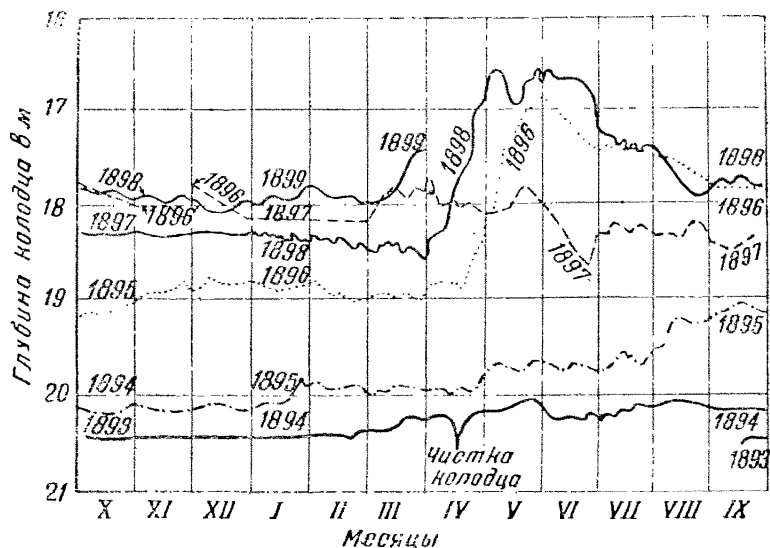


Рис. 13. Ход изменений уровня грунтовых вод вблизи Красно-трастянецкого лесничества около снегооборной полосы у железной дороги (по Высоцкому и Фальковскому)

минерализована (содержание солей от 14 000 до 50 000 мг/л), тогда как выше содержание солей было значительно меньше (300—4 000 мг/л). Скважина в степи дала 32 000—53 000 мг/л.

Приуроченность инфильтрации преимущественно к балкам и лиманам устанавливается также проф. К. И. Лисицыным [19], который указывает, что в верховьях балок грунтовые воды значительно менее минерализованы, чем в низовьях. Засоление грунтовых вод в низовьях балок объясняется более длительными путями просачивания от очагов инфильтрации (табл. 11).

Даже самые незначительные неровности рельефа (порядка 20—30 см) вызывают неравномерность распределения увлажнения почв инфильтрационными водами. В этом отношении очень показателен «профиль влажности», составленный Н. Понагайбо по двум блюдцам и невысокому водоразделу между ними (рис. 15).

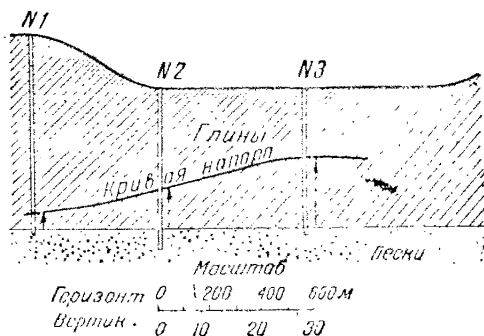


Рис. 14. Гидрогеологические условия одного из лиманов вблизи г. Новоузенска (по Саваренскому)

Таблица 10

Химическая характеристика воды \ Местоположение скважин	№ 1 на сырте	№ 2 у подножия сырта	№ 3 на середине балки
Плотный остаток в мг/л	8544	4686	591
Хлор в мг/л	3480	1984	26
Серная кислота в мг/л	931	365	44

Таблица 11

Участки балок.	Хлор в мг/л	Серная кислота в мг/л	Жесткость в нем. град.
Вершины балок	0,283	0,190	26,9
Нижние части балок	0,713	0,340	45,5

Для непосредственного определения величины просачивания пользуются лизиметрическим методом. Этот метод имеет ряд недостатков и условностей. Так например, при этом величина просачивания за-

висит от нарушения структуры грунта и глубины заложения лизиметра. Некоторые данные лизиметрических наблюдений приведены в табл. 12. Несмотря на условность лизиметрического метода, с помощью которого получают, повидимому, завышенные коэффициенты инфильтрации, все же показателна следующая сводка (табл. 13), характеризующая относительную величину просачивания в песке и «земле». Показательно то, что величина просачивания в песке лишь немного больше (в 2 раза), чем в «земле» (очевидно, в глинисто-песчаной почве).

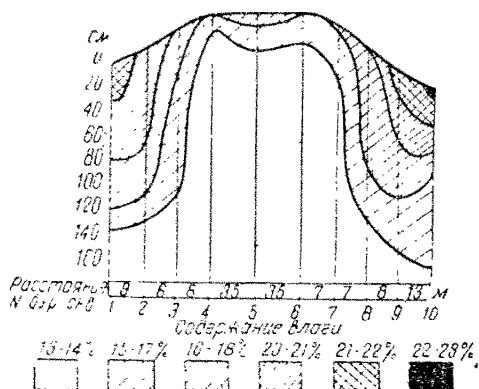


Рис. 15. Влажность почвы в связи с микрорельефом (наблюдения Понагайбо)

В отношении влияния осадков и испарения на уровень грунтовых вод интересны следующие опыты, произведенные А. Роде при работах волжско-кам кой экспедиции Академии наук [31].

В яму глубиной 120 см были установлены ящики с почвенными монолитами сечением 15×15 см. Под монолитами в ящики был за-

Автор (и место наблюдений)	% осадков, просочившихся через земляной слой (мощностью в см)					
	15—25	25—50	50—75	75—100	100—125	125—150
Пфаф (Эрланген)	22,0	43,8	25,6	—	26,0	—
Вольдрих (Зальцбург)	54,3	64,1	64,2	—	61,1	—
Вольдрих (Вена)	25,5	34,0	39,0	—	35,0	—
Джильберт (Ротамстет)	—	50,7	—	53,9	—	50,3
Вольши (Мюнхен)	—	32,8	42,2	42,0	42,2	—
Головкинский (Алушта)	—	—	25,2	—	—	37,4
Власов (Хревица)	1,9	0,5	—	1,0	—	—
Вельбель (Плоти)	23,9	34,8	—	—	—	—
Вельбель (Плоти)	—	1,6—2,0	—	8,0	—	—

Таблица 13

Характер грунта	Число длительных (более года) наблюдений	Средняя величина инфильтрации в % от осадков
Песок	10	54
«Песчано-землистый грунт»	29	31
«Земля»	8	28

гружен слой крупного песка толщиной в 10 см, против этого слоя в ящиках имелись боковые отверстия, в которые были введены трубки. Эти трубки направлялись к наблюдательной камере (трубки заложены в земле горизонтально и защищены от давления земли). В наблюдательной камере были установлены измерительные приборы, каждый из которых состоял из трех вертикально размещенных сосудов. В средний сосуд, сообщавшийся по указанной трубке с монолитом, наливали воду до образования «водоносного горизонта» в монолите. При поступлении воды в этот «горизонт» из атмосферы излишек ее стекал в нижний сосуд. При испарении воды монолитом из верхнего сосуда, представляющего собой сосуд Марриота, вода автоматически поступала в средний сосуд. По изменению уровня воды в нижнем сосуде можно было судить о величине просачивания и, сопоставляя эту величину с осадками, вычислить испарение. Всего были установлены 4 монолита, из них 2 до глубины 100 см и 2 до глубины 50 см. За время с 1 августа по 31 октября 1934 г. просачивание и испарение выразились следующими величинами (табл. 14).

Приведенные данные показывают, что влияние глубины заложения монолитов (по существу лизиметров) достаточно отчетливо. В глубоких монолитах (№ 1 и 2) величины просачивания и испарения меньше.

№ моно- литов	Глубина залегания дна в см	Осадки в мм	Просочи- лось в мм	Испарилось в мм	Разность (прибыль воды) в мм	Прибыль воды в % от осадков
1	100	} 216,3	182,5	136,0	46,5	21,5
2	100		198,0	115,7	72,3	33,4
3	50		234,3	160,7	63,6	29,4
4	50		226,0	155,6	70,4	32,1

Следует иметь в виду, что в опытах Роде зона капиллярного поднятия, повидимому, достигла поверхности земли, а потому эти наблюдения, весьма интересные по методике, служат иллюстрацией режима грунтовых вод в условиях отсутствия зоны аэрации.

ГЛАВА III

ИЗМЕНЕНИЕ ЗАПАСОВ ВЛАГИ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Зона аэрации является как бы «буферным слоем» между поверхностью земли и уровнем подземных вод; этот слой регулирует поступление воды в водоносный слой. Величина этого регулирующего влияния определяется мощностью зоны аэрации и в еще большей степени характером передвижения воды в ней, так как чем меньше скорость движения воды в зоне аэрации, тем позже сказывается влияние осадков на уровень подземных вод. В порядке убывания скоростей можно различать следующие виды просачивания.

1. **Просачивание по трещинам**, при котором после поглощения (инфлюации) выпавших осадков трещинами вода быстро проводится системой трещин до водоносного горизонта. Роль капиллярных сил совершенно ничтожна и проявляется лишь в некоторых трещинах волосного типа.

2. **Напорно-капиллярное просачивание**. Поверхность земли вследствие интенсивности дождя или дружного снеготаяния временно покрывается слоем воды, и просачивание совершается под действием гидростатического давления и капиллярных сил на нижней границе смоченной зоны. При малой мощности зоны аэрации и большой площади, на которой происходит инфильтрация этого типа, может возникнуть противодействие воздуха, находящегося в зоне аэрации. Это приводит, с одной стороны, к защемлению пузырьков воздуха, а с другой, — к общему замедлению просачивания.

3. **Капиллярное просачивание**, при котором большинство пор заполнено водой и просачивающаяся колонна воды ограничена с нижней и верхней поверхностей капиллярными менисками. Благодаря наличию менисков на верхней границе увлажненной зоны движение совершается значительно медленнее, чем при напорно-капиллярном просачивании, когда тормозящее действие верхних менисков отсутствует.

4. Свободное просачивание, когда вода обтекает частицы грунта, не заполняя пор. Движение это происходит, если грунт перед инфильтрацией имел влажность не ниже его молекулярной влагоемкости. Как показали опыты проф. А. Ф. Лебедева, скорость свободного просачивания очень незначительна.

5. Наименьшая скорость движения воды имеет место при п л е н о ч н о м д в и ж е н и и. Последнее возможно, если влажность грунта различна, но меньше максимальной молекулярной влагоемкости. Подобные условия могут иметь место в почве после сильных засух.

Характер движения зависит от условий залегания пластов, их водопроницаемости, пористости, влажности, капиллярных и других гидрогеологических свойств. Большое значение имеет и количество поглощенных почвой осадков. Так, в пониженных местах, аккумулярующих осадки, может происходить напорно-капиллярное просачивание, тогда как по соседству в тех же породах движение будет носить капиллярный характер. В свою очередь капиллярное просачивание при уменьшении инфильтрации осадков может перейти в свободное просачивание и т. д.

Существенное значение имеет здесь и степень однородности пласта. Однородный пласт будет накапливать воды меньше, чем пласт, содержащий прослой различной водопроницаемости. В слабопроницаемых прослоях произойдет образование капиллярно-подвешенных вод; в других случаях эти водоупорные прослои явятся постелью для временных верховодок. Подвешенные воды и верховодки будут являться регуляторами питания грунтовых вод.

Режим влаги в зоне аэрации изучен весьма слабо, и о характере этих изменений обычно судят на основании косвенных данных. Так, Кене на основе формулы (70) по наблюдениям за колебаниями уровня грунтовых вод, осадками, испарением и стоком вычислил изменения запасов влаги D для Везерского родникового и Гавельского бассейнов по месяцам в миллиметрах слоя воды (табл. 15).

Таблица 15

Месяцы Бассейны	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	За год
Везерский . . .	+20	+19	+12	+1	-19	-29	-19	-18	+5	0	+10	+18	0
Гавельский . . .	+23	+18	+13	+9	-9	-22	-29	-25	+12	0	+5	+5	0

Таким образом в обоих случаях накопление запасов воды происходило с сентября по февраль, а расходование этих запасов — с марта по июль.

Наиболее значительные массы влаги накапливаются несомненно непосредственно вслед за снеготаянием. В продолжение лета происходит расходование этого избыточного увлажнения частично путем

дальнейшего просачивания до водоносного горизонта, частично путем испарения.

На скорость изменения влажности зоны аэрации решающее влияние имеют гидрогеологические условия и свойства пород. Заслу-

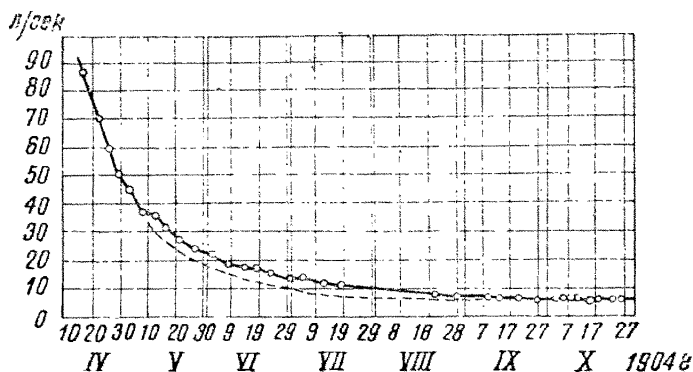


Рис. 16. Кривая дебита источника (по Мецгеру)

живают внимания следующие данные Шаада [64] по некоторым родникам в Швейцарии. Источник Кольфирст в 1920 г. при слое осадков в 620 мм имел дебит, составлявший 25,4% от осадков, а в

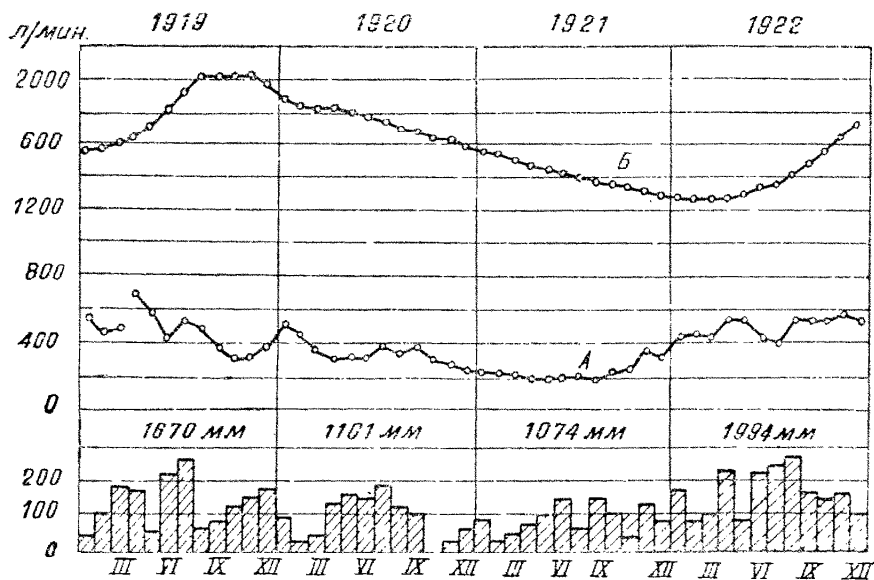


Рис. 17. Атмосферные осадки и дебит источников Келленхольц (А) и Кольбоден (Б)

1921 г. при слое осадков 603 мм — дебит, составлявший 16%. Таким образом при весьма незначительном уменьшении осадков дебит ключей упал весьма значительно. По мнению Мецгера это объясняется тем, что в продолжение сухих 1920—1921 гг. питание подземных вод было

очень малое, тем более, что осадки выпадали в летние месяцы и в значительной мере испарялись. Источники питались в основном за счет тех сбережений влаги, которые образовались в течение 1919 г., богатого осадками.

Рис. 16 иллюстрирует пример так называемого «упорядоченного режима» одного из источников Лотарингии. Хотя в летние и осенние месяцы осадки выпадали, тем не менее дебит источника за этот период непрерывно уменьшался.

Показательны также наблюдения, произведенные управлением Цюрихского водопровода (рис. 17). Источник Келленхольц А отражал колебания осадков в засушливые 1919—1921 гг., а источник Кольбоден Б их не отражал, причем за это время дебит его непрерывно падал, так как источник расходовал запасы воды, накопленные ранее. Отличие в режиме этих источников связано с тем, что в области питания источника Кольбоден большое распространение имеет морена, достигающая местами мощности до 50 м, которая, накопив запасы воды, отдавала их постепенно ниже лежащему водоносному слою.

Характер накопления запасов влаги в течение весны и в начале лета весьма наглядно выявляется следующими графиками, составленными нами по данным наблюдений Ротмистрова в 1902 г. [32]. Наблюдения производились на Одесском опытном поле. Рис. 18 показывает, что зимой (очевидно, под влиянием оттепелей) происходит повышение влажности преимущественно в зоне до глубины 40 см. К началу весны влажность постепенно увеличивается. Так, из рис. 19 видно, что резкий перелом кривой влажности в конце января происходит на глубине 40 см, в конце февраля — на глубине 55 см, в конце марта — на глубине 75 см. Здесь несомненно происходит постепенное увеличение мощности капиллярно-подвешенных вод, причем ниже этой зоны влажность весьма слабо изменяется. На рис. 20 изображены несколько иные условия. Влажность грунта 24 апреля падает от 17—18% у поверхности земли до 11,5% на глубине 150 см. Крайне интересно, что здесь уже намечаются два максимума влажности — один на глубине 20 см, другой — на глубине 70 см. К 10 июня происходит увеличение влажности в верхней и нижней зонах, а намечившийся ранее минимум усиливается. Эта дифференциация влажности может быть объяснена тем, что после длительного просачивания весной часть воды оказалась при обсыхании почвы в подвешенном состоянии

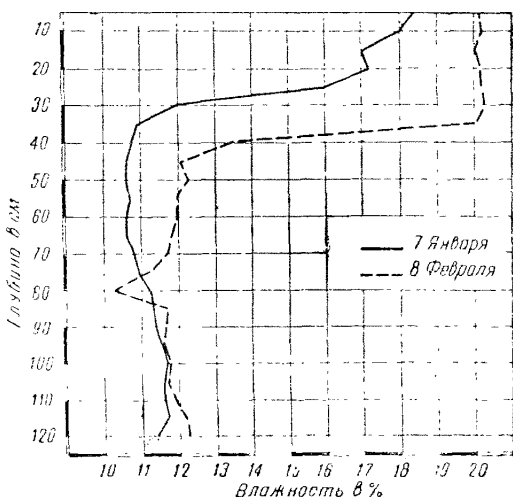


Рис. 18. Влажность грунта на Одесском опытном поле зимой 1902 г. (по данным Ротмистрова)

у поверхности земли и количество ее несколько возросло за счет осадков с 24 апреля по 10 июня. Другая часть, занимавшая, повидимому, более крупные поры, стекла и повысила влажность на глубине 100 см и глубже. К 7 июля, очевидно вследствие испарения влажность понизилась в пределах всего разреза, причем перегибы кривой влажности сделались особенно отчетливыми; влажность «сухой» зоны понизилась настолько, что передвижение воды в этой зоне могло совершаться лишь путем обтекания частиц грунта (свободное просачивание). К 27 июля иссушение верхней зоны подвешенных вод сделалось еще больше.

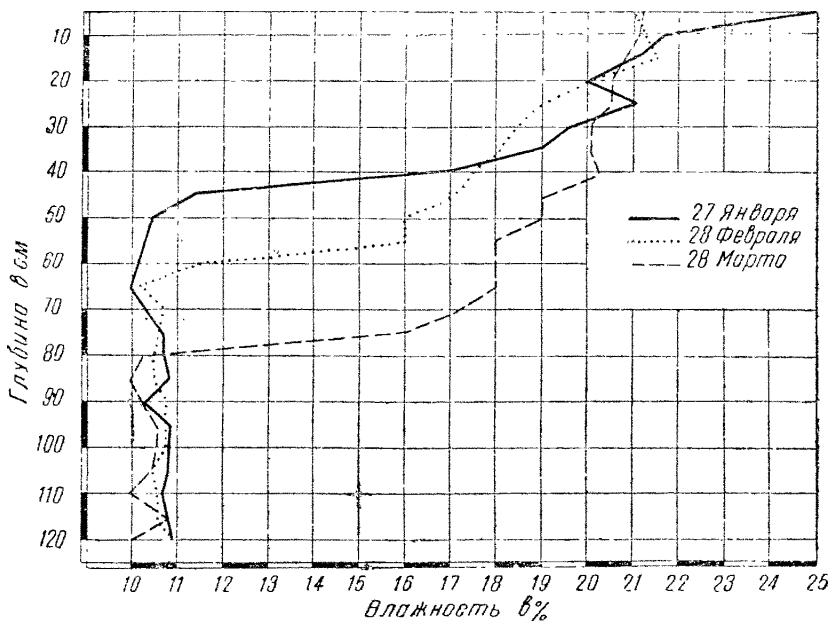


Рис. 19. Влажность грунта на Одесском опытном поле зимой 1900 г. (по данным Ротмистрова).

Наблюдения Ротмистрова выявляют весьма интересные изменения влаги в верхних горизонтах зоны аэрации, в частности динамику зоны подвешенных капиллярных вод. Можно предполагать, что «сухой» зоне 50—100 см соответствует зона выноса, а зоне 100—150 см — зона отложения (иллювиальный горизонт) почвенного комплекса. Различия физических и в частности капиллярных свойств этих зон может быть достаточно велико; именно, иллювиальный горизонт, более иловатый и мелкоземистый, должен а priori иметь повышенную влажность, что и наблюдается в действительности.

Говоря о процессах накопления влаги в наших степях, нельзя обойти вопрос о «мертвом горизонте», в котором по мнению Высоцкого «не замечается никаких изменений во влажности в течение круглого года» [3]. Высоцкий отмечает, что «мертвый горизонт» начинается с глубины примерно 4 м, причем исключает возможность движения

воды в жидком состоянии через эту зону. После работ Лебедева точка зрения Высоцкого не может считаться справедливой и следует согласиться с Лебедевым, что передвижение влаги в «мертвом горизонте» вполне вероятно. По мнению Лебедева влажность «мертвого горизонта» соответствует максимальной молекулярной влагоемкости. Иссущению подвергается лишь верхняя зона (биологическое иссушение). «В конце осени или в начале весны благодаря осенне-зимне-весенним осадкам почва увлажняется настолько, что вода достигает слоя, имеющего максимальную молекулярную влагоемкость. С этого момента начинается неизбежное просачивание притекающих сверху вод до грунтовой воды. Однако такой процесс в степях, повидимому, длится не долго» [18].

Образование зоны относительно низкой влажности может произойти и по другой причине. Так, после значительного промачивания грунта весной часть профильтровавшей воды может «оторваться» от образовавшихся подвешенных вод, верхние мениски которых имеют значительную кривизну благодаря испарению с поверхности земли. Между зоной подвешенных вод и фильтрующей в глубь водой влажность грунта окажется относительно небольшой. Подобный вывод нам кажется, можно сделать из наблюдений Ротмистрова (рис. 19). Наблюдения за распределением влажности в грунтах, произведенные Измаильским в б. Полтавской губ. [10] и Верзиловым на Одесском опытном поле, дали аналогичные результаты.

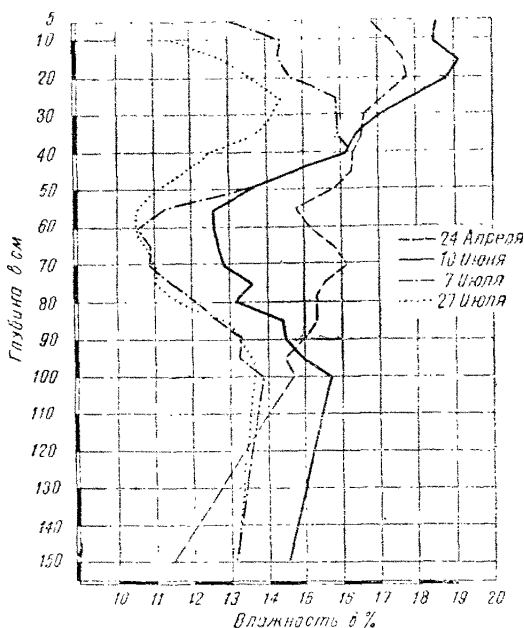


Рис. 20. Влажность грунта на Одесском опытном поле весной и летом 1898 г. (по данным Ротмистрова)

ГЛАВА IV

СЕЗОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основными элементами климата, определяющими годовой цикл изменения уровня подземных вод и величины подземного стока, являются осадки и испарение. Влияние температуры в годовом цикле сказывается косвенно, обуславливая величину испарения и характер осадков (дождь, снег) и условия их поглощения почвой (замерзание и оттаивание почвы). Что касается непосредственного влияния температуры (изменение давления воздуха в зоне аэрации, изменение

капиллярной постоянной), то это влияние может отражаться на грунтовых водах лишь в определенных условиях и при этом кратковременно. То же следует сказать и в отношении изменений атмосферного давления.

И. Сойка первый обратил внимание на большое влияние дефицита влажности воздуха на режим подземных вод в среднеевропейских условиях. Его работа «Die Schwankungen des Grundwassers mit besonderer Berücksichtigung der mitteleuropäischen Verhältnisse», (1888 г.) по справедливости может считаться классическим сочинением по вопросам режима подземных вод. По Сойке влияние осадков и дефицита влажности на режим подземных вод можно представить как алгебраическую сумму, слагаемые которой прогнотоложены по знаку. В зависимости от знака результирующей уровень подземных вод или поднимается или опускается.

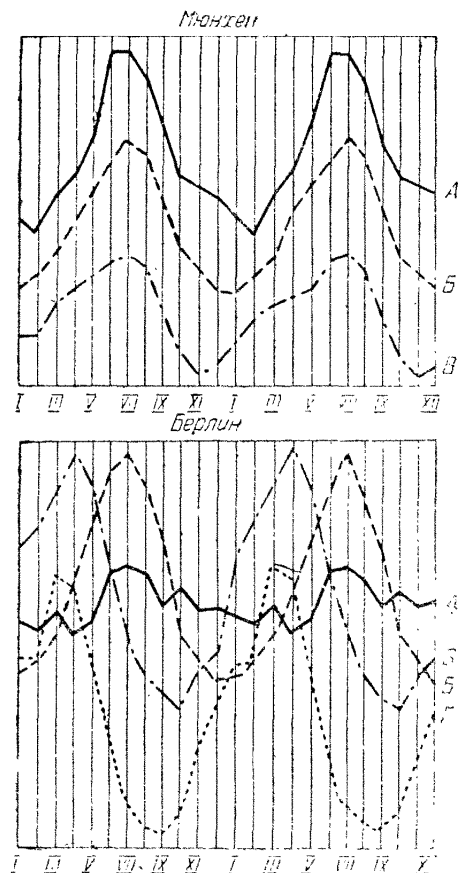


Рис. 21. Двухгодичный период осадков А, дефицита влажности В, уровня грунтовых вод В в Мюнхене и Берлине, а также уровня Г р. Шпре (Берлин)

падет на июль, а наивысший уровень стояния подземных вод имеет место в апреле, т. е. на три месяца ранее. По мнению Сойки, а вслед за ним и Кейльгака [12] подобное явление объясняется значительным (относительно осадков) дефицитом влажности, вследствие чего летние дожди не могут вызвать повышение уровня. Далее приводится ряд кривых (рис. 22), показывающих, что режим подземных вод мюнхенского типа наблюдается также в Зальцбурге (максимум — в августе, минимум — в ноябре), а режим берлинского типа

(максимум — весной, минимум — в октябре) — в Франкфурте-на-Майне, Бремене, Брюнне.

Не отрицая роли осадков и дефицита влажности, следует в то же время заметить, что установление типа режима весьма затруднительно, если участки наблюдений находятся в различных гидрогеологических условиях.

Так например, вполне возможно, что апрельский максимум уровня подземных вод в Берлине отражает также подпор грунтовых вод рекой Шпре. Действительно, Берлин расположен в древней долине, которая до глубины 20—50 м заполнена гравием и грубым песком. Подземные воды, приуроченные к древней долине, несомненно должны испытывать подпор в период паводков. Кроме того таяние снегов в области распространения коренных пород несколько увеличивает как подземный, так и поверхностный сток, направленный в сторону долины. Таким образом режим, наблюдаемый в берлинских колодцах, может иметь и иное объяснение. Кейльбак, рассматривая влияние рек на режим подземных вод, отмечает синхрон-

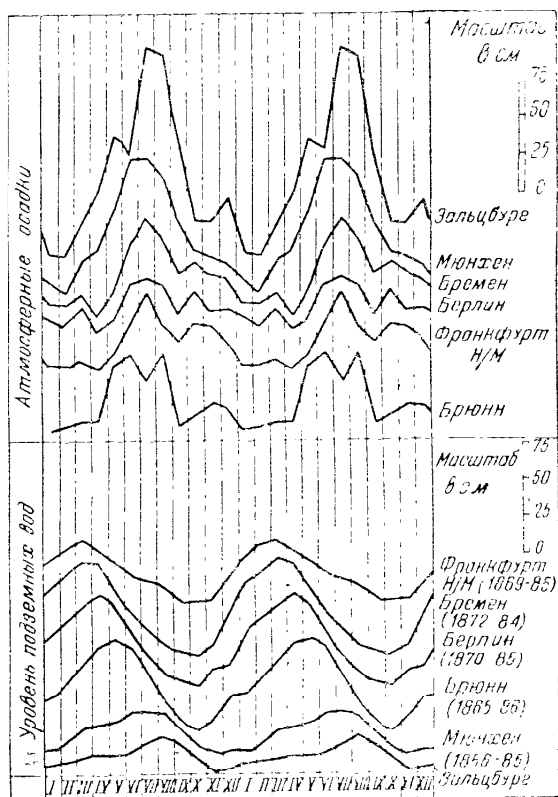


Рис. 22. Кривые атмосферных осадков и уровней воды в мелких колодцах Средней Европы (по Сойка)

ность изменения уровня грунтовых вод в Берлине и уровня р. Шпре. Действительно, если сопоставить эти кривые (рис. 21), то зависимость между колебаниями уровня реки и грунтовых вод является несомненно более отчетливой, чем между метеорологическими факторами и уровнем грунтовых вод. Нам представляется, что, учитывая различные гидрогеологические условия Берлина и Мюнхена, нельзя сопоставлять эти участки только по признаку влияния метеорологических факторов, поскольку в Берлине действует более могущественный фактор — влияние реки, отсутствующей в Мюнхене, где р. Изар глубоко врезана в водонепроницаемый пласт и где подземные воды не испытывают подпора.

Кене [13] дает следующую характеристику режима подземных вод в зависимости от климата: «Для морских типов периоды морозов

зимой обычно слишком непродолжительны для того, чтобы они могли ощутительно прервать инфильтрацию воды. Поэтому в течение бедных испарением зимних месяцев для инфильтрации воды имеется много времени, и уровень грунтовых вод к началу зимы сильно повышается, достигая наивысшего стояния приблизительно в январе. К концу зимы в связи с повышением процесса испарения инфильтрация воды падает, и уровень грунтовых вод снова понижается. В сред-

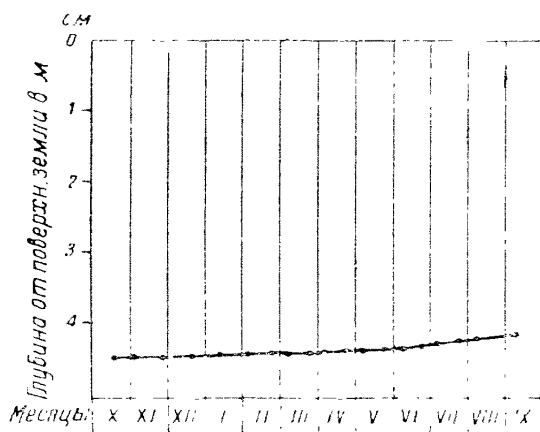


Рис. 23. Изменения уровня воды в одном из шурфов Бухарского оазиса (по Шмидту)

нем высыхание почвы в течение лета не очень велико, и в большинстве случаев обильные осенние дожди уже могут проникнуть в почву и поднять уровень грунтовых вод. У континентальных типов с длинной и упорной зимой зимние осадки удерживаются на поверхности почвы в виде снега и льда. Весной во время оттепели для инфильтрации остается слишком мало времени. Вследствие этого убыль в виде стока и испарения

сравнительно велика, и в почве остается незначительное количество воды. В умеренно-континентальных типах в почву все же проникает еще значительное количество воды, и уровень грунтовых вод достигает в апреле и в мае своего наивысшего стояния».

Н. Волкова [5] приводит на основании наблюдений в 328 пунктах Европейской части СССР картограммы стояния уровня грунтовых вод за 1932—1933 г.г. Картограммы показывают, что преобладающим сезоном высокого стояния уровня грунтовых вод являлась весна, но в некоторых районах (преимущественно северных) наиболее высокий уровень наблюдался осенью. Наиболее низкие уровни приурочивались к зиме и лету, при этом зимний минимум характерен для северных районов (прекращение питания грунтовых вод зимой), летний—для южных районов (сильное испарение).

В пустынных местностях колебания уровня грунтовых вод незначительны по амплитуде вследствие ничтожности выпадающих осадков. Питание грунтовых вод происходит здесь, надо думать, в значительной мере вследствие конденсации паров воздуха. На рис. 23 изображен характерный график уровня грунтовой воды для пустынно-степных районов Средней Азии. Наблюдения велись в шурфе, заложенном на периферии Бухарского оазиса за пределами орошаемых площадей [41].

Ветч [65] приводит следующий график, сопоставляющий колебания уровней подземных вод с атмосферными осадками в некоторых пунктах штатов Нью-Йорк, Мичиган и Пенсильвания (рис. 24).

Всюду за исключением Брина максимум уровня подземных вод приходится на апрель, тогда как максимум осадков приурочивается к маю — июню. Лишь в Лонг-Айленде осадки имеют максимум в марте, очевидно, в силу особых климатических условий (остров). Более высокое положение уровня грунтовых вод весной, чем летом (при максимуме осадков в июне — июле), наблюдаемое в Женеве и в Мичигане (Эннарбор, Ленсинг, Мичиган), объясняется, повидимому, значительным испарением в летние месяцы. Что касается отклонения Брина от этой закономерности, то трудно сказать, почему это происходит, так как гидрогеологические условия участков, на которых производились наблюдения, не охарактеризованы.

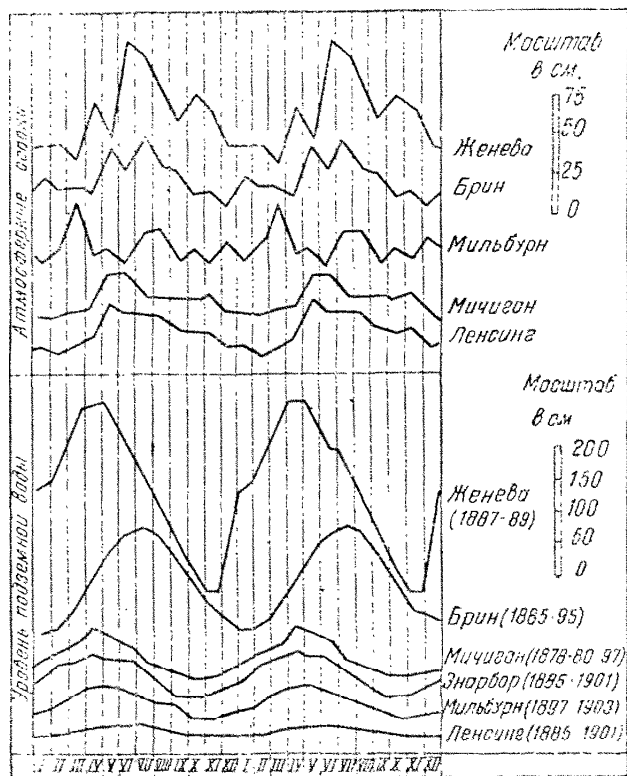


Рис. 24. Кривые атмосферных осадков и уровней воды в мелких колодцах США (по Вегу)

В 1903—1912 гг. производились наблюдения за режимом неглубоко залегающих грунтовых вод на опытном участке в Василевичах. Наблюдательный колодец находился на невысоком водоразделе. Глубина колодца — 6,10 м. Средний уровень воды в колодце находился на глубине 4,13 м от поверхности земли. Рядом с колодцем была пробурена скважина, которой было установлено, что до глубины

2,55 м залегают мелкие пески, затем песчанистые глины с валунами (морена) мощностью 9,27 м, а под ними — снова пески, не пройденные до конца при глубине скважины в 18 м. Морена, судя по глубине залегания уровня воды, обладает водопроницаемостью. На расстоянии 240 м от колодца находится заболоченная низина, причем, между грунтовой водой, вскрытой колодцем, и низиной имеется связь. Систематических наблюдений за режимом этого болота не велось; приводятся лишь данные для одного из дней наблюдений, когда вода в колодце находилась на 19 см выше поверхности болота в низине. Не исключено, что при понижении уровня грунтовых вод происходил

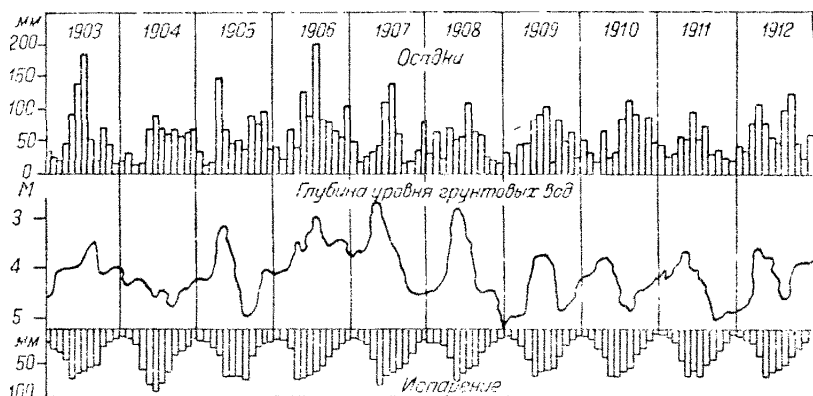


Рис. 25. График колебаний уровня грунтовых вод в связи с атмосферными осадками и испарением

некоторый подток воды из низины (по крайней мере нет данных, опровергающих это), так как средний уровень воды в колодце был ниже наблюдаемого в низине на 23 см. Эта невыясненность гидрогеологических взаимоотношений болота и грунтовых вод несколько снижает интерес к полученным данным наблюдений.

Рис. 25 показывает распределение по месяцам атмосферных осадков, испарения и уровня воды в колодце. На графике показаны отклонения за отдельные месяцы величин осадков и испарения относительно средних величин за десятилетие. Выводы из наблюдений следующие.

1. Между уровнем грунтовых вод и осадками есть определенная связь.
2. Избытки осадков летом 1903, 1906 и 1907 гг. и осенью 1905, 1910 и 1912 гг. вызвали подъем воды. Недостаток осадков летом 1905, 1909, 1910, 1911 гг. и частично 1912 г. вызвал понижение уровня грунтовых вод.
3. Положительные отклонения от средних величин испарения совпадают с отрицательными движениями уровня грунтовых вод в 1904 и 1905 и частично в 1909, 1910 и 1911 гг. Отрицательные отклонения испарения вызвали подъем уровня грунтовых вод в 1903 и 1912 гг. и частично в 1907, 1908 и 1910 гг.

4. В теплое полугодие влияние осадков обнаруживается через очень непродолжительное время вслед за их выпадением, обычно не дольше, как через один месяц.

5. Влияние выпадения летних атмосферных осадков на высоту уровня грунтовых вод в районах с близким залеганием грунтовых вод не подлежит никакому сомнению, и считать летние осадки бесполезными для питания грунтовых вод в таких районах, как это иногда утверждают, никак нельзя.

6. Колебания уровня грунтовых вод находятся в самой тесной связи с изменением запаса влаги (накопление, расходование) над уровнем грунтовых вод.

При рассмотрении рис. 25 прежде всего обращает на себя внимание то обстоятельство, что резкий подъем уровня грунтовых вод всюду приурочивается к апрелю—маю, т. е. следует непосредственно за периодом снеготаяния. По сравнению с этим максимумом наблюдаемые иногда небольшие подъемы уровня воды летом после выпадения сильных и продолжительных дождей имеют второстепенное значение. Это положение еще ярче выявится, если составить график, взяв средние за десятилетие данные по месяцам (рис. 26). Уровень грунтовых вод достигает максимума в мае, хотя в этом же месяце наблюдается максимум испарения, а максимум осадков наступает лишь через два месяца — в июле; амплитуда средних месячных (за десятилетие) колебаний уровня грунтовых вод достигает 80 см.

Таким образом общий характер кривой уровня грунтовых вод, имеющей вид несколько несимметричной синусоиды, определяется в основном просачиванием талых вод весной.

В качестве показателя изменения запасов воды в водоносном пласте из года в год могут служить уровни грунтовых вод за определенный месяц, например за октябрь (начало гидрологического года). На рис. 27 изображены (по Кене) уровни грунтовых вод в октябре за период 1915—1926 гг. Из рисунка видны изменения запаса грунтовых вод за каждый гидрологический год. Кривые регистрируют например влияние засушливого 1921 г. на грунтовые воды.

При близком залегании уровня грунтовых вод к поверхности земли сезонные колебания уровня этих вод особенно отчетливо связаны с ходом осадков и испарения. Так, А. Дубах [6] на основании наблюдений на болотных опытных станциях указывает, что грунтовые воды в течение года имеют резко выраженный весенний максимум стояния, в течение весны и лета понижаются, достигая мини-

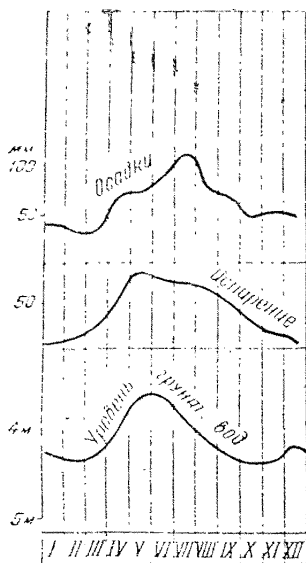


Рис. 26. Средние за десятилетие величины осадков, испарения и уровня грунтовых вод

му в августе, затем происходит новое повышение с максимумом в конце ноября. Н. Порывкин [28], производивший исследования грунтовых вод большой поймы р. Волхова, указывает, что за пределами действия речного подпора грунтовые воды имеют периодические сезонные колебания с ясно выраженными весенним и осенним подъемами и летним и зимним падениями.

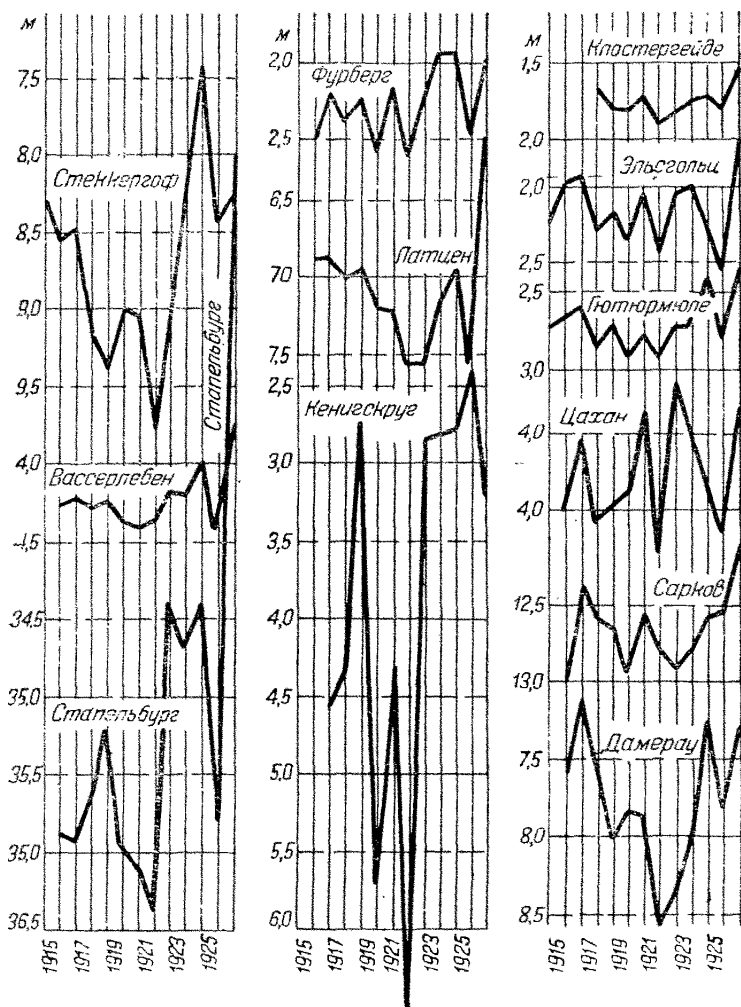


Рис. 27. Осенние (октябрьские) кривые уровня грунтовых вод (по Кене)

Для окраин Москвы (Тимирязевская академия, Соколиная гора) Н. Корчебоковым и Е. Емельяновой [16] установлена аналогичная закономерность: уровень грунтовых вод имеет минимумы стояния в марте и июле и максимумы — в конце апреля и середине сентября.

Любопытно, что в центральных районах Москвы весеннего максимума не наблюдается (уборка снега), но осенний — достаточно хорошо выражен. Амплитуда колебаний уровня в течение года не превышает в среднем 0,5 м, что связано с городскими условиями (асфальтировка улиц, ливневая канализация и пр.)

В тех случаях, когда область питания подземных вод охватывает различные орографические элементы, выпадение осадков и таяние снега совершаются не одновременно на всей площади питания, что находит отражение в режиме подземных вод. Б. В. Захаров [7], изучая гидрогеологические условия одной из межгорных низменностей, показал, что колебания уровня подземных вод зависят не столько от осадков, которые выпадают в самой низменности (их вообще мало), сколько от осадков, выпадающих на соседних горах. Воды с гор в виде подрусловых потоков под ложбинами направляются к низменности. Уровень грунтовых вод имеет ноябрьский минимум и весенний максимум. Амплитуда колебаний уровня по наблюдательным шурфам находится в пределах 0,2—5,0 м, в среднем амплитуда колебаний 0,5—1,0 м. В большинстве шурфов уровни воды достигают максимума в марте, что является результатом таяния снегов в самой долине. Летом испарение значительно превышает осадки; тем не менее минимум уровня наступает не в июле, как можно было бы ожидать, а лишь в ноябре, что связано исключительно с таянием снегов в горах. Наибольшие колебания уровня отмечены Захаровым непосредственно в предгорной полосе.

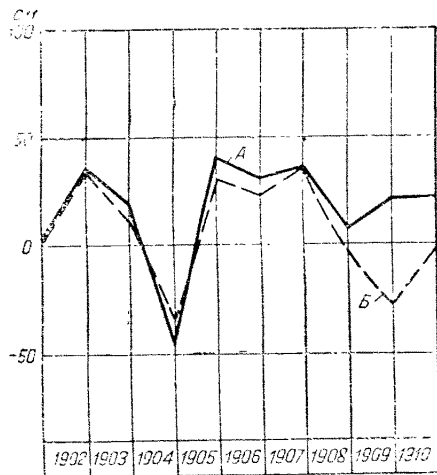


Рис. 28. Колебания уровня грунтовых вод в Гавельском бассейне (по Кенс): А — уровень подземных вод, Б — суммарная линия $\Sigma(N - E - A)$

Наибольшие колебания уровня отмечены Захаровым непосредственно в предгорной полосе.

С. Троянский [39] приводит весьма интересные данные о колебаниях уровня воды в колодце близ г. Назили (Турция). Колодец этот заложен в древних пролювиальных галечниках, покрывающих предгорья. В момент наблюдений (октябрь 1932 г.) уровень воды в колодце был на глубине 41 м от поверхности земли. По сообщениям служащих водопровода в зимнее и весеннее время уровень воды повышается до 21 м от поверхности земли. Такая значительная амплитуда колебаний связана с особенностью гидрогеологических условий предгорной полосы и с климатическими особенностями страны. В связи с такими значительными колебаниями грунтовых вод в пролювиальных и аллювиальных отложениях возникает потребность устройства подземных барражей для регулирования подземного стока. Такой барраж сооружен в целях водоснабжения столицы Турции — г. Анкары.

Попытка количественного сопоставления наблюдавшихся изменений уровня грунтовых вод с осадками, испарением и стоком принадлежит Кене, который пользовался при этом формулой (70). Приняв, что для длительного периода наблюдений прибыль запаса влаги в зоне аэрации компенсируется убылью (т. е. $D = 0$), а величина μ (удельная водоотдача) не изменяется, он производил сравнение величины z с N , A и E . Величина испарения осадков превышает значение этой же величины (E), определенной Кене по испарителю Вильда. в среднем в 1,3 раза. Этот вывод Кене делает из наблюдений Келлера в бассейне р. Гавеля у Ратенова. Здесь велись наблюдения за осад-

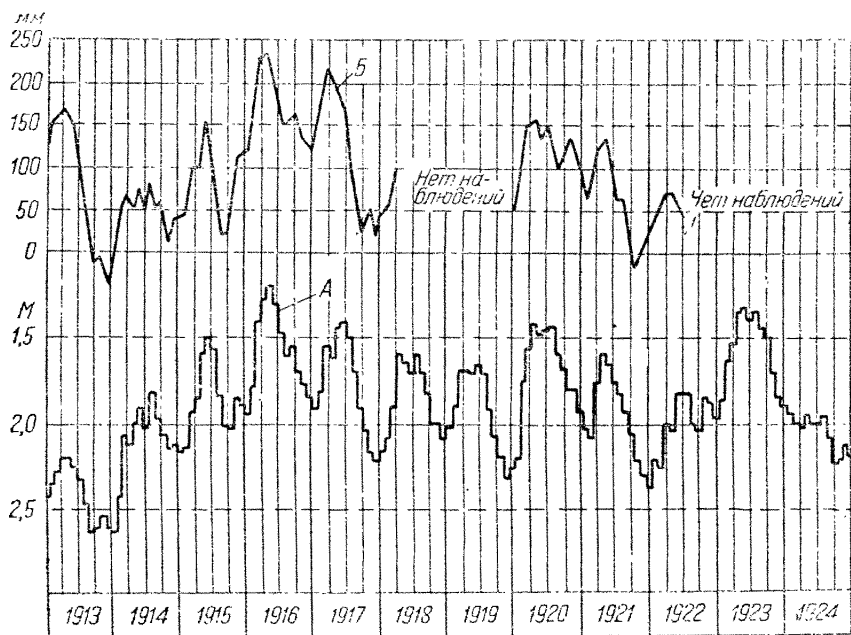


Рис. 29. Колебания уровня подземных вод в Эльсгольце (по Кене):
 А — наблюдаемый уровень подземных вод, Б — суммарная линия $\Sigma (N - E - A)$

ками и стоком; за период 1902—1910 гг. осадки составили в среднем за год 577 мм, а сток — 123 мм. Таким образом на долю испарения приходится $577 - 123 = 454$ мм. Наблюдения по испарителю Вильда дали величину испарения 350 мм, т. е. в действительности испарение было в 1,3 раза больше. Приняв это во внимание, Кене сопоставил ход уровня подземных вод у Ратенова с величиной $\Sigma (N - E - A)$, допустив, что $\mu = 0,25$. Как показывает рис. 28, обе линии совпадают достаточно хорошо.

Другим примером могут служить наблюдения за грунтовыми водами в Эльсгольце. На рис. 29 вычисленный ход уровня грунтовых вод сопоставлен с действительно наблюдаемым. Параллельность кривых весьма показательна.

ВЛИЯНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ ДОЖДЕЙ И ОТПЕПЕЛЕЙ

Рассмотренные выше колебания уровня подземных вод являются колебаниями сезонного характера и повторяются ежегодно с теми или иными отклонениями от средней нормы. Наряду с этим имеются и колебания, связанные с резким потеплением и оттепелью среди зимы, а также с выпадением интенсивных осадков ливневого типа. В этом отношении показательны следующие наблюдения Ветча [65] в трех колодцах близ Линбрука (остров Лонг-Айленд): № 1 глубиной 151,2 м, № 2 глубиной 21,6 м и № 3 глубиной 4,2 м. Колодцы расположены в непосредственной близости друг от друга. На расстоянии 4,5 м от колодца имеется родник, питаемый грунтовыми водами и выходящий на отметке около 3 м над уровнем моря. Отметка поверхности земли у колодцев 3,45 м над уровнем моря. Уровень воды в колодце № 1 колебался в пределах 0,24—0,71 м над поверхностью земли, в колодце № 2 — в пределах 0,18—0,15 м над поверхностью земли, в колодце № 3 — после сильных дождей вода также поднималась выше поверхности земли.

Наблюдения за уровнем воды производились с помощью лимниграфов. К сожалению геологических разрезов непосредственно по колодцам не сохранилось. Пройденная неподалеку скважина показала следующее геологическое строение участка (табл. 16).

Таблица 16

№ слоев	Характер породы	Глубина залегания в м		Мощность в м
		кровли	подшвы	
1	Крупный желтый кварцевый песок без валунов	0	8.84	8.84
2	Светлосерый песок	8.84	9.45	0.61
3	Крупный желтый песок без валунов	9.45	22.26	12.81
4	Светлосерая иловатая глина	22.26	27.14	4.88
5	Светлосерый среднезернистый песок без валунов	27.14	45.75	18.61
6	Мелко- и среднезернистый лигнитовый песок	45.75	48.19	2.44
7	Черный слюдястый ил с лигнитом	48.19	61.00	12.81
8	Очень мелкий и темный лигнитовый песок	61.00	69.54	8.54
9	Среднезернистый светлосерый песок	69.54	103.70	34.16
10	Темная лигнитовая иловатая глина	103.70	110.72	7.02
11	Среднезернистый грязножелтый песок лигнитовый	110.72	122.92	12.20
12	Среднезернистый и крупнозернистый серый песок	122.92	163.48	40.56

По Ветчу слои, начиная с третьего и ниже, принадлежат к меловой системе. Разрез скважины показывает, что на большую глубину залегают разнообразные пески, содержащие прослои иловатых глин (слои 4, 7, 10). Ветч не приводит гидрогеологического описания сква-

жины, но, судя по ее разрезу, здесь можно ожидать наличия нескольких водоносных горизонтов, если только глины не имеют линзовидного залегания. Колодцы № 2 и 3 питаются водой из верхнего водоносного слоя, однако приведенный разрез не объясняет напорности воды в колодце № 2. Можно предположить лишь, что второй слой обладает меньшей водопроницаемостью, чем третий, что и вызывает образование напора. Колодец № 1 вскрывает один из межпластовых водоносных слоев.

Все три колодца реагируют быстро на выпадение осадков; при этом подъем воды в колодце № 3 происходит быстрее и резче по амплитуде, чем в колодце № 2, а тем более, чем в колодце № 1. Как показывает рис. 30, дожди 16, 20, 22 и 30 июля и 6, 20 и 25 августа вызвали быстрый подъем уровня воды в мелких колодцах, особенно в колодце № 3. В глубоком колодце № 1 влияние указанных дождей сказалось значительно меньше.

При дожде 22 июля подъем воды начался:

в колодце № 3 — в 10 час.
 » № 2 — » 10 ч. 25 м.
 » № 1 — » 10 » 34 ».

При дожде 25 августа подъем воды начался:

в колодце № 3 — в 4 ч. 10 м.
 » № 2 — » 4 » 20 ».

Как показывает график, изменение уровня воды в колодцах при выпадении дождя происходит скачкообразно.

Таков же характер повышения уровня воды при оттепелях среди зимы и при весеннем снеготаянии. Так, Мецгер [57] отмечает, что наступление оттепелей вызывает значительное повышение дебита некоторых родников в Лотарингии. Точно так же наблюдения над некоторыми швейцарскими источниками показали, что рост их дебита при сильных дождях летом значительно меньше, чем зимой. Оттепель в феврале 1900 г. обусловила заметный подъем уровня в колодцах Альсбаха. Наоборот, наступление сильных морозов в январе 1903 г. понизило уровень воды, что Абвезером [42] объясняется прекращением инфильтрации. Весеннее снеготаяние (апрель 1900 г.) снова вызвало подъем уровня воды в колодцах, тем более резкий, чем уровень грунтовых вод был ближе от поверхности земли (рис. 31). Кинг [47] также отмечает резкое увеличение дебита дрены на опытном участке в Висконсине после оттепелей. Об этом

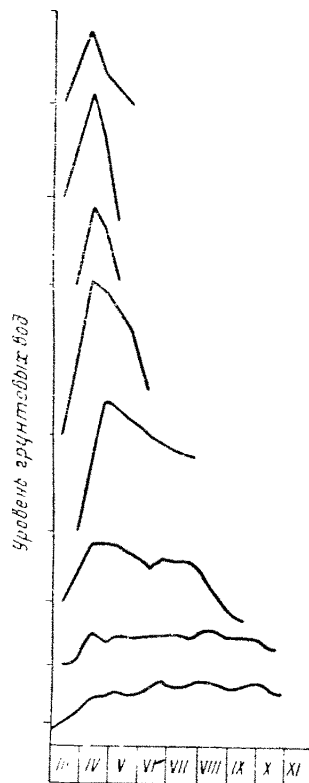


Рис. 31. Характерный подъем уровня грунтовых вод при весеннем снеготаянии и дальнейшая кривая спада (наблюдения в Альсбахе)

же свидетельствуют данные наблюдений, производившихся в 1906 г. в скважине, заложенной в Петербурге. Скважина имела глубину 3,5 м и диаметр 20 см. Разрез скважины приведен в табл. 17.

Таблица 17

№ слоев	Характер отложений	Глубина залегания в м		Мощность в м
		кровля	подоснова	
1	Культурный слой, строительный мусор . .	0	1.00	1.00
2	Глинистая, почти черная масса с явным запахом сероводорода	1.0	1.25	0.25
3	Темносерый глинистый песок, имеются орштейновые стяжения; песок сырой .	1.25	1.60	0.35
4	Водоносный темносерый глинистый песок, очень тонкий	1.60	3.50	1.90

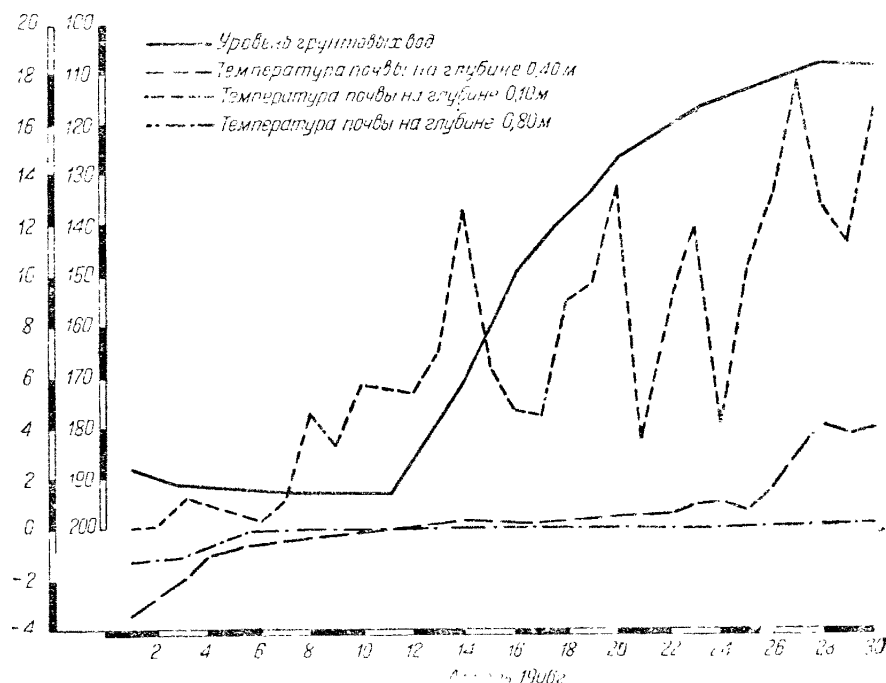


Рис. 32. Изменение уровня грунтовой воды в результате протавания почвы

На небольшом расстоянии от скважины производились наблюдения почвенной температуры. До 11 апреля (рис. 32) температура почвы на глубине 0,40 м была ниже нуля и уровень воды в скважине постепенно падал от глубины 1,88 м (1 апреля) до глубины 1,93 м (11 апреля) от поверхности земли. 2 апреля почва оттаяла до глу-

бины 0,10 м, 3 апреля — до глубины 0,20 м. Это таяние не отразилось на уровне воды, и он продолжал падать. Лишь после того как 11 апреля температура на глубине 0,40 и 0,80 м стала положительной, уровень воды в скважине начал резко повышаться из дня в день.

В этой же скважине наблюдался также значительный подъем уровня воды в результате зимних оттепелей. Уровень грунтовой воды, залегавшей до оттепели на глубине 1,55 м, в результате таяния снега и уничтожения мерзлого слоя поднялся в течение 15 суток и установился на глубине 1,15 м.

По мнению некоторых исследователей резкое повышение уровня воды в скважинах и колодцах после дождей и оттепелей не связано с прониканием воды в водоносный слой, а обусловлено увеличением давления воздуха в зоне аэрации при просачивании. Интенсивное поступление воды с поверхности земли закупоривает поры, и инфильтрационная колонна действует наподобие прессы. Под влиянием этого давление воздуха в зоне аэрации оказывается большим, чем в атмосфере, а потому вода в скважинах поднимается на высоту, эквивалентную этой разности давлений. Уровень воды в скважине не совпадает таким образом с уровнем воды в водоносном пласте и является кажимымся.

Прогрессирующее повышение давления воздуха при увеличении глубины просачивания несомненно должно замедлять просачивание, но при достижении некоторой критической величины давления воздух прорвется в атмосферу и давление разрядится. Это произойдет в том случае, если давление воздуха равно сумме гидростатического и капиллярного давлений воды. Последнее резко уменьшится в тот момент, когда поверхность земли обсохнет и появятся противодействующие мениски на верхней границе смоченной зоны. Сдавливанию воздуха в зоне аэрации благоприятствуют: 1) большая интенсивность дождя (или интенсивное снеготаяние); 2) малая глубина залегания зоны капиллярного поднятия водоносного горизонта от поверхности земли; 3) мелкозернистость покровных образований, обуславливающая малую воздухопроницаемость грунта и значительное действие капиллярных сил.

Обращаясь к данным наблюдений Ветча, следует отметить, что резкие повышения уровня подземных вод в колодцах № 2 и 3 не могут быть объяснены сдавливанием воздуха в зоне аэрации. Напомним, что уровень воды колодца № 3 находился примерно на уровне земли, а в колодце № 2 был даже несколько выше. Таким образом зона аэрации здесь отсутствовала, и наблюдавшиеся здесь подъемы уровня могут быть обусловлены, с одной стороны, уничтожением капиллярных менисков при покрытии поверхности земли водой, а с другой, — защемлением воздуха в порах грунта в пределах зоны капиллярного поднятия при просачивании. Что касается описанных выше наблюдений по колодцу в Петербурге, то сдавливание воздуха здесь могло иметь место при проникновении талых вод в глинистый слой, залегающий над водоносным слоем.

В целях изучения влияния просачивания на уровень грунтовых вод производились лабораторные опыты в почвенном музее б. Воль-

ного экономического общества (Петербург). Опыты проводились в цилиндрическом сосуде высотой 75 см. В цилиндр были введены термометры, центры шариков которых помещались по оси цилиндра. От нижней части боковой поверхности цилиндра была отведена трубка, служившая «наблюдательной скважиной». В цилиндр загружалась смесь лесса и песка, внизу загружался гравийный фильтр. Загрузка производилась во влажном состоянии. На колонну, состоявшую из смеси лесса и песка, насыпался слой песка. При вливании воды в цилиндр замечалось резкое повышение уровня воды в наблюдательной трубке. Несомненно, что грунт, представлявший собой смесь лесса и песка, должен был содержать капиллярную воду, и таким образом зона аэрации по существу ограничивалась тонким слоем песка, залегавшего над этой смесью, т. е. эти опыты соответствуют условиям весьма близкого залегания подземных вод от поверхности земли. В этих условиях, как показывают полевые наблюдения (например на заболоченных массивах), повышение уровня подземных вод под влиянием просачивания может быть весьма значительным, поскольку зона аэрации отсутствует и следовательно влажность грунта между уровнем грунтовых вод и поверхностью земли очень значительна (близка к полной влагоемкости). По этой причине величина μ [формула (70)] близка к нулю, и даже небольшой осадок вызывает значительный подъем уровня грунтовых вод. В опытах повышение уровня воды в наблюдательной трубке отмечалось ранее, чем вода просачивалась до подошвы кроющего песчаного слоя, т. е. подъем уровня обуславливался сжатием воздуха — вливаемая вода действовала наподобие поршня.

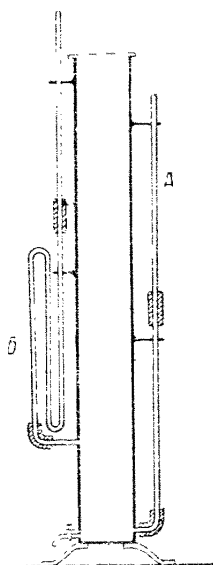


Рис. 33. Прибор Мецгера для исследования просачивания

Однако ввиду весьма малой толщины песчаного слоя данные этих опытов, разумеется, нельзя рассматривать в качестве доказательства весьма категорических заявлений некоторых исследователей, полагающих, что все значительные по амплитуде колебания уровня воды в скважинах обуславливаются не просачиванием воды до водоносного горизонта, а сжатием воздуха в зоне аэрации.

Мецгером были проведены опыты, в общем аналогичные вышеописанным опытам. Прибор Мецгера (рис. 33) состоял из цилиндра сечением $78,5 \text{ см}^2$, имеющего внизу кран для выпуска воды. К цилиндру присоединены две трубки, из которых трубка А играет роль «наблюдательной скважины», а труба В изогнута и служит манометром. В цилиндр загружался грунт. В нижней части колонны грунта создавался «водоносный слой», уровень которого перед началом опыта мог быть определен по уровню воды в трубке А, так как к этому моменту давление воздуха в цилиндре равнялось атмосферному давлению и манометрическое показание было нулевое. Просачивание приливаемой воды вызывало повышение давления воздуха в цилиндре и подъем

уровня воды в трубке А. Величина давления определялась по манометру Б.

При опытах с мелкозернистым песком наблюдались сдвигание воздуха и параллельность изменения показаний манометра и «наблюдательной скважины» (рис. 34). При опытах со среднезернистым песком избыточного давления воздуха в приборе не было. Как показывает рис. 33, манометрическая трубка введена в цилиндр несомненно в пределах зоны капиллярного поднятия песка и наблюдавшееся понижение давления на манометре характеризует защемление воздуха в зоне капиллярного поднятия, а не в зоне аэрации, как это думает Мецгер. Защемление воздуха в капиллярной зоне может произойти и без увеличения давления в зоне аэрации, а именно может быть обусловлено проникновением инфильтрационной воды в зону как называемой переходной капиллярной влажности.

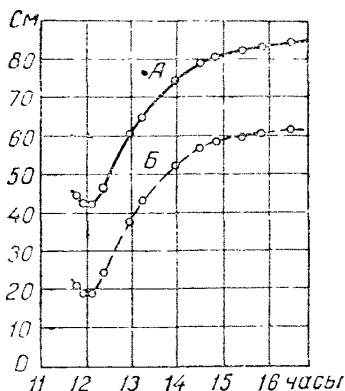


Рис. 34. Изменение уровня воды в «скважине» А и изменение показаний манометра Б

ГЛАВА VI

ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Как известно, суточные колебания температуры прослеживаются на глубине 0,5—1,0 м от поверхности земли. Зона годовых колебаний измеряется метрами и в исключительных условиях (резко континентальный климат, высокие широты) достигает 30 м. Амплитуда годовых колебаний температуры уменьшается с глубиной¹. Амплитуда колебаний годового цикла настолько незначительна, что влияние этих колебаний на фоне колебаний, происходящих под влиянием более мощных факторов (осадки, испарение), не поддается учету. Наоборот, суточные колебания имеют значительные амплитуды за короткие отрезки времени.

Влияние температуры на режим зоны аэрации, а следовательно и на режим подземных вод в узком смысле этого слова весьма многообразно. Изменения температуры воздуха обуславливают:

1. Изменение агрегатного состояния воды т. е:

а) переход жидкой воды, содержащейся в порах грунта, в лед, и обратно;

б) переход жидкой воды в водяной пар, и обратно (процессы испарения и конденсации).

Влияние оттепелей и замерзания на режим подземных вод, а также влияние конденсации рассмотрены в главах V и VIII. Поэтому мы

¹ По Огильви при возрастании глубины в арифметической прогрессии амплитуда колебаний температуры уменьшается в геометрической прогрессии [24].

не будем касаться здесь тех влияний температуры, которые обуславливают изменение агрегатного состояния воды.

2. Изменение абсорбционной способности воды по отношению к газу. При повышении температуры эта способность уменьшается, и обратно. При повышении температуры капиллярно подвешенные воды выделяют пузырьки воздуха, благодаря чему давление воздуха в зоне аэрации возрастет, что вызовет поднятие уровня воды в скважинах. Это влияние не может быть значительным. Так например, зона подвешенных вод мощностью в 1 м при повышении температуры от 10 до 15° выделит слой воздуха толщиной всего в 1 мм.

3. Изменение вязкости воды. Как известно, при повышении температуры вязкость воды уменьшается и соответственно скорости фильтрации возрастает. Так например, при повышении температуры с 10 до 15° произойдет увеличение скорости фильтрации в 1,15 раза. Рассмотренный фактор может иметь влияние на скорость просачивания воды с поверхности земли, а следовательно и на режим подземных вод.

4. Изменение капиллярной постоянной. При повышении температуры уменьшаются силы поверхностного натяжения в капиллярах, т. е. уменьшается предельная высота капиллярного поднятия. Вследствие этого зона капиллярно подвешенных вод при нагревании выделит часть воды, и последняя будет просачиваться, обтекая зерна породы, покрытые пленочной водой. В том случае, когда повысится температура зоны капиллярного поднятия, произойдет уменьшение отрицательного капиллярного давления, и соответственно повысится уровень зеркала подземных вод. При понижении температуры будет происходить обратное явление. В пределах температуры от 5 до 15° при изменении температуры на 1° величина капиллярного поднятия изменяется приблизительно на 0,2%. Абсолютное значение изменения уровня подземных вод тем больше, чем больше высота капиллярного поднятия, свойственная грунту.

5. Изменение давления воздуха в зоне аэрации под влиянием колебаний температуры. Если выход воздуха из зоны аэрации затруднен (например вследствие присутствия зоны подвешенных вод в почве), то давление воздуха в зоне аэрации будет изменяться пропорционально абсолютным температурам в соответствии с законом Гей-Люссака. При повышении температуры грунта возрастающее давление воздуха будет передаваться на поверхность подземных вод, что вызовет повышение уровня в наблюдательных выработках. При понижении температуры будет иметь место обратное явление. Величина колебаний уровня воды в скважине будет тем больше, чем больше изменение температуры и чем меньше глубина залегания зоны капиллярного поднятия от поверхности земли.

Изменения капиллярной постоянной и давления воздуха являются важнейшими причинами колебаний уровня воды, связанных с колебаниями температуры. Обратим внимание на следующее весьма существенное обстоятельство. Если изменения капиллярной постоянной и абсорбционной способности воды вследствие повышения температуры спо-

способствуют повышению уровня подземных вод, то увеличение давления воздуха под влиянием повышения температуры, наоборот, затрудняет инфильтрацию и даже несколько понижает уровень подземных вод. Происходящее в этом случае повышение уровня воды в скважине является результатом возросшего давления воздуха. Скважина при этом выполняет роль манометра, показывающего разность давлений воздуха в грунте и наружной атмосфере.

Экспериментальные работы по изучению влияния температуры весьма немногочисленны. Первые исследования в этом направлении принадлежат Кингу. Опыты производились в трубе длиной 180 см и диаметром 76 см. В эту трубу была вставлена другая труба диаметром 12,7 см, имевшая водопроницаемые стенки. В промежуток между стенками труб был засыпан испытуемый грунт. В центральную трубу была налита вода, так что в грунте образовался «водоносный слой» мощностью 30 см, а затем в цилиндр был спущен поплавоч, соединенный с самописцем, и прибор выставлен в поле. Весной колебания уровня были незначительны, летом же достигали большой величины, как показывает табл. 18.

Таблица 18

Даты	Температура грунта в °С		Колебания			
	утром	вечером	температуры грунта		уровня воды в см	
6 июня	17,3	22,7	+5,4	—	+3,1	—
7 »	18,3	20,5	+2,2	—4,4	+1,8	—3,0
8 »	17,4	20,5	+3,1	—3,1	+2,2	—2,2
9 »	17,3	—	—	—3,2	—	—2,3
7 июля	19,4	26,3	+6,9	—	+5,1	—
8 »	19,4	23,5	+4,1	—6,9	—	—5,1
9 »	20,7	—	—	—2,8	+4,6	—4,7
					—	—

Кинг первоначально полагал, что колебания уровня связаны с изменением капиллярной постоянной, а затем пришел к заключению, что эти колебания в основном связаны с изменением объема воздуха в капиллярной зоне.

В почвенном музее б. Вольного экономического общества (Петербург) производились лабораторные опыты и наблюдения за изменением уровня воды под влиянием колебаний температуры. Наблюдения велись по термометрам, введенным в цилиндр, наполненный смесью лесса и песка. Как указывалось ранее, грунт в условиях этих опытов должен был иметь капиллярную влажность; следовательно наблюдавшиеся колебания уровня воды в капиллярной зоне характеризуют изменения давления воздуха в зоне аэрации. Приведем один из

характерных опытов. Рис. 35 показывает полную параллельность кривых температуры и уровня воды. Весьма показательно, что точка

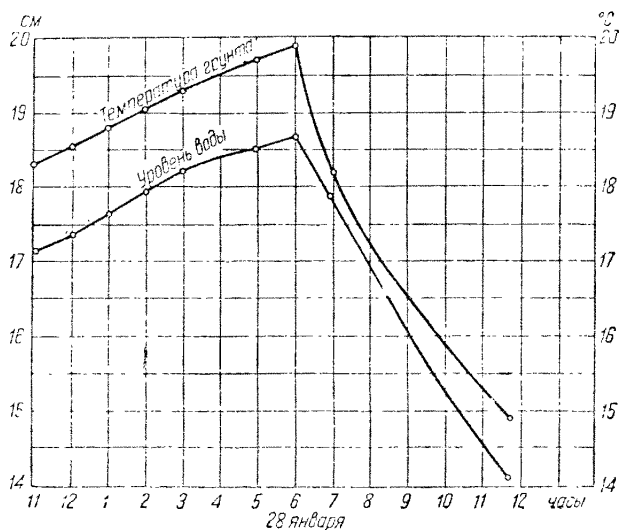


Рис. 35. Колебания уровня воды в наблюдательной трубке в зависимости от температуры

максимума температуры совпадает с точкой максимума уровня, что характерно для лабораторных условий, но не для полевых, где всегда имеет место запаздывание влияния температуры (см. ниже). Резкое понижение температуры привело к полному исчезновению уровня воды в наблюдательной трубке. Так например, 17 января в 7 час. вечера при температуре грунта $18,6^{\circ}$ и уровне воды 12,4 см была открыта форточка в лаборатории, а двери плотно закрыты. В таком состоянии прибор находился до 11 час. утра следующего дня, причем средняя температура грунта упала до $9,5^{\circ}$. В трубке воды не оказалось, и лишь подъем температуры до 13° вызвал ее появление.

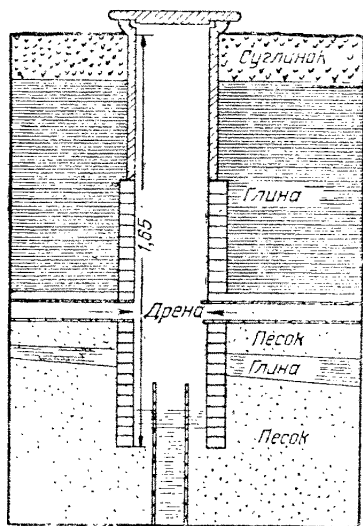


Рис. 36. Разрез наблюдательного колодца (по Кингу)

В полевых условиях влияние температуры на режим подземных вод можно уловить лишь в исключительно благоприятных случаях, поскольку другие факторы и в первую очередь осадки и испарение обычно подавляют температурные влияния. Колебания уровня воды могут наблюдаться лишь при близком

залегании зеркала подземных вод, когда капиллярная зона находится в сфере воздействия суточного хода температуры. Влияние температуры должно возрастать при изоляции зоны аэрации от атмосферы после сильных дождей.

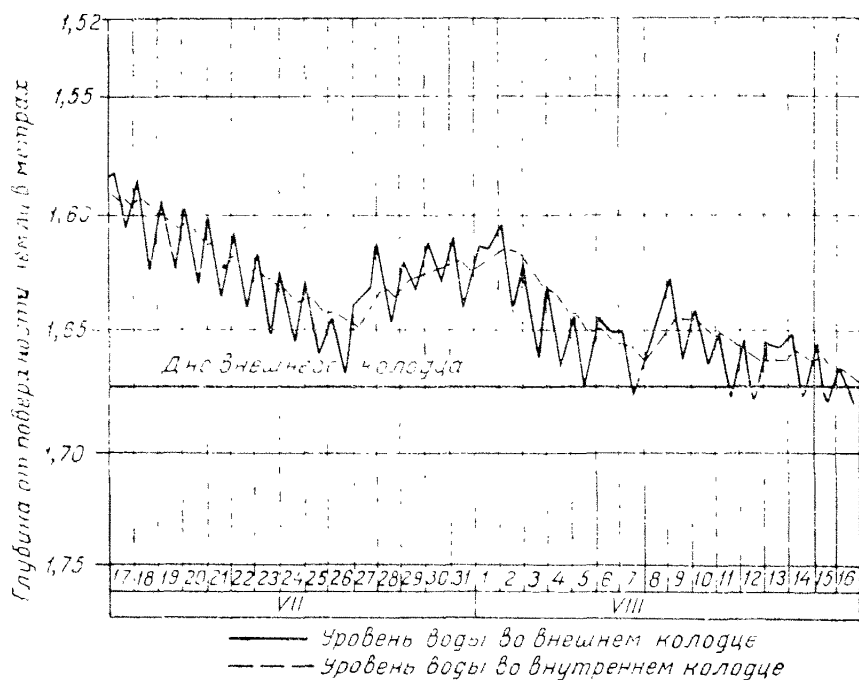


Рис. 37. Колебания уровня воды в наблюдательном колодце (по Кингу)

Весьма интересны наблюдения Кинга, произведенные им в Мэдисоне (США). Колодец № 5 глубиной 1,65 м (рис. 36) был углублен бурением скважины диаметром 12,5 см. Колебания уровней имели следующую любопытную закономерность (рис. 37). Общий среднесуточный уровень воды во внутреннем и внешнем колодцах примерно совпадал, но в пределах суток отличался. Во внешнем колодце уровень воды был утром на 0,25—0,75 см выше уровня воды внутреннего — более глубокого — колодца, а вечером на 0,50—1,25 см ниже. Эти наблюдения указывают на неоднородность водоносного пласта и изолирующую роль пропластка глины (рис. 36). Полусуточные колебания уровня воды во внешнем колодце показывают, что капиллярная зона находилась в зоне суточных колебаний температуры. Благодаря наличию глинистого прослоя эти колебания не распространялись на нижнюю часть водоносного пласта, вскрытого скважиной. Повышения уровня воды в колодце запаздывают относительно максимума температуры воздуха примерно на половину суток, будучи связаны, повидимому, с максимумами температуры грунта в зоне аэрации.

Выше (гл. V) были рассмотрены геологические условия трех колодцев в Линбруке и влияние осадков на режим их уровня. Рис. 30

показывает, что помимо осадков кривые изменения уровня воды колодца № 2, а особенно колодца № 3 прекрасно отражают ход температурной кривой: уровень воды глубокого колодца № 1 температурных колебаний не отражает, зато здесь наблюдается отчетливая связь лимниграфических и барографических записей. В колодцах № 2 и 3 наиболее высокие уровни воды наблюдались при минимуме температуры воздуха, а наиболее низкие уровни при максимуме температуры, что связано, повидимому, с запаздыванием прогревания грунта.

Аналогичные линбрукским колодцам условия имеют место, повидимому, и в Шерлоке (штат Канзас), где в мелких колодцах (1—2 м глубиной) уровень достигает максимума утром и минимума — вечером; амплитуда колебаний достигает 15 см.

ГЛАВА VII

ВЛИЯНИЯ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Изменения атмосферного давления оказывают влияние на уровень воды в скважинах и колодцах, а также на дебит ключей. Это влияние тем значительнее, чем лучше изолирован подземный воздух от надземного и чем резче колебания атмосферного давления. При понижении атмосферного давления уровни воды в выработках повышаются, так как вода в скважине оказывается под новым, уменьшившимся давлением, в то время как давление воздуха в зоне аэрации еще не изменилось. По этой же причине при повышении атмосферного давления уровень воды в наблюдательных выработках понижается.

Величина изменения уровня зависит от геологического строения и гидрогеологических условий района. Наиболее резкие колебания наблюдаются при залегании над водоносным горизонтом слабопроницаемых отложений, особенно если последние содержат капиллярно подвешенные воды. Наоборот, если район сложен хорошо воздухопроницаемыми (например трещиноватыми) породами, то изменение атмосферного давления не окажет влияния на уровень воды, так как давление в зоне аэрации будет изменяться почти синхронно с атмосферным давлением.

Наиболее резко колебания атмосферного давления должны проявляться в скважинах, опущенных в межпластовые безнапорные воды. Зоны аэрации, располагающиеся над подобными водоносными горизонтами, достаточно изолированы от атмосферы, а потому колебания уровня воды в скважинах будут особенно заметны; при этом уровень водоносного горизонта останется практически неизменным, так как объем полостей скважин по сравнению с объемом водоносного пласта ничтожно мал. При межпластовых напорных водах, в частности артезианских, величина колебаний уровня воды в скважинах будет находиться в зависимости от соотношения атмосферного давления в области питания водоносного горизонта и на участке расположения скважин. Условием, благоприятствующим изменению уровней воды в скважинах, является быстрая передача изменившегося давления по водоносному пласту. Таким образом колебания уровней воды в скважинах должны быть тем больше, чем больше барический градиент,

чем меньше воздухопроницаемость зоны аэрации в области питания, чем больше водопроницаемость самого водоносного пласта и чем меньше путь передачи изменившегося давления.

Увеличение дебита родников при понижении атмосферного давления и обратно объясняется изменением градиента потока. На рис. 38 изображен выход родника в точке А. Дебит родника выражается формулой:

$$q_1 = k \left(\frac{H + h}{2} \right) \cdot \left(\frac{h - H}{L} \right). \quad (71)$$

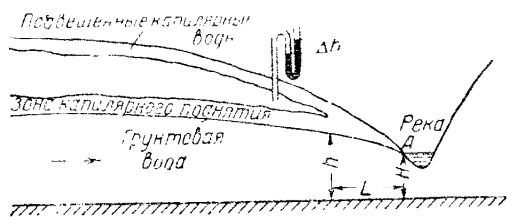


Рис. 38. Схема, поясняющая изменение гидравлического градиента под влиянием понижения атмосферного давления

Пусть атмосферное давление понизилось на величину Δh , выраженную соответствующим столбом воды; тогда изменившийся дебит родника будет:

$$q_2 = k \left(\frac{H + h}{2} \right) \cdot \left(\frac{h - H + \Delta h}{L} \right). \quad (72)$$

Отношение расходов составит:

$$\frac{q_2}{q_1} = 1 + \frac{\Delta h}{h - H}. \quad (73)$$

Формула (73) показывает, что увеличение дебита родника тем больше, чем больше падение барометра и чем меньше разность $h - H$, которая при равных значениях L является характеристикой уклона потока. Поскольку уклон потока находится в обратной зависимости с водопроницаемостью пласта, то наибольшие колебания дебита родников следует ожидать при хорошей водопроницаемости водоносного пласта (например трещиноватые породы). Обязательным условием, разумеется, является изоляция зоны аэрации слабопроницаемыми покровными образованиями, например делювиальными суглинками.

Колебания уровня воды в колодцах и дебита источников в зависимости от изменения барометрического давления были подмечены уже давно. Так, в изданном в 1717 г. естественно-историческом очерке Швейцарии Шейхцер описывает колодец близ Сан-Стефана (Бернский кантон), уровень которого отражает барометрические колебания. Еще Спрингфельд (1749 г.) подметил зависимость дебита Карлсбадских источников от атмосферного давления. Дальнейшие длительные наблюдения за дебитом минеральных источников Карлсбадской группы, производившиеся Пешманном (1826 г.) и Картельери (1860 г.), подтвердили зависимость дебита этих источников от атмосферного давления. Кампе [30] приводит следующий показательный график одного из источников Карлсбада (рис. 39) ¹. Араго (1854 г.) приводит

¹ Карлсбадские источники по Зюссу имеют ювенильное происхождение. Интересно, что деятельность некоторых вулканов также находится в тесной зависимости от изменений атмосферного давления. Особенно замечателен в этом движении вулкан Стромболи (Липарские острова). Окрестным жителям известно, что во

описание источника, который пересыхает, но при приближении бури начинает энергично действовать. Бромейс (1851 г.) указывает, что источники Наугейма обнаруживают настолько правильные коле-

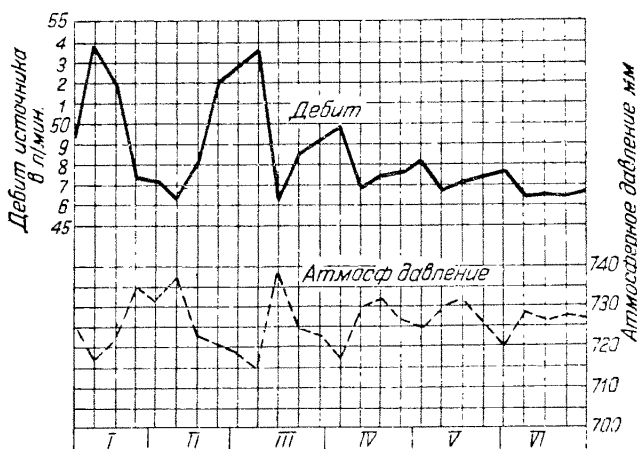


Рис. 39. Влияние атмосферного давления на дебит одного из источников Карлсбадской группы 1927 г.

бания, что «могли бы служить в качестве барометра». Наблюдения над одним из источников группы Виши, на которые ссылается Лерш (1865 г.), показали зависимость содержания углекислого газа и дебита источника от атмосферного давления. Лэтам проверил указания мельников, мельницы которых стояли на ручьях, питаемых источниками. Мельники утверждали, что перед дождем их мельницы работают более интенсивно. Произведя ряд наблюдений около Кройдона (Англия), Лэтам убедился в справедливости этого мнения. Кребс (1892 г.) обнаружил за период с мая 1890 г. по февраль 1891 г., что кривые уровня подземных вод в Альтоне (близ Гамбурга) находятся в отчетливой связи с атмосферным давлением, связь с осадками менее заметна. Кинг (1892 г.) указывает, что некоторые фермеры на основе личных наблюдений замечают, что источники дают больше воды при приближении дождей.

Изменения атмосферного давления сказываются не только на дебите источников, но и обуславливают изменения химического состава и газации воды некоторых минеральных источников. В этом отношении очень показателен рис. 40, на котором изображены кривые содержания свободной углекислоты и гидрокарбонат — иона в воде источника Лямшейдер Штальбруннен.

Первые обстоятельные исследования роли атмосферного давления принадлежат Кингу, производившему свои наблюдения на опытной

время спорок взрывы вулкана усиливаются и учащаются, а перед бурями и непогодой увеличивается количество выбрасываемого дыма. Эти признаки, подтвержденные многовековым опытом, служили руководством для мореплавателей. Любопытно, что в древнегреческой мифологии Стромболи считался местом обиталища Эола, бога ветров.

станции в Висконсине (США). Опытный участок, на котором располагались наблюдательные скважины, примыкает к оз. Мендота. Характер его рельефа виден из карты (рис. 41). Участок в основании сложен так называемым мэдисонским песчаником, поверхность которого энергично эродирована. Так, колодец № 52 не достиг песчаников на отметке —11 м относительно уровня озера. В колодце № 53

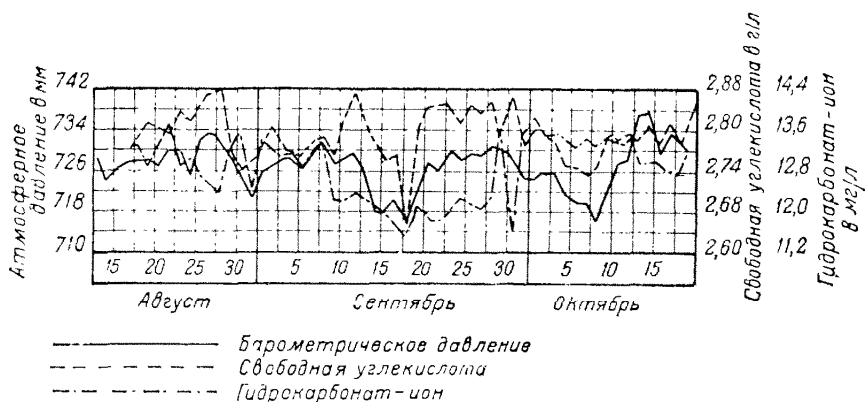


Рис. 40. Изменение состава воды источника Лямшейдер Штальбруннен в зависимости от атмосферного давления

скала залегает на 4,9 м, а в колодце № 48 на 4 м ниже уровня озера. В колодцах № 51 и 50 скала встречена на 1,8 и 2,4 м выше уровня озера. На неровной поверхности песчаников залегают четвертичные отложения. Последние представлены в нижних горизонтах довольно однородными песками, в верхних горизонтах пески обогащены гравием и даже переходят в гравелисто-валунные отложения. С поверхности земли залегает валунная глина (морена) мощностью от 0,75 до 1,20 м.

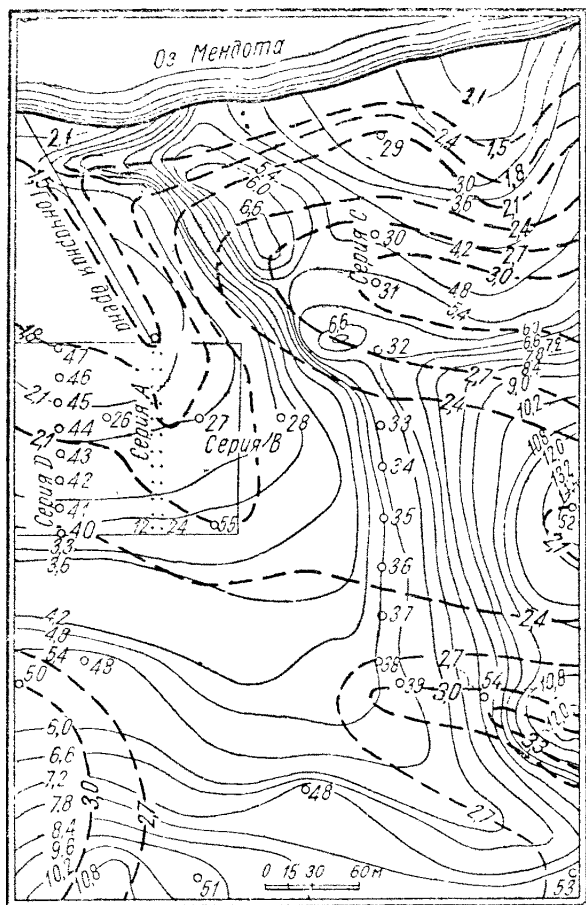
Подземные воды приурочены к нижней части песчаных отложений. Уровень подземных вод падает как в направлении озера, так и в направлении искусственной дрены (см. план).

На рис. 42 изображены колебания атмосферного давления (верхняя кривая) и уровня воды в роднике (нижняя кривая). Ход обеих кривых атмосферного давления и уровня воды вполне согласован, т. е. повышения атмосферного давления отвечают понижению уровня воды в кантаже. Точки минимума давления соответствуют точкам максимума уровня воды в роднике¹. В колодце, находящемся на расстоянии 0,8 км от родника, уровень воды колебался вполне синхронно с родником (рис. 43).

Наблюдения за уровнем воды в дрене показали совершенно аналогичную зависимость между уровнем воды (а следовательно и расходом) дрены и атмосферным давлением. При повышении давления

¹ Необходимо иметь в виду, что всюду на лимниграммах, приводимых Кингом, фиксируются не отметки уровня, а расстояния поплавков от самописцев. Поэтому повышение кривых по родникам, дрене и колодцам соответствует падению уровня воды в них, и обратно.

расход дрены уменьшался, и обратно. При внезапном подъеме барометра на 2,5 мм расход воды в дрене уменьшился на 15% по сравнению с тем расходом, который наблюдался в дрене при низком давлении



— Горизонтали поверхности земли
 --- Гидроизогипсы
 Цифры у кружков — Номера колодезей

Рис. 41. Карта опытного участка в Висконсине с гидроизогипсами на 20 июля 1892 г. (по Кингу)

Лимниграфические записи, произведенные по нескольким колодцам, показали вполне ясную зависимость между уровнем воды и барометрическим давлением. В период с 27 июня по 3 июля 1892 г. (рис. 44) наблюдались два максимума и два минимума атмосферного давления, отразившиеся на уровнях воды в колодцах № 30, 31, 34, 35 и 38. Лишь колодец № 33 по недостаточно выясненным причинам обнаружил за этот период постепенный подъем уровня, на котором барические колебания сказывались мало.

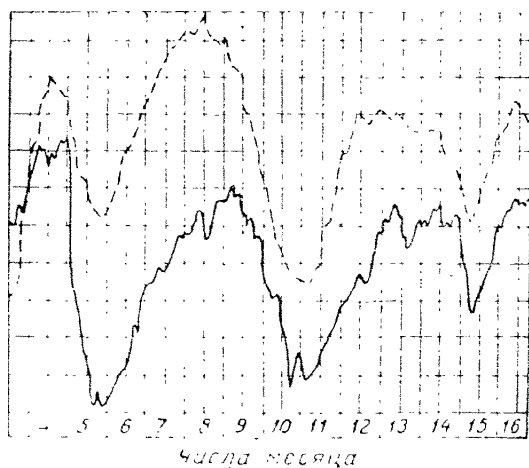


Рис. 42. Колебания атмосферного давления и уровня воды в каптированном роднике (по Кингу).

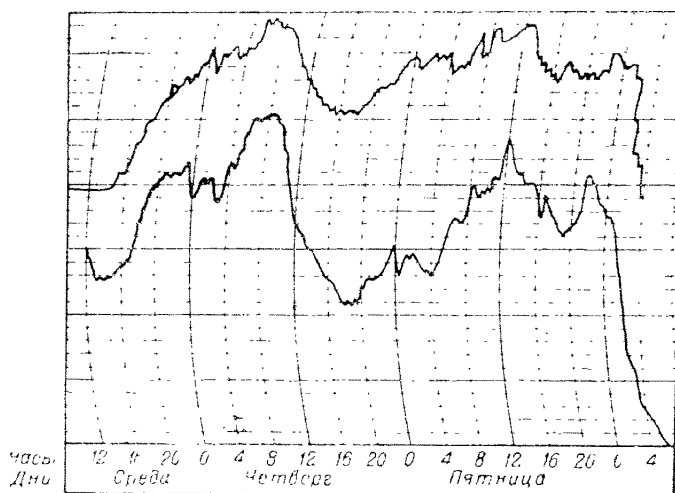


Рис. 43. Лимениграммы родника и колодца (по Кингу).

Влияние глубины колодца на величину колебаний уровня воды, происходящих вследствие колебаний барометра, прекрасно иллюстрируется наблюдениями Ветча в Линбруке. Уровень воды в глубоком колодце № 1 (глубина 151,2 м) отражает колебания барометрического давления, тогда как в более мелких колодцах № 2 (глубина 21,6 м) и № 1 (глубина 4,2 м) колебания барометра не сказываются,

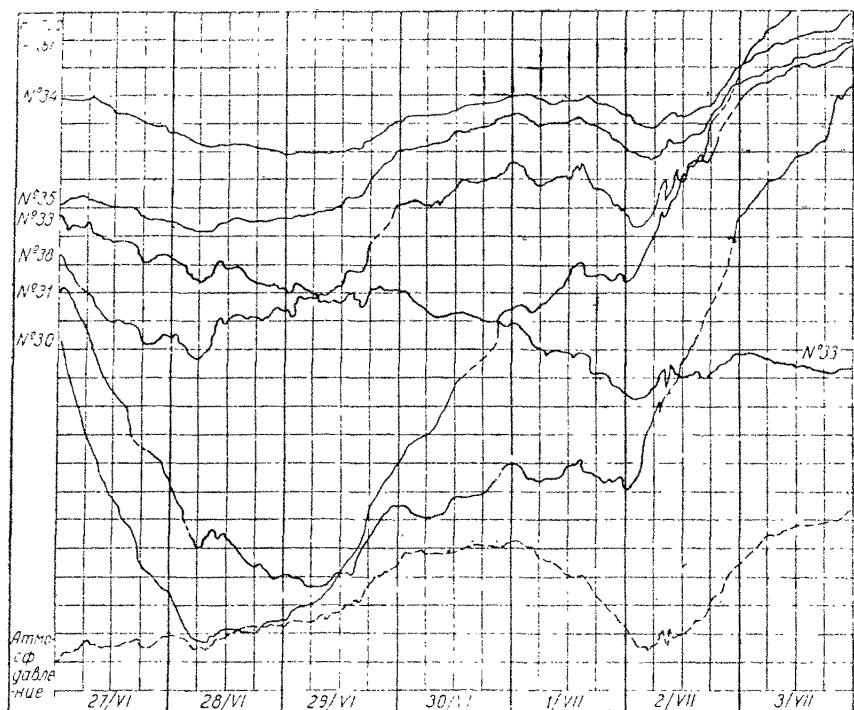


Рис. 44. Колебания воды в колодцах и атмосферного давления с 27 июня по 3 июля 1892 г. (по Кингу)

зато сильное влияние оказывают выпадение дождей и колебания температуры (рис. 30). Помимо этого в колодце № 1 наблюдаются полусуточные колебания, связанные, повидимому, с ослабленным влиянием температуры; хотя в барометрической кривой и наблюдается некоторая тенденция к образованию полусуточных волн, но они менее заметны, чем в кривой уровня воды в колодце.

Вейде [66] приводит интересные данные о величине колебаний уровня воды в колодце в Будвайсе за период 1897—1902 гг. под влиянием резких изменений атмосферного давления (табл. 19).

Таким образом в среднем на 1 мм изменения атмосферного давления приходится 4,25 мм изменения уровня воды, т. е. в 3 раза меньше, чем это можно было бы ожидать при полной изоляции зоны аэрации от атмосферного давления. Подобная полная изоляция в природных условиях может иметь место лишь в исключительных случаях.

Дата	Колебания в мм		Изменение уровня воды в мм на 1 мм колебания атмосферного давления
	атмосферного давления	уровня воды	
2—3 апреля 1897 г. . .	+ 12,4	— 54	4,4
5—6 февраля 1898 г. . .	+ 18,0	— 72	4,0
14—15 декабря 1898 г. .	— 13,8	+ 66	4,8
3—4 » 1899 » .	+ 17,1	— 88	5,2
4—5 » 1899 » .	— 13,1	+ 57	4,4
19—20 февраля 1900 » .	— 12,5	+ 44	3,5
7—8 декабря 1900 » .	+ 19,7	— 80	4,1
6—7 февраля 1901 » .	+ 12,2	— 54	4,4
16—17 ноября 1901 » .	+ 14,4	— 54	3,7
6—7 марта 1902 » .	— 8,8	+ 38	4,3
12—13 октября 1902 » .	+ 16,3	— 65	4,0
Среднее . .			4,25

Влияние изменений давления обнаруживается и при близком залегании уровня грунтовых вод, если в зоне аэрации имеются слабо проницаемые отложения. Рис. 45 показывает кривые атмосферного

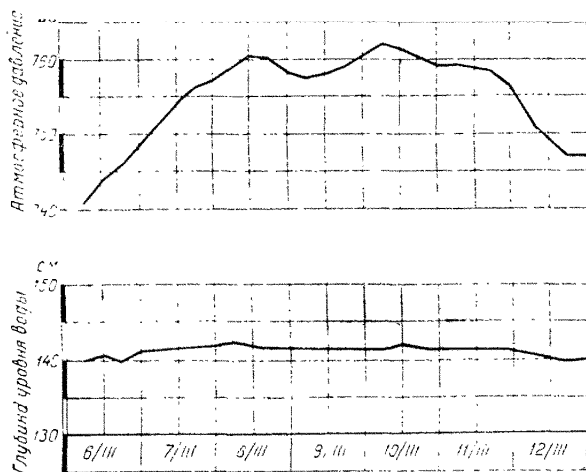


Рис. 45. Колебания уровня воды в скважине и атмосферного давления

давления и уровня воды, вернее, глубины ее залегания в скважине, разрез которой приведен в табл. 17. Повышению давления соответствует увеличение глубины залегания воды, т. е. падение ее уровня, и обратно.

Н. Плотников [27] указывает на отчетливую связь колебаний уровня воды в артезианских скважинах Курска с колебаниями атмосферного давления.

М. Гатальский приводит данные, свидетельствующие о прекрасно выраженной зависимости колебаний уровня воды в одной из сква-

жин Гдовских сланцевых рудников от колебаний атмосферного давления. При повышении давления на 32 мм уровень воды в скважине опустился на 15 см. Этот же автор указывает на влияние ветров на уровень грунтовых вод у западных берегов Крыма. В тех случаях, когда ветер дует с моря в течение продолжительного времени, уровень морской воды у берега повышается, вслед за чем повышается и уровень грунтовых вод; высота подъема достигает нескольких десятков сантиметров. Аналогичные явления констатированы Гатальским в районе больших озер Ленинградской области — там, где распространены закарстованные известняки карбона.

При производстве лабораторных опытов в почвенном музее в ранее описанном приборе наблюдались колебания уровня воды под влиянием изменения атмосферного давления. Эти колебания однако в сильной степени подавлялись влиянием температуры. Лишь в том случае, когда температура не изменялась, можно было говорить конкретно о влиянии атмосферного давления. Таковы опыты 10 и 15 апреля (рисунки в табл. 20). 10 апреля атмосферное давление понизилось с 758,0 до 756,1 мм, вследствие чего уровень воды в трубке поднялся с 0,55 до 1,1 см. 15 апреля давление повысилось с 746,5 до 747,4 мм, а уровень воды в трубке опустился с 1,6 до 0,7 см. В первом случае подъем воды на 5,5 мм соответствовал понижению давления на 1,9 мм, т. е. на $13,6 \times 1,9 = 25,8$ мм вод. ст.; во втором — падение уровня на 9 мм отвечало повышению давления на 0,9 мм, т. е. $12,2$ мм вод. ст., причем здесь можно было бы ожидать еще большего падения уровня, так как температура упала на $0,2^\circ$. Таким образом наблюдаемые колебания меньше тех, которые можно было бы ожидать при полной изоляции воздуха в грунте от атмосферного воздуха; повидимому, известное соотношение с атмосферой имелось по крупным порам. Температурные влияния воздействуют на уровень воды значительно сильнее, чем колебания атмосферного давления. Оба фактора суммируются алгебраически. Приводимая табл. 20, составленная нами по данным упомянутых опытов, показывает интерференцию влияния температуры и давления. Вывод о взаимодействии влияний температуры и атмосферного давления, сделанный на основе лабораторных наблюдений, может быть применен, разумеется, лишь для случая весьма близкого залегания грунтовых вод от поверхности земли (зона аэрации отсутствует).

Наблюдения Кинга, Ветча и др. достаточно показательно выявляют роль атмосферного давления. Барометрические колебания изменяют уровень воды в наблюдательных выработках, т. е. создают ложное представление о действительном уровне водоносных горизонтов. Вместе с тем колебания атмосферного давления изменяют величину подземного стока. Выпадение осадков, испарение, колебания температуры и прочие метеорологические факторы могут в сильной степени вуалировать действие изменяющегося атмосферного давления, которое проявляется отчетливо лишь в условиях хорошей изоляции зоны аэрации от атмосферы; в частности влияние атмосферного давления особенно заметно в глубоко залегающих водоносных горизонтах.

ВЛИЯНИЕ ДВИЖЕНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА

Вопрос о роли водяного пара в образовании подземных вод принадлежит к числу наиболее спорных проблем гидрогеологии. Как известно, в 1877 г. Фольгер выдвинул конденсационную гипотезу происхождения подземных вод, полагая, что подземные воды образуются лишь путем сгущения водяных паров из воздуха, проникающего в охлажденную почву. Гипотезу Фольгера, после убедительной критики Ганна (1880 г.), следует считать несостоятельной. Ганн показал, что для образования конденсационным путем осадка толщиной 2 мм необходимо, чтобы в почву проникло 1 000 м³ воздуха на 1 м² поверхности земли, чего, разумеется, допустить невозможно. Кроме того Ганн доказал, что если бы даже допустить такой воздухообмен почвы и атмосферы, то скрытая теплота, освобождающаяся при конденсации, не позволила бы ей продолжаться.

Теория конденсации получила новое содержание благодаря исследованиям проф. Лебедева [18], опубликовавшего в продолжение 1919—1936 гг. ряд работ, посвященных вопросу образования подземных вод. По мнению проф. Лебедева «обогащение почвы водой за счет водяных паров атмосферы происходит благодаря молекулярной и термической конденсации водяного пара исключительно в поверхностном слое почвы». В отличие от Фольгера Лебедев считает, что конденсация происходит не путем охлаждения циркулирующего в порах почвы воздуха, отдающего ей свою влагу, а путем передвижения водяного пара вследствие разности упругости пара, зависящей от разности температур. В распределении давления пара следует различать суточные и сезонные закономерности. Следствием суточных изменений давления по Лебедеву являются: 1) потеря воды почвой путем испарения и 2) передвижение в парообразной форме из верхних слоев почвы в слои более глубокие, и наоборот. Следствием сезонного распределения давления являются: 1) восходящее движение пара зимой и 2) нисходящее движение пара летом.

Направление движения водяного пара летом и зимой иллюстрируется следующими опытами Лебедева, произведенными на Северокавказской краевой сельскохозяйственной опытной станции в Ростове-на-Дону. Был выложен неглубокий шурф с вырезанными в его вертикальной стенке нишами. В эти ниши ставились взвешенные чашечки Петри с водой. Ниши прикрывались заслонками, и шурф засыпался землей. Через некоторое время шурф отрывали и снова взвешивали чашечки. Результаты опытов приведены в табл. 21.

Таблица 21

Опыт в летнем сезоне с 23 июля по 4 августа 1928 г.		Опыт в зимнем сезоне с 12 декабря 1928 г. по 2 января 1929 г.	
глубина заложения ниши в см	прибыль воды в г	глубина заложения ниши в см	убыль воды в г
10 — 15	12.18	15 — 20	3.85
35 — 40	6.23	35 — 40	3.08
55 — 60	5.04	85 — 90	3.10

В 1930 г. нами были произведены опытные гидрогеологические работы в целях установления величины инфильтрации из проектируемых ирригационных каналов в Заволжье. Опыты производились близ с. Гуссенбах Краснокутского кантона Республики немцев Поволжья. Участок сложен на большую глубину так называемыми сырцовыми глинами, содержащими в среднем до 47% частиц диаметром менее 0,01 мм. Грунтовые воды залегают на глубине 22 м и приурочены к опесчаненным разностям глин. На достаточном удалении от опытных каналов, в которые производился налив воды, выше по склону сырта был заложен специальный шурф в целях изучения термических и гидрофизических условий. Шурф имел сечение $1,5 \times 1,5$ м и глубину 6,1 м. В стенках этого шурфа были устроены горизонтальные ниши сечением $0,2 \times 0,2$ м и глубиной около 0,7 м.

Ниши были оборудованы:

- 1) цилиндрами с водой, плотно закрытыми пробками, емкостью 0,5 л (для измерения температуры);
- 2) чашками с положенной на их дно пачкой сухой фильтровальной бумаги;
- 3) чашками, покрывающими пачку сухой фильтровальной бумаги (бумага лежит на сетке);
- 4) чашками, в которые были положены кубики грунта (ребро кубиков — около 2—3 см);
- 5) чашками, которые покрывали такие же кубики грунта (кубики лежат на парафинированной сетке).

Фильтровальная бумага и кубики грунта были взвешены с точностью до 0,01 г. После установки приборов ниши были закрыты деревянными заслонками и замурованы грунтом. Затем шурф был засыпан доверху.

Установка была произведена 1 июля. Через два месяца, т. е. 1 сентября, шурф раскопали и произвели повторные взвешивания. Все определения производились немедленно после раскопки соответствующей ниши в самом шурфе. Температура грунта определялась путем измерения температуры воды в цилиндрах, которая приняла среднюю температуру окружающей среды.

Результаты этих опытов сведены в табл. 22.

Таблица 22

Глубина установки в м	Температура грунта в °С	Изменения веса (в % к первоначальному весу)				
		фильтровальная бумага			кубик грунта	
		лежит в чашке	накрыта чашкой	разность	лежит в чашке	накрыта чашкой
1,30	19,0	+ 42,95	+ 11,30	31,65	+ 7,30	—
2,30	15,0	+ 39,61	+ 16,37	23,24	+ 6,58	—
3,10	13,0	+ 33,07	+ 17,64	15,43	—	— 0,79
4,15	12,0	+ 27,77	+ 19,11	8,66	—	—
5,20	10,0	+ 30,13	+ 20,45	9,68	+ 3,10	— 0,23
6,10	9,5	+ 21,74	+ 20,06	1,68	+ 0,86	— 0,13

Опыт позволяет сделать следующие выводы:

1. Увлажнение сухой фильтровальной бумаги уменьшается с глубиной, если бумага положена в чашку, и увеличивается, если она прикрыта чашкой. В поверхностной зоне грунта разность влажности бумаги в этих установках достигает 31,65%, тогда как на глубине 6,10 м она составляет всего 1,68% (рис. 46).

2. Та же картина, но еще более резко подчеркнутая, выявляется данными о влажности кубиков грунта, причем в кубиках, лежащих в чашках, увеличивается влажность, а в кубиках, прикрытых сверху, — уменьшается. Разность увлажнения с глубиной уменьшается.

Объяснение наблюдаемым фактам может быть только одно. Фильтровальная бумага и кубики грунта, положенные в чашку, т. е. открытые сверху, улавливали нисходящий ток водяного пара, в то время как фильтровальная бумага и кубики, прикрытые чашками, опирающимися своими краями на дно ниши, оказались изолированными от нисходящего тока. Поэтому в первом случае имеет место большее увлажнение фильтровальной бумаги и кубиков, а во втором случае — меньшее увлажнение бумаги и уменьшение веса кубиков, т. е. испарение воды из них. Лишь на глубине 6 м наблюдалось выравнивание условий. Следовательно налицо вертикальное нисходящее движение водяного пара, что согласуется с теорией проф. Лебедева, устанавливающей нисходящее движение паров в летний сезон. Возможность попадания капельно-жидкой влаги в наши установки исключена, что доказывает наш опыт, произведенный в 1929 г. на этом же участке. Под специальным шурфом сечением $1,5 \times 1,5$ м, в котором поддерживался постоянный столб воды высотой 1 м, была устроена на глубине 0,8 м от дна шурфа узкая ниша того же сечения, как и ниши описанного нами опыта. В нишу был вставлен водоприемник в виде большой воронки. За 15 суток эта воронка совершенно не собрала воды, несмотря на значительный инфильтрационный расход воды из шурфа.

В концепции Лебедева конденсационная теория приобретет научное обоснование, опираясь на фактический материал — наблюдения за температурными условиями и влажностью в различные сезоны года. Следует указать однако, что если в отношении качества явления эта теория не встречает возражений (в части парообмена атмосферы и первого от поверхности водоносного горизонта), то в отношении

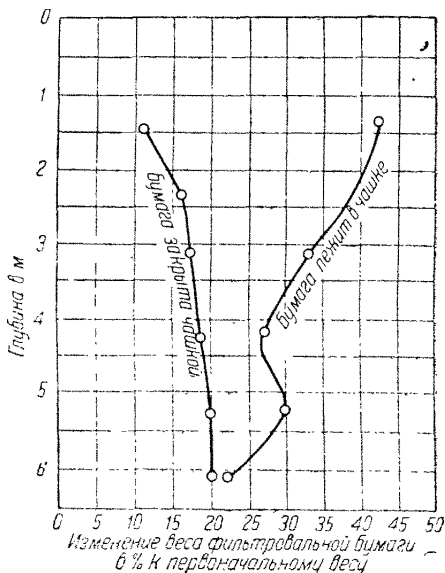


Рис. 46. Изменение влажности фильтровальной бумаги в опытных шурфах

количественных показателей она не подкреплена пока необходимыми наблюдениями. Не подлежит сомнению, что летом водяной пар, передвигаясь вглубь, увеличивает запасы влаги в верхних горизонтах зоны аэрации. Нельзя забывать и того, что зимой процесс идет в противоположном направлении и влага, накопленная летом путем нисходящего движения водяного пара, должна расходоваться зимой восходящим движением. Чему равна результирующая этих процессов, неизвестно. Можно думать даже, что отрицательный знак результирующей более вероятен, чем положительный, так как в зоне постоянной температуры последняя несколько выше средней годовой температуры воздуха. Так например, в Цюрихе разность этих температур составляет $1,5^\circ$, в Мюнхене $2,2^\circ$, в Андермате $2,8^\circ$.

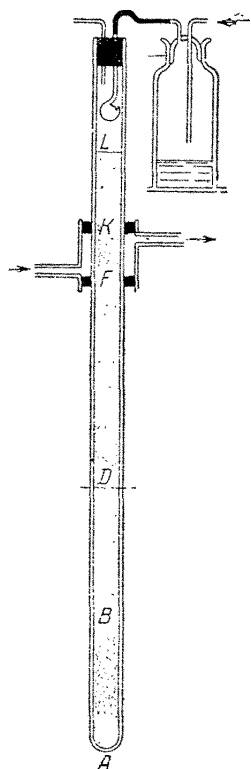


Рис. 47. Прибор Лебедева для исследования конденсации

Количество воды, конденсирующейся в зоне аэрации, повидимому, вообще невелико. Опыты Лебедева, которые ставились им в защиту теории, показали незначительность конденсации. В стеклянную трубку диаметром $1,5$ см был насыпан слой мелкого сухого песка высотой около 10 см (рис. 47); затем посредством длинной воронки на песок наливалась вода для доведения влажности песка до почти полной влагоемкости. Тогда на сырой песок AB вновь насыпался слой воздушносухого песка BL высотой около 33 см. Часть трубки AB с увлажненным песком и прилегающий к нему слой BD сухого песка высотой 9 см помещались в термостат при 40° ; остальная же часть трубки, выходящая из термостата, находилась при комнатной ($15 - 18^\circ$) температуре. В верхней части трубка окружалась холодильником FK , через который пропусклась холодная вода (9°). В табл. 23 сведены данные о температуре, упругости водяных паров и влажности песка после опыта; высоты отдельных слоев установлены нами по рисунку Лебедева, исходя из общей высоты столба в 43 см.

Табл. 23 показывает, что к слою FK направлялись токи водяного пара и снизу и сверху, под влиянием чего на границе слоя K образовалось увлажнение $0,9\%$, тогда как в выше- и нижележащих более теплых слоях влажность была $0,1\%$. Мощность охлажденной зоны — $3,5$ см, приращение влажности $0,9 - 0,1 = 0,8\%$. Опыт продолжался 4 суток и приращение влажности было в среднем в сутки $0,2\%$. Другой аналогичный опыт, проведенный в трубке, дал для слоя FK прирост влажности $1,5\%$ за 7 суток, т. е. в среднем за сутки ту же величину $0,2\%$ по весу, что при пористости грунта 40% и удельном весе $2,65$ составит по объему $0,32\%$. В каждом из этих опытов в столбик грунта сечением 1 см² и высотой $3,5$ см. вошло воды за сутки

$$0,0032 \times 3,5 = 0,0112 \text{ см}^3.$$

Объем пор в столбике составляет

$$0,4 \times 3,5 = 1,4 \text{ см}^3.$$

Таким образом для заполнения пор грунта конденсационной водой потребовалось бы

$$\frac{1,4 \text{ см}^3}{0,0112 \text{ см}^3} = 125 \text{ суток}.$$

Таблица 23

Слой	Толщина слоев в см	Темпера- тура в °С	Максималь- ная упругость водяного пара в мм	Влажность в %
AB	10	40	54,8	19,6
BD	9			0,1
Граница D	—	—	—	1,6
DF	15	16,5	14,1	0,1
FK	3,5	9	8,6	0,9
KL	5,5	16,5	14,1	0,1
Воздух	—	16,5	14,1	—

Опыты Лебедева показали таким образом, что в охлажденном участке грунта накапливалось путем конденсации совершенно ничтожное количество воды. Необходимо иметь в виду, что опыт был произведен в исключительно благоприятной для термической конденсации обстановке, а именно: начальная влажность песка была очень мала (меньше его максимальной молекулярной влагоемкости), и таким образом могла происходить не только термическая, но и молекулярная конденсация. Кроме того в процессе опыта не имели места те обратные условия распределения упругости паров, которые существуют в природе вследствие изменения относительной температуры почвы и атмосферы днем и ночью. Не имели места также и процессы испарения, так как воздух предварительно проходил через двугорлую склянку, где насыщался парами воды.

Процессы конденсации водяных паров в почву изучены чрезвычайно слабо, и большая заслуга Лебедева заключается в том, что им установлен ход этих процессов в общей стройной схеме, не вызывающей сомнения с качественной стороны. Однако гипотеза Лебедева не выявляет количественной стороны явления и не позволяет сделать заключения о балансе влаги в зоне аэрации, в частности остается неясным вопрос о знаке результирующей величины парообразного движения за год. Разобранный выше опыт Лебедева в трубке свидетельствует о крайне медленном темпе конденсации путем диффузии водяного пара под действием разности температур. Опыты, произведенные в лаборатории Цункером, также показали ничтожность величины конденсации.

То, что известно о процессах конденсации в настоящее время, заставляет прийти к выводу, что едва ли эти процессы могут иметь значительное влияние на режим подземных вод (по крайней мере в условиях умеренного климата). Отсутствие влияния движения водяного пара на режим подземных вод признается и самим Лебедевым, а именно он указывает, что, «принимая мою схему передвижения парообразных вод в грунтах, нельзя и ожидать годовых влияний на энергию питания грунтовых вод», и далее отмечает, что между суточными колебаниями подземных вод и суточными изменениями упругости водяного пара в почве «зависимости согласно моим взглядам нельзя ожидать». Между тем наличие сезонных колебаний уровня подземных вод — общеизвестный и общераспространенный факт. В подавляющем большинстве случаев удается подметить закономерность сезонных колебаний уровня подземных вод, которая прекрасно увязывается с количеством выпадающих осадков и величиной испарения (или дефицитом влажности). Уже это показывает, что влияние осадков и испарения значительно больше, чем влияние движения водяного пара и связанной с ним конденсации.

Лишь в особых физико-географических условиях, как-то: в высокогорных пересеченных районах, где инфильтрация ничтожна благодаря большому коэффициенту поверхностного стока, и в странах с сухим и резко континентальным климатом можно было ожидать, что влияние конденсации на режим подземных вод будет заметно¹.

По наблюдениям Безайса (Восточная Сибирь) конденсация выражается в размере 30—50 мм в год при 514 мм годовых осадков. Томашевский указывает на основании наблюдений с 1911 по 1915 г. и с 1917 по 1921 гг., что в астраханских песках, особенно в буграх, происходит значительная конденсация, выражающаяся в среднем в размере 79 мм в год при осадках в 176 мм. Лебедев принимает для Одессы величину конденсации 60—100 мм при осадках в 400 мм.

Точиллов [38] произвел тщательную обработку данных Бакинской обсерватории за 9 лет. Эта обработка выявила наличие 59 суток в году с полной конденсацией за ночь. Однако сопоставление метеорологических данных с наблюдениями за режимом уровня воды в пяти колодцах показало, что влияние конденсации на грунтовые воды незначительно.

Доказательствами конденсационного происхождения подземных вод, питающих некоторые источники горных вершин, считают малую площадь их питания и непрекращение действия источников в периоды длительного отсутствия осадков. Так например, Гефер указывает, что источник, выходящий на горе Цирбицкегель (Штирия), в основном питается туманами; Гедике [45] отмечает, что источник Лянк-Велли, выходящий на вершине горы Лан (бассейн р. Савы), имея площадь питания всего лишь 0,25 км², не пересыхает в периоды засухи. Кейль-

¹ В странах с морским климатом абсолютная величина конденсации (благодаря наличию туманов) может быть больше, чем в странах с сухим климатом. Однако вследствие большого количества осадков в условиях морского климата влияние конденсационных процессов на режим подземных вод должно иметь подчиненное значение.

как [12] совершенно справедливо замечает, что «к сожалению для этих и для других подобных областей с малой площадью питания и обильным расходом источников нет еще точных данных для количества атмосферных осадков и величины дебита источников».

Другим доказательством конденсационной теории считают несоответствие величины подземного стока величине осадков, выпадающих в области питания. Так, Штилле указывает, что подземные воды, питающие р. Падер, в значительной мере имеют конденсационное происхождение. Бассейн р. Падер имеет площадь 251 км^2 . По Штилле за зиму 1896/97 г. ключи давали в среднем $8,76 \text{ м}^3/\text{сек}$, что дает величину подземного стока в $548\,000 \text{ м}^3/\text{км}^2$ за этот период, тогда как количество осадков за этот период составляло $427\,000 \text{ м}^3/\text{км}^2$. Следует отметить, что к подобному выводу можно было бы прийти лишь в результате многолетних наблюдений, так как известно, что дебит источников определяется в ряде случаев величиной осадков, выпавших ранее, причем в течение долгого времени происходит постепенное расходование накопленных запасов.

Наблюдения за конденсационными процессами в пустынях весьма немногочисленны. В качестве примера можно привести наблюдения Орлова [23], производившиеся на Репетекской опытной станции (юго-восточная часть пустыни Кара-Кум). Амплитуда суточных колебаний температуры на поверхности земли достигает здесь 60° . Орлов установил, что в песчаных барханах до глубины 20 см песок иссушен, ниже влажность возрастает, причем имеются два фокуса влажности — один на глубине 20—50 см и другой — на глубине 100—140 см. Осенью оба фокуса часто сливаются в один. Влажность песков в фокусе несколько превышает максимальную молекулярную влагоемкость, которая равна 3%. Ниже снова идут более сухие пески. Наличие влажного «подповерхностного горизонта» объясняется Орловым в соответствии со взглядами Лебедева именно тем, что температура на небольшой глубине оказывается меньшей, чем выше и ниже, а потому к зоне пониженной температуры направляются пары и там происходит их конденсация. Наблюдения за режимом влажности верхнего 2-метрового слоя показали, что за летний, без дождей, период 1917 г. запасы воды в этом слое увеличились на 24 мм.

Существует предположение, что возникновение некоторых оазисов Сахары связано с конденсацией водяных паров. Основанием для этого предположения является расположение этих оазисов поблизости от возвышенностей, которые могут являться местом конденсации.

Подводя итоги сказанному о влиянии конденсационных процессов на режим подземных вод, следует прежде всего отметить малую изученность процессов конденсации в горных породах. В условиях влажного и умеренного климатов влияние конденсационных процессов на колебания уровня подземных вод и дебит подземных потоков, повидимому, весьма незначительно по сравнению с влиянием осадков. Лишь в особых физико-географических условиях (горные страны, засушливые области) роль конденсационных процессов должна относительно возрастать.

ВЛИЯНИЕ МОЩНОСТИ ЗОНЫ АЭРАЦИИ И РАССТОЯНИЯ ДО ДРЕНИРУЮЩИХ ПОНИЖЕНИЙ НА АМПЛИТУДУ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Величина мощности зоны аэрации оказывает большое влияние на скорость и амплитуду колебаний уровня грунтовых вод. Зона аэрации является буферным слоем, смягчающим влияние метеорологических факторов; поэтому чем меньше мощность этой зоны, тем резче сказывается влияние метеорологических факторов. При близком залегании грунтовых вод просачивание воды до их уровня происходит быстро. Просачивающаяся вода заполняет поры в зоне переходной капиллярной влажности, где величина свободной пористости значительно меньше, чем в зоне пленочной влажности. Вследствие этого даже небольшой дождь может вызвать значительный пикообразный подъем уровня грунтовых вод. Если зона капиллярного поднятия достигает поверхности земли, то покрытие этой поверхности слоем воды при дожде вызывает уничтожение менисков и немедленный подъем уровня грунтовых вод на высоту, равную мощности капиллярной зоны.

При значительной мощности зоны аэрации просачивающаяся вода достигает зоны капиллярного поднятия в форме «свободного просачивания», происходящего настолько медленно, что заполнение пор в зоне переходной влажности совершается примерно с той же скоростью, как и поднятие по капиллярам, вызванное просачиванием. Благодаря этому величина поднятия уровня соответствует той свободной пористости, которую грунт имеет в зоне пленочной влажности, т. е. поднятие уровня будет превышать толщину слоя осадков в 3—4 раза. Кроме того малая мощность зоны аэрации благоприятствует воздействию колебаний температуры воздуха на режим грунтовых вод, вызывая изменения отрицательного капиллярного давления и обуславливая изменение давления воздуха в зоне аэрации.

Расстояние до дренирующего понижения весьма значительно влияет на величину колебаний уровня грунтовых вод. Из известного уравнения депрессионной кривой при учете инфильтрации, предложенного Кене, можно заключить, что величина колебаний уровня воды должна возрастать с увеличением расстояния пункта наблюдения от дренирующего понижения, достигая максимума на водоразделе грунтовых вод. Уравнение Кене выведено для случая неизменяемости отметки дренирования. В случае, если грунтовые воды испытывают подпор при наводках, в прилегающей к долине зоне величина колебаний может быть значительно больше, чем на водоразделе грунтовых вод. Однако влияние подпора нарушает указанную общую закономерность лишь в небольшой по ширине зоне.

Изучая зависимость колебаний уровня подземных вод от этих двух аргументов (расстояние до дрены, мощность зоны аэрации), трудно выявить влияние каждого из них отдельно, так как с увеличением расстояния до дрены мощность зоны аэрации изменяется (обычно увеличивается). Между тем, как говорилось выше, влияние этих факторов противоположно по знаку.

Влияние расстояния до дрен на величину колебаний может быть иллюстрировано следующими примерами.

Наблюдения Кинга за изменением уровня воды в колодцах серии D (колодцы № 40—46) показали отчетливую зависимость колебаний от расстояния до дрены (рис. 41). Расположив эти колодцы в порядке возрастания расстояния от них до дрены, о величине падения уровня за 80 суток (с 18 июня по 6 сентября 1892 г.) можно судить по табл. 24, которая показывает, что с увеличением расстояния от дрены величина понижения уровня грунтовых вод также возрастает.

Еще более интересны наблюдения за режимом уровня грунтовых вод в колодцах Винер-Нейштадт (Австрия), приводимые Ветчем (рис. 48). Этот район представляет собой широкую древнюю долину, выполненную флювиогляциальными отложениями. Ветч указывает, что на основании наблюдений за период 1886—1890 гг. можно установить полную синхронность колебаний уровня воды во всех колодцах, а также явную связь между атмосферными осадками и уровнем грунтовых вод. Это доказывает, с одной стороны, что колодцы углублены в один и тот же водоносный горизонт, а с другой, — свидетельствует о хорошей водопроницаемости отложений, обеспечивающей быстрое проникание инфильтрационных вод.

Амплитуда колебаний уровня воды в колодцах теснейшим образом связана с расстоянием наблюдательного пункта от дренирующего русла реки. Рис. 49 изображает эту зависимость (график составлен нами на основании фактического материала, приводимого в работе Ветча). Зависимость выражается плавной кривой, показывающей, что убывание амплитуды прогрессирует по мере приближения к реке. Хотя уровень воды в реке также колеблется, но нет никаких оснований считать, что колебания грунтовых вод связаны с образованием подпора рекой. В данном случае имеющиеся небольшие (до 0,6 м) колебания уровня воды в реке не определяют колебания уровней воды в скважинах, а, наоборот, сами являются функцией от колебаний уровня подземных вод, так как река имеет почти исключительно ключевое питание. Разобранный пример достаточно поучителен; он показывает, как осторожно следует подходить к выводам о влиянии глубины залегания подземных вод на колебания их уровня. Ветч справедливо отмечает, что влияние колебания уровня подземных вод зависит не только от скорости просачивания, но и от расстояний до дрены. В данном случае наибольшие колебания наблюдались не в мелких колодцах, а в наиболее глубоких.

Ветчем производились наблюдения на острове Лонг-Айленд (близ Нью-Йорка). Остров, занимающий площадь 3 780 км², имеет следующее геологическое строение (рис. 50). В основании залегают дислоцированные метаморфизованные породы палеозойского и допалеозойского возраста. На размытой поверхности этих отложений залегают меловые отложения, а выше—четвертичные. В литологическом отно-

Таблица 24

№ колодца	Падение уровня в см
46	33,0
45	32,3
44	34,0
43	34,6
42	37,6
41	38,7
40	41,7

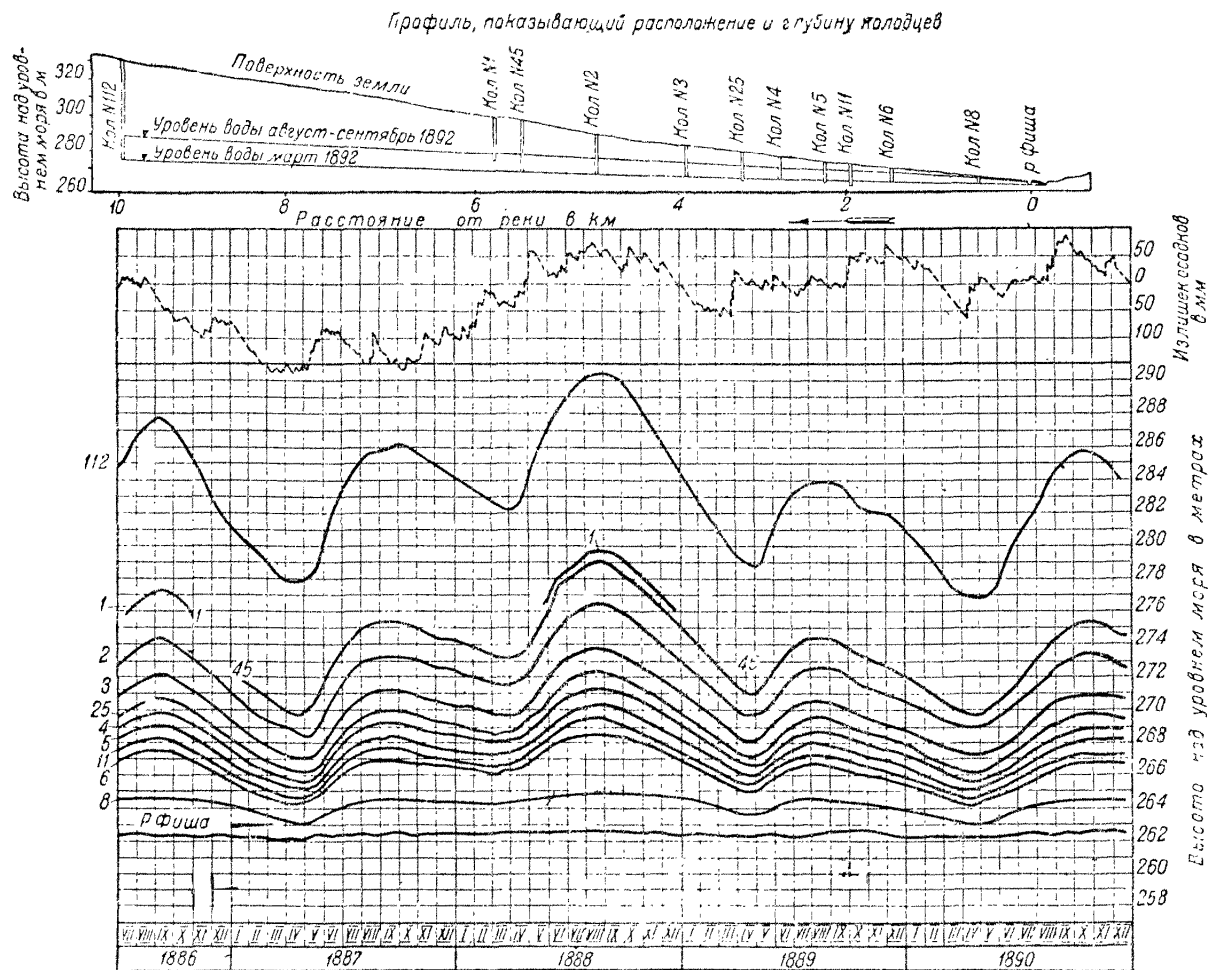


Рис. 48. Колебания уровня воды в колодцах близ Винер-Нейштадт.
Цифры у кривых — номера колодцев

шении меловые и четвертичные отложения представлены разнообразными песками; при этом четвертичные пески более грубозернисты по сравнению с меловыми. Последние содержат глинистые прослои.

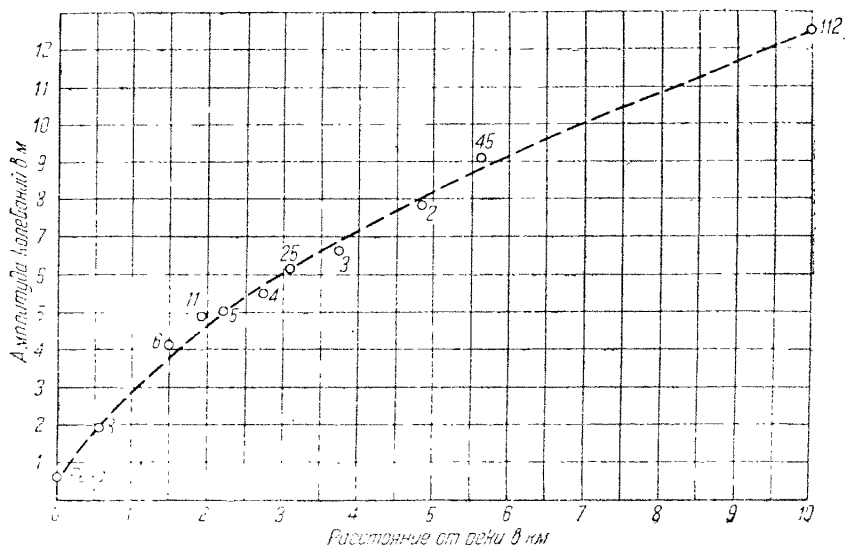


Рис. 49. График зависимости амплитуды колебаний грунтовых вод от расстояния до р. Фиша. Цифры на кривой — номера колодцев

Толща песков падает на юго-восток к океану. Наличие хорошо водопроницаемых отложений, покоящихся на палеозойских водоупорных породах, обеспечивает значительную инфильтрацию осадков;

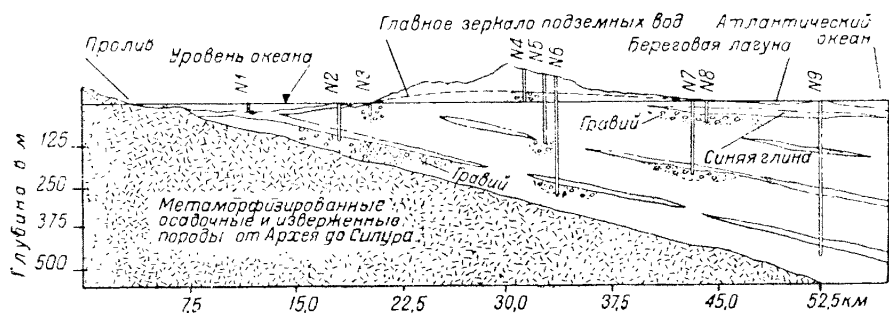


Рис. 50. Геологический разрез острова Лонг-Айленд

поверхностный сток развит слабо. Подземные воды дренируются как на северном, так и на южном берегах острова. Водораздел подземных вод примерно совпадает с линией топографического водораздела.

Наблюдения Ветча показали любопытную зависимость характера колебаний уровня подземных вод от глубины колодцев.

Рис. 51 показывает, что в мелких колодцах уровень воды имеет максимум в апреле. В глубоких колодцах наблюдается значительное запаздывание максимума, а именно он наступает лишь в августе.

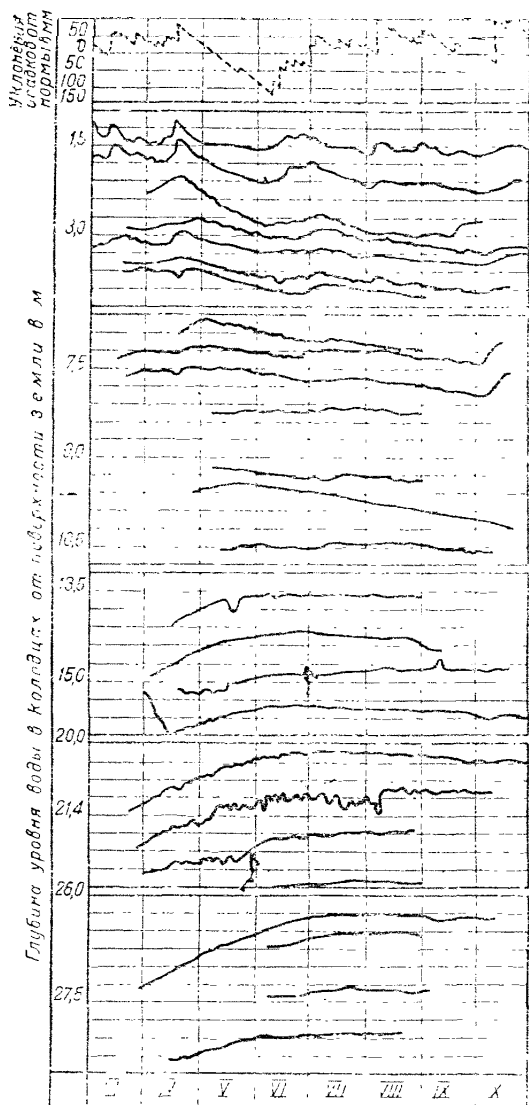


Рис. 51. Колебания уровня воды в колодцах Лонг-Айленд в 1903 г.

последней градиент падает, и обратно. Вследствие увеличения ширины потока градиент может уменьшаться даже при приближении к дрене, и тогда амплитуда колебаний уровня грунтовых вод при приближении к дрене будет увеличиваться. Подтверждением этого предполо-

Рис. 51 показывает также, что изменение характера кривых с увеличением глубины совершается постепенно. Чем больше глубина колодца, тем больше путь инфильтрационных вод от поверхности земли до зеркала подземных вод. Большинство колодцев располагается вдоль водораздела грунтовых вод, благодаря чему влияние расстояния до дренирующего понижения (океана) не выявляется при произведенном сопоставлении.

Выше было выяснено, что с увеличением расстояния от дрены амплитуда колебаний уровня грунтовых вод уменьшается. Это происходит потому, что при приближении к водоразделу грунтовых вод уклон их поверхности уменьшается и отток просачивающейся воды по водоносному горизонту происходит поэтому медленнее, чем поблизости от долин, где градиент потока значителен. Изменение градиента, как известно, может происходить также вследствие изменения коэффициента фильтрации пласта и ширины фронта потока. С увеличением

жения могут служить данные наблюдений Кинга на опытном участке в Висконсине. Обратимся к карте опытного участка (рис. 41). В верхней правой четверти этой карты имеет место радиальный поток, а именно вода от гидроизогипсы 3 растекается в трех направлениях— к озеру, к дрене и на юг. Второй подобный же «холм» подземных вод располагается на участке скважин № 38, 39, 53, 54. Между этими повышенными участками уровня располагается депрессия, в пределах которой гидравлический уклон гораздо меньше, чем на холмах. Поэтому, теоретически рассуждая, здесь следует ожидать максимальных амплитуд колебания уровня. Так обстоит дело и в действительности. По свидетельству Кинга наибольшее падение уровня воды в скважинах в период засухи происходит в этой пониженной зоне. В период дождей максимальный прирост уровня наблюдается также в этой пониженной зоне. Таким образом амплитуда колебаний здесь наибольшая.

Аналогичный вывод можно сделать из наблюдений В. Иванова и Д. Сажина [9] за уровнем грунтовых вод в 1904—1905 гг. на Парфинской лесной даче.

Геологическое строение участка, на котором велись наблюдения, очень простое. На неровной поверхности морены залегает маломощный слой песка, выше — оподзоленный слой. Глубина залегания глины находится в пределах 0,4—1,0 м, мощность слоя песка — 0,2—0,7 м. Песок водоносен, и наблюдения за уровнем воды велись по скважинам, пройденным до морены. При обработке материала авторы для сопоставления данных по скважинам ввели понятие «энергия убывания», подразумевая под этим термином «величину падения уровня грунтовой воды в скважинах за известный промежуток времени». В табл. 25 приведена «энергия убывания» в сантиметрах за июль—ноябрь 1904 г.

Таблица 25

Месяцы	№ скважин					
	1	2	3	4	5	6
Июль	3,5	9,3	7,9	9,7	1,6	3,4
Август	2,4	5,3	4,5	8,3	2,4	3,7
Сентябрь	2,0	4,5	4,0	4,6	0,7	2,0
Октябрь	1,4	3,3	3,2	4,8	1,9	1,9
Ноябрь	0,8	2,7	2,2	3,5	1,7	0,8
В среднем	2,0	5,0	4,4	6,2	1,7	2,4

Авторы приводят разрезы скважин № 1—6, для которых указывается глубина залегания морены. Нами сделана попытка сопоставить отметки залегания морены с величиной «энергии убывания» (табл. 26), причем оказалось, что чем ниже залегает морена, тем больше «энергия убывания» (исключение—скважина № 6).

Рис. 52 показывает, что в тех скважинах, в которых морена залегает глубже (№ 2 и 4), колебания уровня значительно больше,

№ скважин	Относительная отметка поверхности земли в см	Глубина залегания морены в см	Относительная отметка поверхности морены в см	«Энергия убывания» в см
4	27,0	91,0	— 64,0	6,2
2	35,5	75,0	— 39,5	5,0
6	39,5	56,0	— 16,5	2,4
3	44,0	51,0	— 7,0	4,4
1	68,0	44,0	+ 24,0	2,0
5	65,0	40,0	+ 25,0	1,7

чем в скважинах с малой глубиной залегания морены (№ 1 и 5). В периоды общего повышения уровня грунтовых вод вода в скважинах № 2 и 4 поднимается выше, чем в скважинах № 1 и 5, а в периоды общего понижения уровня — падает больше. Увеличение амплитуды колебаний на участках, где поверхность морены понижается, можно объяснить тем, что на подобных участках мощность водоносного пласта больше и следовательно гидравлический градиент меньше. Как выяснено выше, уменьшение градиента должно вызвать увеличение амплитуды колебаний, что и наблюдается.

В заключение остановимся на тех особенностях режима, которые свойственны грунтовым водам при отсутствии зоны аэрации. Подобные условия имеют место в случае близкого залегания уровня грунтовых вод от поверхности земли, когда зона капиллярного поднятия достигает этой поверхности. Здесь влияние метеорологических факторов особенно значительно. Выпадение осадков вызывает весьма резкий подъем уровня грунтовых вод, так как объем свободных от воды пустот в зоне капиллярного поднятия очень невелик, и достаточно незначительного дождя, чтобы мениски, ограничивающие капиллярную зону, исчезли. При этом вода, находившаяся в этой зоне в состоянии капиллярно-подвешенной, переходит в состояние грунтовой воды вследствие исчезновения отрицательного капиллярного давления. После того как поры заполнены, выпадающие вновь осадки стекают по поверхности земли, так как дальнейшая инфильтрация невозможна. При близком залегании уровня грунтовых вод испарение здесь весьма значительно, так как испарению подвергается непосредственно зона капиллярного поднятия. Вышесказанное позволяет выделить режим подземных вод в условиях отсутствия зоны аэрации в особый тип, который характеризуется наибольшими колебаниями уровня подземных вод. Приведем несколько характерных примеров.

По данным А. Дубаха [6] на неосушенном торфяном болоте 1 мм выпадающих осадков поднимает на следующий день уровень грунтовых вод на 1 см. Е. Ансберг [2] для Мологи-Шекснинского междуречья указывает, что величина поднятия уровня грунтовых вод после дождей превосходит величину осадков в 10 — 20 раз.

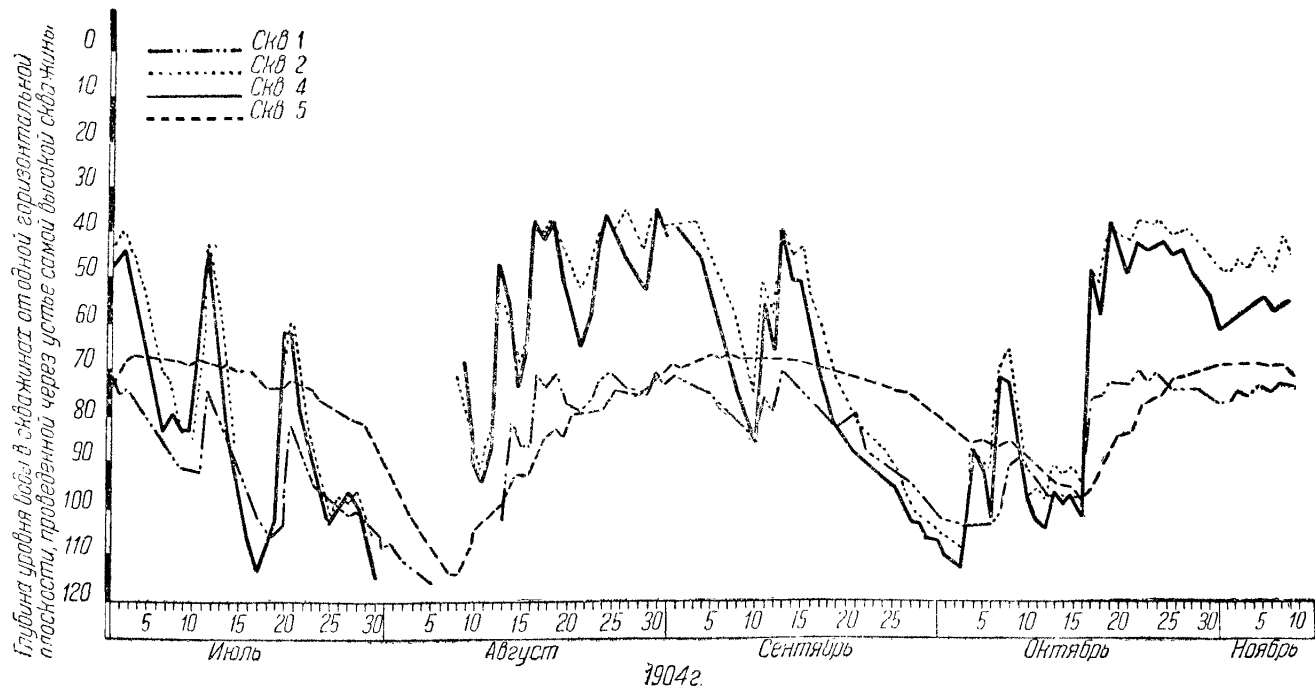


Рис. 52. График колебаний уровня воды в скважинах Парфинского участка (по Иванову и Сажину)

Кене [50] наблюдал в Лиссе (Голландия) еще более резкое влияние осадков на уровень грунтовых вод (рис. 53). При залегании грунтовой воды в песчаной почве на глубине 30 см от поверхности соотношение между выпавшими осадками и высотой поднятия уровня равнялось 1 : 20, 1 : 40 и даже 1 : 60.

Были сделаны попытки найти эмпирическую закономерность между высотой выпавших осадков и повышением уровня грунтовых вод. В. Грамматин по материалам наблюдений на Новгородской болотной станции составил такую зависимость:

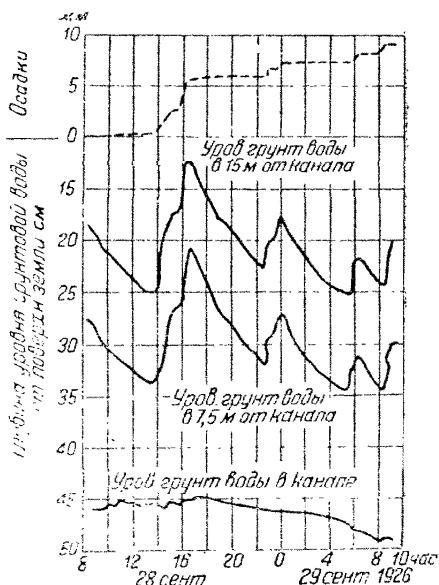
$$z = 0,86 N - 0,166 b + 8,76,$$

где z — величина поднятия воды в смотровом колодце на другой день после выпадения дождя;

N — толщина слоя выпавших осадков в мм;

b — расстояние уровня грунтовой воды от поверхности торфяника перед дождем в см.

Рис. 53. График колебаний уровня грунтовых вод в Лиссе (по Кене)



Х. А. Писарьков на основании наблюдений на ферме Белорусского сельскохозяйственного института в районе Горок вывел зависимость уровня грунтовых вод от выпадающих осадков для хорошо разложившегося осушенного торфяника:

$$h_2 = 0,97 h_1 + 0,44 N,$$

где h_2 — превышение уровня грунтовой воды над горизонтом дрен, среднее за пятидневку в см;

h_1 — то же за предшествующую пятидневку в см;

N — суммарная толщина слоя осадков, выпавших за предшествующую пятидневку, в мм.

ГЛАВА X

ПОДЗЕМНЫЙ СТОК И ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ЕГО РЕЖИМ

Колебания уровня подземных вод и изменения величины подземного стока в одних случаях сопряжены, в других случаях — независимы (если изменение величины стока вызвано относительным изменением давления воздуха в зоне аэрации). Первый тип изменений величины стока является более общим и более распространен-

ным. Не останавливаясь здесь на причинах колебаний уровня подземных вод, поскольку о них говорилось в соответствующих главах, ограничимся характеристикой влияния геологического строения и гидрогеологических условий на величину колебания расхода подземного потока:

Рис. 54. Мюльталерские родники: дебит Q и осадки N за период с 1885 по 1894 г.

дебита источников. Таким образом слабая водопроницаемость зоны аэрации влияет на режим подземного стока двояко и при этом противоположно.

Приведенными соображениями, разумеется, не исчерпывается перечень причин, которые могут влиять на колебания величины подземного стока, но даже высказанные соображения показывают, сколь многообразны эти причины. С этой точки зрения приводимые ниже примеры имеют лишь чисто иллюстративное значение.

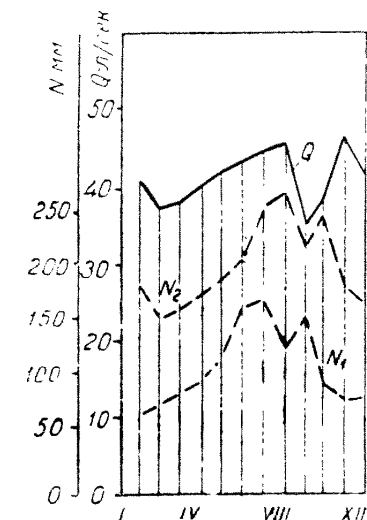


Рис. 55. Мюльталерские родники: дебит и осадки в среднем за десятилетие (1885—1894 гг.)

родников, N_1 — количество выпавших осадков за соответствующие месяцы, кривая N_2 представляет ту же кривую N_1 , но сдвинутую на один месяц. Параллельность кривых Q и N_2 выражена достаточно ясно.

В области питания киссингенских родников развиты слабо водопроницаемые покровные образования, увеличивающие относительную роль поверхностного стока и испарения, а также регулирующие поступление инфильтрационных вод в водоносный пласт. Вследствие этого кривая хода дебитов родников не обнаруживает связи с кривой хода осадков (рис. 56).

Шаад [64], исследовав режим источников в Клеттгау (Швейцария), классифицирует их по степени изменчивости дебита в следующие группы (табл. 27, рис. 57).

Таблица 27

Тип источников	Отношение минимума расхода к максимуму
I. Очень постоянные (из галечников) . . .	От 1 : 1 до 1 : 2
II. Постоянные (из известняков)	» 1 : 2 » 1 : 5
III. Довольно постоянные (из Мальма) . . .	» 1 : 5 » 1 : 10
IV. Переменные (из Мальма)	» 1 : 10 » 1 : 20
V. Очень переменные (из известняков) . .	» 1 : 20 » 1 : ∞

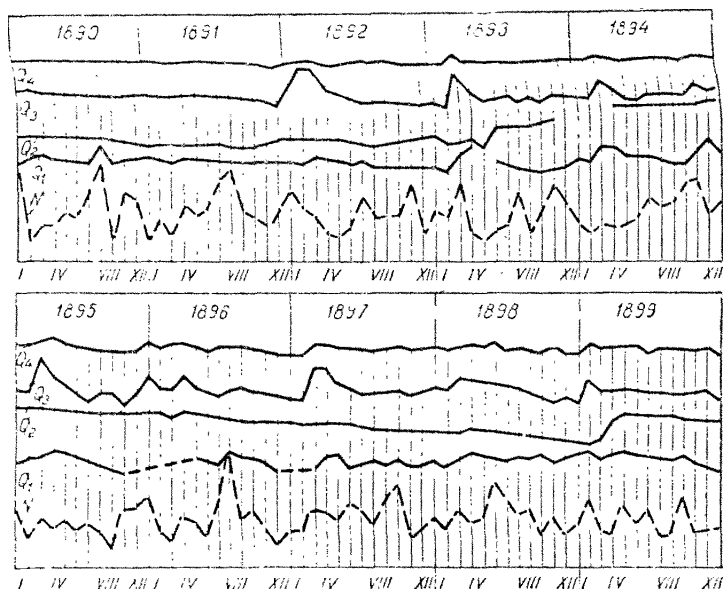


Рис. 56. Родники Кюссингена: N — осадки; Q_1 — дебит родников с пресной водой; Q_2 — дебит родников Шенборн; Q_3 — дебит родников Ракоци; Q_4 — дебит южного колодца

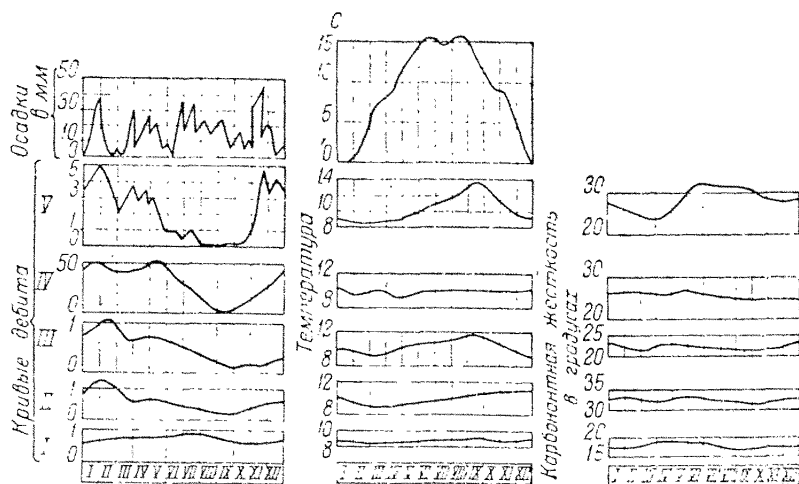


Рис. 57. Типы источников в Клеттгау

Наиболее постоянные источники приурочены к моренной области, наименее постоянные — к юрским известнякам. Средний месячный дебит источников из известняков, используемых для водоснабжения Базеля, за 1911—1922 гг. приведен в табл. 28.

Таблица 28

Месяцы	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Осадки в мм	72	71	53	46	80	77	97	121	94	102	92	68
Дебит в л/сек	4,3	5,0	5,4	5,0	6,3	8,4	6,9	5,8	4,6	3,7	3,5	3,0

В период с ноября по март дебит всех родников, как показывает рис. 57, изменяется в соответствии с осадками. Наблюдаемое снижение дебита в конце лета и осенью объясняется влиянием летнего испарения, преодолевающего влияние осадков. Увеличение дебита в апреле связано со снеготаянием.

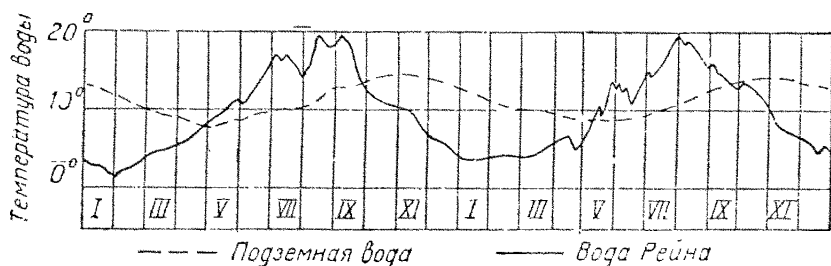


Рис. 58. Колебания температуры подземных вод и воды р. Рейна у Нейгаузена за период 1914—1915 гг.

Большая изменчивость дебита источников, приуроченных к известнякам, объясняется большими скоростями фильтрации, достигающими здесь 7—10 км/сутки. В галечниковых отложениях скорости несравненно меньше. Для характеристики последних любопытны следующие наблюдения за температурой воды р. Рейна у Шафгаузена и ключей, выходящих из аллювия у Нейгаузена. Рейн протекает здесь по древней долине, выполненной грубым обломочным материалом. Вода из реки поглощается близ Шафгаузена и выходит затем в ключах у Нейгаузена на расстоянии 2—3 км от места поглощения, двигаясь подрусловым потоком. Как показывает рис. 58, кривая температуры воды ключей смещена относительно кривой температуры речной воды, а именно максимум температуры смещен на 2—3 месяца, минимум — на 5 месяцев. Таким образом скорости фильтрации в галечниках выражаются цифрой, близкой к 1 км в месяц, т. е. в 200—300 раз меньше, чем в известняках (уклон потока в аллювии 1 : 110).

Наблюдения в Клеттгау интересны и в том отношении, что позволяют проследить влияние геологических условий на колебания жесткости воды в источниках при выпадении осадков (рис. 57). В очень

переменных источниках при увеличении количества осадков жесткость воды уменьшается, однако не в той же степени, как растет дебит. Так, в одном из ключей при увеличении дебита от 1,8 до 3,7 л/сек содержание карбоната кальция уменьшилось лишь от 0,33 до 0,30 г/л. Для постоянных источников наблюдается обратное, а именно жесткость воды здесь возрастает с увеличением дебита, и обратно. Таким образом в сильно трещиноватых породах атмосферные осадки понижают концентрацию солей, а в менее водопроницаемых — повышают. Понижение концентрации солей в первом случае может быть объяснено тем, что инфильтрация происходит чрезвычайно быстро (вода «проваливается» в трещины) и не успевает насытиться карбонатом кальция. В слабопроницаемых отложениях нисходящее движение носит более длительный характер, и атмосферные осадки, обогащенные углекислотой, производят значительное выщелачивание.

А. Маккавеев [21] производил наблюдения над некоторыми источниками Гобийского Алтая. Им установлено, что весной и летом (периоды наибольшего выпадения осадков) минерализация источников возрастает, что объясняется значительным содержанием в грунтах солей, которые легко растворяются при просачивании осадков и переносятся к источникам.

Зависимость изменчивости дебита источников от характера водоносного слоя может быть иллюстрирована следующей таблицей минимальных и максимальных дебитов некоторых источников Западной Европы (табл. 29).

Таблица 29

Характер пород	Наименование источников	Дебит л/сек		Отношение $Q_{\min} : Q_{\max}$
		$Q_{\min}$	$Q_{\max}$	
Песчано-гравелистые отложения	Кауфбауэр (Бавария)	22	47	1 : 2,1
	Штедбах (Берн)	76	324	1 : 4,3
	Ранна (Нюрнберг)	233	275	1 : 1,2
	Мюльталер (Мюнхен)	800	1 300	1 : 1,6
	Готтингер (Мюнхен)	700	1 200	1 : 1,7
Трещиноватые породы	Кайзербруннен (Вена)	233	2 046	1 : 8,8
	Аах (Баден)	2 500	25 000	1 : 10,0
	Пфаффенбор (Висбаден)	8	103	1 : 12,8
	Зоммерхаузен (Бавария)	17	400	1 : 23,5
	Ванне (Париж)	37	1 129	1 : 30,6
	Баутенф	350	14 000	1 : 40,0

Особенно больших размеров колебания подземного стока достигают в областях развития типичных карстовых явлений. В литературе отмечен ряд случаев периодического образования и исчезновения озер, связанных с поступлением воды из подземных каналов

при выпадении большого количества осадков и уходом воды в эти каналы при наступлении засухи. Колебания уровня подземных вод в карсте достигают колоссальной величины. Так например, Грунд и Мартель [12] указывают, что колебания уровня воды во французском карсте выражаются в 30—60 м. Амплитуда колебаний уровня в меловых колодцах Шампани по Добру достигает 19 м. В некоторых

отдельных случаях были констатированы еще большие амплитуды колебаний: так например, в Требическом гроте по Морло колебания достигают 80—100 и даже 109 м.

Режим источников, приуроченных к закарстованным породам, отличается крайним непостоянством. Классическим примером может служить мощный источник Воклюз во Франции, имя которого сделалось нарицательным. Область питания источника представляет пологую синклинали, сложенную в основании плотными и слабопроницаемыми породами оксфорда, на которые налегают мощные отложения

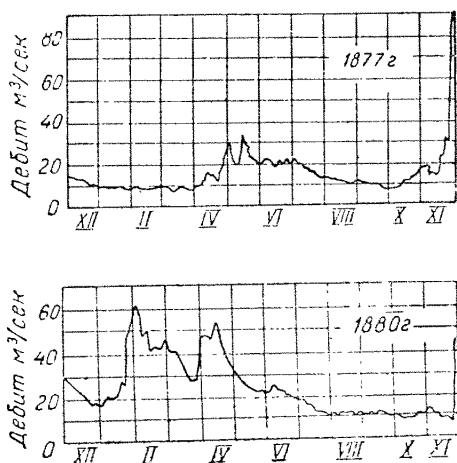


Рис. 59. Дебит источников Воклюз (Франция)

закарстованных известняков неокома. Эти известняки собирают атмосферные осадки с площади 1 650 км². Годовое количество осадков составляет 550 мм. Если сравнить среднее годовое количество осадков, выпавших в течение 1874—1878 гг., со средним расходом источника, равным 17 м³/сек, то окажется, что расход источника составляет в среднем 60% от количества выпадающих осадков. Однако в отдельные периоды — дождливые и засушливые — отклонения от этой средней величины весьма значительны. Источник вытекает, переливаясь при большом дебите через край естественного бассейна, а при падении уровня вода выбивается лишь в родниках, расположенных несколько ниже по долине. Характер колебания дебита источника изображен на рис. 59.

К источникам типа Воклюз относится источник Аян. В 1904 г. максимальный дебит этого источника превышал минимальный дебит в 600 раз. Наибольший дебит наблюдался в ноябре—декабре (период дождей), причем амплитуда колебаний в этот период особенно внушительна [17].

Большие пластовые источники юрских гор и известковых Альп обладают также чрезвычайной изменчивостью дебита в зависимости от осадков. Источник Сен-Сюльпис в Юре по Гейму имеет минимальный дебит 1 м³/сек, а через 18 час. после сильных дождей в области питания дебит увеличивается до 100 м³/сек. Таков же источник Флешлох в долине Вегги, дебит которого 0,08 м³/сек увеличился в результате дождей до 4,2 м³/сек.

Мейнцер [53] в своей монографии, посвященной описанию крупнейших источников США, приводит ряд примеров, характеризующих тесную зависимость подземного стока от осадков. Рис. 60 показывает, что дебит родника Грир-спринг хорошо отражает выпадение осадков. Родник выходит из сталактитовой пещеры, образовавшейся в вершине глубокого оврага в кремнистых доломитах, содержащих

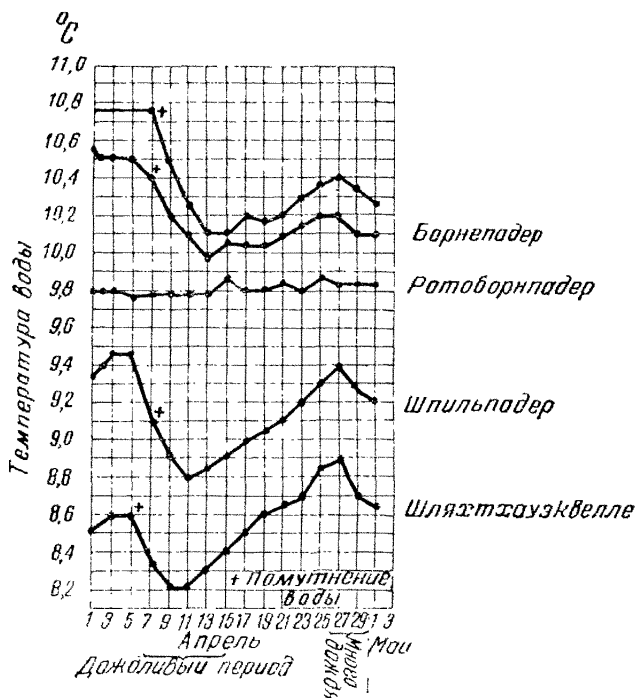


Рис. 62. Изменения температуры воды Падерских источников под влиянием дождей

прослой песчаника. Источник Мерамик-спринг также хорошо отражает выпадение осадков (рис. 61). В Тексасе имеется много значительных родников, приуроченных к сбросовой зоне между городами Остин и Дель-Рио. Дебит большинства родников обнаруживает взаимную связь и подвержен значительным колебаниям. Область питания родников сложена хорошо водопроницаемыми меловыми известняками. В некоторых источниках после больших дождей и таяния снега наблюдается помутнение воды. Работа артезианских скважин, даже находящихся на значительном удалении, резко сказывается на дебите. Хотя родники и выходят в сбросовой зоне, но Мейнцер считает, что питание родников происходит из неглубоких слоев, основывая свой вывод, с одной стороны, на быстрой реакции дебита на значительные осадки, а с другой — на температурных наблюдениях.

В трещиноватых породах некоторые источники обнаруживают скачкообразные изменения температуры воды. В этом отношении

показателем рис. 62, на котором по Гертнеру изображены кривые температуры воды Падерских источников. Понижения температуры обусловлены здесь быстрым просачиванием атмосферных осадков. Очень большие колебания температуры свойственны источникам Воклюз (см. выше); так, по Мартелю температура воды этого источника в январе 1903 г. была 8, а в марте 14,7°.

ГЛАВА XI

ВЫВОДЫ

Метеорологические факторы (осадки, испарение, конденсация, температура, атмосферное давление) влияют на режим подземных вод комплексно, и знак результирующей этих факторов (подъем или спад уровня) неоднократно может изменяться не только в течение года, но и в течение суток. Это затрудняет во многих случаях установление роли каждого из этих факторов.

Основными несомненно являются факторы гидрометеорологические (осадки, испарение, конденсация), второстепенными — температура, атмосферное давление. Режим подземных вод обуславливается рядом условий, которые можно свести к следующей схеме:

1. Условия поглощения (инфильтрации) и испарения поверхностью земли. Основные факторы:

а) Климатические условия, определяющие соотношение между осадками и конденсацией, с одной стороны, и испарением — с другой.

б) Топографические и литологические условия, определяющие величину поверхностного стока (глава III).

2. Строение зоны аэрации и ее гидрогеологические условия. Основные факторы:

а) Мощность зоны аэрации, при увеличении которой просачивание совершается более равномерно и колебания уровня подземных вод уменьшаются; наибольшие колебания уровня имеют место в тех случаях, когда зона капиллярного поднятия достигает поверхности земли.

б) Неоднородность строения зоны аэрации, играющая большую роль. Чередование слоев с различной водопроницаемостью и различными капиллярными свойствами обуславливает образование подвешенных капиллярных вод. Если содержание воды в этих прослойках меньше предельного (вследствие испарения, колебаний температуры и атмосферного давления), то просачивание инфильтрационной воды в водоносный горизонт невозможно до тех пор, пока этот предел капиллярного насыщения не достигнут. Если капиллярная влажность зоны аэрации предельная, то просачивание происходит со средней скоростью, превышающей при прочих равных условиях скорость просачивания в однородной зоне аэрации. Неоднородность зоны аэрации способствует также образованию разности давления воздуха в атмосфере и в зоне аэрации, что обуславливает колебания подземного стока.

в) Величина удельной водоотдачи грунта над зоной капиллярного поднятия. Чем меньше удельная водоотдача, тем больше при прочих равных условиях амплитуда колебаний уровня грунтовых вод.

3. Гидрогеологические свойства водоносного горизонта. Основные факторы:

а) Коэффициент фильтрации; чем больше коэффициент фильтрации при прочих равных условиях, тем быстрее будет отводиться просочившаяся вода к дренам, т. е. тем меньше будет подъем уровня грунтовых вод, но тем значительнее будут колебания дебита источников.

б) Гидравлический градиент; при прочих равных условиях наибольшие колебания уровня подземных вод будут происходить при наименьших градиентах потока, т. е. на водоразделах подземных вод, а также на тех участках, где градиент уменьшается в силу увеличения мощности или ширины потока.

По характеру колебаний уровня подземных вод можно различать:

1. Действительные колебания, при которых уровень воды в наблюдательных выработках и в водоносном пласте совпадают.

2. Кажущиеся колебания, при которых эти уровни отличаются на величину, эквивалентную разности давлений воздуха в атмосфере и в зоне аэрации.

Факторами действительных колебаний являются:

- 1) изменение количества просачивающейся воды;
- 2) изменение условий внутригрунтового испарения и конденсации;
- 3) изменения температуры и атмосферного давления, вызывающие изменение капиллярной константы и давления заземленного воздуха; этот фактор имеет второстепенное значение и может проявиться лишь в условиях весьма близкого залегания зоны капиллярного поднятия от поверхности земли.

Факторами кажущихся колебаний являются:

- 1) изменение давления воздуха вследствие просачивания;
- 2) то же вследствие изменения температуры зоны аэрации;
- 3) то же вследствие изменения атмосферного давления.

Первый тип колебаний (действительные колебания) является наиболее универсальным. Кажущиеся колебания могут происходить лишь в особо благоприятных условиях, а именно при наличии в зоне аэрации мелкозернистых слоев, содержащих капиллярно-подвешенные воды. Кажущимся колебаниям способствуют вынашивание осадков ливневого типа, интенсивное снеготаяние, резкие колебания температуры и атмосферного давления.

При кажущихся колебаниях поверхность водоносного слоя не получает воды из зоны аэрации и не отдает туда воды. Однако в конечном итоге кажущиеся колебания также влияют на уровень подземных вод. Пусть например под влиянием одной из указанных выше причин давление воздуха в зоне аэрации оказалось больше, чем в атмосфере. Это обусловит, с одной стороны, поднятие уровня воды в скважинах, а с другой — увеличение расхода родников. Последнее обстоятельство будет вызывать понижение уровня подземных вод. Таким образом кажущиеся колебания в скважине противоположны по знаку действительным колебаниям водоносного горизонта. Кажущиеся колебания под влиянием просачивания и изменения температуры могут проявляться лишь при весьма близком залегании уровня грунтовых вод; кажущиеся колебания под влия-

нием изменения атмосферного давления, наоборот, имеют место в глубоких скважинах.

В заключение остановимся кратко на классификации колебаний уровня подземных вод по признаку периода и амплитуды колебаний. С этой точки зрения можно выделить следующие категории колебаний:

1. Эпизодические колебания, связанные с выпадением интенсивных осадков, снеготаянием, изменением атмосферного давления. Эти колебания имеют значительную амплитуду при малой продолжительности волны.

2. Колебания, образующие полусуточную волну, связанную с изменением температуры. Амплитуда колебаний уровня незначительна.

3. Колебания сезонного типа, носящие наиболее правильный, периодический характер и обуславливающиеся распределением осадков и испарения в годовом цикле. Колебания имеют значительную амплитуду.

4. Колебания годовые, связанные с различием величин осадков и испарения за отдельные годы. Амплитуда обычно меньше, чем сезонных колебаний.

5. Колебания многолетние, связанные с климатическими колебаниями, изученные весьма слабо. Можно высказать априорное предположение, что на уровень подземных вод могут влиять такие многолетние колебания климата, как установленные Брюкнером для Европы на основе гидрологических данных (период 35 лет).

6. Колебания геологической длительности. Этот тип колебаний не изучен совершенно, но несомненно, что подобные колебания могли достигать весьма большой амплитуды при большей «геологической» длительности периодов колебаний. Факторами, которые могли вызывать эти колебания, являются: а) изменения климата (непосредственное влияние, а также через изменение характера растительности); б) изменения базисов дренирования подземных вод, именно при понижении базиса эрозии уровень подземных вод должен был понижаться, при заполнении долин аллювием — повышаться; в) тектонические движения; г) растворение пород и обратный процесс цементации (при растворении водопроницаемость возрастала, поэтому депрессионные кривые делались положе, т. е. уровень подземных вод понижался). Помимо этого весьма медленные процессы гидратации и дегидратации, происходящие в течение весьма длительного времени, изменяли запасы влаги в земной коре, что влияло на уровень подземных вод. При исследовании вопроса о многовековых колебаниях уровня подземных вод гидрогеолог должен работать, пользуясь методами исторической геологии. Этот вопрос вплотную подводит к тому разделу науки о подземных водах, который может быть назван «исторической гидрогеологией».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохина К., Режим грунтовых вод на заболоченных участках и его изменение под влиянием осушения, Архив института Водгео, 1936.

2. Ансберг Е. Материалы к изучению режима верхнего горизонта грунтовых вод Молого-Шекснинского междуречья, 1937.

3. Высоцкий Г., Гидрогеологические и геоботанические наблюдения в Великом Анадоле, «Почвоведение» № 1, 1899.
4. Высоцкий Г. и Фальковский П., Режим почвенной влажности грунтовых вод и солей в степных и лесостепных почвогрунтах, I Всесоюзный гидрогеологический съезд, сборник 6, 1933.
5. Волкова Н., Обзор режима грунтовых вод Европейской части СССР за 1933 г., Сборник «Исследования подземных вод СССР», 1936.
6. Дубах А., Гидрология болот, IV Гидрологическая конференция Балтийских стран, 1933.
7. Захаров В., Гидрогеология Эриванской низменности, Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 8, 1931.
8. Зупан А., Основы физической географии, 1914.
9. Иванов В. и Сажин Д., Наблюдения над режимом грунтовых вод в связи с оростратиграфическими условиями, лесным покровом и климатическими факторами, «Почвоведение» № 3, 1905.
10. Измалевский А., Влажность почвы и грунтовая вода в связи с рельефом местности и культурным состоянием поверхности почвы, 1894.
11. Каменский Г., Основы динамики подземных вод, ч. I, 1933; ч. II, 1935.
12. Кейльгак К., Подземные воды, 1935.
13. Кене В., Учение о грунтовых водах, 1932.
14. Кене В. и Фридрих В., Колебания уровня грунтовых вод в северной Германии за последние два десятилетия, IV Гидрологическая конференция Балтийских стран, 1933.
15. Крицкий С. и Менкель М., Расчеты речного стока, 1934.
16. Корчаков Н. и Емельянова Е., Гидрогеологические условия Москвы. Фонд редбазы Московского геологического треста, 1937.
17. Крүбер А., Карстовая область горного Крыма, 1915.
18. Лебедев А., Почвенные и грунтовые воды, 4-е изд., 1936.
19. Лейсцин К., О законах распределения пресных и соленых вод в сухих супесчаных степях в связи с рельефом, 1927.
20. Людке К., Соотношение между количеством выпадающих и просачивающихся осадков по английским наблюдениям, «Почвоведение» № 4, 1907.
21. Макавеев А., Гидрогеологические наблюдения в котловине Байингута Гобийского Алтая, «Гидрогеология и инженерная геология», сборник статей № 2, ОНТИ, 1936.
22. Мейндер О., Гидрогеологические понятия, определения и термины, 1933.
23. Огневский А., Гидрология суши (общая и инженерная), 1936.
24. Огильви А., Термометрия как метод гидрогеологических исследований, 1931.
25. Орлов Б., Влажность песка по наблюдениям Репетекской станции, «Труды II Всесоюзного гидрологического съезда в 1928 г.», 1930.
26. Пехота И. и Замарин Е., К изучению режима грунтовых вод, «Вестник Ирригации», 1934.
27. Плотинов Н., Северо-украинская (южно-русская) мульда, 1934.
28. Порывкин Н., Режим грунтовых вод на пойме р. Волхова, Материалы по исследованию реки Волхова и его бассейна, 1927.
29. Принц Е., Гидрогеология, 1934.
30. Принц Е. и Камне Р., Гидрогеология, т. II, Источники, 1937.
31. Роде А., Опытная установка для определения величины испарения грунтовых вод и количества осадков, достигающих их уровня, «Почвоведение» № 2, 1935.
32. Ротмистров В., Передвижение воды в почве Одесского опытного поля, «Журнал опытной агрономии», кн. 5—6, 1904.
33. Саваренский Ф., Гидрогеология, 1935.
34. Саваренский Ф., Гидрогеологический очерк Заволжья, 1931.
35. Слехтер Г., Подземные воды, 1912.
36. Сойка И., Колебания грунтовых вод, преимущественно в Средней Европе, реферат А. Тилло, «Изв. Геогр. общ.», т. XXVII, вып. 6, 1892.
37. Стенограмма первой конференции по конденсации водяных паров воздуха (воздушный колодец), доклады Тугаринова В., Аполлова Б., Орлова Б.

и др., Управление единой гидрометеорологической службы Московской области, 1935.

38. Точиллов В., III Всесоюзная конференция по конденсации водяных паров воздуха, «Водоснабжение и санитарная техника» № 2, 1937.

39. Трояцкий С., Гидрогеологические очерки Турции, «Гидрогеология и инженерная геология», сборник статей № 2, ОНТИ, 1936.

40. Цуккер Ф., Поведение воды в почве, сборник, «Водные свойства почвы», 1937.

41. Шмидт М., Закономерность режима грунтовых вод Узбекистана, «Материалы по гидрогеологии и инж. геологии Узбекистана», изд. Комитета наук, 1935.

42. Abwieser C., Beiträge zum Problem der Entstehung des Grundwassers und der Ursache seiner Schwankungen, «Wasserwirtsch. und Technik», 1935.

43. Bousek, Zur täglichen Schwankung des Grundwasserstandes im Gebiete der Fichta-Dagnitz, «Deutsche Wasserwirtsch.», 1934.

44. Geinitz, Die Abhängigkeit des Grundwassers von d. Niederschlägen, «Intern. Zeitschr. f. Wasserversorg.», 1916.

45. Haedicke H., Die Entstehung des Grundwassers, 1912.

46. Haedicke H., Der Grundwasserspiegel, «Zeitschr. f. prakt. Geologie», 1910.

47. King Fr., Observations and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground water on the Wisconsin Agricultural Experiment Station Farm and at Whitewater Wisconsin, «Bulletin USA Weather Bureau» № 5, 1892.

48. King Fr., Principles and conditions of the movement of ground water, 1898.

49. Koehne W., Beobachtung der Veränderungen des Grundwasserstandes, «Jahrbuch d. Deutschen Landwirtschaft», 1919.

50. Koehne und Friedrich, Ungewöhnliches Steigen des Grundwassers und Überschwemmungen, «Besond. Mitt. d. Jahrb. f. d. Gewässerkunde Norddeutschlands», 1934.

51. Koehne W., Zur Frage der Auslaugung des Bodens durch die Sickerwässer, «Wasserkr. u. Wasserwirtsch.» 6, 1929.

52. Ludwig F., Beziehungen zwischen Regenfall und Quellenergiebigkeit unter besonderer Berücksichtigung der Münchener Wasserversorgung und der Kießinger Quellen, «Mitteil. d. Geogr. Gesell. in München», 1911.

53. Meinzer O., Large springs in the USA, «Water Supply Paper», 1927.

54. Mezger Ch., Versuche über den Einfluss der Grundluft auf das Entstehen von Grundwasser, «Gesundh. Ing.» № 48, 49, 1929.

55. Mezger Ch., Ueber das Mass der Grundwasserbildung und sein Verhältnis zu den messbaren Niederschlägen, «Gas und Wasserfach» № 2, 1929.

56. Mezger Ch., Die verschiedenen Stadien der Grundwasserbildung, «Gesundh. Ing.», 1930.

57. Mezger Ch., Ueber den Einfluss von Frost und Tauwetter auf den Stand des Grundwassers und den Ertrag der Quellen, «Wasser und Gas» № 10, 1930.

58. Mezger Ch., Versuche über den Einfluss der Grundluft auf die Bewegung und Verteilung der Bodenfeuchtigkeit, «Der Kulturtechniker», 1929.

59. Mezger Ch., Die jährliche Wasserlieferung der Quellen und die atmosphärischen Niederschläge, «Wasser und Gas» № 23, 1926.

60. Mezger Ch., Die Wasserlieferung der Quellen in ihrer Abhängigkeit von der Grundluft, «Wasser und Gas», 1927.

61. Mezger Ch., Die Versickerung der atmosphärischen Niederschläge und ihr Einfluss auf die Wasserführung der Quellen.

62. Soyka I., Die Schwankungen des Grundwassers mit besonderer Berücksichtigung der mitteleuropäischen Verhältnisse, 1888.

63. Stiny I., Die Quellen, 1933.

64. Schaad, Quellenstudien, Schweiz. Verein von Gas und Wasserfachmännern, «Monats Bulletin» № 1—4, 1926.

65. Veatch A., Fluctuations of the water level in wells with special reference to Long, Island. N. I., «Water Supply Paper» № 155, 1910.

66. Weyde F., Die Abhängigkeit des Grundwasserstandes vom Luftdrucke, «Meteor. Zeitschr.», 1903.

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

Рассмотрение зависимости режима грунтовых вод от режима вод поверхностных выделено в особую часть по той причине, что поверхностные водотоки и водоемы в подавляющем большинстве случаев оказывают резкое влияние на грунтовые воды. В сферу этого влияния входят дренаж, питание, направление и расход грунтового потока, сезонные колебания уровня, температуры, химизма грунтовой воды и т. п.

Из числа изменений в грунтовых водах, которые происходят от воздействия внешних факторов и которые в общей их сложности принято объединять в понятие «режим грунтовых вод», особо важны в практическом отношении колебания уровня; проявляются они наиболее резко и лучше изучены, нежели другие. Рассмотрение этой стороны режима грунтовых вод и входит главным образом в задачу настоящей части.

ГЛАВА II

РАЗЛИЧНЫЕ ТИПЫ ГРУНТОВЫХ ПОТОКОВ ПРИБРЕЖНЫХ ЗОН

Режим грунтовых вод в прибрежных зонах, как и вообще режим подземных вод, определяется геолого-литологическим строением, геоморфологическими особенностями и климатом местности. Весьма существенное влияние на режим грунтовых вод в прибрежных зонах оказывают глубина и характер залегания водоупора в долине реки и прилегающих береговых массивах.

По характеру залегания водоупора можно выделить два крайних типа грунтовых потоков прибрежных зон:

I тип. Если водоупор залегает ниже уровня реки и таким образом речное русло презано в проницаемые породы, то грунтовый поток сопряжен с рекой, между грунтовыми и поверхностными водами имеется гидравлическая связь, режим грунтового потока зависит от режима реки.

II тип. Если водоупор залегает выше уреза реки, то гидравлическая связь между водами грунтовыми и поверхностными отсутствует и река в общем случае не воздействует на грунтовую воду.

В пределах I типа в зависимости от местных условий могут быть три случая:

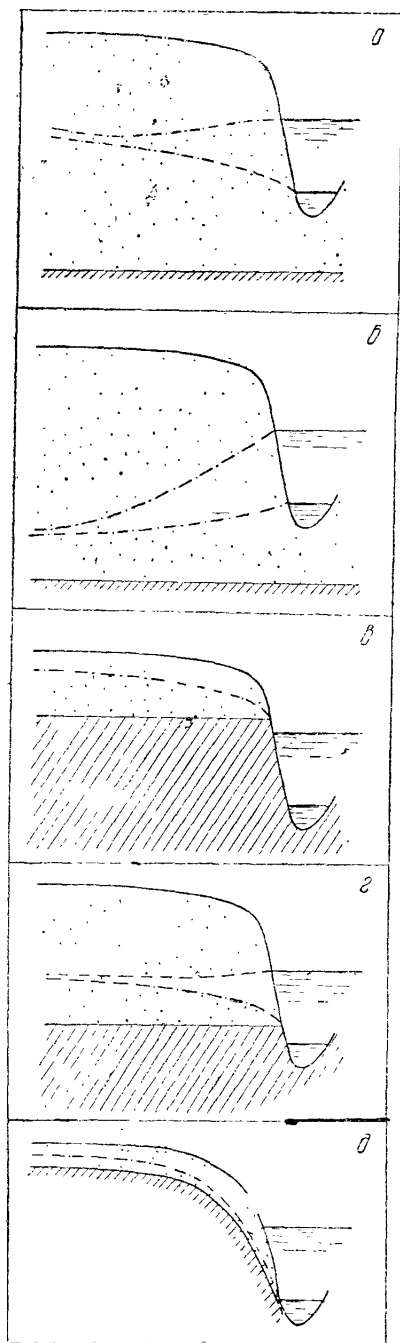


Рис. 63. Различные случаи соотношения между грунтовыми и поверхностными водами

1. Зеркало грунтового потока в течение большей части года наклонено к реке, ресурсы которой пополняются за счет притока грунтовой воды (рис. 63, а). Обратное соотношение наблюдается только в периоды паводков в сравнительно узкой береговой полосе.

Этот случай распространен в районах с умеренным климатом, где количество осадков резко преобладает над испарением и поэтому имеются благоприятные условия для образования мощных потоков грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков. К этому случаю относятся долины многих рек нашей средней полосы.

2. Зеркало грунтового потока в течение всего года наклонено от реки — питание грунтового потока происходит за счет инфильтрации речных вод (рис. 63, б).

Этот случай распространен в южных засушливых районах, где в связи с недостатком атмосферной влаги и интенсивным испарением грунты бедны водой.

3. Зеркало грунтового потока падает вдоль речной долины — грунтовой поток сопровождает реку, как бы составляя ее подземное продолжение. Этот случай распространен в узких, крутопадающих долинах горных рек, например в Калифорнии (рис. 64).

Этими тремя случаями исчерпывается возможное разнообразие соотношений между грунтовыми и поверхностными водами при наличии гидравлической связи между ними.

Наиболее характерным проявлением гидравлической связи между грунтовыми и поверхностными водами можно считать следующие особенности:

а) колебания горизонтов реки весьма быстро сообщаются грунтовому потоку;

б) зеркало грунтового потока в прибрежной зоне подвержено значительным колебаниям, нередко достигающим нескольких метров;

в) направление и величина расхода грунтового потока резко изменяются во время паводков реки;

г) депрессионная поверхность грунтового потока в состоянии равновесия имеет плавный характер.

В пределах II типа возможны также три случая:

1. Выклинивание водоупора происходит выше максимальных паводковых горизонтов реки. При этом воздействие реки на грунтовую воду полностью отсутствует, грунтовый поток является как бы подвешенным (рис. 63, в).

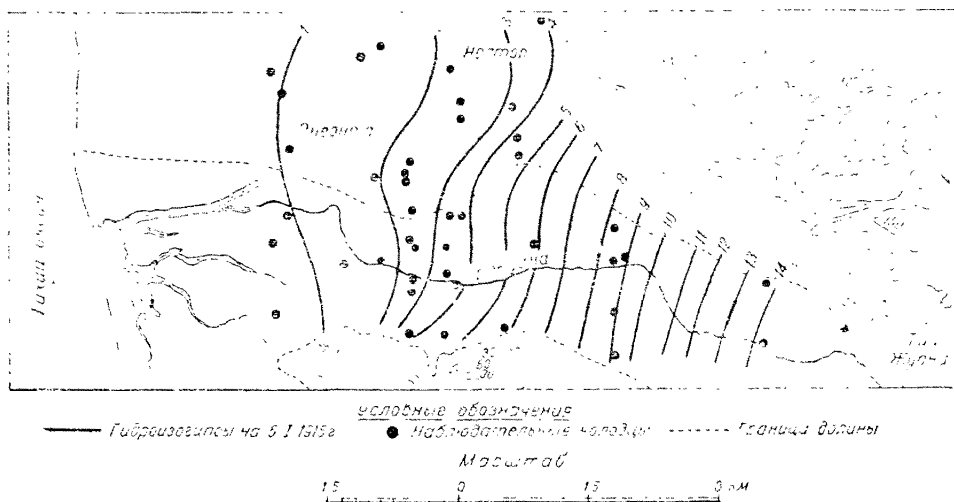


Рис. 64. Расположение гидроизогипс в долине р. Жуана (Калифорния)

2. Кровля водоупора лежит выше меженного уровня реки, но затопляется при паводках (рис. 63, г). При этом в течение большей части года река не влияет на грунтовый поток, но в течение половодий устанавливается связь между грунтовыми и поверхностными водами. Подобное соотношение наблюдается иногда при наличии верховодки в аллювиальных отложениях крупных рек (глава IV).

3. Водоупор круто поднимается от уреза реки в глубь берега, и грунтовый поток как бы «обтекает» поверхность водоупора, следуя изменениям его уклона (рис. 63, д). При этом речная вода воздействует на горизонт грунтовой воды лишь в узкой приречной полосе и то в слабой степени. В качестве примера можно указать берега р. Днепра в районе украинской кристаллической полосы, где водоупором являются граниты и гнейсы.

Грунтовые потоки, не имеющие гидравлической связи с рекой, характеризуются следующими чертами:

а) колебание горизонтов реки вовсе не отражается на горизонте и расходе грунтового потока или изменение горизонта реки передается грунтовому потоку с большим запозданием, в весьма слабой степени и только на незначительном расстоянии от берега;

б) годовые колебания уровня грунтового потока невелики (выражаются сантиметрами) и обусловлены метеорологическими факторами;

в) депрессионная поверхность характеризуется неравномерными, изменчивыми уклонами и тесно связана с неровностями в кровле водоупора.

В дальнейшем изложении наибольшее внимание уделяется грунтовым потокам, имеющим гидравлическую связь с рекой.

ГЛАВА III

ГРУНТОВЫЕ ПОТОКИ, ИМЕЮЩИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКУЮ СВЯЗЬ С РЕКОЙ

1. Общие замечания

К числу факторов, вызывающих периодические сезонные колебания уровня грунтовых вод, относятся атмосферные осадки, испарение и влияние поверхностных вод. Колебания, вызываемые поверхностными водами, являются наиболее значительными по величине — вблизи крупных рек они нередко достигают нескольких метров. Колебания, вызываемые метеорологическими факторами, имеют значительно меньшую амплитуду. Кроме того необходимо отметить, что воздействие поверхностных водотоков и влияние климатических факторов на режим грунтовых вод по существу различны. Совокупность метеорологических факторов определяет собой главным образом величину расхода грунтового потока и его средний годовой горизонт, а поверхностные воды — преимущественно величину периодических колебаний уровня грунтовой воды, регулируют ее дренаж и в меньшей степени пополняют запасы грунтовой воды (исключение составляют засушливые районы, где в связи с климатическими особенностями влияние атмосферных осадков в питании грунтовых вод ничтожно и реки имеют относительно большее значение).

Отметив основное различие между влиянием климатических факторов и поверхностных вод, перейдем к рассмотрению воздействия паводков реки на грунтовые воды.

Под влиянием паводка реки режим грунтовых вод в прибрежной зоне существенно изменяется по сравнению с периодом меженьного состояния реки.

Влияние паводка может быть различно в отношении следующих элементов режима: амплитуды повышения грунтовой воды, зоны влияния паводка, скорости передачи колебаний, изменения направления и депрессионных кривых грунтового потока, изменения запасов грунтовой воды и т. д.

Характер и степень воздействия паводков реки на грунтовую воду зависят от ряда геологических, гидрогеологических и гидрологических факторов, из которых наиболее существенными являются:

- 1) мощность водоносных пород и их залегание;
- 2) строение и водные свойства пород;
- 3) расход и скорость грунтового потока;
- 4) характер сопряжения грунтового потока с рекой;
- 5) характер паводка: его высота, длительность, скорость нарастания.

Элементы режима грунтовых вод следовало бы увязать и поставить в зависимость от только что перечисленных гидрологических

и гидрогеологических факторов. Однако малое количество произведенных работ, а главное, отсутствие единого и достаточно полного плана выполненных наблюдений и их обработки не позволяют выявить эту зависимость с необходимой полнотой. Большинство опубликованных работ (как наших, так и иностранных) имеет существенные пробелы

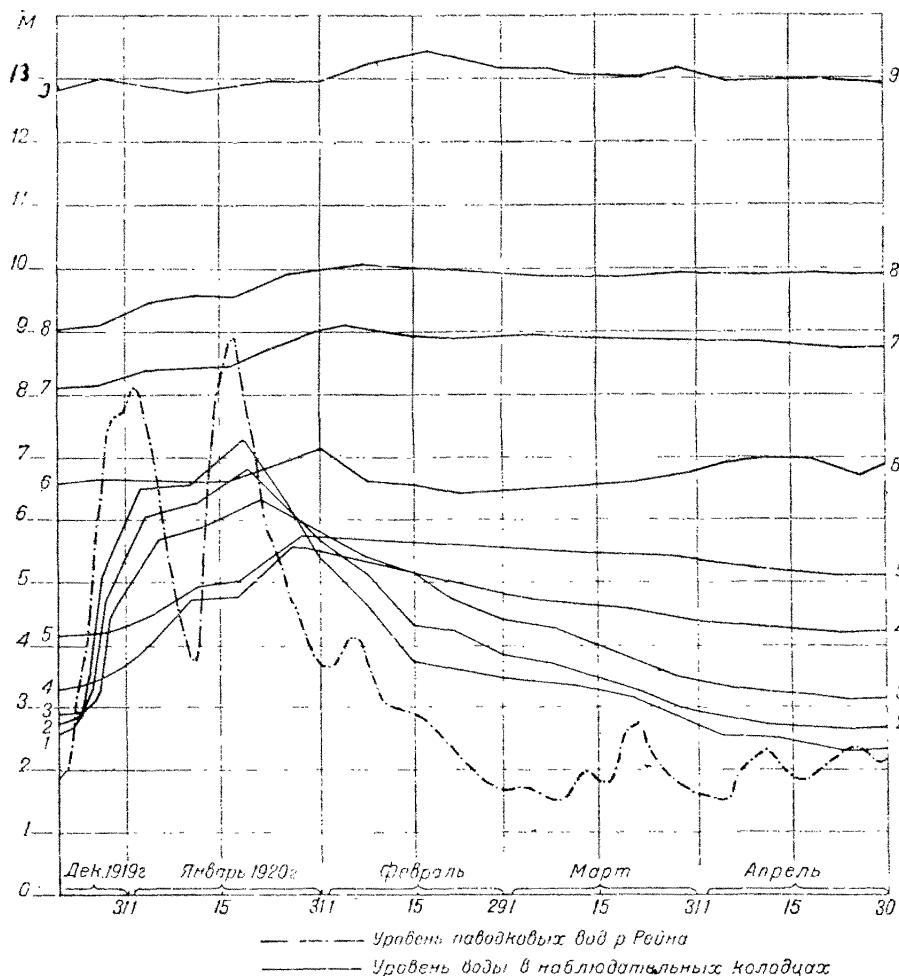


Рис. 66. Влияние паводковых вод Рейна в 1919/20 г. на подземный поток (номера колодцев возрастают с увеличением расстояния от реки)

в изложенном материале. Иногда ценный материал по режиму грунтовых вод лишен необходимых сведений о гидрологических или гидрогеологических условиях и поэтому теряет свое теоретическое значение, представляя лишь местный практический интерес. В некоторых работах, где приводятся данные по уровню грунтовой воды за длительный период, отсутствуют сведения о колебании горизонта реки, что совершенно обесценивает материал (таковы работы А. Ли по Кали-

форнии [18] и Ч. С. Сливтера по Мексике). В других работах отсутствуют данные о геолого-литологическом строении водоносных толщ; сведения о механическом составе весьма скудны; данные о коэффициенте водопроводимости тех толщ, для которых велись наблюдения, полностью отсутствуют.

Кроме того существенным недостатком обработки и изложения

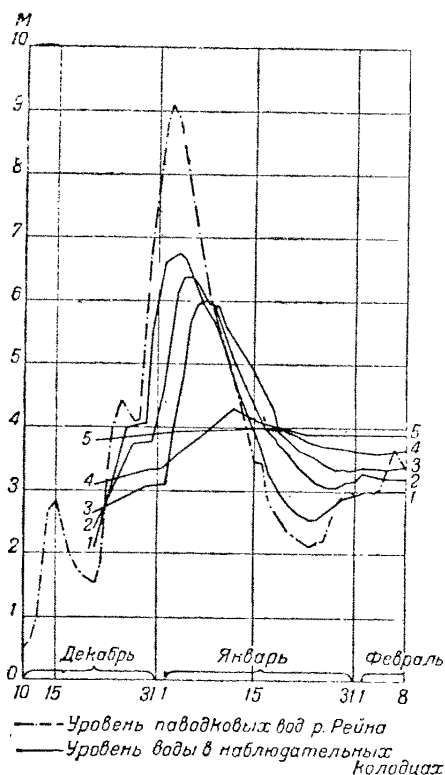
материала является то обстоятельство, что основные элементы режима грунтовых вод не выявлены достаточно полно. Лишь при наличии таблиц наблюдений эти пробелы частично можно восполнить путем обработки цифровых данных ¹.

Излагаемый ниже материал является попыткой обобщить главнейшую проработанную литературу и выявить отмеченную выше зависимость между элементами режима грунтовых вод и вызывающими их факторами.

2. Характер воздействия рек на грунтовые воды

Грунтовые воды в случае сопряжения с рекой всегда находятся в состоянии спада или подъема и в течение года имеют обычно один или два резко выраженных периода высоких вод. Время наступления максимума и минимума уровня грунтовых вод зависит от времени максимальных и минимальных горизонтов реки, срок которых неодинаков для различных климатических зон. В соответствии с

Рис. 67. Влияние паводковых вод р. Рейна в 1925/26 г. на подземный поток



различными периодами паводков реки грунтовые воды испытывают подъем уровня в различное время года.

Наблюдениями за грунтовыми водами в долинах рек Волги, Аракса, Невы, Рейна, Нила, Арканзаса и др. установлено, что подъем уровня реки вызывает быстрый подъем уровня грунтовой воды (рис. 65—67). Подъем обнаруживается прежде всего на участках, ближе расположенных к реке. Чем скважина ближе к реке, тем сильнее и быстрее отражаются в ней колебания реки. Когда вода в реке снова понижается, грунтовые воды снова опускаются глубже —

¹ Указания по проведению исследований режима грунтовых вод для целей строительства и по обработке материалов этих исследований имеются в методическом руководстве, разработанном бригадой научных сотрудников института Водгео под руководством инж. М. П. Семенова [1].

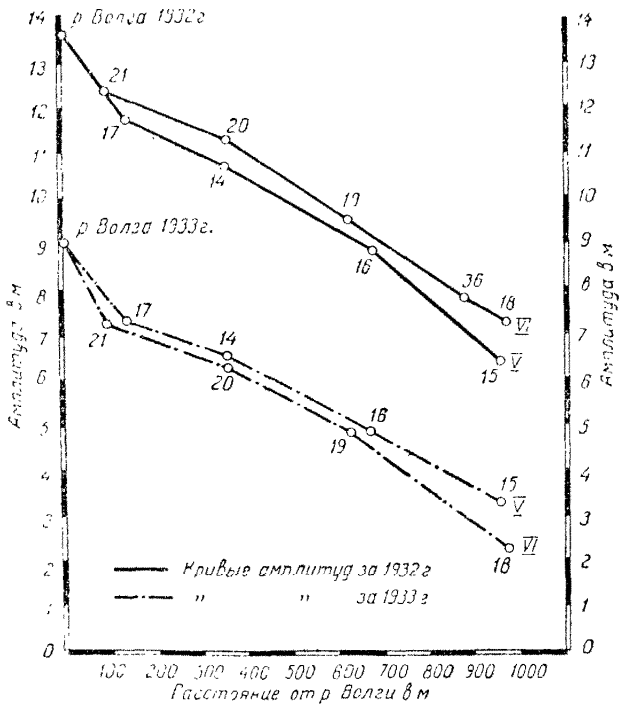


Рис. 68. График амплитуд подъема уровня грунтовой воды под влиянием паводков Волги 1932 и 1933 гг. (Федоровский участок Самарской Луки). Римские цифры показывают номера поперечников, арабские — номера скважины

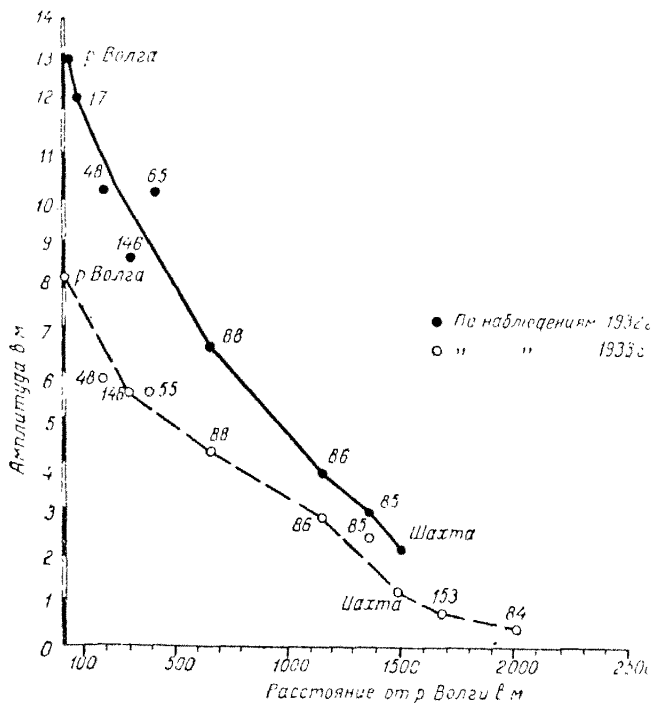


Рис. 69. График амплитуд подъема уровня грунтовой воды под влиянием паводков Волги 1932 и 1933 гг. (Перволюкский участок Самарской Луки)

сначала вблизи реки, а затем на более далеком расстоянии. Таким образом колебания уровня грунтовой воды следуют за колебаниями уровня реки с некоторым запозданием, которое при одинаковых условиях тем больше, чем дальше от реки расположен участок. Это запоздание, которое объясняется потерей напора, приводит к тому, что на некотором расстоянии от берега грунтовая вода все еще продолжает подниматься даже в тот период, когда речные воды начинают спадать или уже понижаются в течение продолжительного времени. Так например, из графиков колебания грунтовых вод в долине р. Рейна в районе Дюссельдорфа (рис. 66) видно, что в колодце № 6 — на расстоянии 2 200 м от реки — грунтовая вода достигла наивысшего горизонта только после того, как вода в Рейне

понижалась уже в течение 14 дней, а в колодце № 9 — на расстоянии 4 000 м от реки — после того, как вода в реке понижалась уже в течение месяца.

Обычно, графики колебания уровня грунтовой воды бывают резко асимметричны: кривая спада более пологая, чем кривая подъема (рис. 65, 67 и 82).

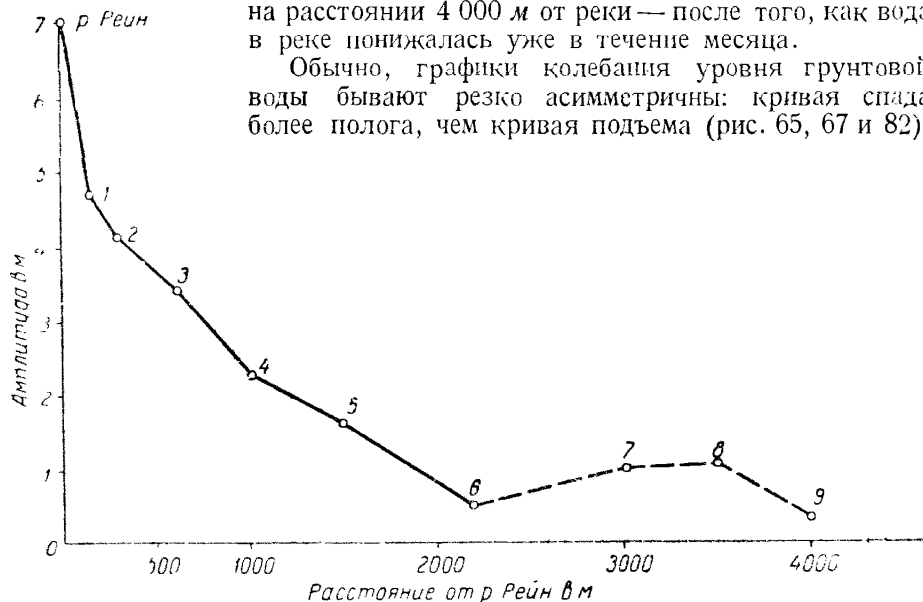


Рис. 70. График амплитуд подъема уровня грунтовой воды под влиянием паводка р. Рейна 1919/20 г. (составлено по данным П. Мэй для района г. Дюссельдорфа).

Это связано с тем, что подъем паводка в реке обычно совершается более интенсивно, нежели его спад, что также можно видеть из графиков. Замедление спада грунтовой воды проявляется более резко, чем замедление спада паводка в реке.

3. Амплитуда колебаний уровня грунтовой воды

Амплитуда колебаний уровня грунтовой воды, как правило, бывает меньше амплитуды колебаний уровня реки и уменьшается с увеличением расстояния от реки. Это вполне естественно и понятно, так как всякое перемещение воды в грунте совершается с большой

потерей энергии на трение. Высказанное положение иллюстрируется в литературе многочисленными примерами.

На приводимых рисунках графически изображена зависимость между величиной подъема уровня грунтовой воды и расстоянием пункта

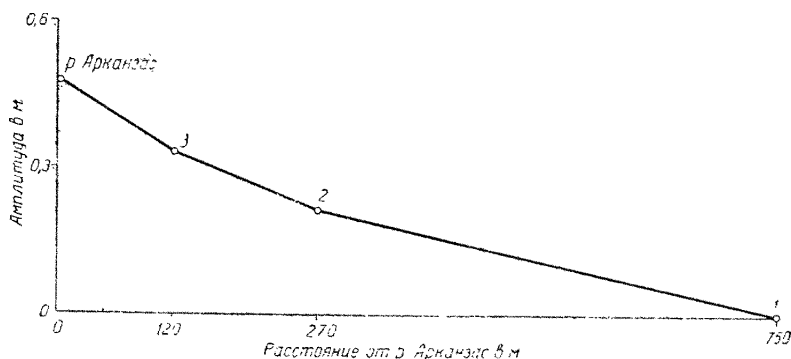


Рис. 71. График амплитуд подъема уровня грунтовой воды под влиянием паводка р. Арканзас в 1904 г. (район Шерлока)

наблюдений от реки (для Волги, Москва-реки, Рейна, Арканзаса и др.). Во всех случаях, когда поток имеет гидравлическую связь с рекой, т. е. когда водоупор залегает ниже дна реки, кривая амплитуд

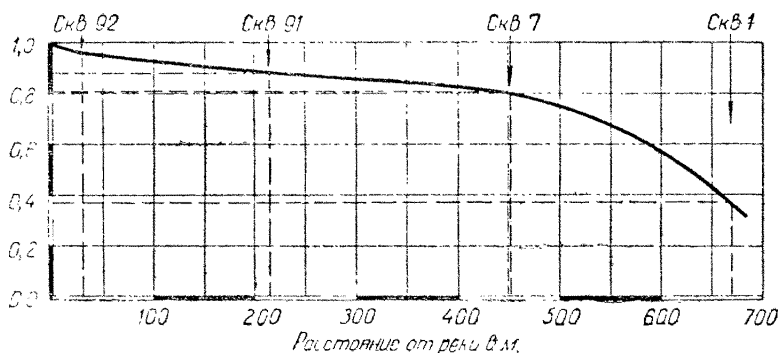


Рис. 72. График изменения коэффициента «v» на пойменной террасе правого берега р. Москвы (из отчета Корчебокова)

имеет вид слабо изогнутой линии (рис. 68—73)¹. Это показывает, что уменьшение величины подъема уровня грунтовой воды происходит почти пропорционально расстоянию от реки. Можно предположить, что характер изогнутости кривой указывает на некоторое изменение водопроницаемости в горизонтальном направлении.

Приведенные выше графики (рис. 68—71) базируются на цифровых данных табл. 30.

¹ В случае высокого залегания водоупора кривая амплитуд, напротив, имеет сильно изогнутый характер (стр. 149).

Амплитуда колебания уровня грунтовой воды под влиянием паводка реки

Река Рейн в районе г. Дюссельдорф. Паводок 1919/20 г. Данные П. Мэя			Река Арканзас в районе г. Шерлока. Данные Ч. С. Сливтера		
№ колодца или скважины	расстояние от реки в м	амплитуда колебаний в м	№ колодца или скважины	расстояние от реки в м	амплитуда колебаний в м
Река	—	7,03	Река	—	0,48
1	150	4,70	3	120	0,30
2	300	4,12	2	270	0,20
3	600	3,45	6	750	0
4	1 000	2,30	—	—	—
5	1 500	1,62	—	—	—
6	2 220	0,50	—	—	—

Река Волга в районе Самарской Луки.
Паводки 1932 и 1933 гг.

Песчаные грунты долины Волги у с. Федоровка. Данные М. А. Вевировской				Известняки у с. Переволока. Данные С. П. Прохорова			
№ колодца или скважины	расстояние от реки в м	амплитуда колебаний в м		№ колодца или скважины	расстояние от реки в м	амплитуда колебаний в м	
		1932 г.	1933 г.			1932 г.	1933 г.
Река	—	13,62	9,03	Река	—	13,0	8,2
21	92	12,33	7,26	53	50	12,3	6,9
20	362	11,25	6,25	48	180	10,2	5,8
19	627	9,49	4,78	146	300	8,6	5,5
36	877	7,78	3,56	55	400	10,0	5,6
18	970	7,21	3,25	88	660	6,6	4,3
—	—	—	—	86	1 150	4,0	3,0
—	—	—	—	85	1 350	3,2	2,5
—	—	—	—	Шахта	1 500	2,5	1,3

Отметим интересную попытку инж. Н. А. Корчебокова [12] изобразить зависимость между амплитудой подъема и расстоянием от реки не в абсолютных, а в относительных величинах подъема уровня грунтовой воды по сравнению с подъемом в реке (рис. 72). Это соотношение Н. А. Корчебоков называет коэффициентом «U»:

$$«U» = \frac{\text{подъем (спад) уровня грунтовой воды в наблюдательной скважине}}{\text{подъем (спад) уровня реки}}$$

Этот коэффициент, почти равный единице в непосредственной близости у реки, уменьшается с удалением от нее. Кривые этого коэффи-

циента и графики амплитуд вполне сравнимы между собой. Наблюдения показывают, что коэффициент « u » зависит от высоты паводка (рис. 73).

Приведенные выше данные показывают характер изменения величины подъема грунтовой воды в поперечном направлении и долины.

В отношении изменений колебания уровня вдоль долины следует привести интересные наблюдения А. Ли по рекам Калифорнии [18].

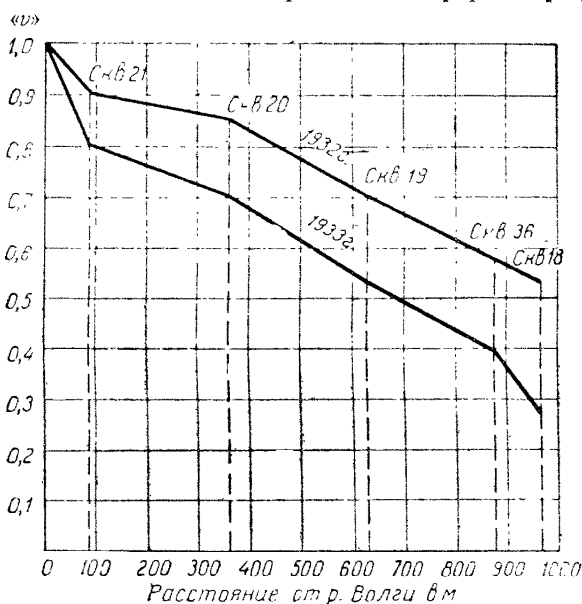
Река Сан-Диего и др. иллюстрируют тот случай, когда грунтовой поток в долине реки сопровождает реку, составляя как бы ее подземное продолжение и имеет уклон вдоль долины. Для этого случая установлено, что в верхней части долины амплитуда годовых колебаний больше, чем в нижней части долины. По мнению А. Ли это зависит от того, что в нижнем течении уже после спада паводка происходит пополнение запаса грунтовой воды за счет притока из верхних частей долины, а в верхней части долины пополнение прекращается с окончанием паводка, и поэтому спад грунтовой воды происходит более интенсивно.

На этом закончим рассмотрение вопроса о высоте подъема уровня грунтовой воды в зависимости от расстояния от реки и перейдем к рассмотрению общей зависимости.

Величина подъема уровня грунтовой воды под влиянием паводка зависит главным образом от высоты паводка, его продолжительности и величины расхода грунтового потока.

Совершенно очевидно, что чем больше подъем горизонта реки, тем больше его воздействие на уровень грунтовой воды. Это подтверждается данными табл. 30.

При одинаковой высоте паводка высота подпора грунтовых вод зависит от длительности паводка. П. Мэй [19] приписывает этому фактору большое влияние. Действительно, из рис. 74, составленного для долины р. Рейна, можно видеть, что более длительный, хотя и менее высокий паводок 1919/20 г. вызвал большее повышение грунтовой воды, чем паводок 1925/26 г.



Фиг. 73. График изменения коэффициента « u » для скважин Федоровского участка за 1932 и 1933 гг. (долина р. Волги у Самарской Луки)

Наконец при прочих равных условиях подъем уровня грунтовой воды под влиянием подпора грунтового потока рекой происходит тем интенсивнее, чем больше расход грунтового потока. Быстрое повышение уровня грунтовых вод во время наводка является признаком интенсивного притока грунтовой воды к реке.

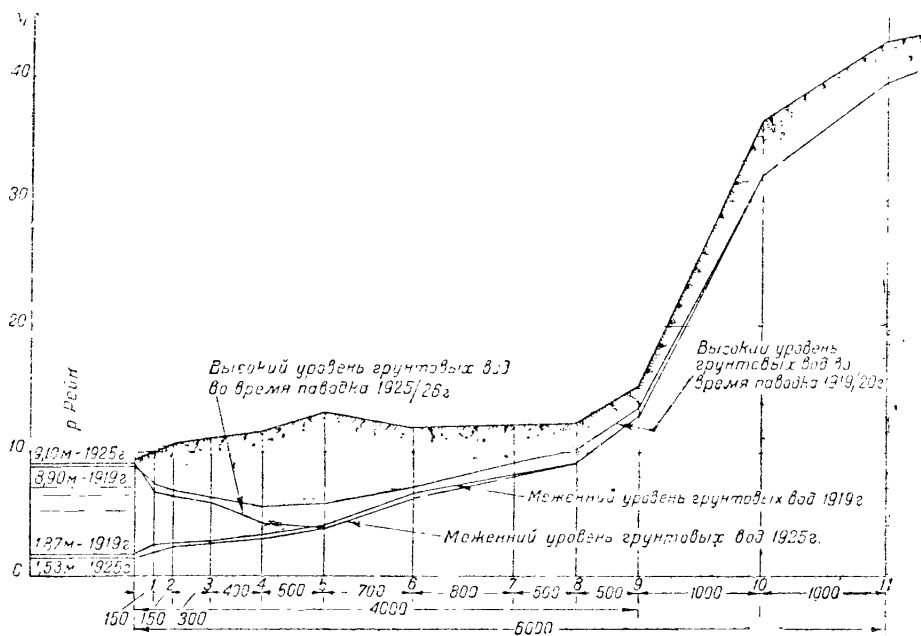


Рис. 74. Влияние паводков р. Рейна в 1919/20 и 1925/26 гг. на уровень грунтовых вод

Несомненно, существует зависимость между величиной подъема грунтовой воды, с одной стороны, и строением и составом водоносного пласта — с другой; однако в настоящее время не имеется материалов для освещения этого вопроса.

В заключение отметим, что амплитуды подъема грунтовых вод под влиянием их подпора рекой являются одним из наиболее существенных в практическом отношении элементов режима. Для установления их зависимости от природных факторов необходимо дальнейшее накопление материалов по наблюдениям за грунтовыми водами.

4. Зона влияния паводков

Береговую полосу, в пределах которой отражается влияние паводка, будем называть зоной влияния. Величина ее зависит главным образом от следующих факторов:

- 1) длительности паводка,
- 2) величины напора и
- 3) характера пород — крупности зерна для рыхлых и степени трещиноватости для скальных пород.

Сказанное можно иллюстрировать к сожалению лишь единичными примерами.

Интересные данные по р. Рейну показывают, в какой мере длительность паводка отражается на дальности его влияния на грунтовые воды. Из рис. 74 видно, что более длительный, хотя и менее высокий паводок 1919/20 г. имеет зону влияния более чем в $2\frac{1}{2}$ раза шире, нежели менее длительный паводок 1925/26 г.¹ Спад грунтовой воды после более длительного паводка происходил значительно медленнее: до наступления равновесия в 1919/20 г. потребовалось приблизительно $3\frac{1}{2}$ месяца, а в 1925/26 г. — только 40 дней (рис. 66 и 67).

Гидрогеологические условия рассматриваемого района р. Рейна у г. Дюссельдорфа охарактеризованы весьма кратко. Русло и берег реки врезаны в водоносные породы, представленные песками и гравием. Зеркало грунтового потока имеет уклон к реке 0,002—0,0022. Мощность грунтового потока 12—15 м.

На примере двухлетних наблюдений в долине Волги у Самарской Луки можно проследить, в какой мере зона влияния зависит от амплитуды паводка (рис. 68).

Год наблюдения	Амплитуда паводка в м	Зона влияния (по экстраполяции) в км
1932	13,62	2,0
1933	9,03	1,5

Приведенные данные относятся к песчаным грунтам сильно переглубленной долины Волги. Мощность водоносных пород в приречной части превышает 140 м. Водоносный горизонт, уходящий на многие десятки метров ниже дна реки, в верхней части сложен мелкими и среднезернистыми песками. Водное зеркало в меженное время наклонено в сторону к Волге с уклоном 0,003—0,004. Скорость движения воды—от 1 до 3 м/сутки. Коэффициент фильтрации для верхней зоны водоносного горизонта, сложенного мелкозернистыми песками, по данным опытных работ равен 8 м/сутки.

При увеличении высоты паводка в 1,5 раза зона влияния увеличилась в 1,3 раза.

Необходимо отметить однако, что по затронутому вопросу единого мнения нет. В противоположность выводам об увеличении зоны влияния при возрастании паводка, полученным для песчаных аллювиальных грунтов долины Волги, авторы работ по режиму грунтовых вод в том же районе, но в известняках массива Жигулевских гор (С. П. Прохоров и др.) пришли к выводу, что ширина зоны влияния паводка (а также скорость передачи напора), повидимому, не зависит от амплитуды паводка. Такой вывод они делают на основании прямолинейности графиков прохождения паводка, совпадающих за оба года (рис. 75).

Зона влияния для паводков 1932 и 1933 гг. была определена² различной для отдельных участков и равной от 2 до 4 км.

¹ В 1919/20 г. амплитуда паводка 7,03 м, наибольшая отметка 8,90 м.

» 1925/26 » » 7,57 » » 9,10 »

² Также по экстраполяции.

Гидрогеологическое строение участка таково: трещиноватые известняки, слагающие массив Жигулей, уходят ниже дна Волги, водное зеркало в прибрежных частях наклонено к Волге и имеет уклон в различных частях от 0,0008 до 0,0025. Коэффициент фильтрации для известняков береговой зоны — до 0,0008 м/сек по Шеши. Для известняков Переволокского участка Самарской Луки зона влияния определена равной 1,5 км.

Приводимые ниже данные по Неве у Ленинграда и р. Арканзас могут служить примерами влияния состава пород на величину зоны влияния.

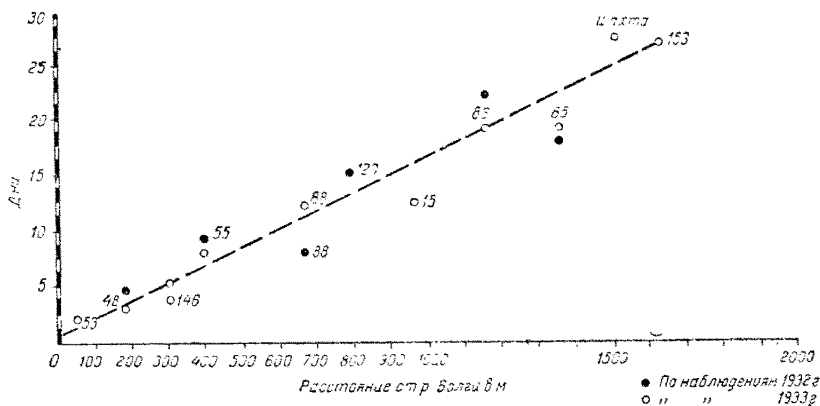


Рис. 75. График прохождения пика паводков 1932 и 1933 гг. в скважинах Переволокского района

Колебания горизонтов рек Невы, Фонтанки и каналов Ленинграда отражаются на уровне грунтовых вод всего на расстоянии около 300 м. Эти данные основаны на наблюдениях за грунтовыми водами в 1877/78 г., обработанных А. Тилло [7]. Водоносной породой являются пески. Водное зеркало наклонено к рекам и каналам. Река Нева отличается своеобразным режимом. В течение года на Неве наблюдаются частые (по 1—2 в месяц) и незначительные по высоте подъемы уровня. Годовая амплитуда колебания горизонта Невы всего 1,5 м, а месячные амплитуды изменяются от 0,3 до 1,2 м.

Для р. Арканзас (Северная Америка, правый приток р. Миссисипи) по данным Сливхтера зона влияния менее 750 м при колебании горизонта реки 0,51 м. Гидрогеологические особенности места наблюдений характеризуются следующими основными чертами. Водоносный слой мощностью около 10 м состоит из гравия и песков. Уклон водного зеркала вдоль реки 0,0015. Скорость движения грунтовой воды от 1,3 до 3 м/сутки.

Сравнение материалов по рекам Неве и Арканзасу показывает, что в случае водоносного пласта, сложенного гравием, как это имеет место в долине р. Арканзас, при амплитуде колебания реки 0,51 м зона влияния паводка составляет полосу шириной около 750 м, а при более мелкозернистом песчаном составе водоносного пласта на Неве при колебании реки в 1,5 м зона влияния равна всего лишь 300 м.

Чтобы закончить рассмотрение вопроса о зоне влияния паводков в различных гидрогеологических условиях, приведем еще два примера.

Для р. Рио Гранде Сливтер указывает зону влияния, равную 3 км. Водоносный пласт сложен песками и гравием. Водное зеркало имеет уклон вдоль реки 0,0093, а поперек долины оно почти горизонтально (весьма слабый уклон 0,00008 направлен в сторону от реки). Мощность водоносного горизонта превышает 10 м. Сведений об амплитуде колебаний уровня реки не имеется. Можно предположить, что она исчисляется несколькими метрами, так как в расстоянии 0,6 км от реки амплитуда колебаний уровня грунтовой воды достигает 1,5 м.

Для артезианских вод Нью-Йорка зона влияния приливов океана по данным наблюдений за колодцами равна нескольким километрам. Гидрогеологические условия этого района охарактеризованы ниже (стр. 148).

Как видим, имеющиеся данные являются отрывочными и могут служить главным образом лишь для качественной характеристики вопроса. В будущем при накоплении фактических данных и их обработке затронутый вопрос несомненно будет уточнен и подвергнут математической обработке.

5. Скорость передачи колебаний

То расстояние, на которое успевает распространиться влияние колебания уровня реки в течение суток, называется скоростью передачи колебаний:

$$u = \frac{S}{t} \text{ м/сутки},$$

где S — расстояние от реки до наблюдательной скважины;

t — разница во времени (опоздание) между моментами максимального уровня воды в реке и в скважине¹.

Скорость передачи колебаний уровня реки грунтовым водам обычно бывает весьма значительной; она во много раз превосходит скорость движения воды в соответствующих грунтах и не может быть результатом непосредственной инфильтрации речной воды.

Максимальные скорости наблюдаются в случае артезианских вод и исчисляются тысячами метров в сутки (стр. 150). В свободных потоках весьма большие скорости зарегистрированы для тех случаев, когда водоносный слой перекрыт менее проницаемыми породами. В крупнозернистых песках долины р. Аракса, перекрытых супесями и суглинками, наблюдались скорости до 1000 м/сутки.

Обычные скорости для долин крупных рек исчисляются сотнями метров в сутки. Приводимая табл. 31 содержит данные по долинам различных рек.

Анализ имеющихся по данному вопросу материалов показывает, что скорость передачи колебаний уровня реки грунтовым водам зависит от: 1) строения и состава водоносного пласта, 2) характера его

¹ Опоздание колебаний удобнее всего подсчитывать по времени прохождения максимума уровня как по наиболее ясно выраженному моменту.

Наименование реки	Амплитуда паводка в м	Скорость передачи колебания уровня м/сутки	Грунт	Год наблюдения
-------------------	-----------------------	--	-------	----------------

Для рыхлых грунтов

Волга	13,62	250	Пески	1932
»	9,03	190	»	1933
Рейн	7,03	150	Пески и гравий	1919/20
Арканзас	0,48	250 — 500 Левый берег 100 правый берег	»	1904
Побережье Атлантического океана около Нью-Йорка	Прилив 2,40	До 3 000	Пески (артезианский горизонт)	—

Для трещиноватых пород

Волга	—	150 (береговые скважины) 80 — 100 (внутри массива)	Известняки	1933
-----------------	---	---	------------	------

кровли, 3) напора, выражающегося высотой паводка, 4) повидимому, от скорости нарастания паводка, а также 5) от уклона зеркала грунтового потока.

Рассмотрим кратко каждый из этих факторов.

1. Зависимость скорости передачи от механического состава грунта выявляется при сравнении данных по рекам Арканзасу и Волге (табл. 31). В долине р. Арканзас при наличии водоносного пласта, сложенного преимущественно гравием, наблюдалась значительная скорость, равная 250—500 м/сутки, даже при столь малом напоре, как 0,48 м, а на Волге, где водоносный пласт сложен мелкими и среднезернистыми песками, скорость равнялась 190 м/сутки при значительно большей высоте паводка, равной 9,03 м, и достигала 250 м/сутки только при амплитуде паводка 13,62 м.

Кроме того отметим, что результаты подсчета скоростей по отдельным скважинам какого-либо участка обычно показывают отклонения от некоторой средней величины, характерной для участка, и оказываются зависящими от механического состава грунта, окружающего фильтр наблюдательной скважины. Такая зависимость наметилась для долины Волги на Федоровском опытном участке. Характерны также изменения скоростей, наблюдавшихся в известняках Самарской Луки. У западной окраины Самарской Луки в пределах

узкого водораздела между реками Усой и Волгой наблюдались следующие скорости: в северной части — 20 м/сутки, в средней — 40 м/сутки и на южном склоне — 90 м/сутки. Здесь большая скорость передачи приурочена к южным участкам, где наблюдаются более сильные карст и трещиноватость известняков. Иные соотношения наблюдались в массиве Жигулевских гор. Главная потеря напора и скорости происходит при переходе из покровных четвертичных образований в известняки — здесь наблюдается скорость 20—30 м/сутки. В трещиноватых известняках береговой зоны напор распространяется со скоростью 150 м/сутки. В глубь массива скорости уменьшаются до 60—100 м/сутки, что соответствует уменьшению трещиноватости с удалением от берега.

Приведенный материал показывает, что при толковании фактических данных необходимо всякий раз учитывать все особенности геологического строения участка.

2. Влияние кровли водоносного пласта проявляется в том, что при слабо проницаемой или непроницаемой кровле скорость передачи паводка резко возрастает и достигает значительных величин — до 3 000 м/сутки (глава IV).

3. По вопросу о влиянии высоты паводка на скорость передачи колебаний имеются противоречивые данные. Для песков долины Волги в районе с. Федоровки установлено, что большей высоте паводка (и большей скорости подъема горизонта реки) соответствует большая скорость передачи колебаний (табл. 32).

Т а б л и ц а 32

Год наблюдений	Амплитуда паводка реки в м	Средняя суточная скорость подъема в м	Скорость передачи колебаний уровня в м/сутки
1932	13,62	0,35	250
1933	9,03	0,17	190

Напротив, наблюдения по известнякам Самарской Луки показывают, что скорость передачи колебаний, повидимому, не зависит от высоты паводка.

4. По вопросу о влиянии уклона водного зеркала на скорость передачи колебаний приведем данные Ч. С. Сливтера по долине р. Арканзас. Наблюдениями установлено, что подъем уровня и скорость передачи колебаний больше в том случае, когда уровень грунтовой воды падает от реки. Скорость передачи паводка для левого берега 250—500 м/сутки, а для правого, где зеркало потока наклонно к реке, — 100 м/сутки¹. Подъем уровня грунтовой воды в рассматриваемом случае по мнению Ветча является результатом просачивания воды из реки. С этим выводом нельзя согласиться ввиду больших скоростей передачи колебаний. С большим основанием можно пред-

¹ Приведенные скорости подсчитаны по данным таблицы из работы Сливтера [21].

положить, что подъем уровня грунтовой воды в данном случае происходит под влиянием передачи гидростатического напора. При этом допущении вполне понятны большие скорости передачи напора при уклоне грунтового потока от реки, так как в этом случае напор при паводке имеет более значительную величину.

Следует отметить, что в каждом отдельном случае надо проанализировать, является ли колебание уровня грунтовой воды результатом воздействия реки или каких-либо иных факторов. Например работами А. Ли, проведенными в Калифорнии, установлено, что в случае неглубокого залегания грунтовых вод и близости капиллярной зоны к поверхности земли осадки вызывают быстрый подъем уровня.

Наблюдения, проведенные в долине Волги у Самарской Луки, показали, что в случае залегания капиллярной зоны на глубине нескольких метров от поверхности земли не только осадки, но даже затопление поймы во время половодья не отражаются на горизонте грунтовой воды. Из рис. 65 видно, что кривые уровня грунтовой воды плавно поднимаются под влиянием паводка, не реагируя на затопление поймы (время затопления устья каждой скважины отмечено чертой, пересекающей кривую уровня). Это доказывает, что возможное сжатие воздуха при просачивании воды с поверхности поймы в данном случае не оказывает заметного добавочного влияния на уровень грунтовой воды.

6. Изменение направления потока и кривых депрессии

Во время паводка, в соответствии с неравномерным изменением уровня грунтовой воды на различных расстояниях от реки, происходит изменение формы водной поверхности, уклонов и направления потока. Проследим подобные изменения на примерах долин рек Волги, Арканзаса и Нила. Из рис. 76 видно, что при низком уровне Волги в период апреля поток направлен к реке (уклон зеркала в это время около 0,004). Паводок в мае вызывает обращение грунтового потока в сторону от реки. Ширина зоны с обратным уклоном по мере развития паводка к июню расширяется почти до 1 км (обратный уклон поверхности грунтовой воды в это время около 0,0013). Те же изменения в разрезе можно проследить по депрессионным кривым, изображенным на рис. 77.

На рис. 78 изображено направление потока грунтовых вод во время паводка р. Арканзас. До паводка направление грунтового потока совпадало с общим направлением долины, а в паводок на левом берегу направление потока из юго-восточного переходит в северо-восточное. Это видно по станциям 13 и 14. Станция 22, удаленная от реки, показывает неизменное направление потока. Интересно отметить, что во время паводка подземный поток под руслом реки имеет различное направление: в северной половине русла — с северным уклоном от общего направления долины (станция 18), а в южной половине — с южным уклоном (станция 15).

На характер изменения депрессионных кривых под влиянием реки большое влияние оказывает вид грунтов. Качественно этот

(а)

б)

Период зимнего спада

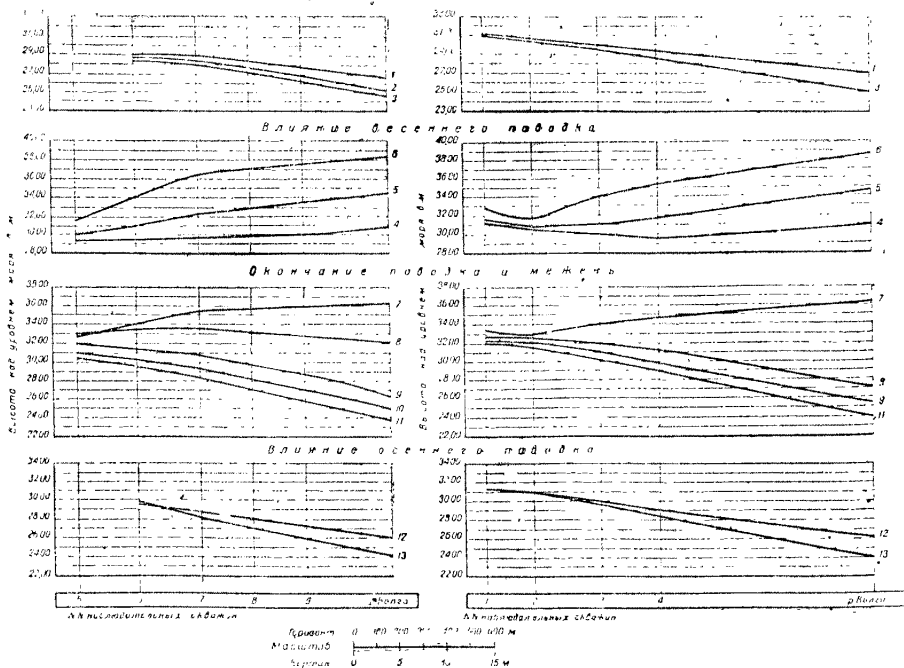


Рис. 77. Изменения депрессионных кривых грунтового потока на протяжении 1932 г. в пределах долины Волги у Самарской Луки: а — пойменная терраса; б — надпойменная терраса; 1 — зимний максимум 1/I; 2 — зимний спад 1/III; 3 — весенний минимум 3/IV; 4 — весенний подъем 20/IV; 5 — весенний подъем 1/V; 6 — максимум наводка 18/V; 7 — спад после наводка 1/VI; 8 — дальнейший спад 11/VI; 9 — летний уровень 1/VI; 10 — дальнейший спад 1/VIII; 11 — осенняя межень 5/IX; 12 — осенний наводок 21/XI; 13 — зимний минимум 5/XII.

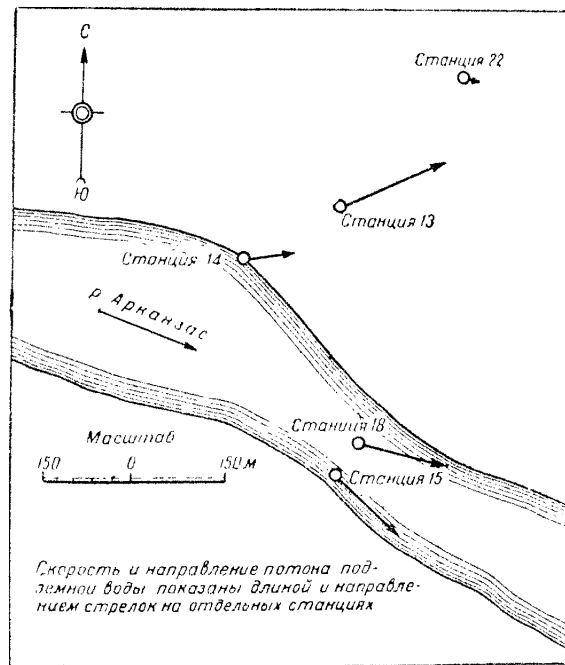


Рис. 78. Скорость и направление потока грунтовой воды во время наводка р. Архангельск (по Ветчу)

вопрос можно иллюстрировать данными по р. Нилу [17]. Район Эдфу верхнего Египта подвержен действию паводковых вод р. Нила, причем низкие участки затопляются. На протяжении гидрологического года зеркало грунтового потока претерпевает значительные изменения, изображенные на рис. 79. Берега здесь различные: западный сложен проницаемыми грунтами — соответственно депрес-

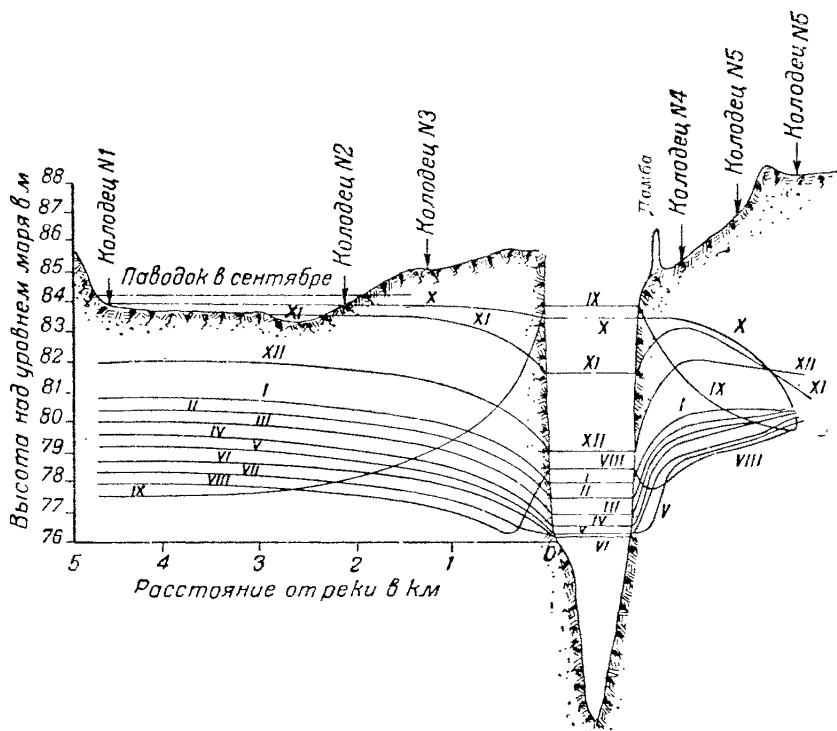


Рис. 79. Уровни грунтовой воды в колодцах Эдфу (Верхний Египет) в 1968 г. (наблюдения Феррара)

сионные кривые удалены друг от друга; на восточном берегу породы малопроницаемы — депрессионные кривые отличаются значительной крутизной. Зона влияния значительно шире на западном берегу, сложенном более проницаемыми грунтами.

7. Причины, вызывающие колебания уровня грунтовой воды

Колебания уровня поверхностных водотоков и водоемов передаются грунтовым водам следующими способами:

- 1) в результате подпора и затрудненного стока грунтового потока;
 - 2) путем инфильтрации речной воды в сухие грунты береговых зон;
 - 3) вследствие пластической деформации грунта под влиянием изменяющейся нагрузки на грунты;
 - 4) под влиянием передачи гидростатического напора.
- Рассмотрим каждый из этих способов в отдельности.

1. Подпор имеет существенное влияние на подъем уровня грунтовой воды в случае притока последней к реке. Поступающие с нагорной стороны грунтовые воды, встречая повышенный уровень поверхностной воды, подпруживаются и вызывают повышение уровня грунтовой воды. Совершенно очевидно, что повышение уровня будет тем больше, чем значительнее расход грунтового потока.

Влияние затрудненного стока играет существенную роль в режиме грунтовых вод долин рек Волги и Рейна, а также допускается А. Тилло для Ленинграда. Этот фактор является одной из главных причин повышения уровня грунтовых вод в прибрежных зонах.

2. Непосредственная инфильтрация речной воды в сухие породы береговой зоны происходит при соприкосновении паводковых вод с проницаемыми породами берегового склона. Она может иметь существенное влияние только в случае сильно водопроницаемых пород, слагающих берега реки. Напротив, в случае мелкозернистого состава грунтов, что весьма часто встречается в условиях речных долин, инфильтрация составляет весьма небольшое слагаемое в сумме факторов питания грунтового потока за период паводка. Так например, подсчет, произведенный для мелкозернистых песков долины Волги, показал, что даже при столь значительных и длительных паводках, какие свойственны Волге¹, инфильтрационная вода из реки может проникнуть за время паводка не более чем на 12 м в глубь берега.

3. Пластическая деформация грунта под влиянием изменяющейся нагрузки (этот вопрос развит американским гидрогеологом Ветчем) оказывает наибольшее влияние на уровень воды в артезианских колодцах вблизи зоны прилива океана. Этот вопрос рассматривается ниже в главе IV.

4. Передача гидростатического напора имеет огромное значение в деле повышения уровня грунтовой воды под влиянием паводков. Это влияние тем больше, чем глубже залегает водоупорный слой и чем больше водопроницаемость грунтов, залегающих на высоте дна реки. Упомянутый фактор приобретает особое значение в связи с тем, что весьма часто в долинах наших и германских рек наблюдаются более крупнозернистые грунты в глубоких частях аллювиальных отложений. В таком случае передача напора происходит через глубокие слои аллювия.

Остановимся на этом факторе подробнее и опишем влияние передачи напора так, как оно выявилось при исследованиях в долине среднего течения Волги [9]. При подъеме уровня Волги выше горизонта грунтовой воды возникает добавочное давление возросшего столба воды на дно реки, сложенное проницаемыми и насыщенными водой песками. Это давление передается через дно Волги и глубокие, относительно более легко проницаемые и более крупные пески, чем породы верхних частей поймы. Можно считать, что в рассматриваемом примере наиболее активной зоной является зона аллювиальных пород, расположенных примерно между абсолютными отметками 15—

¹ Высота паводка в среднем течении Волги — до 13 м, длительность до трех и более месяцев.

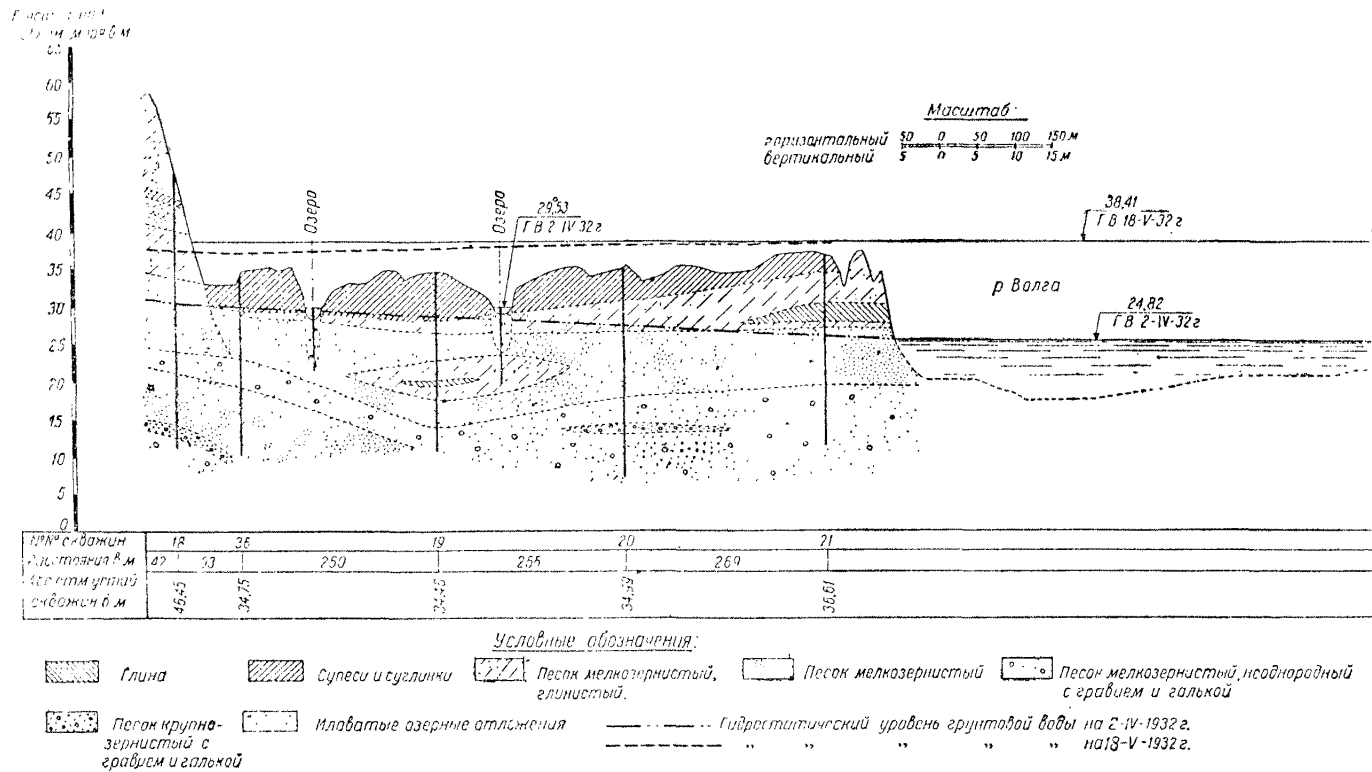


Рис. 80. Схематический литологический профиль пойменной террасы Федоровского участка Самарской Луки

20 м с одной стороны и 5—10 м — с другой. Более глубокие слои вероятно не оказывают влияния в силу значительных потерь напора на трение в мелкозернистых грунтах. Для иллюстрации приводятся рис. 80 и 81. Давление распространяется по всем направлениям и вызывает повышение уровня грунтовой воды. Возникающее движение можно сравнить с перемещением жидкости в сообщающихся сосудах.

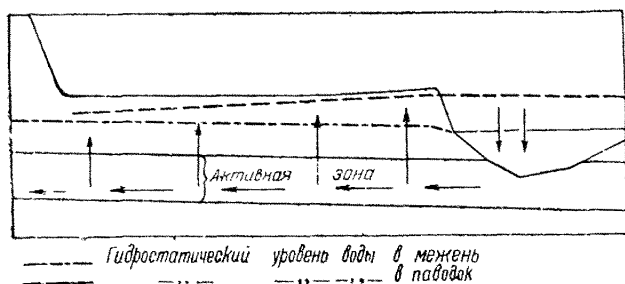


Рис. 81. Схема распространения гидростатического давления при паводке

Интересное подтверждение передачи гидростатического напора описанным выше способом можно найти в практике пользования мелкими колодцами, закладываемыми в прибрежных зонах морей для получения пресной воды. Такие колодцы, пройденные целиком в пористых грунтах близ морского побережья и подверженные действию морского прилива, должны иметь забой на средней высоте между приливом и отливом; если они глубже, то обычно происходит инфильтрация соленой воды. Такие колодцы обычно бывают сухими при отливе, но дают хорошую пресную воду при приливе. Совершенно очевидно, что в данном случае имеется подъем грунтовой воды под влиянием передачи гидростатического напора.

Другим доказательством влияния гидростатического напора являются значительные скорости передачи колебаний, которые, как мы видели выше, исчисляются сотнями метров в сутки.

8. Изменение запасов грунтовой воды под влиянием паводков

За период речных паводков происходит значительное пополнение грунтового потока водой. Это пополнение происходит весьма быстро, но носит кратковременный характер, и вслед за быстрым подъемом уровня происходит почти столь же быстрый спад. Для некоторой характеристики тех объемов воды, которые временно поступают в грунты прибрежных зон во время паводка, приведем ориентировочные подсчеты, произведенные Ч. С. Сливхтером для р. Рио Гранде и М. А. Вевноровской для долины Волги против Жигулевских гор.

В первом случае общее количество воды, полученное из реки в течение 33 дней, составило $167\,900\text{ м}^3$ на 1 км береговой линии. Средняя интенсивность инфильтрации составила $5\,087\text{ м}^3/\text{сутки}$ на 1 км.

Во втором случае за период паводка увеличение запаса грунтовой воды составило 1 890 000 м³ на 1 км береговой линии. Средняя интенсивность инфильтрации составила около 40 000 м³/сутки на 1 км.

9. Некоторые специальные наблюдения для учета влияния глубины загрузки фильтра на ход кривой уровня

Во время паводка 1933 г. на Федоровском опытном участке в долине средней Волги были поставлены специальные наблюдения для сравнения:

1) подъема уровня грунтовой воды в наблюдательных скважинах и в естественных условиях ненарушенного грунта и

2) колебаний уровня грунтовой воды при различной глубине загрузки фильтра.

По первому пункту сравним уровни в скважинах № 52 и 16, расположенных на расстоянии 2,20 м одна от другой.

В предпаводковый период грунтовая вода в этом пункте находилась на глубине около 7 м от поверхности земли. Фильтр в скважине №16 был опущен на глубину 25,70 м от поверхности земли в мелкозернистые пески с гравием. Скважина № 52 не была доведена до грунтовой воды, и фильтр в ней был установлен в сухой, мелкозернистый, слегка глинистый песок примерно на 4 м выше уровня воды; в дальнейшем такие скважины будем условно называть «паводковыми».

В период паводка при подъеме грунтовой воды фильтр в этой скважине был затоплен, и наблюдения велись систематически по обем скважинам. Результаты наблюдений изображены на рис. 82.

Наблюдениями по этим скважинам, а также по серии других аналогичных скважин установлено следующее:

1. В мелких скважинах, не доведенных до меженного уровня грунтовой воды, вода появляется во время паводка в тот же день, когда в соседней наблюдательной скважине уровень повысится до высоты фильтра в сухой скважине. Это справедливо для всех грунтов от песков до супесей включительно.

2. День наступления максимального подъема воды в мелкой паводковой скважине совпадает с днем максимума уровня в соседней наблюдательной скважине с глубокой загрузкой фильтра.

3. В течение первой половины подъема (до максимума) уровень воды в мелкой скважине ниже, чем в обычных наблюдательных скважинах. По мере развития паводка разность отметок уменьшается, при прохождении максимума паводка отметки выравниваются, и далее наблюдается более медленный спад воды в мелкой скважине. в связи с чем уровень в ней выше уровня в обычной наблюдательной скважине.

Для освещения вопроса о влиянии глубины загрузки фильтра рассмотрим совмещенные кривые уровня в скважинах № 20, 20' и 55 (рис. 83).

Все три упомянутые скважины расположены в непосредственной близости одна от другой (расстояния между скважинами 1,6 и 2 м).

Отличительные особенности этих скважин приведены в табл. 33.

Рассмотрение кривых показывает, что на подъем уровня воды в реке быстрее всего реагирует скважина № 20 с фильтром в неодно-

родных песках, загруженным на 20 м под уровень воды в зону, где по условиям долины Волги прежде всего сказывается напор волжских вод.

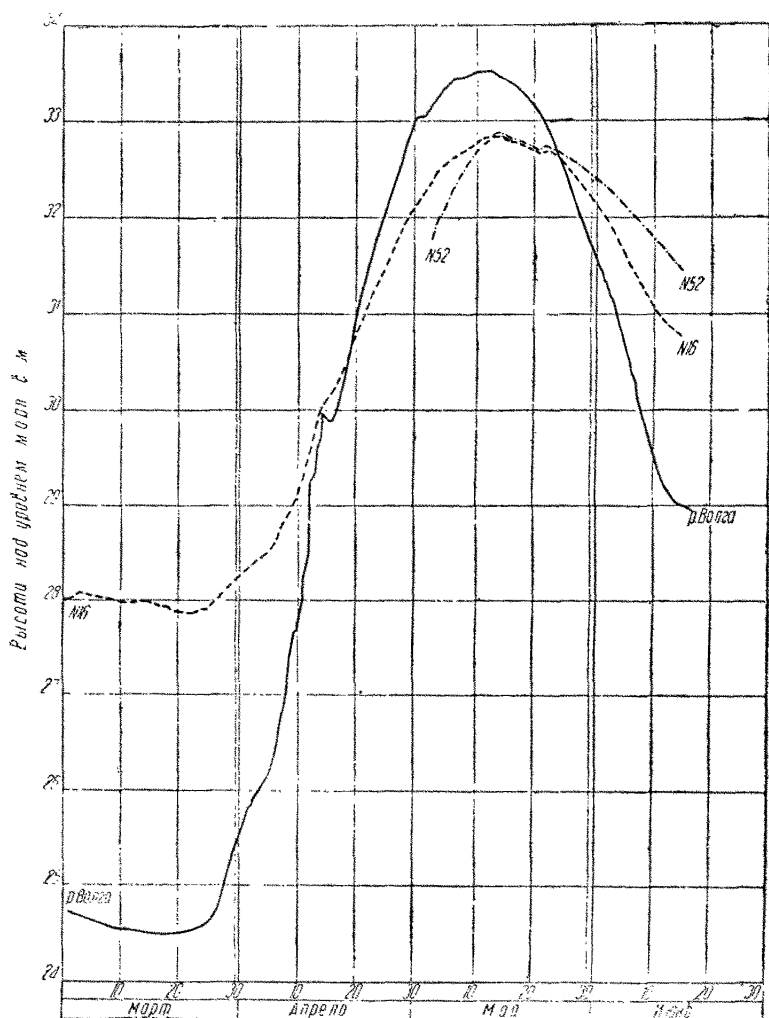


Рис. 82. График колебания уровня воды в скважинах № 16 и 52 Федоровского участка и Волги у Бахиловского водомерного поста в период паводка 1933 г.

Скважина № 20' с фильтром в мелких песках верхней части водоносной толщи отстает от предыдущей как при спаде грунтовых вод (уровень выше), так и при подъеме (уровень ниже). Отставание равно примерно одним суткам.

Наибольшее отставание при паводке (до трех суток) дает скважина № 55 с фильтром, не доведенным до меженного уровня грунтовой воды. В моменты перегибов кривой все три скважины реагируют одинаковым образом.

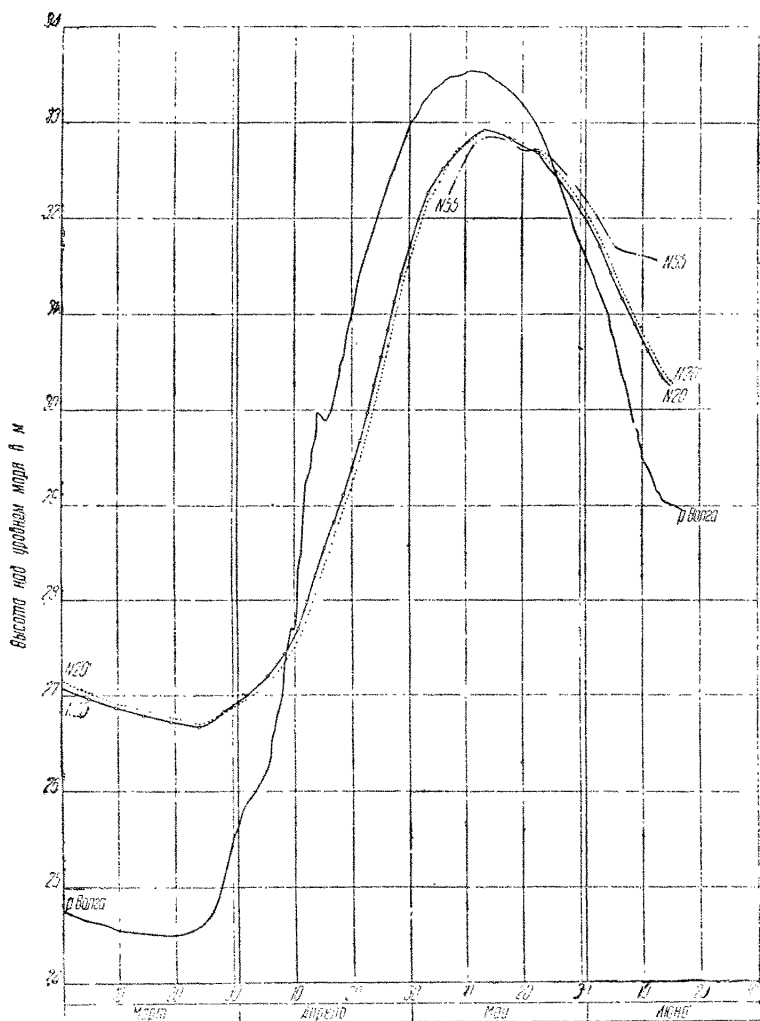


Рис. 83. График колебания уровня воды в скважинах № 20, 20' и 55 Федоровского участка и Волги за время паводка 1933 г.

Таблица 33

№ скважины	Порода, окружающая фильтр	Глубина загрузки фильтра от поверхности земли в м	Глубина загрузки фильтра от летнего уровня воды в м
20	Песок неоднородный с гравием	26,00	20
20'	Песок мелкозернистый	11,04	5
55	Супесь	3,27	Выше летнего уровня воды на 3 м

Совокупность проведенных наблюдений с очевидностью показывает, что

1) ход уровня воды в наблюдательной скважине в общем правильно отражает колебание грунтовых вод;

2) изменение уровня в наблюдательной скважине с большой загрузкой фильтра под уровень воды в более крупные пески опережает действительное изменение уровня грунтового потока на величину от одних до трех суток при одностороннем изменении уровня;

3) в моменты перемены знака в изменении уровня грунтовой воды показания наблюдательных скважин независимо от условий загрузки их фильтров соответствуют действительному положению зеркала грунтовой воды.

ГЛАВА IV

ГРУНТОВЫЕ И АРТЕЗИАНСКИЕ ПОТОКИ, НЕ ИМЕЮЩИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКОЙ СВЯЗИ С ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОДАМИ

В пределах данного типа потока рассмотрим несколько характерных случаев.

1. В условиях долин наших крупных рек нередки случаи, когда в серии аллювиальных отложений на высоте, находящейся между отметками межени и паводка реки, имеются водоупорные прослои, обуславливающие скопления верховодки. Такая верховодка выклинивается выше меженного уреза реки и в течение большей части года не зависит от горизонта воды в реке. Во время паводка при затоплении реки кровли водоупора между верховодкой и речной водой устанавливается связь; начиная с этого времени, верховодка реагирует на всякое изменение уровня реки так же, как вышеописанные грунтовые потоки, имеющие гидравлическую связь с рекой. Характерной особенностью являются большое запоздание подъема и быстрый подъем с момента затопления кровли водоупора (рис. 65, скважина № 47). Колебания реки сообщаются верховодке путем передачи гидростатического напора с большой скоростью.

2. Кроме рек с проницаемыми руслами существуют много таких, которые заиляют свои русла и делают невозможным сообщение между водами грунтовыми и речными. Здесь могут быть два случая:

а) уровень воды в реке находится выше поверхности грунтовых вод;

б) зеркало грунтового потока наклонено к реке; в этом случае заиление русла создает артезианский напор.

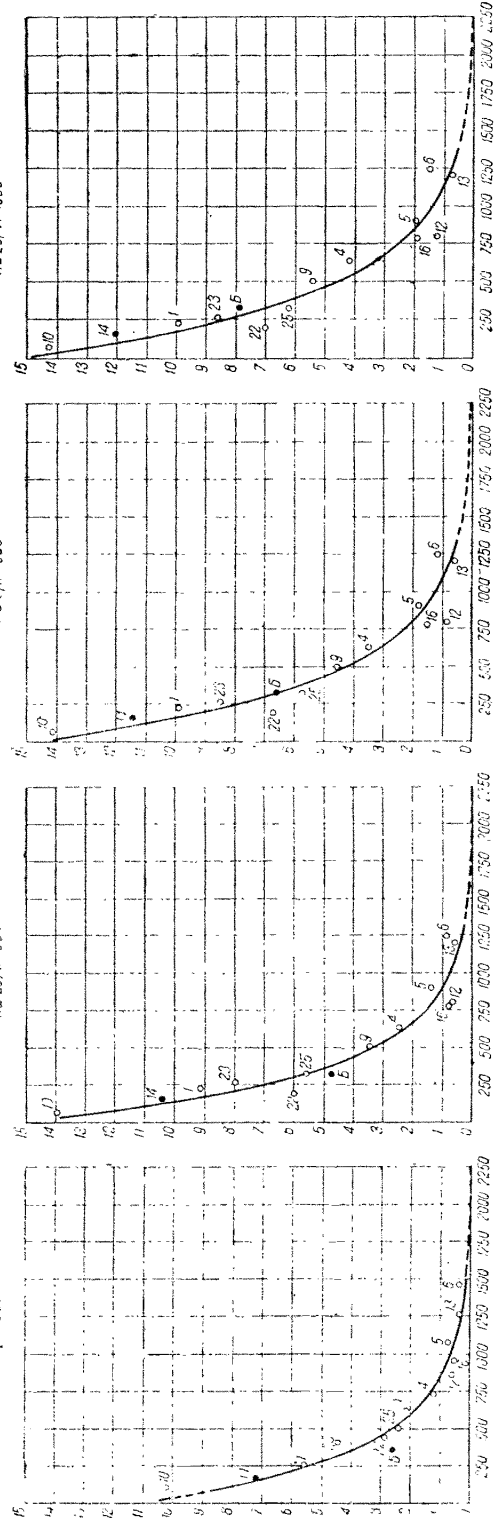
Реки с заиленным руслом нередко размывают свое русло, вследствие чего во время половодья устанавливается связь между поверхностными и подземными водами. В зависимости от характера залегания грунтовой воды результаты этого размыва различны. При залегании грунтового потока ниже русла реки размыв ведет к утечке речной воды и повышению зеркала грунтового потока; при обратном соотношении уровней река путем дренажа артезианской воды может вызвать понижения уровня воды в близрасположенном колодце.

14.1.X.1933

14.28.X.1934

14.1.X.1935

14.26.IV.1936



Р и с. 84. Графики амплитуд подъема уровня грунтовой воды под влиянием подпора р. Днепра

с изменением расстояния от берега

Рис. 84. Графики амплитуд подъема уровня грунтовой воды под влиянием подпора р. Днепра

3. Если водоупорный слой круто поднимается от реки в глубь берега, то паводки реки даже при их значительной высоте почти не влияют на режим грунтового потока. Например влияние паводков р. Днепра в его порожистой части при амплитуде паводка 6 м и продолжительности 3 месяца не оказывали заметного влияния на грунтовые воды. Наблюдательные скважины, расположенные на расстоянии 300—400 м от реки, на паводок вовсе не реагировали. Даже при длительном воздействии подпертых вод в условиях искусственных сооружений повышение уровня грунтовой воды быстро уменьшается с удалением от берега. В этом случае кривые амплитуд имеют сильно изогнутый характер (рис. 84).

4. Одним из наиболее интересных примеров являются артезианские колодцы, находящиеся в зоне воздействия морского прилива. Таковы например артезианские колодцы Нью-Йорка на острове Лонг Айленд, описанные Ветчем.

Условия этого района являются исключительно благоприят-

ными для исследований. Подземные воды целиком получают за счет атмосферных осадков, выпадающих на поверхности острова, никакого притока со стороны нет. Гидрогеологическая характеристика острова дана на стр. 101 и на рис. 50.

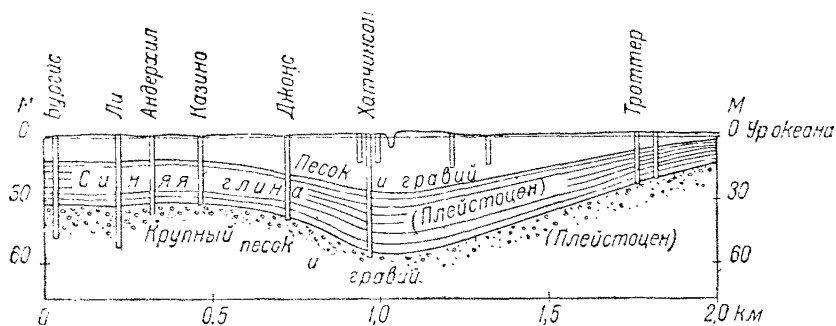


Рис. 85. Геологический разрез по линии колодцев на побережье гавани Ойстер Бэй.

Водная поверхность имеет выпуклый характер, отражающий рельеф острова, и сопряжена с океаном. Наличие малопроницаемых

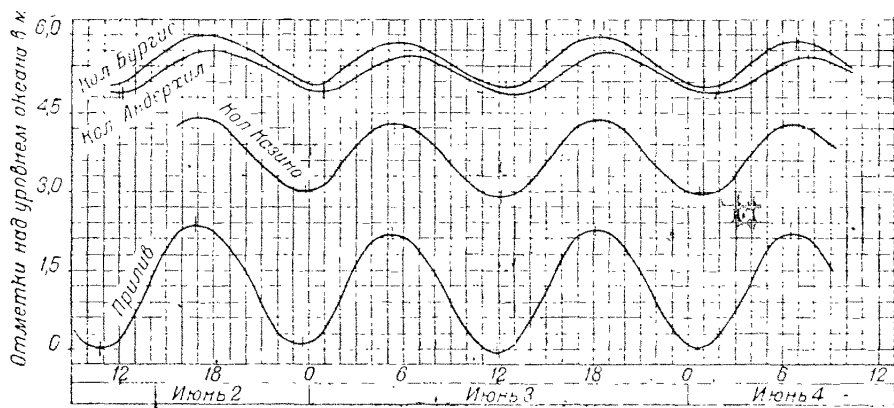


Рис. 86. Кривые колебания уровней в колодцах и прилива в Ойстер Бэй

или непроницаемых прослоев и характер их залегания создают условия для скопления артезианской воды на многих участках побережья. Например артезианские воды имеются на побережье гавани Ойстер Бэй (рис. 85), где водоносный горизонт перекрыт синей плейстоценовой глиной. Сообщение между водами колодцев и океаном отсутствует. Однако эти колодцы в сильной степени подвержены действию приливов, в чем можно убедиться из рис. 86. Графики эти представляют значительную ценность, являясь результатом автоматической записи. Уровень воды в колодцах дает совершенно правильные приливные и отливные колебания два раза в сутки подобно уровню океана. Колебания от прилива в глубоких колодцах не доказывают, как

предполагали раньше, связи между водоносным слоем и океаном,—они являются результатом деформации того слоя глины, который перекрывает водоносный слой и играет роль диафрагмы.

Ветч описывает явление следующим образом. Артезианская вода оказывает давление на глину снизу и стремится поднять ее. Всякий добавочный вес на поверхности стремится нарушить равновесие. Если давление равномерно и система замкнута, то глинистый слой и вода не могут быть сдвинуты. Если есть выход для воды, например в трубчатом колодце, то вода выталкивается в трубу. Деформация глинистого слоя имеет пластический характер. В результате деформации под действием прилива глинистый слой под океаном опускается, а под материком поднимается. При отливе, когда добавочная нагрузка удалена, напор артезианской воды стремится восстановить равновесие, и глина поднимается под океаном и опускается под материком. Дополнительная нагрузка от прилива на перекрывающий слой глины и артезианский напор снизу являются двумя силами, направленными в противоположные стороны. В связи с этим артезианский напор замедляет действие прилива и ускоряет действие отлива, вследствие чего кривая подъема уровня воды в колодце опаздывает больше, чем кривая спада. Это влияние тем сильнее, чем больше артезианский напор.

Максимальный эффект от действия приливов наблюдается у берега на высоте горизонта отлива; он постепенно убывает в глубь материка и исчезает в нескольких километрах от берега. Действие приливов уменьшается при наличии подводных источников, так как выход воды уменьшает подъем воды в трубе колодца.

В табл. 34 приведены большие скорости передачи колебаний приливов. Опоздания исчисляются минутами, а скорости передачи достигают почти 3 000 м/сутки, или 125 м/час. В соответствии с ранее указанным явлением напора артезианских вод скорость передачи колебаний, вычисленная по максимуму, больше скорости, вычисленной по минимуму.

Таблица 34

Наблюдения в приливных колодцах в гавани Ойстер Бэй Нью-Йорк
(по данным Ветча)

Название колодца	Глубина в м	Расстояние от обычной линии прилива в м	Опоздание при приливе в мин. (по максимуму)	Опоздание при отливе в мин. (по минимуму)	Скорость передачи напора при максимуме в м/сутки	Скорость передачи напора при минимуме в м/сутки	Амплитуда колебания в м
Казино	27,9	В воде	8,0	12,6	—	—	1,4
Бургис	46,5	15	24,7	33,4	1,888	648	0,9
Ли	56,4	30	42,0	58,0	1,032	744	—
Андерхилл	34,2	150	71,8	75,6	2,970	2 856	0,8
Океан	—	—	—	—	—	—	2,3

Приливные глубокие колодцы имеются на многих морских побережьях. Зона влияния приливов ограничивается 3—4,5 км.

Изложенный выше материал показывает, что даже в том случае, когда грунтовые воды не сопряжены с поверхностными, они в той или иной степени подвержены влиянию поверхностных вод и это влияние может проявляться различным образом и иметь постоянный или периодический характер.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вевноровская М. А., Разин К. И., Семенов М. П., Методика изучения режима грунтовых вод в районах крупного гидротехнического и промышленного строительства, ОНТИ, 1937.
2. Каменский Г. Н., Основы динамики подземных вод, ч. II, 1935.
3. Кене В., Учение о грунтовых водах, Гостройиздат, 1932.
4. Порывкин Н. П., Режим грунтовых вод на пойме р. Волхова, «Материалы по исследованию р. Волхова», вып. XX, 1927.
5. Саваренский Ф. П., Гидрогеологический очерк Муганской степи, 1931.
6. Саваренский Ф. П., Гидрогеология, М. 1933.
7. Тилло, О колебаниях уровня почвенных вод в С.-Петербурге, «Записки Русского геогр. о-ва по общей географии», т. XXIX, № 4, СПб 1895.
8. Вевноровская М. А., Отчет по изучению режима грунтовых вод левобережья р. Волги у Самарской Луки на Федоровском опытном участке по работам 1931/32 г., Научный архив института Водгео, М. 1933.
9. Вевноровская М. А., Отчет о работах по изучению режима грунтовых вод на Федоровском участке Самарской Луки в 1933 г., Научный архив института Водгео, М. 1933.
10. Вевноровская М. А., Отчет по изучению изменений режима грунтовых вод в районе Днепростроя под влиянием подпора р. Днепра по работам 1932/33 г., Научный архив института Водгео.
11. Вевноровская М. А., То же по работам 1934 г., Научный архив института Водгео.
12. Корчебоков Н. А., Гидрогеологические исследования в приречной полосе Москва-реки в Москве в связи с повышением уровня Москва-реки до отметки «120», 1933/34 г., Архив Московского геологического треста.
13. Материалы института Водгео, Отчет по буровому поперечнику через Самарскую Луку («Карстовый поперечник»), Научный архив института Водгео, М. 1932.
14. Прохоров С. П. и др., Отчет по режиму подземных вод на Самарской Луке (по наблюдениям в 1933 г.), Научный архив института Водгео, М. 1934.
15. Разин К. И., Отчет о гидрогеологических исследованиях в районе Государственного днепровского строительства (Днепрострой) в 1930 г., Научный архив института Водгео.
16. Разин К. И., То же по работам 1931 г., Научный архив института Водгео.
17. Audebeau M. Ch., Les eaux souterraines de l'Egypte, «Annales des ponts et chaussées», Partie technique, IV, 1931, p. 99.
18. Lee A. b. C. H., Geology and ground waters of the western part of San Diego Country-California, «Water supply paper», 446, 1919.
19. May P., Rhein-und Grundwasser im Stadtgebiet Düsseldorf, «Gesundh. Ing», № 5, 4/II 1928.
20. Slichter C. S., Observations of the ground waters of Rio Grande Valley, «Water supply and Irrigation paper» № 141, 1905.
21. Slichter C. S., The underflow in Arkansas Valley in Western Kansas, 1906.
22. Veatch A. C., Fluctuation of the water level in wells with special reference to Long Island New York, Washington 1906.

ГЛАВА I

ВВЕДЕНИЕ

Режим подземных вод в районе водозаборных сооружений представляет большой интерес с двух точек зрения: во-первых, весьма важно знать их естественный режим для правильного расчета водозаборных сооружений и, во-вторых, нужно изучить режим подземных вод, формирующийся под влиянием искусственной откачки из водозаборных сооружений, в целях правильной эксплуатации последних. Естественный режим подземных вод изучается во время производства гидрогеологических изысканий, а искусственно измененный (под влиянием откачки) — изучается уже в период эксплуатации водозаборных сооружений.

В результате изысканий получают следующие основные данные для проектирования водозаборных сооружений: дебит, качество воды, статические и динамические уровни и радиусы влияния. Вопрос о последних может быть заменен задачей о радиусах питания или даже просто об оптимальном расстоянии между эксплуатационными скважинами.

1. **Расход подземного потока.** Колебания расхода подземных вод зависят, с одной стороны, от интенсивности поступающей в подземный поток из атмосферы влаги, а с другой, — от емкости подземного резервуара и характера пустот водопроводящих пород.

Чем больше емкость подземного резервуара, т. е. чем большей регулирующей способностью обладает подземный резервуар, тем меньше на расходе подземного потока будет сказываться неравномерность поступления инфильтрующейся в него влаги. Так например, для крупнейших артезианских бассейнов Европейской части Союза — подмосковной котловины и североукраинской мульды — можно практически считать, что в течение года расход артезианских водоносных горизонтов остается величиной постоянной. Наоборот, чем меньше емкость подземного резервуара, тем значительнее будет сказываться неравномерность поступления инфильтрующихся осадков. Если подземный резервуар сложен к тому же трещиноватыми породами или крупнообломочным материалом, то режим дебита подземных вод в течение годичного цикла будет иметь весьма изменчивый характер. Так например, для некоторых подрусловых потоков Крымского полуострова, сложенных крупнообломочным материалом, расход в летнее время вдвое меньше зимнего расхода. Очевидно, в данном случае расход подземного потока будет обладать годовой цикличностью.

В том случае, когда расход подземного потока отличается значительной изменчивостью, для правильного расчета водозаборных сооружений необходимо тщательно изучить его изменения. При этом следует определять не только минимальный расход, как это обычно делают, но и все изменения дебита потока во времени. Если минимальный расход недостаточен для покрытия потребности в воде, то возможно применить искусственное регулирование расхода.

2. **Статический уровень.** Естественный уровень подземных вод также подвержен иногда весьма сильным колебаниям. Изучение колебаний естественного уровня подземных вод имеет двойное значение:

а) В связи с колебанием уровня изменяется площадь поперечного сечения подземного потока, а следовательно изменяется и расход. Если последний не определен непосредственно, то колебания естественного уровня хотя бы качественно будут характеризовать изменения водообильности подземного потока.

б) Знание наинизшего положения уровня подземных вод имеет кардинальное значение для решения вопроса о заглублении оси насосов.

Кроме того изучение естественного режима подземных вод имеет существенное значение и для сопоставления его с режимом, искусственно измененным в процессе эксплуатации. Эти данные необходимы для правильной эксплуатации водозаборных сооружений и исправления запроектированных или уже осуществленных в натуре границ зон санитарной охраны.

3. **Радиус влияния, радиус питания и оптимальное расстояние между скважинами.** Все эти величины являются переменными, зависящими от режима подземных вод и следовательно от времени. Например при уменьшении расхода подземного потока, при откачке из него постоянного количества воды радиус влияния увеличится, т. е. при минимальном расходе подземного потока радиус влияния будет иметь максимальное значение. Те же самые соотношения существуют и для радиуса питания. Следовательно оптимальное расстояние между скважинами, назначенное без учета режима подземных вод, в течение значительной части года может оказаться уже неоптимальным.

ГЛАВА II

ОБРАЗОВАНИЕ ВОРОНКИ ДЕПРЕССИИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ОТКАЧКИ ИЗ ОДИНОЧНЫХ И ГРУППОВЫХ СКВАЖИН

Образование воронки депрессии является процессом, достаточно хорошо известным, а потому здесь лишь вкратце даются основные положения.

Форма воронки депрессии зависит от количества откачиваемой воды, гидравлического режима подземного потока, характера пород, слагающих водоносный горизонт, и типа каптажного сооружения. Чем больше откачивается воды, тем больше по своим размерам воронка депрессии. Чем менее водопроницаемы породы, слагающие водо-

носный горизонт, тем круче депрессионная поверхность и тем меньше радиус влияния.

Если откачка производится из бассейна грунтовых вод, то, как известно, воронка депрессии обладает лучевой симметрией.

При откачке из потока подземных вод воронка депрессии асимметрична. При этом нужно различать три главных направления: а) вверх по потоку, б) вниз по потоку и в) перпендикулярно потоку. Вверх по потоку воронка депрессии более крутая, чем вниз, потому что естественная скорость потока складывается со скоростью, вызванной откачкой. Обратные соотношения будут в низовой части воронки депрессии. Перпендикулярно потоку воронка депрессии симметрична.

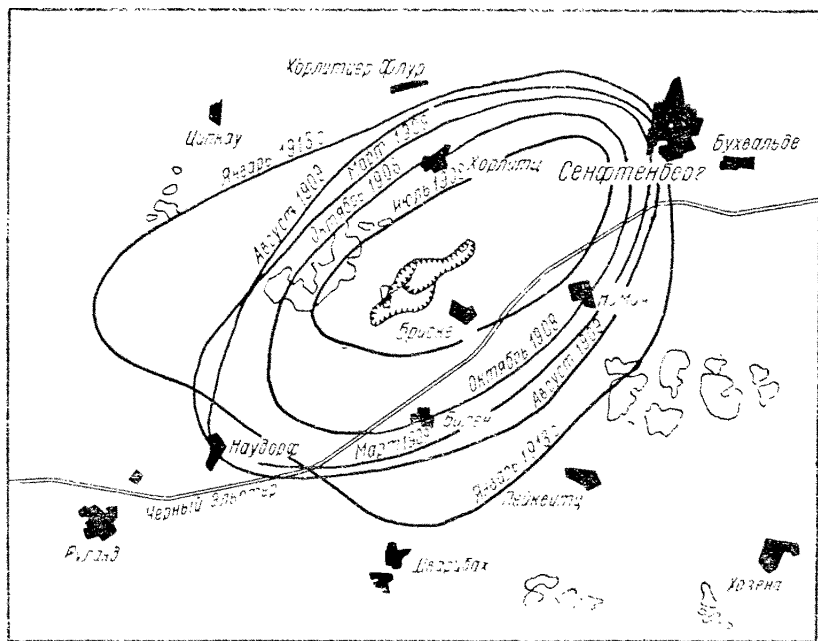


Рис. 87. Схема различных положений большой воронки депрессии в Лаузицкой древней долине

Радиус влияния вверх по потоку меньше, нежели радиус перпендикулярный потоку, а последний в свою очередь меньше радиуса влияния вниз по потоку. Кроме того следует отметить, что в низовой части воронки депрессии имеется «водораздельная точка», т. е. пункт, где подъем депрессии, идущий от колодца, сменяется падением вниз по потоку.

Хорошим примером асимметричной воронки депрессии является воронка, полученная при осушении разработок бурого угля в Лаузице близ Зенфтенберга, описанная К. Кейльгаком. Лаузицкое месторождение бурых углей находится в наиболее южной из северо-германских древних долин. Эта долина имеет ширину 10—15 км и на глубину 20—25 м заполнена ледниковым песком и гравием, под-

стилаемыми пластом бурого угля мощностью 10—12 м. Пласт угля отделяется от выше- и нижележащих песчаных образований небольшим слоем непроницаемого углистого суглинка. Подземная вода вначале находилась на глубине 1—3 м от поверхности земли. В 1908 г. с целью осушения месторождения была произведена интенсивная откачка, результаты которой наблюдались по ряду скважин, разбросанных по площади радиусом до 10 км. Откачка производилась

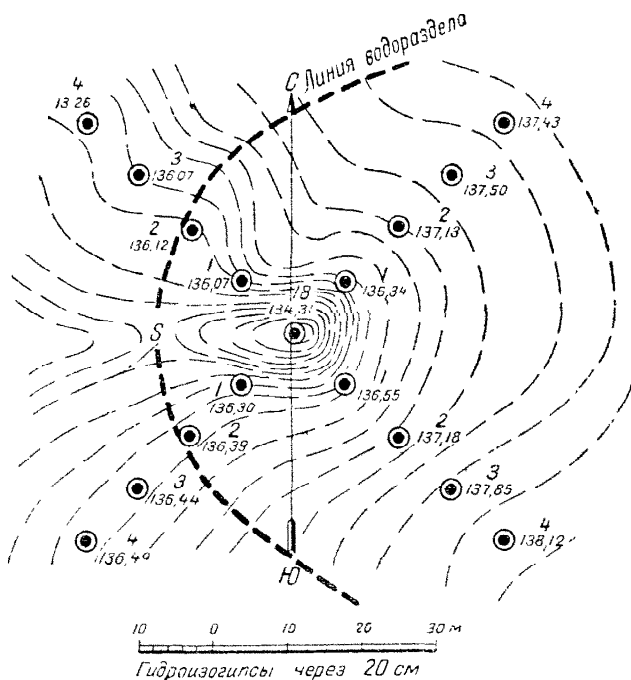


Рис. 88. Гидроизогипсы грунтовых вод при откачке с понижением 3,1 м из скважины в районе Шульгино Московской обл. с показанием водораздельной линии (пунктир) (по Каменскому и Богомолову)

в пять фаз. В первую фазу откачивалось 30 м³/мин при понижении 12 м, во вторую — 60 м³/мин при понижении 15—18 м, в третью — 70 м³/мин при понижении 25 м, в четвертую — 75 м³/мин при понижении 30 м и в пятую — 50—60 м³/мин при понижении, как и в четвертой фазе, в 30 м. Соответственно удельный дебит равнялся 2,5; 3,3; 2,8; 2,5 и 2,0 м³/мин. При последней откачке в январе 1913 г. воронка депрессии достигла длины 10 км и ширины 6 км. При этом пологая часть ее была направлена вниз по долине, что связано с течением подземного потока в том же направлении. Воронка депрессии, полученная при откачке из лаузицких бурогольных разработок, показана на рис. 87.

Сравнительно хорошая асимметричная воронка депрессии с ярко выраженной водораздельной точкой получена [2] при откачке из опытного узла у дер. Шульгино Московской области (рис. 88).

Из этого примера видно, что асимметричная воронка депрессии в плане не представляет собой более или менее правильного эллипса, как это имело место в Лаузице (рис. 87), а с верховой стороны несколько расширена по сравнению с низовой.

Выше было отмечено, что на форму воронки депрессии существенное влияние оказывает степень водопроницаемости пород. Со стороны

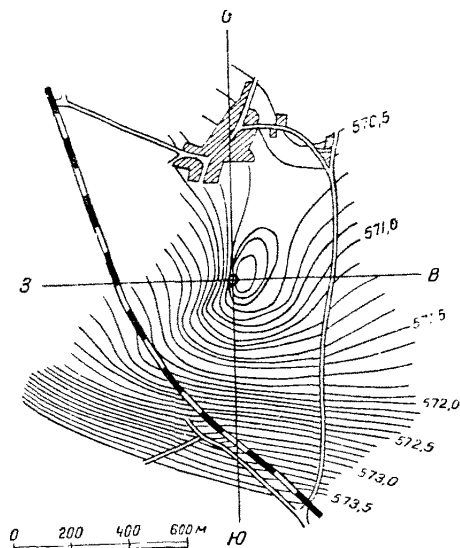


Рис. 89. Гидроизогипсы грунтовых вод у Дейзенгофского колодца

колодца, где залегают мало водопроницаемые породы, воронка депрессии должна быть круче, и наоборот. Если же водопроницаемость меняется в различных направлениях от колодца, то форма воронки депрессии может быть очень разнообразна, что иллюстрируется рис. 89, где показана приведенная Кейльгаком [3] воронка депрессии в районе Дейзенгофского колодца. Из рассмотрения гидроизогипс этой воронки депрессии совершенно ясно вытекает, что с западной стороны колодца залегают менее водопроницаемые породы, чем с восточной.

Интересная воронка депрессии приведена инж. П. И. Шипенко [8]. Эта воронка (рис. 90) любопытна в том отношении, что в плане она имеет очень непра-

вильные очертания, указывающие на изменение водопроницаемости пород в различных направлениях от колодца.

Не менее интересны и изменения формы депрессионной поверхности, связанные с тектоническими нарушениями в залегании пород, которые в конечном счете также ведут к резкому изменению водопроницаемости. На рис. 91 показаны гидроизопьезы, приведенные Кейльгаком для района Лаузиц между Руландом и Эльстервердом (бассейн Лейпиш). Здесь напорные воды приурочены к отложениям буроугольной формации юрской системы, прикрытым водонепроницаемыми породами третичного возраста. Карта гидроизопьез района Лаузиц показывает, что в юго-восточной части имеются сильные нарушения пород и следовательно большие изменения водопроницаемости.

Некоторые наблюдения, правда, весьма отрывочные, указывают, что форма воронки депрессии зависит и от типа каптажных сооружений.

Краевые части воронки депрессии подвержены естественному колебанию уровня подземных вод в течение годового цикла.

На рис. 92 показаны кривая: 1 колебания естественного уровня подземных вод и кривая 3 колебаний уровня, изменившегося под влиянием откачки. На средней линии 2 это влияние менее заметно, чем на нижней.

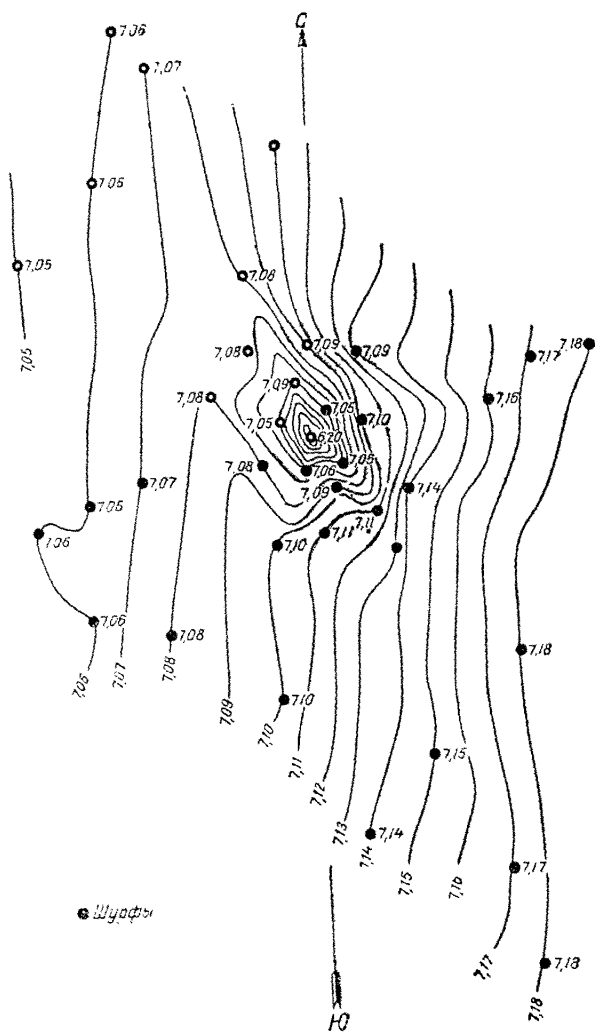


Рис. 90. Гидроизогипсы грунтовых вод при откачке из шурфа (по данным П. И. Шипенко)



Рис. 91. Гидронзоньезы артезианских вод в бассейне Лейпциг

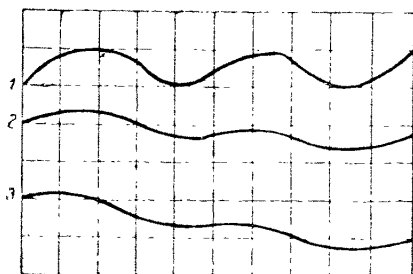


Рис. 92. Кривые колебания уровней:
1 — естественного, 2 и 3 — в краевых
частях воронки депрессии.

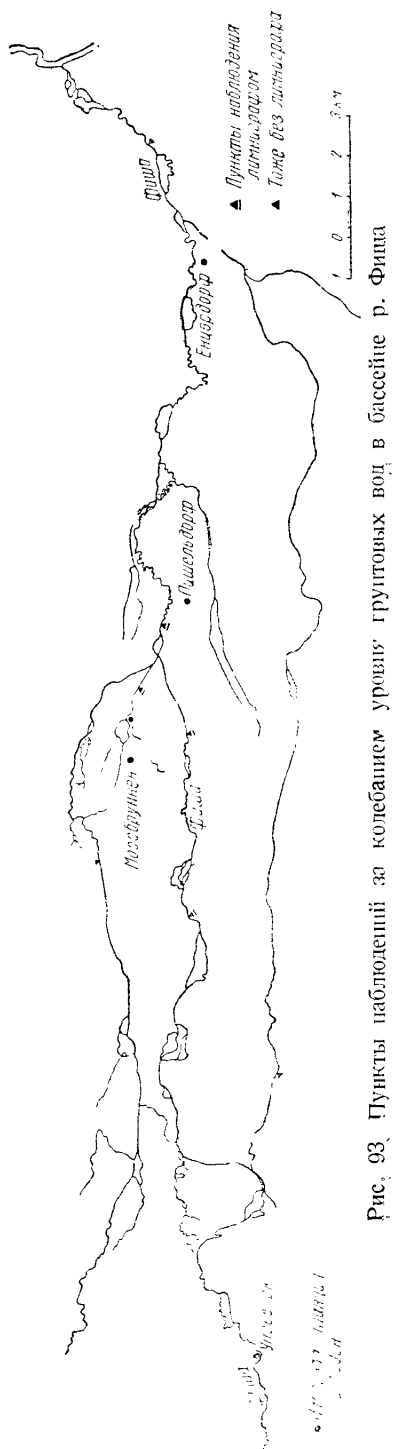
По поводу кривых, приведенных на рис. 92, Кейльгак указывает, что в том случае, когда максимумы и минимумы достигают соответственно одной и той же высоты в течение продолжительного времени, то краевая часть воронки депрессии будет находиться вне влияния откачки. Если же высота максимумов и минимумов постоянно понижается, то это указывает на влияние откачки, причем влияние это тем сильнее, чем больше сглаживается разница между максимумами и минимумами.

Форма воронки депрессии не остается постоянной, поскольку из водозаборов обычно откачивается раз-
личное количество воды.

Интересные в этом отношении наблюдения были проведены Бусеком [9] в Нижней Австрии в связи с расширением водоснабжения в бассейне р. Фиша (рис. 93). Вначале наблюдения за уровнем подземных вод были поставлены на пороге водослива источника Унгерверк в непосредственной близости от водозаборных сооружений г. Беден. Они показали весьма характерные ежедневные периодические колебания уровня, достигавшие максимума к 10 час. и минимума к 22 час. Эти колебания уровня изображены на рис. 94; там же пунктирной линией нанесена производительность откачки на соседней насосной станции г. Беден.

После того как указанные колебания были отмечены в нескольких пунктах (рис. 93), дополнительно установили наблюдения: а) над уровнем источника Моосбруннен, б) над уровнем грунтовых вод по лимниграфу в пункте, находящемся на расстоянии примерно 450 м южнее от источника и 1,2 км от водозаборных сооружений фабрики, в) над уровнем грунтовых вод по лимниграфу в Пишельдорфе и г) в Ецердорфе.

Наблюдения над источниками Моосбруннен и по лимниграфу (п. «б»)



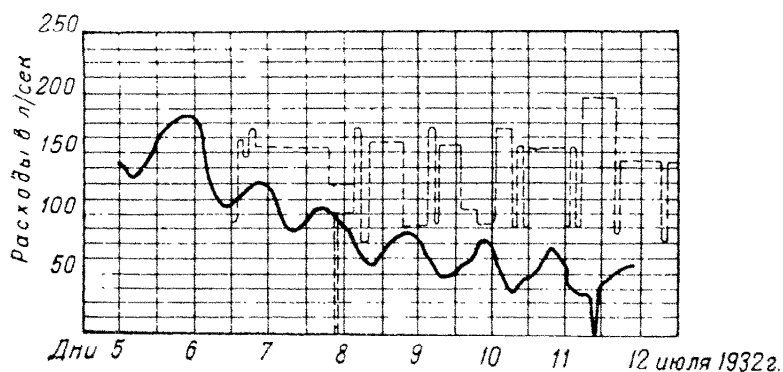


Рис. 94. Колебания уровня воды (сплошная линия) в пункте Унгерверк и производительность откачки (пунктирная линия) из водозаборных сооружений г. Беден

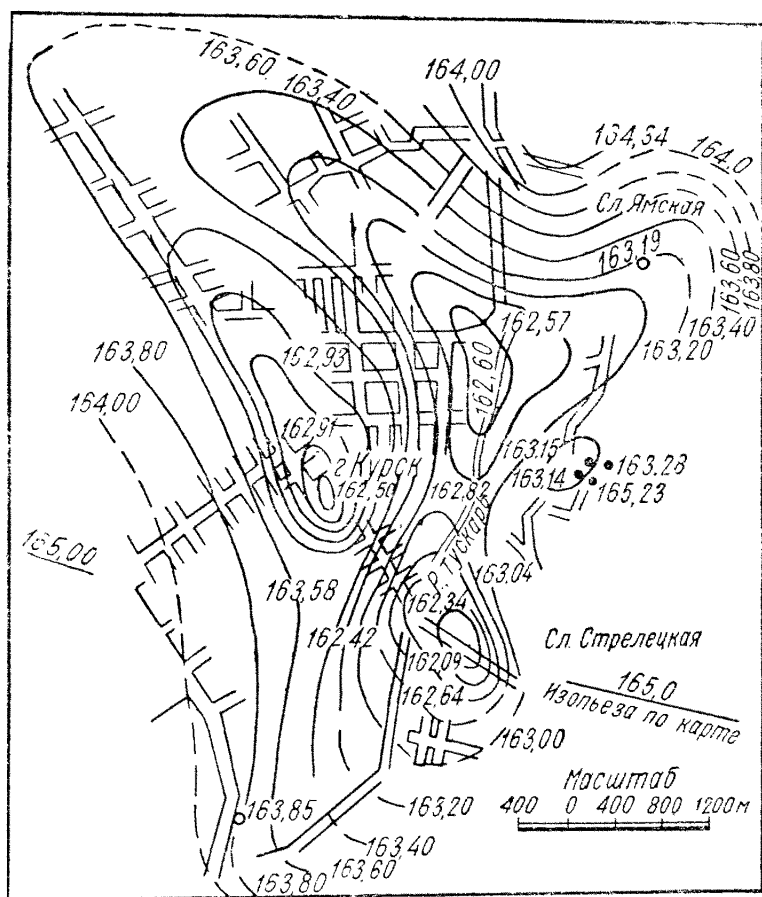


Рис. 95. Гидроизопьезы юрских артезианских вод в районе Курска по данным 1930 г. (однозначные и двузначные цифры означают номера реперов, пятизначные — абсолютные отметки статического уровня в метрах)

Условные знаки

То же летнего, осеннего и зимнего периодов

○ Скбажины

Проф. Кене, которому были переданы результаты наблюдений в долине р. Фиша, указывает [9], что такая периодичность колебания уровня грунтовых вод обуславливается или неравномерной откачкой из водозаборных сооружений или тем, что в местностях, бедных осадками, растения потребляют воду днем, ночью же при отсутствии этого потребления уровень грунтовых вод поднимается. По мнению

проф. Кене вероятнее всего в данном случае действует первая причина. Это мнение вполне подтверждается тем, что минимумы уровня соответствуют максимумам откачки. Кроме того чем дальше от водозаборных сооружений производились наблюдения, тем слабее наблюдалась эта периодичность; в Ецдердорфе периодичность вообще не наблюдалась.

Перейдем теперь к вопросу об образовании воронки депрессии под действием группы скважин. На рис. 95 показана карта гидроизопьез юрских артезианских вод в районе Курска (по Н. Плотникову). Из этой карты видно, как под влиянием откачки из группы скважин образовался ряд местных воронок депрессий.

На рис. 96 показаны депрессионные линии в районе Киева по годам, начиная с 1926 и по 1931 г. включительно, и увеличение по годам количества откачиваемой воды (по Н. Плотникову). Эти данные указывают, что по мере увеличения откачки местная воронка депрессии увеличивается. Пересечение же кривых депрессий указывает, что форма воронки депрессии не остается неизменной.

Очевидно, форма воронки депрессии в районе действия группы скважин зависит не только от причин, указанных для одиночных колодцев, но и от расположения скважин в плане.

ГЛАВА III

ОБРАЗОВАНИЕ МЕСТНОЙ ВОРОНКИ ДЕПРЕССИИ В АРТЕЗИАНСКИХ ВОДАХ МОСКВЫ

1. Основные геологические и гидрогеологические данные

Некоторые интересные данные по образованию местной воронки депрессии в артезианских водах автору удалось получить при обработке материалов по артезианским скважинам Москвы.

В каменноугольных отложениях в районе Москвы имеются три артезианских горизонта. Первый (сверху) приурочен к 45-метровой толще верхнекаменноугольных отложений, представленных по данным Б. М. Даньшина и Е. В. Головиной [1] тремя толщами известняков и доломитов. Вся толща верхнекаменноугольных отложений заключена между отметками (кровля) 115 м в долине р. Москвы и 131 м в северной части города и отметками (подошва) 95 м на юго-западе и 75 м на северо-востоке Москвы. Первый артезианский горизонт местами перекрыт юрскими глинами; местами же на него непосредственно налегают послетретичные отложения. Дебит скважин этого горизонта доходит до 6 л/сек. Удельный дебит по Даньшину примерно равен 2 л/сек. Второй артезианский горизонт приурочен к среднекаменноугольным отложениям, сложенным мощной толщей известняков до 140 м с пропластками доломита и мергелей. Нижняя треть среднекаменноугольных отложений (каширские слои) отделяется от вышележащей толщи довольно выдержанным слоем красных глин. Это обстоятельство в свое время дало основание подразделить воды среднего карбона на два подгоризонта: верхний и нижний. Буровые скважины Москвы в основном берут воду из мячковских

и подольских слоев (общей мощностью около 80 м), т. е. и верхнего подгоризонта. Водоносность же каширских слоев — нижний подгоризонт — не изучена. Среднекаменноугольные отложения заканчиваются весьма выдержанной на значительных пространствах толщей верейских красных глин мощностью 8—13 м.

Нужно отметить, что в некоторых местах вдоль древних ложбин (Арбат, Краснохолмский мост, Даниловская набережная) на известняки среднего отдела карбона непосредственно налегают послетретичные пески. Второй артезианский горизонт ограничен (подошва) отметками на юго-западе города — 40—45 м, в центре — 50 м и на северо-востоке — 60—65 м ниже уровня моря.

Количество извлекаемой воды из скважин этого горизонта колеблется от 1 до 84,9 л/сек. Удельный дебит — от 1 до 15 л/сек. Средний удельный дебит — около 4 л/сек. Скважины с наибольшим удельным дебитом находятся в южной части города, в особенности в Замоскворечье.

Третий артезианский горизонт приурочен к верхней части нижнего отдела карбона (серпуховские и алексинские слои общей мощностью около 70 м), представленного сплошной толщей известняков с редкими прослоями глин. Нижней относительно водоупорной толщей этого горизонта служат чередующиеся слои известняков, глин и песков (тульские слои) мощностью до 40 м.

Расходы отдельных скважин этого горизонта колеблются в очень значительных пределах. Чаще всего скважины дают от 10 до 20 л/сек. Есть скважины с дебитом даже до 123,3 л/сек. Удельный дебит колеблется от 2 до 6,5 л/сек; в среднем — 3—4 л/сек.

Для изучения процесса образования местной воронки депрессии было бы необходимо составить карты гидроизопьез на различные моменты времени. Сравнение таких карт между собой и сопоставление изменения уровней с увеличением расхода скважин дало бы богатейший материал для изучения режима артезианских вод. Однако систематических наблюдений за артезианскими скважинами в Москве не велось, поэтому существующий материал обладает рядом недостатков, а именно:

1) для многих скважин данные о ходе их сооружения и об эксплуатируемом водоносном горизонте отсутствуют;

2) нет данных об изменении уровней по годам;

3) некоторые замеренные уровни являются случайными, так как высота уровня в момент замера зависела от случайных остановок соседних скважин;

4) почти для всех скважин отсутствуют данные о динамических уровнях;

5) многие скважины не имеют достоверных отметок устья.

Поэтому, несмотря на весьма большое количество пробуренных скважин, только сравнительно для немногих из них удалось получить необходимые данные.

При распределении скважин по времени их сооружения нами были приняты следующие даты: первый период — с 1893 по 1904 г., второй — с 1905 по 1917 г. и третий — с 1923 по 1934 г. Эти периоды были приняты на основании следующих соображений:

1) более мелкие подразделения привели бы к тому, что в каждом периоде или даже годе было бы очень мало скважин, а следовательно и мало данных;

2) принятые границы периодов согласуются с интенсивностью бурения, так как в промежутке времени с 1904 по 1907 г. и с 1917 по 1923 г. буровые на воду работы почти не производились;

3) более длительные периоды привели бы к очень грубой схематизации.

На схематических картах гидроизопьез, составленных для 1926 г., когда было произведено общее обследование артезианских скважин Москвы, горизонтали, несмотря на недостаточность материалов, проведены через 1 м, так как это позволяет более четко подчеркнуть форму депрессионной поверхности, имеющей в данном случае чисто иллюстративное значение¹.

2. Третий артезианский горизонт

1. Первый период (с 1893 по 1904 г.). Если не считать глубокой скважины на Яузском бульваре, то впервые этот горизонт в 1893 г. был вскрыт двумя скважинами: одной — на проезде Петровского бульвара² (350) и другой — на Электrozаводской ул. (381). Об этих двух скважинах упоминает в своей работе А. П. Иванов,³ называя первую — скважиной гостиницы «Эрмитаж» и вторую — скважиной Московского металлического завода. —

В период с 1893 по 1900 г. были сооружены еще три скважины. Затем в течение 1900—1903 гг. ежегодно бурились по 3—4 скважины, так что к концу первого периода третий артезианский горизонт был вскрыт 18 скважинами.

Для характеристики напора в этот период имеется очень мало сведений. Достаточно сказать, что только четыре скважины, не считая первых двух (350, 381), имеют данные о высоте напора. Для всех остальных имеются указания только о том, что они фонтанируют. А так как абсолютная отметка устья этой группы скважин колеблется в широких пределах (от 123 до 139 м), то составить определенные суждения о распределении величины напора по площади города (или, что то же, составить карту гидроизопьез) нельзя. Поэтому для этого периода приходится ограничиться только некоторыми соображениями о напоре артезианских вод в отдельных точках города.

Первые скважины (350, 381), вскрывшие третий артезианский горизонт, по данным А. П. Иванова в 1893—1895 гг. имели напор около 139—140 м.

Ниже в табл. 35 указана высота уровня воды этой группы скважин.

¹ Данные по буровым скважинам взяты из «Каталога буровых на воду скважин г. Москвы», составленного Б. М. Данышиным, Н. И. Муравьевой, К. Г. Пешковым и А. Я. Полонским. В обработке описываемых материалов принимала участие Н. И. Муравьева.

² После адреса скважины в скобках указывается ее номер по каталогу Б. М. Данышина.

³ А. П. Иванов, Артезианские воды г. Москвы, 1916.

Год замера	№ по каталогу	Уровень воды в м	Год замера	№ по каталогу	Уровень воды в м
1893	350	ф 138	1901	343	136,9
1893	381	ф	1901	364	134,4
1899	376	ф 124	1902	351	134,3
1900	353	ф 139	1902	377	133,0
1900	370	ф 135	1903	365	ф 127
1900	395	ф 123	1903	372	ф 129(?)
1901	333	140,9			

Примечание. Буква «ф» означает фонтанирующую скважину. После буквы «ф» указаны отметки устья скважин.

Высоту 139—140 м, судя по данным этой таблицы, и следует считать за первоначальный напор третьего артезианского горизонта до начала его интенсивной эксплуатации. Примерно эту высоту напора (140,9 м) дают скважины: «Метрополь» (353) (год сооружения 1900) и завода «Электросвет» (333) (год сооружения 1901), расположенного в юго-западной части города на Пироговской ул. Наибольшая высота напора скважины завода «Электросвет» (333) и несколько меньшие отметки напора (139—140 м) в центральной части города указывают, что напор вод этого горизонта уменьшается в северо-восточном направлении, что конечно вполне естественно, если учесть общее падение пород в том же самом направлении.

После введения в эксплуатацию скважин: «Метрополь», Неглинный проезд — бани, Сретенский бульвар напор воды в этом районе города уменьшился до высоты 134—134,5 м.

Таким образом расположение трех скважин примерно на площади в 0,5 км² привело к падению напора на 5 м.

По данным центральных скважин и скважины на Земляном валу (377), сооруженной в 1902 г., можно отметить некоторое падение напора и в направлении С-В-В.

2. В т о р о й п е р и о д (с 1904 по 1916 г.). От 1903 до 1907 г. были сооружены всего только две скважины (378, 400). Начиная с 1907 и по 1916 г., ежегодно бурились от двух до четырех скважин. Всего за этот период было пробурено до третьего артезианского горизонта 27 скважин. Год сооружения 75 скважин неизвестен.

Данные о замерах уровней воды в скважинах, относящихся ко второму периоду, приведены в табл. 36.

Для второго периода сведения об отметках статического уровня имеются только для 15 скважин.

Из данных табл. 36 следует, что максимальные отметки напора в этот период наблюдались в северо-западной части города—скважина по Вятской ул. (341) — 139,8 м и в скважине на ст. Лихоборы (340) — 138,8 м. На всей же остальной территории напор держался в большинстве случаев на высоте от 127 до 132 м. Наименьшие отметки напора имеют скважины: в Горенковском пер. (335) — 121 м, в Орликовом пер. (362)—123,5 м, Электрозаводской ул. (382)—121 м

Год замера	№ по каталогу	Уровень воды в м	Год замера	№ по каталогу	Уровень воды в м
1905	400	129,0	1911	368	129,0
1907	391	129,6 (?)	1912	340	138,8
1907	394	ф 124,0	1912	344	128,0
1908	330	133,2 (?)	1913	352	128,0 (?)
1908	332	127,0	1913	354	ф
1909	336	130,0	1914	337	130,0
1909	388	127,7	1915	347	127,5
1909	390	128,0 (?)	1915	362	123,5
1910	345	132,2	1915	382	121,0 (?)
1910	386	132,0	1916	341	139,8
1911	335	121,0	1916	397	122,0 (?)

Примечание. Буква «ф» означает фонтанирование скважины. После буквы «ф» поставлена отметка устья скважины.

и на Б. Тульской ул. (397) — 122,0 м. Эти данные свидетельствуют о том, что в этот период на территории города уже сформировалась воронка депрессии с максимальным понижением около 13 м. За наименьшую высоту уровня в этот период следует считать отметку 127 м.

Высокие отметки напора скважин на Вятской ул. и ст. Лихоборы указывают, что воронка депрессии еще не имела широкого распространения и не выходила за пределы города. Кроме того данные о напоре этих двух скважин еще раз подтверждают высоту начального напора третьего артезианского горизонта в 139—140 м.

Если перейти теперь к характеристике напора на отдельных участках города, то получим такую картину. В Замоскворечье, в районе Дербеновской набережной, уровень воды держится на высоте 127—128 м. К западу — Пироговская ул. (333), Дорогомилово (330 — 331)—уровень воды стоит на высоте 132,0 м. Ту же величину напора дает и скважина в проезде Курской ж. д. (386). В скважинах центральной части города («Метрополь», проезд Петровского бульвара) (353, 350) уровень воды стоял на высоте около 134 м. Такое распределение высоты напора связано с большим количеством воды, откачиваемой из скважин 1-й ситценабивной фабрики. Так например, скважина (390) дает 123,3 л/сек. Следовательно центр воронки депрессии во второй период переместился из центральной части города в район 1-й ситценабивной фабрики.

К востоку, западу и северу от Садового кольца скважинами Краснопресненские, Селезневские и Бауманские бани (337, 345 и 368) создается особая полоса пониженного напора с отметками уровня от 129 до 132 м, повидимому связанная с интенсивной откачкой воды для водоснабжения бань. Таким образом во второй период на территории города образуется воронка депрессии с максимальным понижением к 1909 г. около 13 м и к 1916 г., судя по скважине 397 (Б. Тульская ул.), примерно до 19 м. Центр этой воронки депрессии находится в районе 1-й ситценабивной фабрики. Воронка депрессии имеет весьма сложную поверхность.

3. Третий период (с 1923 по 1934 г.). С 1917 по 1927 г. бурение на третий артезианский горизонт не производилось. Между

1927 и 1934 гг., если не считать бурения глубоких скважин на бойнях и Б. Ордынке, а также скважин, год сооружения которых не известен, были пробурены всего только три скважины (373, 383 и 384).

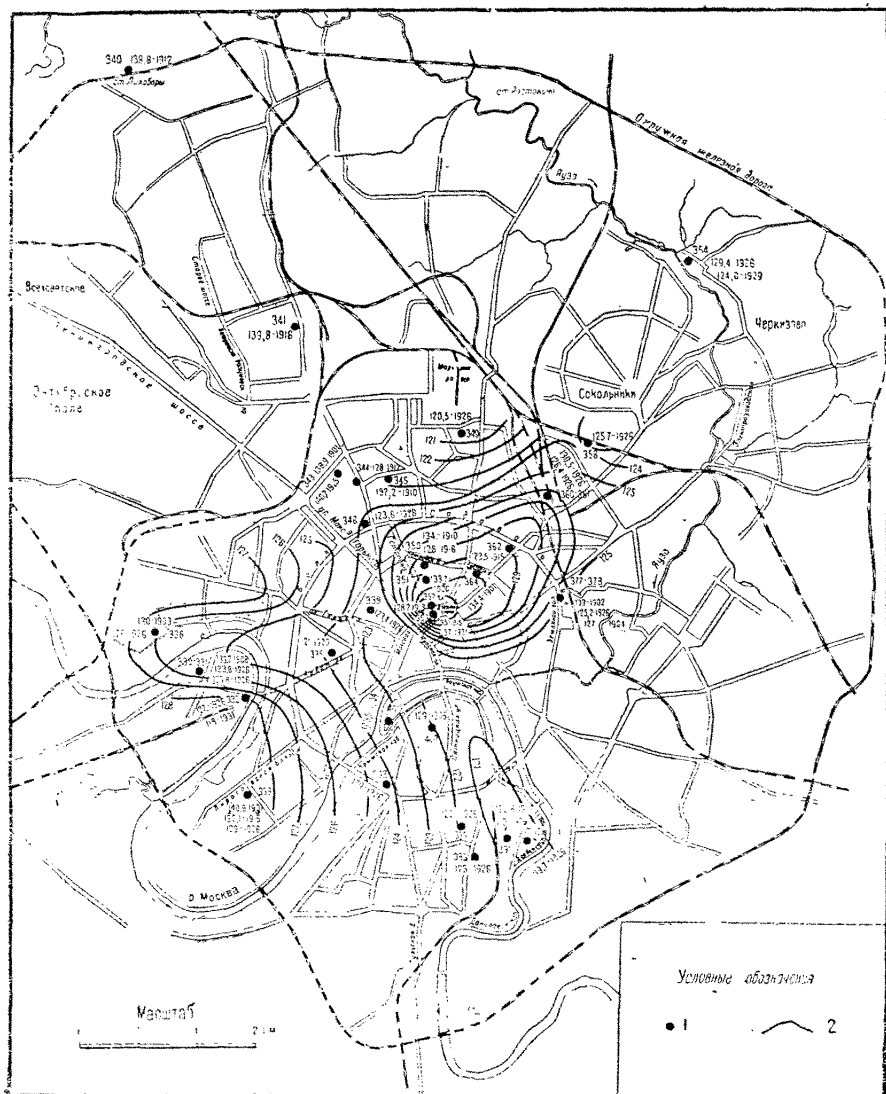


Рис. 97. Схема гидроизопьез третьего нижнекаменноугольного водоносного горизонта Москвы на 1926 г. (составил М. Е. Альтовский, 1936 г.)
1—буровые скважины; 2—линии гидроизопьез

В 1926 г. комиссией Мосводопровода было произведено обследование артезианских скважин и для многих из них был замерен уровень воды. Этими данными, отнесенными к одному и тому же году, можно пользоваться для построения схемы гидроизопьез (рис. 97).

При этом нужно оговориться, что не во всех пунктах территории города данные замера уровней 1926 г. могут быть увязаны гидроизопьезами.

Составленная схема гидроизопьез конечно не дает величины напора в любой точке города, а лишь рисует основные черты депрессионной поверхности.

В основном схема гидроизопьез показывает, что в третий период центр депрессии остался в районе скважин 1-й ситценабивной фабрики, причем за наименьший средний уровень может быть принята высота около 120 м, что по сравнению с первоначальным уровнем в 139—140 м даст максимальную депрессию в 20 м.

Кроме того в третий период создан второй центр депрессии в районе Ржевского вокзала, где напор упал также примерно до высоты 120 м.

В центре города вследствие выключения из эксплуатации ряда скважин (к 1927 г. бездействовали скважины «Метрополь», «Эрмитаж», Сандуновские и Центральные бани) напор доходит до отметки 135 м. Этот район высокого напора разделяет два вышеуказанных центра депрессии. К западу напор несколько повышается, доходя до высоты 129—130 м.

Весьма существенное значение имеют площади, занятые максимальными депрессиями. Относительно размеров площади депрессии (за исключением района 1-й ситценабивной фабрики) за недостаточностью данных сказать что-либо определенное нельзя. Депрессия же в районе 1-й ситценабивной фабрики примерно может быть охвачена к западу и к северу. Восточные и южные границы ее остаются неопределенными. Распространение этой депрессии к северу можно считать до Красной площади, т. е. на расстояние, равное примерно 4 км. Ту же самую величину можно принять и для западного направления. Указанные выше центры понижения отнюдь не следует принимать как две самостоятельные воронки депрессии, а как некоторые чисто местные особенности одной большой депрессии, создавшейся в результате интенсивной откачки воды.

3. Второй артезианский горизонт

Данных о напоре вод среднекаменноугольных отложений мы имеем, пожалуй, еще меньше, чем для вод нижнекаменноугольных отложений. Достаточно сказать, что относительно 78 скважин не имеется данных даже о годе их сооружения. Еще больше число скважин, высота уровня воды в которых ни разу не регистрировалась. Для освещения вопроса о напоре среднекаменноугольного водоносного горизонта разобьем данные также на три периода:

1. П е р в ы й п е р и о д (с 1870 по 1904 г.). За этот период сооружено 48 скважин¹. Из этого количества в 10 скважинах уровень воды вообще никогда не замерялся, в 11 скважинах был замерен в последующие годы, главным образом в 1926 г.; для 7 скважин отметка устья точно неизвестна (поставлена в каталоге под знаком вопроса). Таким образом только для 20 скважин имеются данные о высоте уровня воды, замеренного после окончания бурения скважины.

¹ Здесь, как и везде, указывается только число скважин, год сооружения которых известен.

Расположим 16 скважин из них в порядке возрастания высоты уровня воды (табл. 37).

Таблица 37

№ по каталогу	Абс. отметка устья в м	Абс. отметка уровня воды в м	№ по каталогу	Абс. отметка устья в м	Абс. отметка уровня воды в м
290	123	114,5	304	125	120,1
296	123	114,9	251	132	122,9
297	123	115,1	136	149	122,9
317	136	115,3	135	149	123,7
294	123	116,9	194	139	126,8
286	123	117,2	189	158	127,2
327	123	117,8	191	157	130,2
289	123	119,5	168	165	141,3

Данные этой таблицы показывают наличие некоторой связи между абсолютной отметкой устья скважины и высотой уровня. Но было бы конечно неправильно делать отсюда вывод о том, что в данном случае мы имеем дело с грунтовой, а не с артезианской водой, как это было сделано проф. А. П. Ивановым в работе 1916 г.

По данным табл. 37 видно, что при одинаковой отметке устья 123 м для шести скважин высота уровня воды в них колеблется в пределах от 114,9 до 119,5 м; далее скважина 135 имеет отметку устья 149 м, а высота уровня воды в ней ниже, нежели в скважинах с отметкой устья 136 и 139 м.

Просматривая местоположение скважин, указанных в табл. 37, можно отметить, что скважины с низкой высотой уровня воды располагаются вдоль бережных р. Москвы: Раушской, Дербеневской и на Кожевнической ул. Для остальных скважин подмечается лишь то, что с удалением от р. Москвы высота уровня воды повышается и доходит в районе Старого Петровско-Разумовского шоссе до максимальной высоты 141,3 м. Средняя наименьшая отметка по шести скважинам 116,4 м.

Из связи высоты уровня воды с долиной р. Москвы конечно все не следует делать вывод, что воды среднекаменноугольных отложений непосредственно связаны с р. Москвой, поскольку среднекаменноугольные отложения покрыты достаточно выдержанными водупорными слоями красных глин С_3 и только в отдельных редких местах — четвертичными образованиями.

Эта связь идет или через отложения древних долин (см. геологические данные), или же через воды верхнекаменноугольных отложений, дренируемых р. Москвой.

2. В т о р о й п е р и о д (с 1905 по 1916 г.). Во второй период были сооружены 32 скважины. Из них только для 15 скважин имеются данные о высоте уровней, замеренных в течение этого промежутка времени. Ход бурения был очень неравномерен. Ежегодно сооружали от одной до пяти скважин.

Во второй период наблюдается значительное общее падение напора. Максимальная отметка в 140,2 м наблюдается в скважине Истоминского пер. (166). Наиболее низкие отметки напора (около 113—114 м) наблюдаются в районе Дербеневской набережной. Но относительное падение уровня по сравнению с первым периодом сравнительно незначительно — всего 2—3 м. К западу от Дербеневской набережной высота напора повышается до 117—120 м и даже до 124 м.

В центральной части города напор имеет отметку около 119 м; в северо-западной части (Ленинградское шоссе) — 136—139 м и в северо-восточной — 122—125 м. Эти данные показывают, что район Дербеневской набережной, несмотря на наиболее низкие отметки напора, не является пунктом наибольших депрессий от откачки воды в скважинах. Кроме того можно отметить, что на территории города каких-либо особых центров депрессии не наблюдается за исключением долины р. Москвы. Это, повидимому, объясняется тем, что среднекаменноугольный водоносный горизонт эксплуатировался в этот период большим числом скважин со сравнительно одинаковым дебитом.

3. Т р е т ь и й п е р и о д (с 1923 по 1934 г.). В этот период были сооружены 53 скважины. Из них по 23 скважинам имеются данные о высоте уровня воды, замеренной в год их сооружения. Остальные скважины или не имеют абсолютных отметок устья, или их отметки сомнительны, или же не имеется данных о высоте уровня воды в них.

Используя данные замеров уровней, произведенных в 1926 г., можно составить для этого периода схематическую карту гидроизопьез. Само собой разумеется, что в силу недостаточности материалов, а отчасти и в силу их некоторой недостоверности эта схема скорее имеет иллюстративное значение, чем дает правильное по всей территории города представление о воронке депрессии (рис. 98).

Схематическая карта гидроизопьез показывает, что наиболее пониженные отметки высоты уровня воды до 110 м попрежнему наблюдаются в районе Дербеневской набережной. Именно этому участку является центром воронки депрессии, образовавшейся на территории Москвы. Горизонтالي от 110 до 119 м замыкаются, образуя в районе Замоскворечья вдоль р. Москвы от Даниловской до Крымской набережной наиболее глубокую часть этой воронки депрессии. К западу (Дорогомилово), к востоку и северо-востоку (р. Яуза) высота уровня воды колеблется от 119 до 124 м, охватывая этими отметками примерно половину территории города. В северо-западной части (Ленинградское шоссе) наблюдаются наиболее высокие отметки уровня воды, доходящие до 141,7 м.

Из прилагаемой схемы гидроизопьез достаточно отчетливо видно, что характер воронки депрессии зависит не только от расположения скважин и количества откачиваемой воды, но и от влияния долины р. Москвы.

В районе Красной Пресни, ул. Герцена и Ленинградского шоссе провести горизонтали с достаточной убедительностью нельзя.

Таким образом депрессия в центре воронки в 1926 г. достигла примерно 6 м.

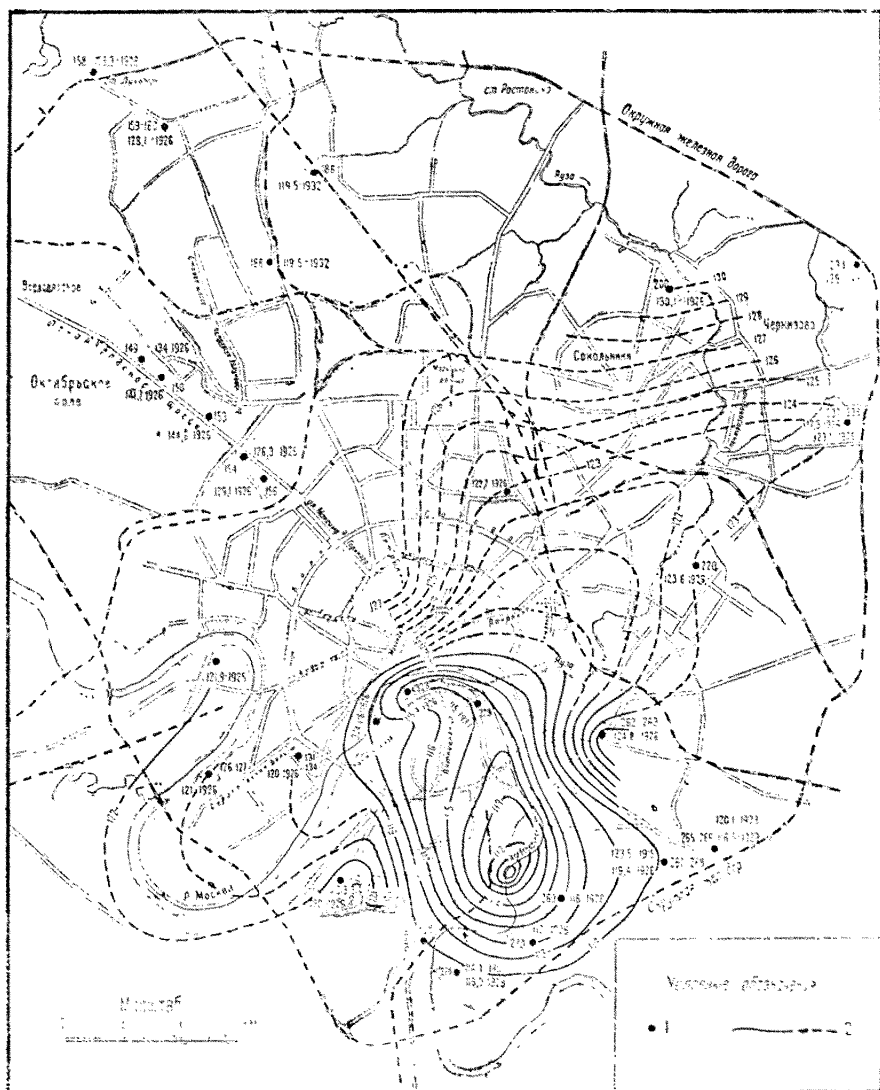


Рис. 98. Схема гидроизопьез второго среднекаменноугольного водоносного горизонта Москвы на 1926 г. (составил М. Е. Альтовский)

1—буровые скважины; 2—линии гидропьез

4. Первый артезианский горизонт

Из общего числа 172 скважин для 101 скважины год сооружения неизвестен. До 1905 г. было сооружено 15 скважин; для восьми из них известна высота уровня воды. Из этих данных следует, что наиболее низкие отметки уровня воды от 114,8 до 122,2 м наблюдались вблизи р. Москвы и в прилегающих к ней частях города. Высота уровня до 132 м зарегистрирована при бурении в восточной части

города у Семеновской заставы и в северо-западной части в районе Б. Садовой ул. Максимальная высота уровня 146,8 м наблюдалась по Ленинградскому шоссе (110) у с. Всехсвятского.

В течение периода 1905—1917 гг. ведется интенсивное сооружение скважин на первый артезианский горизонт. Ежегодно сооружают по 3—4 скважины, а иногда даже по 8—9 скважин. Всего в этот промежуток времени пробурены 43 скважины; из них по 29 скважинам имеются данные о высоте уровня воды. Нужно отметить при этом, что все скважины расположены в северной части города. Из рассмотрения данных о высоте уровня воды для этого периода можно подметить, что уровень воды от р. Москвы (у Кремля) к северу повышается, начиная примерно с высоты 130 м у площади Дзержинского до 135 м у Марьиной Рощи. К востоку от линии Кремль—Марьиная Роща наблюдается постепенное падение уровня воды по направлению к р. Яузе со 130—135 до 124—125 м.

Начиная с 1917 г., бурение на верхнекаменноугольные воды было почти прекращено. В промежуток времени с 1922 по 1934 г. всего было пробурено только 12 скважин; из них по семи скважинам имеются данные о высоте уровня воды. Рассмотрение этих данных не дает ничего нового. Попрежнему высота уровня воды для участков, удаленных от р. Москвы, держится в пределах между 126 и 136 м.

5. Истощение артезианских вод

Вопрос об истощении и запасах артезианских вод является наиболее трудным, но в практическом отношении и наиболее важным.

Очевидно, что вопрос об истощении артезианских вод в общем смысле этого слова, т. е. о превышении расхода над возобновляющимся запасом подземных вод, может быть разрешен лишь при изучении артезианских вод всей подмосковной котловины.

Поэтому для решения этого вопроса можно было бы опереться на такие данные: если расходная часть превышает приходную, то при постоянном расходе откачиваемой воды должно происходить систематическое понижение уровня воды в скважинах, а при переменном—интенсивность нарастания депрессии во времени должна быть больше интенсивности нарастания общего расхода во времени.

К сожалению данных для решения этого вопроса не имеется. Образование же местных; хотя и очень больших воронок депрессий, является неизбежным явлением при производстве всякой откачки подземных вод.

Для характеристики запасов подземных вод весьма существенное значение имеет изменение фактических расходов скважин по годам. Остановимся несколько подробнее на этом вопросе.

Данные различных авторов сведены в табл. 38.

Из табл. 38 видно, что количество извлекаемой артезианской воды из каждого горизонта непрерывно увеличивается и к 1936 г. общий суммарный расход из трех горизонтов достиг 203 958 м³/сутки. Из них на долю третьего артезианского горизонта приходится 42,4%, второго — 51,1%, первого — 4,3% и на долю неизвестного горизонта — 2,2%.

Таблица 38

Годы	Третий артезианский горизонт			Второй артезианский горизонт			Первый артезианский горизонт		
	количество скважин	суточный расход в м ³	средний расход на одну скважину в м ³ /сутки	количество скважин	суточный расход в м ³	средний расход на одну скважину в м ³ /сутки	количество скважин	суточный расход в м ³	средний расход на одну скважину в м ³ /сутки
По данным А. И. Иванова									
1916	16	13 680	855	—	—	—	—	—	—
До данным С. А. Коровая									
1928	21	29 664	1 413	71	21 104	300	—	—	—
До данным Полесского									
На 1/1 1933	47	48 924	1 041	97	49 723	512	22	1 750	80
» 1/1 1934	41	62 766	1 531	101	69 010	600	23	2 163	94
» 1/1 1935	40	73 299	1 832	128	82 579	645	31	6 839	220
» 1/1 1936	42	86 244	2 054	146	104 125	713	34	8 950	264

Примечание. Число скважин, эксплуатирующих неизвестный водоносный горизонт, с 1933 к 1936 г. уменьшилось с 44 до 19, а общий суммарный расход из них снизился с 11 549 до 4 639 м³/сутки.

Основными источниками артезианской воды для Москвы являются второй и третий артезианские горизонты, участвующие примерно в равной доле в общем расходе. Табл. 38 показывает, что средний расход, приходящийся на одну скважину, непрерывно растет, что объясняется сооружением скважин более крупного диаметра, увеличенным расходом и более длительной работой скважины в течение суток. Из рассмотрения цифр среднего расхода для одной скважины получаются некоторые весьма интересные выводы. Так, для третьего горизонта, принимая 20-часовую работу насосов, можно было бы принять для среднего дебита скважины $100 \text{ м}^3/\text{час}$, а для второго — аналогично $35 \text{ м}^3/\text{час}$. Так как удельные дебиты для обоих горизонтов примерно одинаковы, то скважины второго горизонта, очевидно, работают с депрессией, в два-три раза меньшей, чем скважины третьего горизонта. Это как раз и совпадает с характером депрессионной поверхности для каждого горизонта, т. е. в третьем горизонте образовалась глубокая депрессия, а во втором — более широкая, но менее глубокая.

ГЛАВА IV

ИЗМЕНЕНИЕ КАЧЕСТВА ВОДЫ В РАЙОНЕ ВОДОЗАБОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ И ЗАСОЛЕНИЕ ПРЕСНЫХ ВОД МОРСКИМИ

Во время эксплуатации водозаборных сооружений происходит изменение гидравлических элементов потока, а следовательно и некоторое изменение химического состава воды.

Изменения качества воды, связанные с изменением скоростей и напоров в подземном потоке, вряд ли могут быть значительными, так как растворяющая способность воды изменяется сравнительно мало.

Более существенные изменения в химизме подземных вод в районе водозаборных сооружений происходят: а) от подпора и от примеси поверхностных вод во время паводков; б) в связи с расширением местной воронки депрессии, вследствие чего происходит захват или втекание в нее подземных вод, обладающих иным химическим составом; в) от подкачивания морских вод.

Так например, по наблюдениям Дунбара во время паводков жесткость воды Риклинского водопровода г. Ганновера равнялась $14,6^\circ$, а после паводков увеличилась до $20-24,8^\circ$. В том же водопроводе при высоком стоянии воды содержание хлоридов равнялось 408 мг/л , а при низком уменьшалось до $74,5 \text{ мг/л}$. Принцем [6] приведены графики, показывающие постепенное увеличение хлоридов и жесткости при эксплуатации грунтовой воды в г. Зальцведель (рис. 99).

Это увеличение по мнению Принца связано с подкачиванием вод, растворяющих пласты горных пород, содержащих на большой глубине соли калия.

Нужно отметить, что уменьшение жесткости в водозаборах во время паводков не всегда имеет место. Иногда при подпоре грунтовых вод паводочными водами наблюдается обратное явление. Тогда, наоборот, минерализация подземных вод увеличивается. Такие наблюдения произведены на Тульском городском водопроводе.

Выше было отмечено повышение жесткости и хлоридов в водопроводе г. Зальцбурга, связанное с подсасыванием залегающих ниже более минерализованных вод. Следовательно в данном случае увеличение минерализации обусловлено расширением сферы влияния водозаборных сооружений и привлечением подземных вод иного химического состава.

Несколько иные соотношения наблюдались при так называемой «бреславльской катастрофе» и при увеличении минерализации воды в мытищинских водозаборах Москвы.

Бреславльский каптаж первоначально состоял из 317 колодцев, расположенных в низменности рек Оле и Одера. Колодцы получали воду из аллювиальных отложений, покрытых сверху отложениями ила, содержащего до 20% окиси марганца. Первоначальными наблюдениями было установлено, что каптированная вода во всех отношениях безукоризненна и содержит железа около 6 мг/л. Соединений марганца в воде обнаружено не было. В течение первого года эксплуатации при расходе до 40 тыс. м³/сутки содержание железа постепенно увеличилось до 20 мг/л. В ночь с 28 на 29 марта 1906 г. водозаборы были затоплены внешними водами р. Одер. После этого содержа-

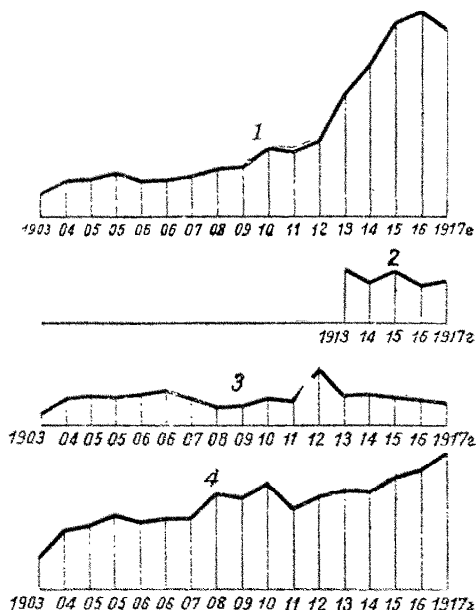


Рис. 99. Грунтовая вода г. Зальцведель в мг/л: 1 — хлориды; 2 — свободная углекислота; 3 — железо; 4 — жесткость в немецких градусах

ние железа в первом сборном колодце повысилось с 9 до 101 мг/л, а во втором — с 18 до 80 мг/л. В некоторых колодцах содержание железа доходило до 400 мг/л и содержание марганца до 200 мг/л. Вода оказалась негодной для употребления вследствие высокого содержания марганца.

Появление громадного количества железа и марганца в бреславльском каптаже, повидимому, объясняется следующим образом: иловатые слои, залегающие над водоносным слоем, в процессе эксплуатации были осушены; в силу этого в иловатые слои проник атмосферный воздух и сернистое железо превратилось в железный купорос с выделением серной кислоты; последняя же нерастворимую перекись марганца перевела в растворимый сернокислый марганец.

Химическая реакция протекала по следующему уравнению:



Факт наличия в илах серной кислоты (около 379 мг/л) был установлен Людеке. Растворимые же соли марганца ил железа во время половодья выщелачивались и переносились в водоносный горизонт. Таким образом «бреславльская марганцевая катастрофа» объясняется геологическими условиями (залегание сверху водоносного слоя илистых образований, богатых нерастворимыми слоями железа и марганца), особыми природными условиями (затопление водозаборов) и осушением водозаборами илистых отложений.

Перейдем теперь к изложению вопроса об изменении химического состава воды мытищинских водозаборов Москвы (по С. А. Озерову).

Непрерывно увеличивающаяся жесткость мытищинской воды заставила Московскую городскую управу создать в 1907 г. особую комиссию по изучению этого вопроса.

Подземные воды в районе Мытищ со дня открытия мытищинских водозаборов в 1805 г. и до середины пятидесятых годов XIX в. каптировались 43 ключевыми колодцами с расходом 2 500—3 650 м³/сутки. В период с 1853 по 1858 г. в ключевых колодцах было создано понижение около 0,6 м, что повысило дебит водозаборов до 6 150 м³/сутки. За этот период не произошло никакого резкого изменения химического состава воды. Общая жесткость увеличилась с 6,25 до 6,61°. В 1892 г. был открыт новый переоборудованный водопровод, основанный на изысканиях, произведенных инженерами Шуховым, Кнорре и Лембке в 1887—1888 гг. Новый водопровод имел 50 буровых колодцев диаметром 100 мм, расположенных на правом берегу р. Яузы. Буровые колодцы прошли всю водоносную толщу и нижним закрытым концом были опущены в юрскую глину. Общий расход этого водопровода уже в 1896 г. превысил проектную мощность в 18 450 м³/сутки. В 1900 г. водозаборные сооружения Мытищинского водопровода вновь были переоборудованы. Вместо 50 скважин были устроены 20 скважин внутренним диаметром 400 мм. На каждой скважине был поставлен насос «Фарко» производительностью 3 000 м³/сутки.

Химические анализы мытищинской воды, произведенные в 1855, 1877 и 1899 гг., не обнаружили каких-либо резких изменений.

В 1898 г. проф. Бубновым впервые было отмечено увеличение минерализации мытищинской воды, сказавшееся в увеличении жесткости с 6,7 до 9,8°. Последующие ежегодные наблюдения за химическим составом воды показали следующие изменения по среднегодовым данным (табл. 39).

Геологическое строение района схематически представляется в следующем виде: снизу залегают юрские глины, которые в южной части и в одном месте в северной части водозаборов покрываются черными песками волжского яруса; выше идут гравелистая водоносная толща, пески, глины и торфы послетретичного времени.

На рис. 100 приведена диаграмма среднемесячного колебания уровня грунтовых вод в колодце № 26 и скважине В₁—306 количества откачиваемой воды и жесткости воды в Мытищах.

Результаты исследования жесткости воды по отдельным скважинам показаны на диаграмме (рис. 101), из рассмотрения которой следует, что жесткость северных колодцев увеличилась сравнитель-

Год	Сухой остаток	Окись кальция	Окись магния	Хлор	Серный ангидрид	Жесткость общая в нем. гра- дусах	Число анали- зов
	в мг/л						
1898	215,6	76,0	15,9	3,4	18,4	9,80	20
1899	256,4	83,1	17,0	3,3	25,0	10,61	24
1900	276,7	92,3	17,8	3,5	33,8	11,70	24
1901	277,0	93,0	18,9	3,3	36,0	11,95	25
1902	288,8	98,8	19,6	3,1	41,3	12,60	29
1903	321,3	112,5	21,6	3,3	57,9	14,22	24
1904	339,1	111,4	21,0	3,4	59,3	14,10	24
1905	373,9	123,7	33,6	3,9	79,8	15,97	23
1906	442,0	143,2	30,7	4,2	106,3	18,62	24
1907	439,8	145,1	29,6	3,9	91,0	18,65	6
1908	462,9	158,6	31,2	4,0	107,3	20,24	23
1909	469,8	166,0	35,0	4,5	110,7	21,52	24
1910	501,7	172,6	31,5	5,1	116,3	21,66	24
1911	486,0	161,8	29,7	4,9	108,9	20,82	24
1912	480,6	157,2	29,6	4,2	103,6	19,87	11

но немного; наоборот, жесткость южных колодцев увеличилась очень значительно (до 45° в 1907 г.).

Химическое исследование воды на различных глубинах и в различных точках бассейна показало, что:

1) в скважинах, имеющих весьма повышенную жесткость, минерализация с глубиной почти не изменилась; наоборот, в северных скважинах наблюдалось резкое уменьшение минерализации с глубиной, особенно в отношении сернокислых солей;

2) при откачке воды из скважин наиболее минерализованная вода опять-таки поступала из более верхних частей водоносного слоя.

Предпринятое исследование химического состава воды в районе водозаборных сооружений дало возможность очертить в плане границы минерализованных вод. При этом оказалось, что зона жесткой воды имеет длину не более 2 км к югу от водозаборов и тянется к частично осушенному торфянику. Исследование воды последнего, химические и микроскопические анализы торфа, лабораторные опыты по образованию серного ангидрида в торфе при доступе воздуха с достаточной убедительностью доказали, что в данном случае при осушке торфяного болота в него проник воздух и произвел окисление сернистых соединений, в нем находящихся. А так как поток при образовании местной воронки депрессии был направлен от торфяного болота к водозаборам, то естественно, что растворимые сернокислые соли устремились к эксплуатационным колодцам и ухудшили качество воды.

Таким образом на примерах «бреславльской марганцевой катастрофы» и увеличения минерализации мытищинской воды мы убеждаемся в том, что местная воронка депрессии, осушая лежащие в ее пределах грунты, резко изменяет химические условия, что

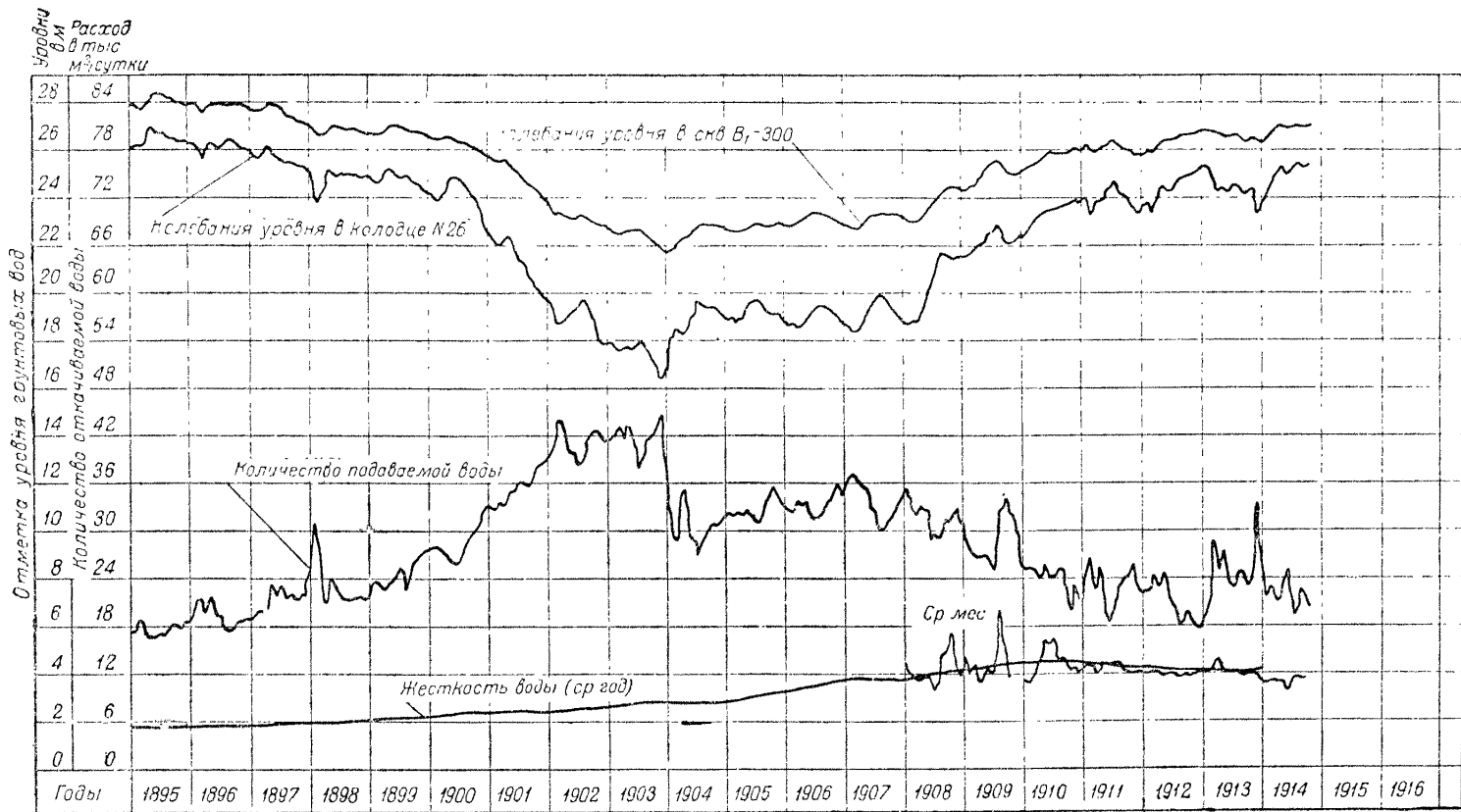


Рис. 100. Диаграммы среднемесячного колебания уровня грунтовых вод, количества откачиваемой воды и жесткости воды в Мытищах

может иногда повести к резкому ухудшению качества потребляемой воды.

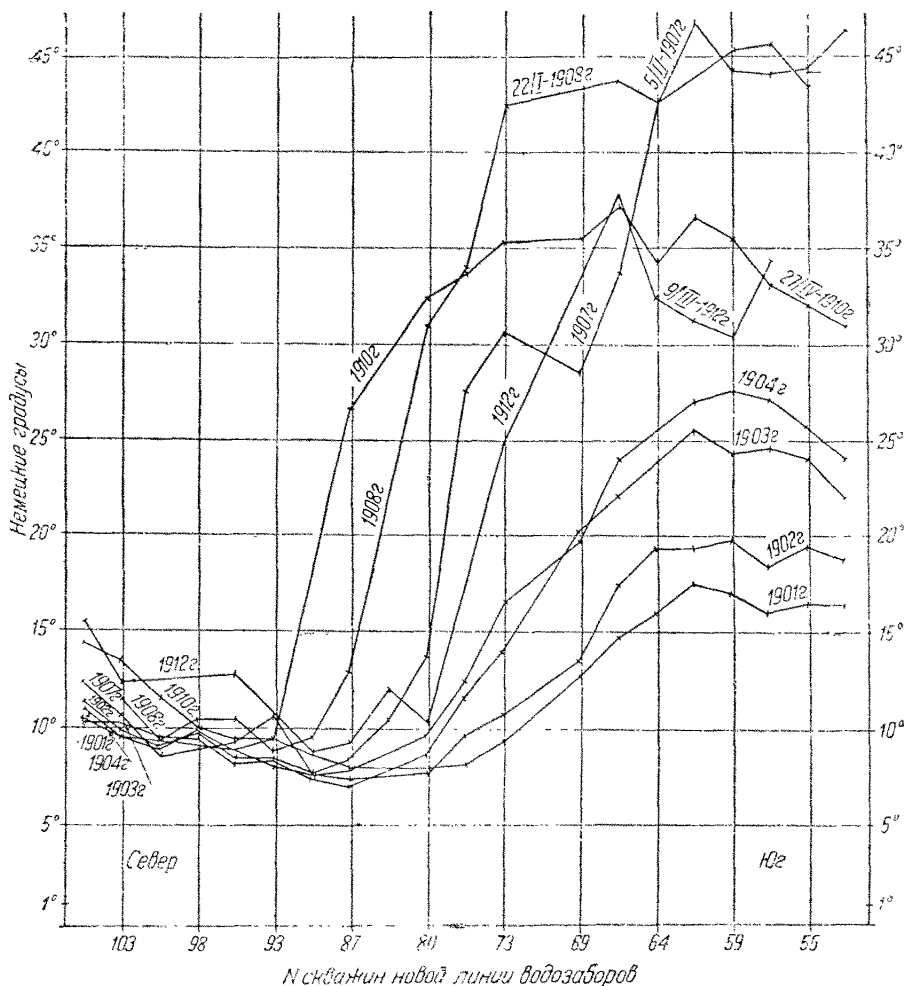


Рис. 101. Диаграмма распределения жесткости воды в действующих буровых скважинах новых линий водозаборов в Мытищах за период 1901—1912 гг.

Весьма существенное значение имеет подсасывание водозаборами морских вод при расположении их вблизи морских побережий. В нашей литературе этому вопросу, несмотря на его актуальность для многих районов СССР, не уделено соответствующего внимания. Гораздо больше этот вопрос изучен за границей в связи с водоснабжением на побережьях Голландии, Бельгии и Северной Америки. Не имея возможности остановиться на всей обширной литературе, посвященной вопросу о взаимодействии между пресными и морскими водами, приведем только некоторые данные, собранные и полученные Брауном [10] при изысканиях для водоснабжения Нью-Хавен.

Этот район представляет собой понижение, дно которого сложено коренными породами, представленными гнейсами и сланцами, покрытыми ледниковыми (морена и слоистые пески и гравий) и современными (илы) отложениями. Гидрогеологический разрез показан на рис. 102.

Уровень воды в песчаных отложениях стоит несколько выше уровня моря. Определение хлора в срубовых и абиссинских колодцах Нью-Хавен показало, что засоление распространяется сравнительно на небольшое расстояние от берега, примерно на 83 м. В глубоких колодцах (от 33 до 100 м) засоление идет от берега всего только на 33 м.

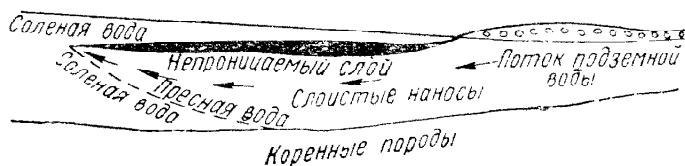


Рис. 102. Гидрогеологический разрез в районе Нью-Хавен

Исследования Брауна в Нью-Хавен показали, что под отложениями ила на дне моря существуют пресные артезианские воды, которые немного засоляются при их эксплуатации.

Соотношение между пресными и морскими водами на островах можно иллюстрировать схемой изохлор, составленной Пенником для одной из дюн Голландского побережья (рис. 103).

Из этой схемы видно, что пресная вода залегает линзообразно на морской воде в силу разности их удельного веса. Между морской и пресной водой существует переходная зона с содержанием хлора от 100 до 10 000 мг/л.

Влияние приливов на увеличение содержания в воде хлоридов наблюдалось на насосной станции Спринг-Крик близ Бруклина.

По этим данным составлен график (рис. 104), из которого следует, что высокий прилив увеличивает содержание хлоридов в воде. При этом между максимумом прилива и максимумом содержания хлоридов наблюдается запоздание примерно на 6 час.

По всем наблюдениям усиленная откачка воды значительно увеличивает содержание хлоридов. Для иллюстрации приведем данные, относящиеся к насосной станции Четукет близ Бруклина. Эта насосная станция расположена у соленых болот. Ее водозаборы состоят из восьми колодцев глубиной от 56 до 60 м, получающих воды из песков, залегающих под глинами на глубине 42 м. Первоначально до 1897 г. выкачивалось около 15 000 м³/сутки воды с содержанием 4,5 мг/л NaCl. В марте 1898 г. количество откачиваемой воды увеличилось примерно до 22 500 м³/сутки. После этого содержание NaCl начало неуклонно расти (рис. 105).

Несмотря на то, что в дальнейшем интенсивность откачки последовательно уменьшалась с 15 000 до 4 000 м³/сутки, содержание NaCl к 1902 г. увеличилось до 500 мг/л. В 1903 г. откачка была уменьшена

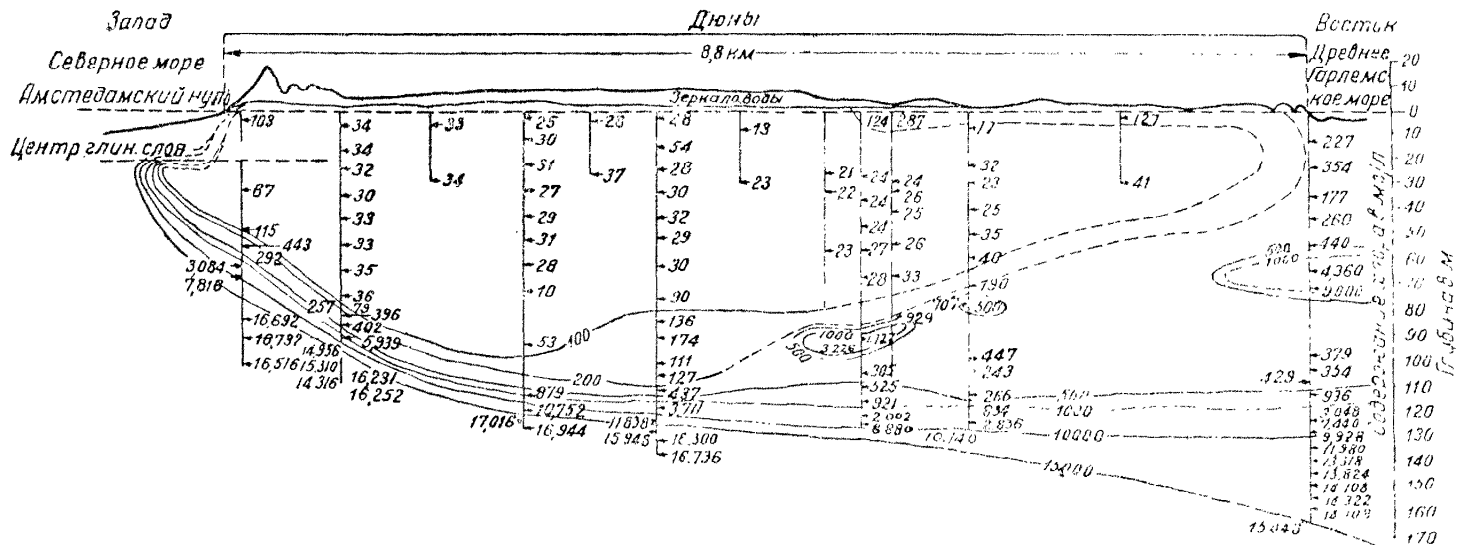


Рис. 103. Изохлоры по поперечному разрезу дон голландского побережья (по Пеннику). Числа на изохлорах указывают содержание хлора в мг/л

примерно до 2 000 м³/сутки. И только после этого содержание NaCl начало уменьшаться. Этот пример очень ярко иллюстрирует насколько трудно вновь получить пресную воду, несмотря на резкое

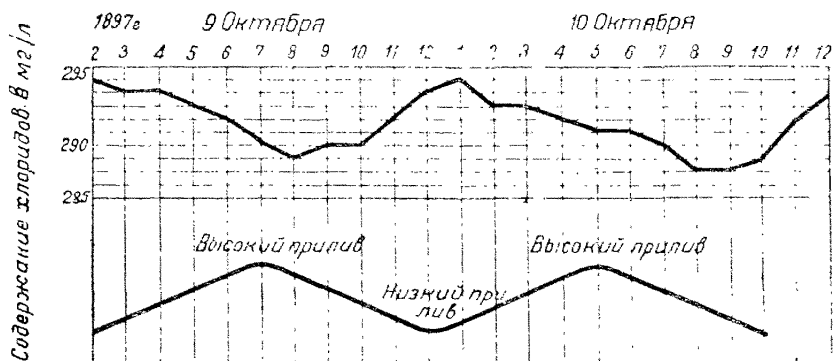


Рис. 104. Зависимость между приливами и соленостью воды по насосной станции Спринг-крик близ Бруклина

уменьшение откачки; для этого нужно во всяком случае несколько лет. Следует отметить еще и то обстоятельство, что максимальное увеличение NaCl наступило почти через четыре года после максим-

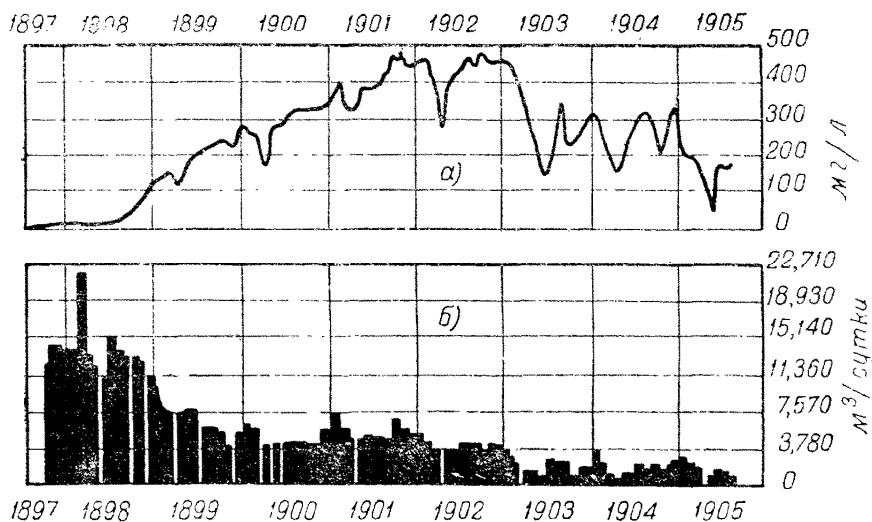


Рис. 105. Увеличение содержания хлоридов в связи с увеличением количества откачиваемой воды по насосной станции Четукет: а — содержание хлора в мг/л; б — откачка в тысячах кубических метров в сутки

мальной откачки. Следовательно хотя процесс засоления при интенсивной откачке и обладает в известной мере обратимостью, но для этого нужны очень многие годы, так как раз начавшееся засоление идет в сторону увеличения, несмотря на резкое снижение интенсивности откачки.

«ФАБРИКИ» ГРУНТОВЫХ ВОД

Под термином «фабрики» грунтовых вод понимаются сооружения, искусственно увеличивающие расход подземного потока, каптируемого тем или иным способом. Следовательно здесь идет речь об искусственном изменении расхода подземных вод.

По способу искусственного увеличения расхода подземного потока «фабрики» грунтовых вод можно разделить на три группы по следующим признакам:

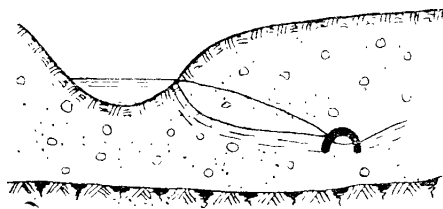


Рис. 106. Шtolья на р. Рур у г. Эссен

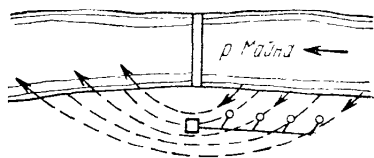


Рис. 107. Фильтрационный поток на р. Майне у г. Швейнфурт

- 1) фильтрация поверхностных вод в грунт через водопроницаемые берега и дно реки;
 - 2) фильтрация сверху через те или иные сооружения путем налива в них поверхностных вод;
 - 3) регулирование стока путем увеличения его подземной части.
- Остановимся на каждом из них в отдельности.

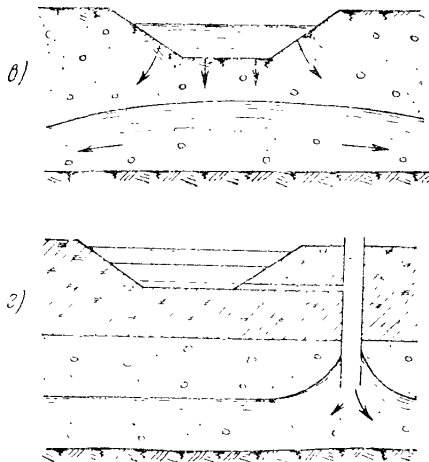
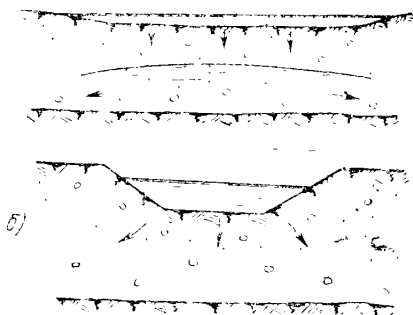


Рис. 108. Сооружения для инфильтрации поверхностной воды

Первая группа. В этом случае водозаборные сооружения устраиваются вдоль поверхностного потока, а для усиления инфильтрации в некоторых случаях на реках устраиваются плотины, повышающие уровень воды в них, следовательно и напор, под которым совершается инфильтрация.

Например г. Эссен на р. Рур берет воду из штольни, заложенной вдоль реки (рис. 106). Для водоснабжения г. Швейнфурт на р. Май-

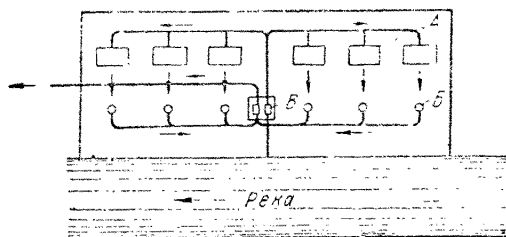


Рис. 109. Схема водозаборных сооружений для перехвата искусственного подземного потока: А — фильтративные резервуары; Б — буровые скважины; В — насосные станции

не устроена плотина, благодаря чему получается усиленная фильтрация воды из верхнего бьефа в нижний. Этот фильтрационный поток перехватывается рядом водозаборных колодцев (рис. 107).

Этот тип «фабрик» грунтовых вод, очевидно, может быть применен только при условии хорошей водопроницаемости берегов поверхностного водоема.

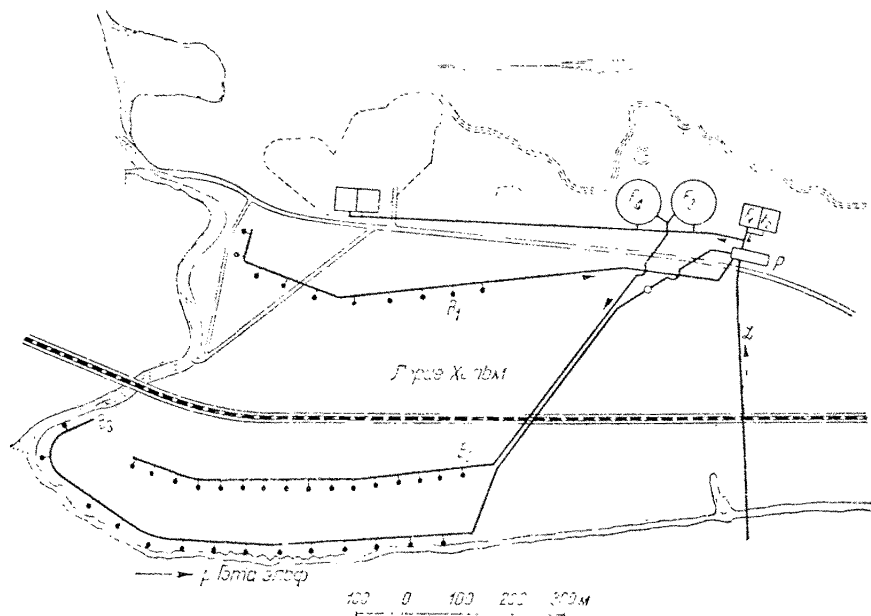


Рис. 110. Схема сооружений «фабрики» грунтовых вод в г. Готенбурге

Вторая группа. В этом случае вверх по течению подземного потока устраиваются: а) специальные «поля орошения» (рис. 108, а); б) фильтрационные каналы или резервуары (рис. 108, б и в); в) и фильтрационные колодцы (рис. 108, г).

Дно этих инфильтрационных сооружений покрывается чистым и хорошо фильтрующим материалом. Вода к ним может быть подве-

дена или каналом, или путем перекачки воды из какого-либо поверхностного водоема или потока. Усиленный таким образом подземный поток перехватывается водозаборными сооружениями. На рис. 109 показана такая схема «фабрики» грунтовых вод.

Приведем некоторые данные для этого типа «фабрик» грунтовых вод, осуществленного в Швеции в Готенбурге и описанного Рихертом [7] (рис. 110).

В 1896 г. увеличение грунтового потока производилось из инфильтрационного песчаного резервуара.

В первое время, когда уровень грунтовых вод располагался ниже дна резервуара, в грунтовый поток просачивалось около $14\,000 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Когда же уровень грунтовой воды сравнялся с самой нижней точкой окружающей местности, инфильтрация уменьшилась до $1\,360 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Часть грунтового потока забиралась колодезем, причем дебит последнего при установившейся инфильтрации увеличился с 8,6 до $19,1 \text{ л/сек}$. В конце инфильтрационного периода установились следующие температуры: в песчаном инфильтрационном резервуаре $+22,5^\circ$, в трубчатом колодезе вблизи резервуара $+15,5^\circ$ и в колодезе, находящемся в расстоянии 150 м от резервуара, $+14,5^\circ$.

В 1897—1898 гг. «фабрика» грунтовых вод была расширена, и в конечном счете получила устройство, показанное на рис. 110.

Вода из г. Гэта-Эльф подается по водоводу L к насосной станции P , а отсюда — в инфильтрационные резервуары F_1 и F_2 общей площадью $5\,600 \text{ м}^2$. Резервуары заполнены песком толщиной в 0,5 м. Колодцы линии B_1 подают воду в сборный колодец. Общее количество подаваемой воды 70 л/сек .

При установившейся инфильтрации получены следующие качественные показатели (табл. 40).

Таблица 40

	Гэта-Эльф	Разведочные колодцы	Эксплуатационные колодцы
Температура в $^\circ\text{C}$	0 — 20	9	0 — 11
Хлор в мг/л	5,0 — 7,1	50 — 400	36 — 45
Аммиак »	0	0,5 — 5	0,0 — 0,3
Железо »	0,1 — 0,3	0,1 — 2	0,1 — 0,2
Бактерии (число в 1 см^3)	500 — 800	0	0

Из приведенных данных видно значительное улучшение качества воды после инфильтрации; вода стала совершенно прозрачной и получила освежающий вкус.

В дальнейшем «фабрика» грунтовых вод в Готенбурге была увеличена до расхода 100 л/сек путем устройства дополнительных инфильтрационных резервуаров F_3 и F_4 и дополнительного водозабора B_2 .

Пример водоснабжения г. Готенбурга показывает, что в данном случае для «фабрик» грунтовых вод необходимо устройство ряда дополнительных сооружений (насосные станции для перекачки воды,

инфильтрационные резервуары и т. п.), что является некоторым минусом этого типа.

Кроме того если вода подводится к инфильтрационным резервуарам (например речная вода) без предварительного (в период половодий) отстоя, то неизбежно будет происходить засорение резервуаров. Следовательно данная группа «фабрик» грунтовых вод связана или с устройством бассейнов для предварительного отстоя, или с очисткой инфильтрационных резервуаров.

Если принять во внимание указанные недостатки этого типа «фабрик» грунтовых вод и если учесть совершенство современных методов очистки и дезинфекции воды, то следует признать, что вряд ли этот способ может найти сколько-нибудь широкое распространение.

Третья группа. В г. Арзамасе существует небольшая, но весьма своеобразная «фабрика» грунтовых вод, данные о которой сообщены А. А. Кирсановым.

В основу этого типа «фабрик» грунтовых вод положен принцип изменений соотношения между коэффициентами поверхностного и подземного стока в сторону уменьшения первого и увеличения последнего.

Г. Арзамас находится в очень неблагоприятных природных условиях в отношении источников водоснабжения. Пермские отложения, обнажающиеся в районе г. Арзамаса, имеют воды с очень повышенной минерализацией (по данным Мухоловской скважины — до 86°). Вполне естественно, что и поверхностные потоки, дренирующие пермские слои, имеют воду весьма высокой жесткости. Так например, р. Теша у г. Арзамаса имеет общую жесткость $78,3^\circ$ (проба взята 13 февраля 1932 г. выше с. Ивановского).

Вышележащие водоносные горизонты, приуроченные к послетретичным отложениям, хотя и имеют воды вполне удовлетворительного качества, но мало водообильны.

Для водоснабжения г. Арзамаса решено было использовать родники «Мокрого» оврага, 75% водосборной площади которого покрыты песчаными отложениями и 25% — глинистыми (рис. 111). Большая часть водосбора «Мокрого» оврага находится в лесу. По дну оврага, с правой его стороны, выходили ключи, имевшие по замерам в 1889 г. общий дебит в $117 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Но в декабре того же года расход ключей уменьшился до $97,5 \text{ м}^3/\text{сутки}$, а в феврале 1890 г. — до $71,3 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Расход родников в 1890 г. был увеличен путем сооружения по дну оврага закрытой дрены размерами $0,35 \times 0,45 \text{ м}$ и длиной 480 м. Благодаря этому расход увеличился в июле 1890 г. до $195 \text{ м}^3/\text{сутки}$, а затем в сентябре опять снизился до $142,6 \text{ м}^3/\text{сутки}$ и в феврале 1891 г. — до $97,5 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Таким образом хотя дренажная канава и увеличила общий расход, но конечно не уменьшила колебаний расхода в течение года.

Так как зимние и летние осадки стекали по оврагу очень быстро, то решено было замедлить поверхностный сток. Для этой цели в верховьях оврага был устроен пруд, а на правом берегу оврага — кавальеры (небольшие дамбы) высотой от 0,4 до 0,7 м.

Благодаря этому на правом берегу оврага образовались небольшие запруды, лишняя вода из которых путем отводных каналов

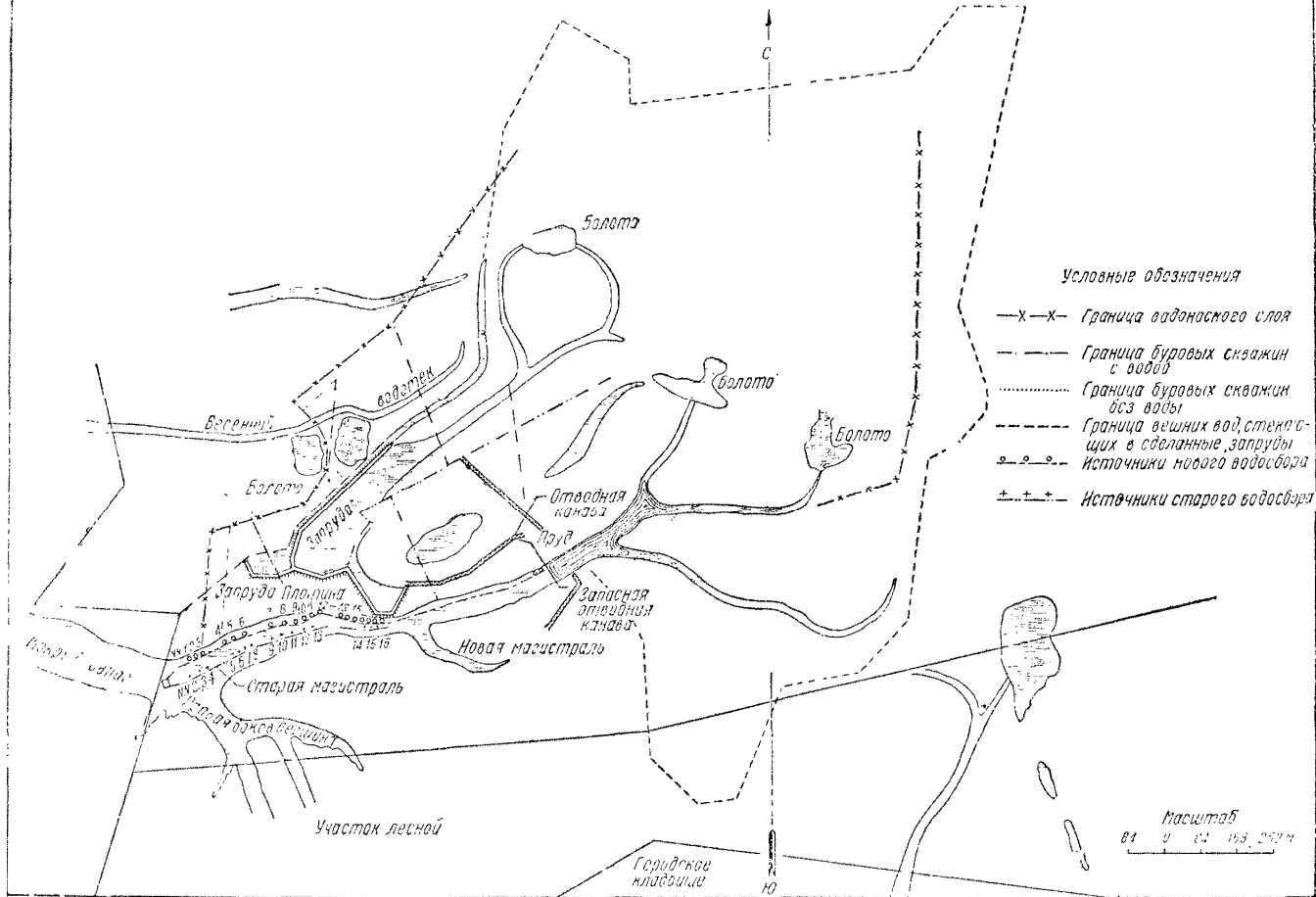


Рис. 111. Схема регулирующих устройств поверхностного стока в г. Арзамасе

сбрасывалась в пруд, расположенный в верховьях оврага. Эти мероприятия увеличили коэффициент подземного стока и регулировали в известной мере расход подземного потока. Благодаря этому общий расход источников увеличился с 97,5 до 365,7 м³/сутки. Как видно из этих цифр, сравнительно небольшие и недорогие мероприятия увеличили подземный сток почти в 4 раза, т. е. дали весьма значительный эффект.

В заключение следует подчеркнуть, что первые два типа «фабрик» подземных вод по сути дела представляют не что иное, как фильтрацию поверхностной воды через естественные песчаные фильтры. Поэтому применение их в известной мере ограничено, так как надлежащее качество воды при современном состоянии техники очистки может быть вполне обеспечено и при взятии воды непосредственно из поверхностного источника. Удобство этих типов «фабрик» грунтовых вод заключается в том, что вода может быть получена со сравнительно низкой и, главное, постоянной температурой, что имеет весьма существенное значение для охлаждающих установок.

Третий тип «фабрик» грунтовых вод, увеличивающий коэффициент подземного стока, имеет все основания к широкому распространению в районах с дефицитом хороших в качественном отношении вод.

Вполне естественно, что для выполнения подобных сооружений в натуре нужны подходящие природные условия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данышин Б. и Головина Е., Москва, Геологическое строение, 1934.
2. Каменский Г. и Богомолов Г., Подсчет коэффициента фильтрации для случая асимметричной воронки депрессии, «Гидротехническое строительство» № 2—3, 1932.
3. Кейльгак К., Подземные воды (русский пер.), 1935.
4. Озеров С., Мытищинская вода и причины увеличения ее жесткости, вып. II, 1915.
5. Плотников Н., Подземные воды северозукарнской мульды, 1934.
6. Принц Е., Гидрогеология, 1932.
7. Рихерт И., Подземные воды и в частности подземные воды Швеции (русский пер.), 1914.
8. Шипенко П., Определение коэффициента фильтрации способом откачки, 1933.
9. Bousek R., Zur täglichen Schwankung des Grundwasserstandes im Gebiete Fische-Dagnitz, «Wasserwirtschaft» № 18—19, 1934.
10. Brown I., Relation of sea water to ground water, «Americ. Journ. of Science», т. 4, № 22, 1922.
11. Brown I., A study of coastal ground water with special reference to Connecticut, U. S. G. S., «Water Supp.», 1925, стр. 537.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Режим грунтовых вод определяется большим числом факторов; из них решающее значение имеют в одних случаях инфильтрация атмосферных осадков и расходование накопленных в пласте запасов воды, в других — гидродинамическое воздействие колебаний уровня поверхностных водоемов, в третьих (в условиях вечной мерзлоты) — температура.

Наряду с этим решающая роль в характере проявления воздействия указанных факторов и в формировании режима принадлежит геологической обстановке.

В соответствии с изложенным можно выделить два основных типа режима грунтовых вод:

1) водораздельный тип, свойственный грунтовым водам местностей, достаточно удаленных от рек и других поверхностных водоемов, или же грунтовым водам, заключенным в слоях, не находящимся в гидравлической связи с реками и водоемами;

2) прибрежный тип, свойственный режиму грунтовых вод прибрежных местностей при наличии гидравлической связи грунтовых вод с реками и другими поверхностными водоемами.

Кроме названных типов режима можно предполагать наличие и других типов, еще мало изученных. Например несомненно, что особый характер имеет режим подземных вод в областях распространения вечной мерзлоты и в областях с глубоким промерзанием грунта, где характерен зимний режим грунтовых вод, проявляющийся в повышении зимой напора подмерзлотных вод.

Подобный характер зимнего режима наблюдается и в местностях с сравнительно умеренным климатом (Москва, Сталинград) на участках грунтового потока близ выходов источников, где вследствие замерзания последних создается подпор, распространяющийся в глубину берега на некоторое расстояние от выходов грунтового потока.

Вследствие этого на таких участках зимой наблюдается неуклонное повышение уровня грунтовых вод, достигающее максимума к концу зимы, что кажется несколько необычным в сравнении с нормальным ходом уровня грунтовых вод на водораздельных площадях или в долинах, где максимум уровня грунтовых вод бывает или весной или летом; зимой же, как правило, грунтовые воды снижаются до минимума.

Необходимо отметить также возможность существования смешанных типов режима подземных вод, в которых влияние основных факторов, суммируясь, создает те или иные отклонения от указанных выше типов.

В пределах каждого типа режим грунтовых вод видоизменяется в зависимости от геологических условий. Здесь можно выделить три случая или подтипа:

1. Грунтовые воды с достаточно глубоким положением зеркала и с относительно мощной зоной аэрации (не менее нескольких метров).

2. Грунтовые воды при неглубоком положении зеркала и при отсутствии зоны аэрации или же незначительной величине последней. В этом случае капиллярная зона грунтовых вод доходит почти до поверхности земли.

3. Напорные воды, перекрытые сверху непроницаемыми или малопроницаемыми слоями и не имеющие ни зоны аэрации, ни капиллярной зоны.

Каждый из перечисленных случаев весьма характерно проявляется в том или другом типе режима.

В водораздельном типе первый случай проявляется главным образом колебаниями уровня грунтовых вод, происходящими за счет

инфильтрации атмосферных осадков или вообще за счет пополнения запасов и их постепенного расходования. Другие колебания, происходящие от изменения давления подпочвенного воздуха, от изменения температуры в зоне аэрации, от влияния растительности и при достаточно глубоком залегании зеркала грунтовых вод относительно незначительны. Поэтому в данном случае изменения уровня грунтовых вод будут довольно близко отражать действительное изменение положения поверхности насыщения (зеркала грунтовых вод), а следовательно и изменение запасов подземных вод.

Во втором случае при отсутствии зоны аэрации и при близком к поверхности положении верхней границы капиллярной зоны преобладающее значение приобретают резкие колебания уровня вод (пьезометрического уровня по наблюдательным скважинам) под влиянием отдельных дождей. Отличительной особенностью этих колебаний являются их близкая синхронность с предшествующими дождями и довольно большая амплитуда, во много раз превышающая высоту слоя атмосферных осадков или даже высоту осадков, приведенную к свободной пористости или влагоемкости насыщаемого слоя. Объяснение этого явления следует искать в изменениях состояния капиллярной поверхности. При близком ее положении к поверхности земли уровень грунтовых вод (показываемый скважинами или колодцами) находится обычно на глубине нескольких десятков сантиметров от дневной поверхности. В сухое время капиллярная поверхность имеет обычное напряженное состояние при вогнутых менисках, благодаря которым подвешивается слой капиллярной воды, равный толщине капиллярной зоны.

После выпадения дождя капиллярные мениски вследствие близости их к поверхности земли могут изменить свою вогнутую форму на плоскую; тогда капиллярное отрицательное давление исчезает, и слой воды капиллярной зоны, не будучи уже уравновешен капиллярной силой, присоединяется к грунтовой воде, повышая ее уровень на высоту, близкую к полной высоте капиллярной зоны.

Подобное явление резкого колебания уровня грунтовых вод при малой толщине зоны аэрации возникает также вследствие повышения давления воздуха в этой зоне при проникании в нее просачивающихся сверху атмосферных осадков, теоретическое объяснение чему дано Энгельгардтом. То же явление развивается и вследствие повышения температуры в верхних слоях подпочвы и почвы.

Третий случай, когда подземные воды ограничены сверху непроницаемой кровлей, представлен артезианскими водами. При отсутствии близкой связи с поверхностными водоемами естественный режим артезианских вод, как принято считать, отличается малыми колебаниями пьезометрического напора, отражающими или атмосферное давление или отдаленные колебания в области питания. Однако надо заметить, что мы еще мало знаем об естественном режиме артезианских вод, так как обычно он наблюдается уже в измененном эксплуатационном виде и мало наблюдался в естественном состоянии.

Помимо рассмотренных трех случаев необходимо упомянуть о режиме вод карстовых районов, отличающемся изменчивостью.

Режим грунтовых вод прибрежных зон, т. е. вод, гидравлически связанных с реками и другими поверхностными водоемами, также различно проявляется в описанных выше геологических условиях залегания вод.

Первый случай при свободной поверхности зеркала грунтовых вод и при наличии сверху достаточно мощной толщи насыщенных слоев зоны аэрации дает нормальный, классический тип колебания уровня грунтовых вод в прибрежной зоне.

Характерной особенностью этого типа является распространение колебаний уровня грунтовых вод в глубь берега с запаздыванием и уменьшением амплитуды сравнительно с колебаниями в реке. Колебания этого типа имеют ряд закономерностей, которые частично хорошо объясняются с помощью уравнений неустановившегося движения (часть I).

Очень характерно проявляется режим в прибрежной зоне при наличии напорных вод (третий случай). При этом наблюдается очень быстрая передача колебаний пьезометрического уровня и на большом расстоянии сохраняется амплитуда колебаний.

В прибрежном типе режима некоторое отражение должны найти также особенности второго случая залегания грунтовых вод в верхней зоне грунтов, когда капиллярная зона близко подходит к поверхности земли или когда верхние слои грунта отличаются большой влажностью. В этом случае колебания уровня грунтовых вод должны передаваться с повышенной скоростью и с повышенной амплитудой.

Описанные типы режима грунтовых вод существенно усложняются при неоднородном строении водоносных пластов. Особое значение при этом имеет строение верхних слоев грунта, в пределах которых перемещается поверхность грунтовых вод.

Очень часто эти верхние слои оказываются значительно менее проницаемыми по сравнению с основной толщей водоносного пласта; часто также верхние слои грунта обладают большой естественной влажностью. В таких случаях режим грунтовых вод в той или иной мере приближается к неглубоким напорным водам и характеризуется быстрой передачей колебаний уровня вод.

Роль неоднородного строения пластов при этом еще мало изучена, так как при изучении режима подземных вод до настоящего времени к сожалению не уделялось достаточного внимания описанию геологических условий залегания вод.

Изменения режима подземных вод, вызываемые искусственными (техническими) причинами, в большинстве случаев могут быть подразделены на два вида: 1) изменения, связанные с факторами питания и баланса подземных вод, например при орошении, и 2) изменения, связанные с гидравлическим воздействием на грунтовые воды и в типичном виде наблюдаемые например в некоторых случаях подпора грунтовых вод.

При эксплуатации водоносных пластов в целях водоснабжения могут наблюдаться оба вида изменений режима подземных вод. При этом влияние эксплуатации на режим подземных вод в известных условиях может ограничиться лишь гидравлическим воздействием, проявляющимся в образовании депрессионной воронки; в других

же условиях, при достаточно большом заборе воды, может произойти и изменение баланса вод, ведущее к истощению запасов воды в водоносном пласте и к уменьшению его производительности. Задачей изучения режима подземных вод в области водозаборных сооружений и являются установление признаков того и другого видов изменений режима и учет их при проектировании водозаборных сооружений или же своевременное обнаружение их в процессе эксплуатации этих сооружений.

Проявления режима подземных вод, создаваемые воздействием технических факторов в связи с водоснабжением, орошением, осушением, гидротехническим строительством, шахтным строительством, до настоящего времени изучены еще очень мало. Как уже говорилось в предисловии, эта отрасль учения о режиме подземных вод находится в стадии накопления фактов и первоначальных попыток эмпирических обобщений. Между тем именно эта отрасль науки особенно важна для практики и могла бы дать теоретическую основу для решения ряда практических задач.

Поэтому, отмечая в заключение необходимость дальнейшего развития научно-исследовательской работы по режиму подземных вод, прежде всего необходимо выделить ряд практических вопросов:

- 1) режим грунтовых вод в зоне подпора гидротехнических сооружений;
- 2) режим и баланс подземных вод в сфере действия водозаборных сооружений;
- 3) режим и баланс грунтовых вод на площадях искусственного орошения.

При исследовании этих вопросов задача заключается не только в том, чтобы изучить и объяснить происходящие явления, а в том, чтобы предсказать возможные изменения режима подземных вод, а также в некоторых случаях дать этим изменениям такое направление, какое требуется для целей практики.

О П Е Ч А Т К И
в книге ВОДГЕО „Режим подземных вод“

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
42	8 сверху	$\frac{(z_x + \quad)}{\Delta x} - z_x$	$\frac{(z_x + \Delta z_x) - z_x}{\Delta x}$	Типогр.
104	23 снизу	уменьшается	увеличивается	Автора
119	1 сверху	Гидрогеологические	Гидрологические	Типогр.
133	20 снизу	от 1 до 3 м/сутки	около 0,10 м/сутки	Автора
176	2 сверху	ил	и	Типогр.
177	табл. 39	в м/г/л	в мг/л	"