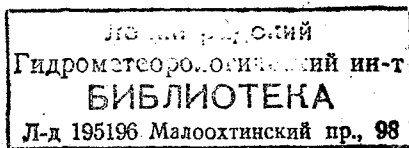


ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. Н. МОРОЗОВ

# ПОДЗЕМНЫЙ СТОК И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ

(конспект лекций)



ЛЕНИНГРАД

1975

**Одобрено Ученым советом  
Ленинградского гидрометеорологического института**

Даются современные представления о взаимосвязи поверхностных и подземных вод, о формировании подземного стока в реки и его закономерностях на территории СССР. Рассматриваются основные методы определения количественных характеристик этих процессов.

Конспект лекций предназначен для студентов-гидрологов гидрометеорологических институтов и географических факультетов университетов.

· Ответственный редактор **А. А. Самохин.**

## Тема I. ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

### § 1. Понятие о подземном стоке

Атмосферный, поверхностный и подземный циклы большого круговорота воды на земном шаре являются отдельными этапами единого грандиозного процесса непрерывного передвижения влаги. Завершающей стадией подземного цикла общего круговорота воды является выход подземных вод на поверхность земли, получивший название подземного стока.

Поступление подземных вод в поверхностные водоемы и водотоки составляет их подземное питание. Подземный сток в реки является наиболее устойчивым источником питания большинства рек, действующим почти круглый год и обеспечивающим водность рек в наиболее маловодные периоды — в летнюю и зимнюю межень.

В приходной части водного баланса многих рек подземное питание составляет весьма заметную величину. Его доля для средних и крупных рек пояса избыточного увлажнения в ряде случаев может достигать 50% их годового стока.

Подземный сток в реки — сложное явление, качественная и количественная оценка которого может быть осуществлена лишь в результате глубокого и многостороннего анализа естественных и искусственных факторов, формирующих этот процесс. Недостаточный учет даже одного из них может привести к неполноценным и даже неправильным представлениям о подземном питании рек, озер и других водоемов. Одним из существенных пробелов в этих анализах и расчетах является недостаточный учет гидрогеологических и гидродинамических условий формирования подземного стока.

В основу научных представлений о закономерностях подземного стока необходимо положить учение о гидродинамической зональности подземных вод.

Изучением многих речных систем Советского Союза установлено, что подземные воды различных гидродинамических зон по-

разному участвуют в питании речных артерий и водоемов суши.

Гидродинамическая зона свободного, интенсивного водообмена охватывает верхний ярус сравнительно неглубоко залегающих безнапорных и напорных подземных вод, которые находятся в сфере дренирующего влияния, главным образом, местной эрозионной сети и локальных озерных котловин и бессточных впадин. Режимные характеристики безнапорных подземных вод этой зоны тесно связаны с изменением современных климатических факторов и в целом подчинены географической зональности. Более глубокие, в основном напорные, водоносные горизонты также зональны, однако изменчивость их режимных характеристик определяется многолетними циклическими колебаниями климата.

В питании подземных вод зоны свободного водообмена ведущую роль играет инфильтрация атмосферных осадков, конденсация водяных паров, просачивание поверхностных вод рек, озер и других водоемов, перетекание подземных вод из одних водоносных горизонтов в другие. Потери подземных вод этой зоны складываются из испарения, транспирации растений, перелива в другие водоносные горизонты и, главным образом, подземного стока в водотоки и водоемы. Сроки водообмена подземных вод этой зоны в зависимости от климатических условий, геологического строения, литологического характера водовмещающих пород и их водопроницаемости, а также глубины эрозионных врезов могут варьировать в широких пределах и измеряются днями, месяцами, годами, десятилетиями, сотнями и тысячами лет.

Гидродинамическая зона затрудненного водообмена связана преимущественно с дренирующим воздействием крупных рек, с глубокими эрозионными врезами. Связь подземных вод этой зоны с поверхностью осуществляется только в областях питания и разгрузки. Поэтому они обладают устойчивым режимом, питание их происходит в основном путем перелива подземных вод верхней гидродинамической зоны и глубокой инфильтрации атмосферных осадков в случаях выхода области питания водоносных горизонтов на поверхность земли. Сроки водообмена подземных вод этой зоны, в зависимости от гидрогеологических условий, составляют десятки и сотни тысяч лет.

Подземные воды нижней гидродинамической зоны весьма затрудненного водообмена занимают наиболее глубокие слои осадочной толщи, находятся под дренирующим влиянием тектонических разломов земной коры и глубоких морских и океанических впадин. В формировании подземного стока эти воды принимают участие в незначительных масштабах. Сроки водообмена подземных вод этой зоны охватывают промежутки времени, исчисляемые миллионами и сотнями миллионов лет.

Основное подземное питание водотоков и водоемов суши, в среднем на 98—99%, осуществляется водами верхней и частично средней гидродинамических зон.

Характерной гидродинамической особенностью подземных вод всех зон является постепенное снижение их динамичности и увеличение сроков возобновляемости сверху вниз. Даже в гидродинамической зоне свободного водообмена верхние части ее в десятки раз более динамичны, чем нижние.

Таким образом, при оценке условий формирования подземного стока в реки необходимо учитывать не только гидрогеологические особенности каждого водоносного пласта, но и интенсивность стока по гидродинамическим зонам.

## § 2. Условия формирования подземного стока

Основным источником формирования подземного питания водотоков и водоемов является влага, поступающая через зону аэрации в водоносные горизонты. Интенсивность подземного стока в реки зависит от ряда природных факторов и условий, из которых наибольшее значение имеют климатические особенности, геологическое строение, литологический состав горных пород, характер рельефа и растительности, а также эрозионная деятельность речной сети.

Так, например, климатические факторы (солнечная радиация, атмосферные осадки, ветер) определяют соотношение осадков и испарения и указывают на потенциальные возможности ежегодного пополнения запасов подземных вод.

Подземный сток в реки испытывает сезонные, годовые и многолетние колебания, однако эти колебания выражены обычно значительно менее резко, чем колебания поверхностного стока. Сезонные и годовые изменения подземного стока зависят от изменяющихся метеорологических условий, соотношения осадков и испарения. Многолетние колебания подземного стока в реки находятся в зависимости от многолетних колебаний климатических факторов: засушливые периоды влекут за собой резкое уменьшение, а периоды обильного увлажнения — увеличение подземного стока. Многолетние колебания подземного стока носят циклический характер, но причины и продолжительность их еще не получили окончательного теоретического обоснования.

Геологическое строение и литологический состав водовмещающих горных пород определяют количество водоносных горизонтов, их водопроницаемость, мощность отдельных водоносных пластов и оказывают влияние на режим подземных вод и величину подземного стока.

Характер рельефа бассейна реки и степень покрытия растительностью могут во многом обеспечить благоприятные условия инфильтрации атмосферных осадков и весеннего снеготаяния, а следовательно, и пополнения запасов подземных вод.

Важное значение имеет глубина эрозионного вреза реки, определяющая степень дренирования водоносных горизонтов подземных вод. Водоносные горизонты, главным образом зоны

свободного водообмена, частично или полностью вскрываются речной и овражно-балочной сетью. И чем глубже и, значит, полнее вскрыты водоносные пласты, тем более интенсивным будет подземный сток.

В долинах рек на отдельных участках могут встречаться различные условия дренирования безнапорных и напорных водоносных горизонтов. Дренирование может осуществляться *открытым* и *закрытым стоком*.

Дренирование «открытым» стоком характеризует непосредственную разгрузку безнапорных и неглубоких напорных вод в русло реки или в подрусловый аллювий (рис. 1). Дренирование более глубоких напорных водоносных горизонтов осуществляется

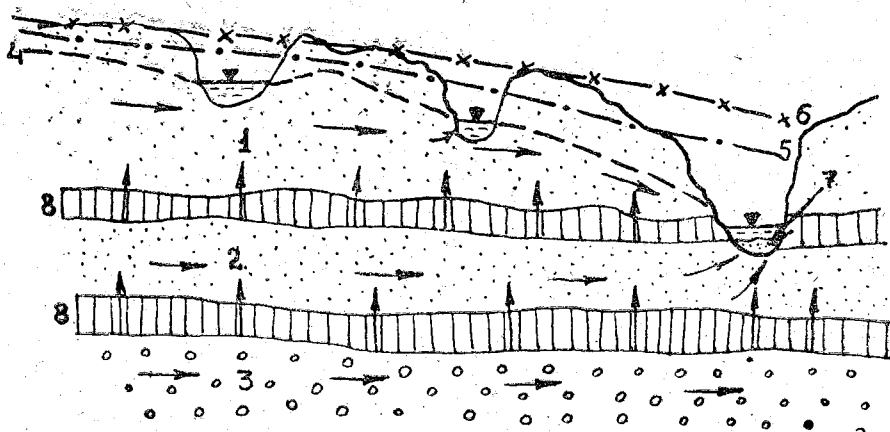


Рис. 1. Схема дренирования безнапорных и напорных водоносных горизонтов зоны свободного водообмена:

1 — безнапорный водоносный горизонт; 2 — неглубокий напорный водоносный горизонт; 3 — глубокий напорный водоносный горизонт; 4 — депрессионная кривая безнапорного потока; 5 — пьезометрическая поверхность верхнего напорного потока; 6 — пьезометрическая поверхность нижнего напорного потока; 7 — подрусловый аллювиальный поток; 8 — слабопроницаемые породы (водоупор).  
Стрелки — направление движения подземного потока

«закрытым» стоком и характеризует разгрузку этих вод в реку через слабопроницаемую кровлю. Этот процесс называется перетеканием и может иметь место лишь в условиях превышений напоров нижнего водоносного горизонта над напорами вышележащих грунтовых и речных вод. Согласно рис. 1, связь речных, грунтовых и напорных вод осуществляется благодаря тому, что напоры во втором водоносном горизонте больше напоров подземных вод второго водоносного горизонта и напоры вод обоих водоносных горизонтов больше гидростатических напоров грунтовых и речных вод. Чем больше разность напоров подземных и речных вод, тем интенсивнее будет происходить перетекание напорных вод в грунтовые и далее в русло реки или подрусловый аллювий.

Напорные водоносные горизонты обычно занимают большие площади, и области их питания приподняты над областями нанорвов. Поэтому перетекание подземных вод из нижних водоносных горизонтов в верхние может происходить по всему горизонту. Но поскольку превышение пьезометрических уровней напорных подземных вод над уровнями грунтовых и речных вод по направлению от областей питания к области разгрузки увеличивается, то и величина перетекания по мере приближения подземного потока к реке будет возрастать и достигнет своего максимума под руслом реки.

Интенсивность перетекания напорных подземных вод в подруслый аллювий зависит от его водопроницаемости. В древних долинах рек с глубоким эрозионным врезом, заполненных крупнообломочным материалом, разгрузка подземных вод напорных водоносных горизонтов может быть весьма интенсивной, и тем интенсивнее, чем выше водопроницаемость древнего аллювия в этих долинах. Подобная схема дренирования водоносных горизонтов характерна для многих средних и крупных рек.

Следует иметь в виду, что перетекание через слабопроницаемую кровлю напорных водоносных горизонтов всегда значительно менее интенсивно, чем дренирование открытым стоком. Однако не учитывать этот вид дренирования нельзя, так как в региональном плане по объему оно может достигать значительных величин.

Дренирование водоносных пластов (комплексов) может быть *полным и частичным*.

Полное дренирование характеризуется условиями, при которых все напорные и безнапорные подземные воды зоны свободного водообмена стекают в гидрографическую сеть. Часть из них может поступать в долины рек непосредственно, другая же — путем перетекания через вышележащие водоносные горизонты.

Частичное дренирование характеризуется неполным вскрытием водоносных горизонтов подземных вод зоны свободного водообмена и гидрогеологическими условиями, затрудняющими перетекание напорных подземных вод в вышележащие водоносные горизонты. Подземный поток в этих условиях не полностью разгружается в русло реки и некоторая часть подземного стока как бы «проскакивает» под руслом данной реки и поступает в более глубокие эрозионные врезы. Такая схема дренирования характерна для малых рек с неглубокими эрозионными врезами.

### § 3. Основные параметры подземного стока

Количественными характеристиками подземного стока по аналогии с поверхностным стоком и составляющими водного баланса являются следующие параметры: объем и слой подземного стока, модули подземного стока, коэффициенты подземного стока, вариации и асимметрии.

1. Объем подземного стока  $Q_{\text{п}}$  представляет собой общее количество подземных вод, поступающее в водотоки или

части их за определенный отрезок времени. Размерность этого параметра м<sup>3</sup>/год, км<sup>3</sup>/год, м<sup>3</sup>/сут и т. д.

2. Модуль подземного стока  $M_{\text{п}}$  — среднее количество подземных вод, стекающее в единицу времени с единицы площади подземного водосбора, выраженное в л/с с 1 км<sup>2</sup> или м<sup>3</sup>/с с 1 км<sup>2</sup>. Среднегодовой модуль подземного стока вычисляется по формуле

$$M_{\text{п}} = \frac{Q_{\text{п}} \cdot 10^3}{F_{\text{п}} \cdot 365 \cdot 86400} \text{ л/с} \cdot \text{км}^2, \quad (1)$$

где  $Q_{\text{п}}$  — объем подземного стока за год, м<sup>3</sup>;  $F_{\text{п}}$  — площадь подземного водосбора (площадь питания) на этом участке реки, км<sup>2</sup>.

Значения модуля подземного стока служат для сравнительной оценки подземного стока в различных речных бассейнах.

Модуль подземного стока является плоскостной характеристикой и не отражает эксплуатационные возможности водоносных горизонтов. При одном и том же модуле подземного стока в зависимости от водопроницаемости пласта и его мощности водообильность водоносного горизонта, а следовательно, и интенсивность подземного стока в реку будут различны.

3. Для того, чтобы характеристика модуля подземного стока стала объемной, введено понятие приведенного модуля подземного стока  $M_{\text{п.прив}}$ , который определяет производительность единицы мощности водоносного пласта. Среднегодовой приведенный модуль подземного стока может быть вычислен из уравнения

$$M_{\text{п.прив}} = \frac{Q_{\text{п}} \cdot 10^3}{365 \cdot 86400 \cdot F_{\text{п}} \cdot h_{\text{ср}}} = \frac{M_{\text{п}}}{h_{\text{ср}}} \text{ л/с} \cdot \text{км}^2 \cdot \text{м}, \quad (2)$$

где  $h_{\text{ср}}$  — средняя мощность водоносного горизонта, м. Остальные обозначения те же, что в формуле (1).

Таким образом,  $M_{\text{п.прив}}$  показывает производительность единицы площади подземного потока на метр его мощности и характеризует водообильность водоносного горизонта, дренируемого рекой.

4. Минимальный модуль подземного стока  $M_{\text{п.мин}}$  представляет собой наименьшую величину подземного стока в году, которая обычно определяется по устойчивым зимним или летним расходам воды рек в меженьный период.

5. Модульный коэффициент подземного стока или коэффициент подземного питания рек  $K_{\text{пп}}$  характеризует отношение модуля подземного стока к модулю поверхностного стока в процентах или долях единицы

$$K_{\text{пп}} = \frac{M_{\text{п}}}{M} \cdot 100\%, \quad (3)$$

где  $M$  — модуль поверхностного стока.



Коэффициент  $K_{пп}$  показывает долю участия подземного стока в формировании общего речного стока и характеризует подземное питание рек и водоемов. Эта величина имеет большое значение при изучении взаимосвязи подземных и поверхностных вод.

6. Слой подземного стока  $У_{п}$  характеризует величину подземного стока в речном бассейне за какой-либо промежуток времени, отнесенную к площади. Численно  $У_{п}$  равно объему подземного стока, равномерно распределенному по всей площади бассейна. Размерность этого параметра — мм/год или за другую единицу времени:

$$У_{п} = 0,001 \frac{Q_{п}}{F_{п}} \text{ мм/год.} \quad (4)$$

Выражение подземного стока в миллиметрах слоя удобно для воднобалансовых расчетов.

Среднегодовые слои подземного стока, модуль подземного стока и модульный коэффициент подземного стока связаны следующими равенствами:

$$\left. \begin{aligned} У_{п} &= 31,5 \cdot M_{п} \text{ мм;} \\ У_{п} &= У \cdot K_{пп} \text{ мм,} \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

где  $M_{п}$  — модуль подземного стока, л/с · км<sup>2</sup>;  $У$  — слой поверхностного стока, мм;  $K_{пп}$  — модульный коэффициент подземного стока, в долях единицы.

7. Коэффициент подземного стока  $K_{п}$  — отношение величины среднегодового подземного стока к величине атмосферных осадков, выпавших в бассейне или части его за этот же период времени:

$$K_{п} = \frac{У_{п}}{x} \cdot 100\%;$$

$$\frac{У_{п}}{x} = \frac{0,001 Q_{п}}{F_{п} x} = \frac{31,5 M_{п}}{x}, \quad (6)$$

где  $У_{п}$  — слой подземного стока, мм;  $x$  — слой атмосферных осадков, мм.

Для тех районов, где питание подземных вод связано с конденсацией водяных паров и известна ее величина, последняя суммируется с осадками. В случае, если в питании подземных вод участвуют поверхностные, в том числе и оросительные, воды, то при расчетах коэффициента подземного стока необходимо из величины этого стока вычесть ту его часть, которая формируется за счет поверхностных вод.

В обычных условиях инфильтрационного питания величина коэффициента подземного стока меньше единицы, однако в от-

дельных случаях она может быть больше единицы. В таких случаях надо иметь в виду, что в питании подземных вод принимают участие либо глубинные воды напорных водоносных пластов, либо подземные воды, поступающие из соседних бассейнов.

На величины коэффициентов подземного стока главное влияние оказывают атмосферные осадки и испарение. Поэтому при одних и тех же количествах атмосферных осадков  $K_{п}$  в северных районах будет больше чем в южных.

Расчет  $K_{п}$  следует производить за многолетний период.

Коэффициент подземного стока является важнейшей водно-балансовой характеристикой, определяющей долю атмосферных осадков, идущую на питание подземных вод.

8. Норма подземного стока  $Q_{0.п}$  представляет собой среднегодовую величину подземного стока и является наиболее устойчивой характеристикой подземного питания рек.

Подземный сток является частью общего речного стока и между ними существует тесная связь: чем больше норма общего речного стока, тем больше норма подземного стока. Следовательно, для определения нормы подземного стока достаточно знать норму общего речного стока и значение коэффициента подземного питания реки.

При подсчете модулей и коэффициентов подземного стока площади подземного бассейна определяются по карте гидроизогипс. В тех случаях, когда такие карты отсутствуют, можно пользоваться обычной гипсометрической картой, допуская, что водосборы неглубоких подземных вод и речных вод совпадают. Для равнинных рек со спокойным залеганием слоев такое допущение не приведет к существенной ошибке.

9. Коэффициент вариации  $C_{v.п}$  характеризует многолетнюю изменчивость годового подземного стока. Изменчивость стока подземного, также как и поверхностного, обусловлена в основном воздействием климатических факторов. Поэтому значение коэффициента вариации имеет зональный характер.

Величина  $C_{v.п}$  может быть с достаточной для практики точностью вычислена по ряду фактических наблюдений не менее, чем за 10 лет, если в этот ряд входят годы с большим количеством атмосферных осадков и годы засухливые.

Коэффициент вариации определяется по формуле

$$C_{v.п} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n-1} (K-1)^2}{n-1}}, \quad (7)$$

где  $K$  — отношение каждого конкретного модуля подземного стока ( $M_{пi}$ ) к среднему многолетнему модулю, т. е.  $K = \frac{M_{пi}}{M_{п.ср}}$ ;

$n$  — число членов ряда лет наблюдений.

Малые значения  $C_{v, п}$  указывают на незначительные многолетние колебания годового подземного стока; большие значения  $C_{v, п}$  — на значительные колебания подземного стока от года к году. Для рек СССР коэффициент вариации подземного стока колеблется в широких пределах — от 0,05 до 0,60.

10. Коэффициент асимметрии  $C_{s, п}$  характеризует, по аналогии с поверхностным стоком, асимметричность кривой распределения подземного стока. Коэффициент асимметрии вычисляется по формуле

$$C_{s, п} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (K - i)^3}{(n - 1) C_{v, п}^3}, \quad (8)$$

где  $C_{v, п}$  определяется по большому числу членов ряда наблюдений. Остальные обозначения известны.

Поскольку длительного ряда наблюдений может не быть, коэффициент асимметрии  $C_{s, п}$  принимают равным  $2C_{v, п}$ . Это соотношение в некоторых случаях может быть иным. Так, например, для рек сухого климатического пояса и частично пояса недостаточного увлажнения значения  $C_{s, п}$  могут быть близки к значению  $C_{v, п}$  или равны нулю, а иногда — отрицательными.

Значения  $C_{v, п}$  и  $C_{s, п}$  отражают статистическую закономерность колебаний подземного стока во времени и необходимы для построения *кривой обеспеченности* модулей подземного стока и вычисления подземного стока различной обеспеченности. Параметрами для построения и вычислений служат:  $M_{п, ср}$ ,  $C_{v, п}$  и  $C_{s, п}$ .

11. Коэффициент корреляции  $r_{x, y}$ . При изучении подземного стока может возникнуть необходимость в установлении и оценке связи между различными процессами и явлениями (гидрогеологическими, гидрологическими, метеорологическими и др.). Эта связь носит обычно коррелятивный характер. Это значит, что при одном и том же значении одной переменной величины вторая может принимать не одно, а несколько значений. Объясняется это тем, что гидрологические и гидрогеологические характеристики зависят одновременно от многих природных факторов. Так, например, инфильтрационное питание связано с атмосферными осадками, испарением и величинами поверхностного стока. Максимальные уровни воды в реках в период весеннего половодья зависят одновременно от запасов воды в снеге в момент снеготаяния, температуры воздуха в период снеготаяния и других факторов.

Исследование коррелятивных связей сводится к установлению наличия связей, определению формы и оценке тесноты связи между изучаемыми процессами.

Форма связи может быть прямолинейной и криволинейной и устанавливается при помощи графических и аналитических методов.

Графические методы отличаются простотой, дают наглядное представление о форме связей и поэтому особенно широко используются в гидрологии. Однако точность их невелика, поскольку проведение линий связи по точкам неизбежно вносит известный субъективизм в построение связей.

Аналитические методы сводятся к вычислению уравнений связи между изучаемыми явлениями и процессами, по которым можно в случае необходимости построить графики связи. Установление коррелятивных связей аналитическим методом допускается при длительности параллельных наблюдений за изучаемыми явлениями не менее 10—15 лет.

Для оценки тесноты связи и служит коэффициент корреляции. По величине он может изменяться от 0 до  $\pm 1$ . Чем больше абсолютное значение  $r_{x,y}$ , тем соответственно теснее связь между изучаемыми явлениями. Если коэффициенты корреляции равны или близки к нулю, то это свидетельствует об отсутствии связи между явлениями, а если равны или близки  $\pm 1$ , — о наличии очень тесной связи между ними. Положительное значение  $r_{x,y}$  указывает на наличие прямой связи между коррелируемыми явлениями, при которой с увеличением одной величины увеличивается и вторая (например, с ростом количества атмосферных осадков увеличивается сток); отрицательное значение коэффициента корреляции свидетельствует об обратной связи, при которой с увеличением одной величины вторая величина уменьшается (например, с ростом испарения сток уменьшается).

Принято считать, что при значении  $r_{x,y}$  не менее  $\pm 0,75$  использование коррелятивной связи для расчетов и прогнозов вполне допустимо. При более низких значениях этого коэффициента использование связей может повлечь за собой значительные ошибки.

Для суждения о надежности полученного коэффициента корреляции вычисляется его вероятная ошибка: чем она меньше, тем надежнее значение  $r_{x,y}$ .

Одновременно с коэффициентом корреляции вычисляются уравнения регрессии, которые характеризуют форму связи между коррелируемыми величинами.

В ряде случаев возникает необходимость в анализе связей между несколькими переменными величинами. Эта задача решается множественной корреляцией.

При исследовании коррелятивных связей необходимо ясно представлять природу той или иной предполагаемой зависимости. Установление связей, физический смысл которых не совсем ясен, всегда ненадежно.

Вопросы корреляции природных явлений и процессов изложены в учебной гидрологической литературе и в учебниках по статистике.

#### § 4. Подземное питание рек

Современное представление о подземном питании рек основано на генетическом изучении сложного процесса подземного стока. В нем нашло отражение многообразие источников подземного питания рек, динамика подземного стока из различных гидродинамических зон, характер гидравлической связи поверхностных и подземных вод и закономерности подземного стока в реку из отдельных водоносных горизонтов, дренируемых речной долиной.

Классификационная схема подземного питания рек и теоретическое ее обоснование предложены Б. И. Куделиным (табл. 1).

В табл. 1 отражены основные особенности процессов водообмена подземных вод с поверхностным потоком. В подземном питании рек выделяют две основные ветви: грунтовое и артезианское (напорное) питание.

Грунтовое питание разделяется на сезонное грунтовое питание и постоянное грунтовое питание.

Сезонное грунтовое питание обеспечивается самыми верхними временными скоплениями гравитационных вод зоны аэрации, типа верховодки, надмерзлотными водами деятельного слоя областей развития многолетнемерзлых пород и спорадически распространенными временными водонасыщенными пластами вулканических рыхлых отложений.

Сезонное грунтовое питание носит непостоянный характер и связано в основном с весенне-летними и осенне-зимними периодами интенсивной инфильтрации атмосферных осадков и речных вод весенних разливов. Динамика стока в реку определяется внутригодовым распределением атмосферных осадков и другими климатическими факторами годового цикла и зависит от фильтрационных свойств водовмещающих горных пород.

Гидрологическое значение сезонного питания рек редко бывает существенным. Среди других видов подземного питания равнинных рек со значительными площадями водосборов и глубокими эрозионными врезами оно в большинстве случаев имеет подчиненное значение. При неглубоком эрозионном врезе сезонное грунтовое питание может иметь относительно большое значение, а для рек горных областей оно может иметь существенное и в ряде случаев исключительное значение.

Постоянное грунтовое питание рек осуществляется из основных водоносных горизонтов грунтовых вод на всю глубину дренирования речной долиной, надмерзлотными и частично межмерзлотными водами, в областях молодого вулканизма — водами гейзеров и постоянных источников термального характера.

Постоянный грунтовый сток обеспечивает более или менее стабильный приток вод в реку, обычно в течение всего года. Исключения составляют сравнительно короткие периоды, в которые высокие воды половодий могут приостанавливать этот приток.

Классификация подземного питания рек (по Б. И. Куделину)

Класс	Вид	Разновидности	В области развития многолетней мерзлоты	В районах молодого вулканизма
1	2	3	4	5
I. Грунтовое питание	А. Сезонное грунтовое	Водами верховодки, развивающейся: а) в почвах; б) в горных породах. Периодически действующими родниками (карстовыми и др.)	Надмерзлотными водами деятельного слоя. Водами наледей. Родниками периодического действия	Водами рыхлоотложенных покровов вулканических сооружений в периоды интенсивного увлажнения
	Б. Постоянное грунтовое	Болотными водами. Грунтовыми водами: а) гидравлически не связанными с рекой; б) имеющими периодическую гидравлическую связь с рекой; в) имеющими постоянную гидравлическую связь с рекой. Нисходящими родниками постоянного действия	Надмерзлотными водами: а) частично промерзающими; б) непромерзающими (многолетние талики). Межмерзлотными водами. Родниками постоянного действия	Периодически изливающимися водами гейзеров
II. Артезианское питание	А. Открытый артезианский сток	Артезианскими водами: а) гидравлически несвязанными с рекой; б) имеющими периодическую гидравлическую связь с рекой	Напорными подмерзлотными водами	Газирующими термоминеральными водами, восходящими по тектоническим разрывам и контактам различных свит
	Б. Закрытый артезианский сток (разгрузка напорных вод через верхние водоносные горизонты)	Восходящими родниками	Восходящими родниками	



Динамика постоянного грунтового питания рек определяется гидравлической связью подземных и поверхностных вод, а следовательно, режимом грунтовых и речных вод. Влияние климатических факторов носит сезонный, годовой и многолетний характер; это влияние велико для первых от поверхности земли горизонтов грунтовых вод и постепенно затухает по мере перехода к последующим более глубоким горизонтам грунтовых вод.

В районах развития многолетнемерзлых пород в формировании постоянного грунтового стока в реки принимают участие надмерзлотные воды деятельного слоя сезонно непромораживающие подрусловые потоки, а также межмерзлотные воды.

Постоянный грунтовый сток является одним из главных источников подземного питания рек, служит естественным регулятором поверхностного стока и в основном обеспечивает минимальные летние и зимние расходы реки.

Артезианское питание рек обусловлено поступлением глубоких напорных подземных вод различных типов: артезианских, карстовых, трещинно-жильных, подмерзлотных, термальных и др., и осуществляется в области разгрузки этих вод восходящим стоком.

В ряде случаев напорные водоносные пласты разгружаются непосредственно в долину реки или депрессию водоема и тогда, в зависимости от фильтрационных свойств пород водоносного горизонта и соотношения гидравлических напоров, артезианское питание может быть значительным. В других случаях это питание осуществляется более сложными путями: либо через «гидрогеологические» окна, либо перетеканием через относительно водонепроницаемую кровлю.

Динамика артезианского питания реки зависит от режима восходящих источников и определяется колебаниями напорного градиента, изменяющегося под влиянием многолетних и вековых климатических воздействий в областях питания водоносных горизонтов. Большую роль в интенсивности этих изменений играют колебательные движения земной коры.

Принято считать, что подземное питание рек из напорных водоносных горизонтов, по сравнению с постоянным грунтовым питанием, имеет ограниченное значение. Однако следует всегда иметь в виду, что при благоприятных условиях разгрузки напорных водоносных горизонтов артезианский сток может иметь существенное значение в формировании общего стока некоторых рек. Так, рассматривая соотношения поверхностного, грунтового и артезианского стоков Днепровско-Донецкого артезианского бассейна, Б. И. Куделин приводит данные, помещенные нами в табл. 2.

В среднем для всего артезианского бассейна артезианский сток в три раза меньше поверхностного и только в два раза меньше грунтового.



Соотношение стоков для Днепровско-Донецкого  
артезианского бассейна (по Б. И. Куделину)

Наименование стока	Объем стока 10 <sup>9</sup> м <sup>3</sup> /год	Модуль стока л/с с/км <sup>2</sup>	В процентах от общего стока
Поверхностный . . . . .	16,1	2,1	51
Грунтовый . . . . .	10,3	1,4	33
Артезианский . . . . .	5,0	0,6	16
Общий сток . . . . .	31,4	4,1	100

Особым классом Б. И. Куделин выделяет потери речного стока на питание подземных вод (отрицательное подземное питание). К ним относятся сезонные и постоянные потери.

Сезонные или временные потери происходят в периоды прохождения на реках половодий и паводков. В это время в зависимости от высоты паводков, их продолжительности, а также водопроницаемости пород, слагающих берега, большая или меньшая часть речных вод поступает в водоносные горизонты грунтовых вод. При спаде уровней в реке эти воды, за исключением небольших потерь возвращаются в реку.

Более существенное значение имеют сезонные потери в области развития многолетнемерзлых пород при промерзании вод деятельного слоя и при образовании наледей.

Постоянные потери речного стока могут формироваться в различных условиях взаимосвязи речных и подземных вод. Можно привести следующие случаи этой взаимосвязи, ведущей к потере поверхностных вод на питание водоносных горизонтов.

Например, в засушливых областях, а также в горных условиях довольно распространено залегание подземных вод ниже уровня воды в реке. В этих условиях в зависимости от водопроницаемости ложа реки и напорных градиентов некоторая часть речных вод теряется на питание водоносных горизонтов грунтовых, карстовых, а иногда и артезианских вод (рис. 2).

Нередко потери речного стока вызываются особенностями геологического строения долины реки: при наклонном по простиранию залегания безнапорных водоносных пластов из водоносного горизонта одного берега будет происходить питание реки, а в другом — потери речных вод (рис. 3).

Потери речных вод могут быть и в случае близкого параллельного расположения двух водотоков на разных уровнях. Междуречный массив, сложенный водопроницаемыми породами, будет питаться из реки, находящейся на более высоких отметках, в то время как река, расположенная на более низких отметках, будет питаться подземными водами, поступающими транзитным путем через этот междуречный массив (рис. 4).

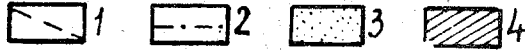
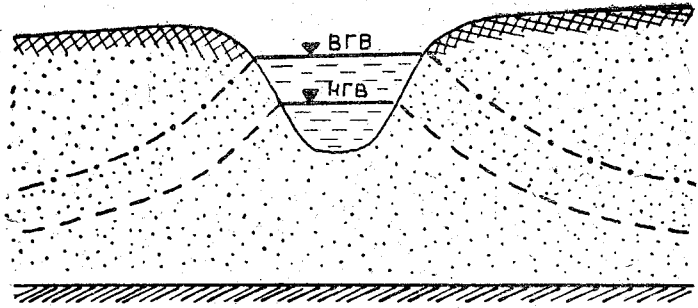


Рис. 2. Потери речного стока на питание грунтовых вод:  
 1 — зеркало грунтовых вод в период межени; 2 — то же в период половодья;  
 3 — водопроницаемая порода; 4 — водоупорный пласт

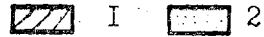
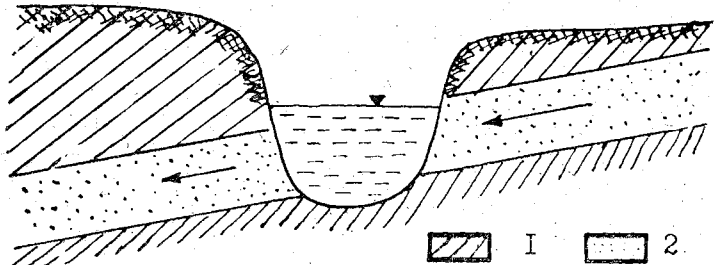


Рис. 3. Потери речных вод при наклонном залегании водоносного горизонта:  
 1 — водопроницаемые слои; 2 — водоносный пласт. Стрелки — направление подземного потока

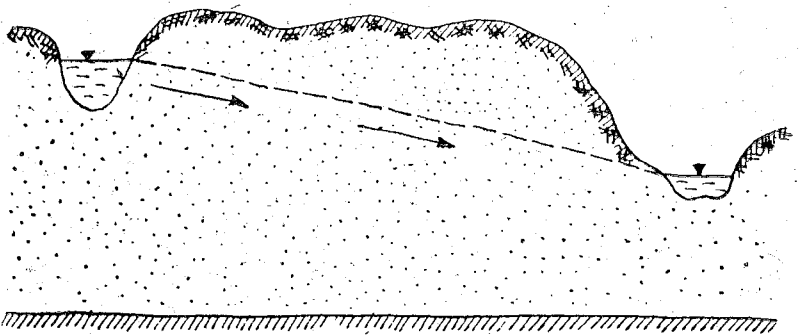


Рис. 4. Потери речных вод в междуречном массиве:

1 — водоносный пласт; 2 — водопроницаемый слой; 3 — положение зеркала грунтовых вод

Таким образом, в соответствии с развитием основных гидрологических процессов, подземный сток в реку или на ее отдельных участках будет иметь следующее математическое выражение:

$$Q_{п. у} = Q_{г. в} + Q_{г. п} + Q_a + (-Q_o), \quad (9)$$

где  $Q_{п. у}$  — подземный сток на участке реки;  $Q_{г. в}$  — сезонный грунтовый сток;  $Q_{г. п}$  — постоянный грунтовый сток;  $Q_a$  — артезианский (напорный) сток;  $Q_o$  — потери поверхностных вод.

Подземный сток в реку составит

$$Q_{п} = \sum_{i=1}^{i=n} Q_{п. у. i}, \quad (10)$$

где  $Q_{п. у. i}$  — подземный сток на отдельном участке реки.

Из выражения (10) следует вывод: объем подземного стока в реку можно определить путем построения гидрографа подземного стока.

## § 5. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод

Взаимосвязь подземных и поверхностных вод состоит в том, что в зависимости от условий залегания и типа подземных вод, влияния климатических факторов и особенностей гидрологического режима водотоков происходит питание поверхностных водотоков подземными водами, или наоборот возникают потери речных вод на пополнение запасов подземных вод.

Формы взаимосвязи подземных и поверхностных вод в природной обстановке разнообразны и сам процесс очень сложен.

По характеру гидравлической связи поверхностных и подземных вод в сочетании с гидрогеологическими условиями можно выделить три основные схемы связи:

- 1) гидравлическая связь отсутствует;
- 2) осуществляется постоянная гидравлическая связь;
- 3) имеет место временная гидравлическая связь.

1. Отсутствие гидравлической связи поверхностных и подземных вод обычно обусловлено геологическим строением и характером водопроницаемости пород. Особенности геологического строения заключаются в том, что кровля водонепроницаемых пород, на которых формируются безнапорные грунтовые воды, залегает выше максимальных уровней воды в водоеме или водотоке (рис. 5а).

Водоносные горизонты грунтовых вод, не имеющие гидравлической связи с рекой, обладают режимом стока, близким к поверхностному стоку, отличаясь от него только тем, что пик подземного стока выражен менее резко и наступает он несколько позже, чем

пик речного половодья. Этот тип режима подземного стока называется *нисходящим*. Он приводит к увеличению подземного питания реки в период половодья.

Режим подземного стока в таких условиях соответствует режиму источников, разгружающихся в долину реки, на уровнях, превышающих максимальный уровень воды в реке. Наибольшее увеличение расходов подземного потока характеризуется *коэффициентом динамичности* подземного стока, который показывает, во сколько раз увеличивается подземный сток в реку по сравнению со своими минимальными значениями.

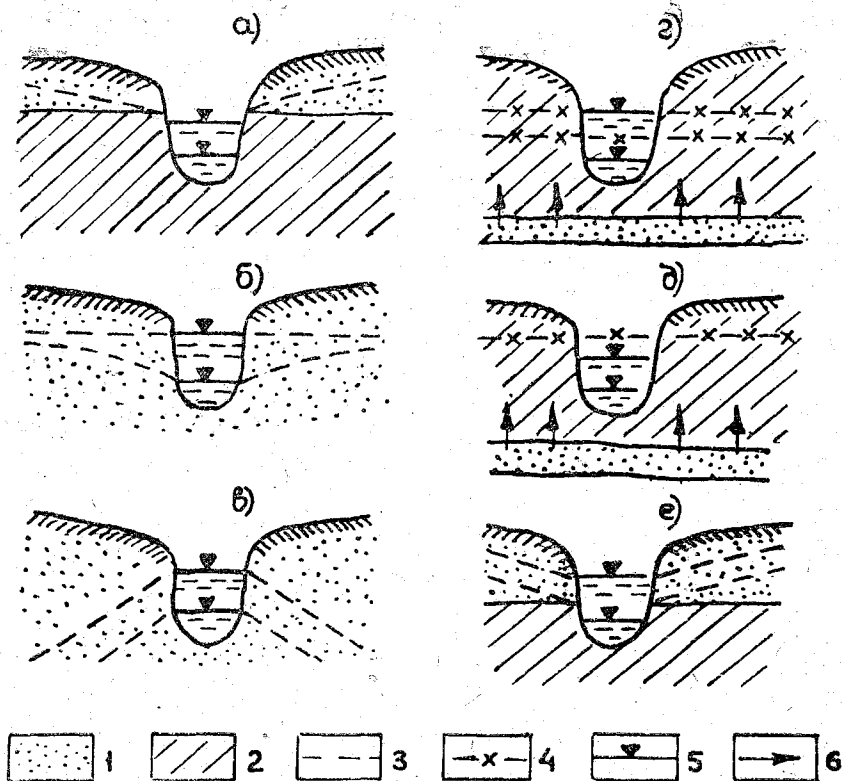


Рис. 5. Схемы гидравлической связи грунтовых и речных вод:

1 — водоносные слои; 2 — водонепроницаемые или слабопроницаемые пласты; 3 — положения зеркал грунтовых вод; 4 — пьезометрические поверхности напорных вод; 5 — уровни речных вод; 6 — направление движения подземных вод

Объем подземного питания реки или водоема в этом случае будет равен сумме объемов воды, поступающих из источников непосредственно в водоток или водоем.

2. Постоянная гидравлическая связь поверхностных и подземных вод может иметь место в ряде случаев, завися-

щих как от характера водотока или водоема и их режима, так и от геологического строения прибрежной полосы.

а) Поверхностные водотоки и водоемы в течение почти всего года дренируют грунтовые воды, за исключением коротких периодов высоких вод, когда создаются условия подпора и поверхностные воды начинают пополнять водоносные горизонты грунтовых вод (рис. 5 б).

Уровни подземных вод изменяют свое положение в пространстве вследствие подпора подземных вод, непосредственной фильтрации поверхностных вод в водоносные горизонты и передачи гидростатического напора. Обычно все эти формы воздействия накладывают свое влияние одновременно.

В качестве примера одновременного воздействия всех трех форм рассмотрим этот процесс в прибрежной полосе реки во время прохождения половодья (рис. 6).

В период межени депрессионная поверхность грунтовых вод 1 полого наклонена к урезу воды в реке и река дренирует водоносный горизонт грунтовых вод. Уже в начальный период половодья или паводка создается некоторый подпор грунтовых вод 2, сопровождаемый также инфильтрацией речных вод в водоносный горизонт. С увеличением подъема воды в реке все больше и больше увеличивается подпор грунтовых вод и усиливается фильтрация речных вод в прибрежную полосу. Одновременно с этим гидростатическое давление высоких вод начнет передаваться грунтовым водам 3. Если паводок нарастает быстро, а это имеет место в подавляющем большинстве случаев, на пике паводка создаются условия, когда в полосе влияния паводка образуется как бы две

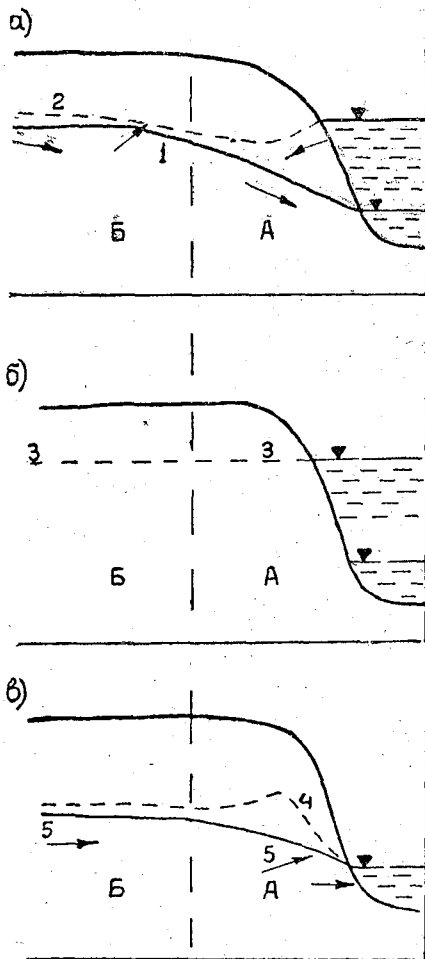


Рис. 6. Схема формирования подпора в период подъема (а, б) и спада (в) половодья:

1 — депрессионная поверхность грунтовых вод в межень; 2—3 — подпор грунтовых вод 4 — „скачок“ уровня грунтовых вод; 5 — депрессионная поверхность грунтовых вод при спаде половодья

зоны: зона А с уклоном грунтовых вод в сторону берега, подъем уровня в которой происходит с участием фильтрации речных вод, и зона Б с уклоном грунтовых вод к водотоку, подъем уровня в которой происходит благодаря влиянию подпора и передачи гидростатического давления (рис. 6а).

При длительном стоянии высоких вод и благоприятных литологических условиях залегания водоносного горизонта объем воды, образовавшийся в зоне А, будет постепенно растекаться в сторону водоносного горизонта грунтовых вод и еще больше повышать уровень последних.

В особо благоприятных условиях (длительный паводок, высокая водопроницаемость пород) вода из зоны А может полностью профильтроваться в зону Б, и новая депрессионная поверхность с наклоном в сторону водотока 3 займет свое повышенное положение, характеризую полное влияние поверхностных вод на грунтовые воды (рис. 6б).

В дальнейшем при спаде паводка в прибрежной полосе в зоне А образуется резкое снижение уровня грунтовых вод и медленное понижение уровня грунтовых вод в зоне Б (рис. 6в). В зависимости от водопроницаемости пород, слагающих водоносный горизонт грунтовых вод 4, уровень последних будет постепенно снижаться, «скачок», образовавшийся в зоне А, постепенно будет *выползаться* и отступать вглубь береговой полосы в зону Б до тех пор, пока депрессионная поверхность грунтовых вод не займет новое положение 5, соответствующее положению уровня дренирования.

Явление инфильтрации речных вод в берега во время восходящей стадии половодья и их возврат в реку при спаде половодья названо Б. И. Куделиным «*береговым регулированием речного стока*».

Влияние высоких вод на равнинных реках может распространяться вглубь береговой полосы на расстояния от десятков метров до нескольких километров. Размеры зон А и Б зависят, главным образом, от литологического состава пород береговой полосы, величины подъема паводочного горизонта и от длительности воздействия паводка.

Чем лучше фильтрационные свойства пород береговой полосы, чем выше подъем паводочного горизонта и чем длительнее прохождение паводка, тем дальше от берега распространяется влияние высоких вод водотока на грунтовые воды.

Зоны А и Б по размерам неравномерны. Зона А, как правило, значительно меньше зоны Б и распространена вглубь берега от нескольких метров до десятков, редко сотен метров. Размеры зоны Б могут достигать нескольких километров.

На реках, гидравлически связанных с подземными водами, формируется *подпорный тип режима*. Подпор подземных вод в период половодья и паводков препятствует свободному стеканию их в реку, и на пике половодья подземный сток в реку прекращается.

Скорость подъема уровней подземных вод может колебаться в значительных пределах и зависит прежде всего от строения и состава водовмещающих пород, т. е. в конечном счете от степени проницаемости их, а также от высоты паводочной волны, скорости подъема речных вод и некоторых параметров водоносного горизонта: гидравлического уклона, расходов потока, мощности и др. (табл. 3).

Таблица 3

Зависимость скорости подъема уровней подземных вод от литологического состава пород

Наименование породы	Скорость передачи, м/сут	
	грунтовые воды	напорные воды
Супеси и суглинки . . .	20÷40	
Пески с гравием . . . .	100—250	300
Галечники и сильно трещиноватые известняки	до 500	300—500

Временные потери речных вод составляют, подчас, заметные количества воды за период половодья. Интересную количественную оценку «берегового регулирования» приводит Б. И. Куделин для рек Волги. Оки и др. (табл. 4).

Как видно из табл. 4, размеры берегового регулирования сильно меняются по годам. Наибольшие объемы инфильтрации речных вод наблюдались в многоводные годы с продолжительным периодом инфильтрации.

В условиях горных рек, при наличии крупного аллювия и делювия непосредственно в русле реки, береговое регулирование практически отсутствует и подземный сток в реку сохраняется даже при высоких подъемах уровня воды в реке.

Таким образом, режим подземного стока в реку в условиях постоянной гидравлической связи с поверхностными водами зависит как от режима водотока или водоема, так и от режима вод дренируемого водоносного горизонта. Решающее значение при этом будут иметь высота и продолжительность половодья и паводков, фильтрационные свойства пород берегового склона и условия питания дренируемого водоносного горизонта грунтовых вод.

Постоянная гидравлическая связь поверхностных и подземных вод присуща рекам и грунтовым водам климатического пояса избыточного и частично переменного увлажнения.

б) Поверхностные водотоки и водоемы круглый год питают водоносные горизонты подрусловых грунтовых вод и грунтовых вод прибрежной полосы (рис. 5в).

Потери речного стока на инфильтрацию в берега рек во время  
весенних половодий (по Б. И. Куделину)

Река	Год	Потери на 1 км берега реки, м <sup>3</sup>		Продолжитель- ность фазы инфильтрации, сутки
		за весь период паводка	в среднем за сутки	
р. Волга (Самарская Лука)	1938	2 630 000	87 700	30
	1939	836 160	15 485	54
р. Ока (у г. Муром)	1940	5 900 000	197 000	30
	1950	2 000 000	66 700	30
	1954	463 000	31 000	15
	1955	8 700 000	193 000	45
р. Ока (верховье)	1936	900 000	21 000	43
	1937	420 000	22 100	19
	1938	330 000	30 000	11
р. Сев. Донец	1961	3 370	560	7
	1963	33 400	4 770	6
р. Казанка	1939	560 000	18 700	30

В периоды высоких вод размеры питания увеличиваются и уровни подземных вод повышаются. Этот тип гидравлической связи широко развит в аридных пустынных и полупустынных областях, в горных и особенно закарстованных районах.

в) Поверхностные водотоки и водоемы в течение всего года получают питание из неглубоких горизонтов подземных, главным образом напорных, вод (рис. 5 г, д).

В периоды межени пьезометрические уровни напорных вод, как правило, занимают положение выше уреза воды в водотоке или водоеме, в силу чего напорные воды разгружаются в них. Во время прохождения половодья могут быть два случая соотношения уровней поверхностных и подземных вод. В случае, если уровень поверхностных вод устанавливается выше пьезометрического уровня напорных подземных вод (рис. 5 г), создается постоянная разность напоров, вызывающая подпор подземных вод, прекращение разгрузки напорных вод и фильтрацию поверхностных вод в напорные водоносные горизонты. В другом случае уровень поверхностных вод в половодье может занимать положение ниже пьезометрического уровня подземных вод (рис. 5 д), и тогда разгрузка напорных вод в поверхностные водотоки и водоемы продолжается,



хотя и несколько сокращается. После спада высоких вод размеры разгрузки напорных вод восстанавливаются.

Несмотря на то, что напорные воды в подземном питании рек имеют, в большинстве случаев, подчиненное значение, оценка их режима при изучении подземного стока в реки из напорных горизонтов необходима. Иногда напорные водоносные пласты могут дренироваться непосредственно эрозионными врезами и депрессиями водоемов и разгружаться в них по системе тектонических трещин и разломов. А иногда разгрузка напорных вод может происходить более сложными путями через «гидрогеологические окна» или перетекать через относительно водоупорную кровлю. В последнем случае подземное питание реки осуществляется не непосредственно, а через вышележащие водоносные горизонты грунтовых вод.

Разделить эти ветви подземного питания и оценить подземное питание из напорных водоносных пластов для всех случаев с достаточной точностью пока еще невозможно.

3. Временная или периодическая гидравлическая связь поверхностных и подземных вод характеризуется смешанными условиями взаимосвязи. Так, если поверхность водонепроницаемого слоя залегает выше меженного уровня воды в реке, но ниже уровня воды в реке в половодье, то при низких уровнях будет происходить одностороннее питание реки грунтовыми водами (рис. 5е). В периоды же прохождения половодья уровни воды в водотоке, располагаясь в течение длительного времени выше кровли водоупора водоносного горизонта грунтовых вод, будут вызывать подпор подземных вод.

Смешанный тип гидравлической связи поверхностных и подземных вод формирует *подпорно-нисходящий* или *нисходяще-подпорный* режим подземного стока.

В условиях смешанной гидравлической связи поверхностных и подземных вод питание реки подземными водами в периоды половодий на первом этапе увеличивается, а затем постепенно сокращается, но не прекращается. Это объясняется тем, что в этот период водоносные горизонты обычно интенсивно пополняют свои запасы за счет инфильтрации атмосферных осадков и весеннего снеготаяния.

Характер взаимосвязи речных и подземных вод по длине реки, как правило, различен: в пределах водосбора один и тот же водоток может дренировать несколько водоносных горизонтов. Даже один и тот же водоносный горизонт по длине реки может иметь различную гидравлическую связь с водотоком.

Следует иметь в виду, что подземный сток в реки представляет собой многофакторное сложное явление. Однако наиболее значительное влияние на величину и интенсивность подземного стока оказывают характер гидравлической взаимосвязи, гипсометрическое положение отдельных водоносных горизонтов подземных вод, величина напора подземных вод и уровень дренирования водоносных горизонтов по всей длине водотока.

## Тема II. ПОДЗЕМНЫЙ СТОК В РЕКИ СССР

### § 1. Основные закономерности формирования подземного стока в реки

Общие закономерности формирования подземного стока зоны свободного водообмена на территории СССР являются следствием влияния в основном трех главных природных факторов: климатических особенностей, рельефа местности и структурно-гидрогеологического строения.

Влияние климата (осадки, солнечная радиация, испарение и др.) не только определяет абсолютные величины питания подземных вод, но и придает подземному стоку на территории СССР черты ярко выраженной широтной зональности и вертикальной поясности: в направлении с севера на юг возрастает интенсивность солнечной радиации, усиливается испарение, увеличивается дефицит влажности воздуха, уменьшается количество атмосферных осадков, в общем ухудшаются условия инфильтрации (рис. 7—8).

Значительное влияние на распределение подземного стока оказывает рельеф местности, усиливающий черты широтной зональности и высотной поясности и определяющий его вертикальную зональность. В пределах территории СССР в общем с севера на юг становится более глубокой эрозионная расчлененность рельефа, увеличиваются уклоны земной поверхности и зеркала грунтовых вод. Особенно это характерно для предгорных и горных участков, где проявляется большая интенсивность подземного стока по сравнению с равнинными участками. Подземный сток, также как и общий сток, увеличивается с высотой местности. Например, на возвышенностях среди равнин наблюдаются более благоприятные условия дренирования и усиление подземного стока. На европейской территории Советского Союза закономерно повышаются модули подземного стока на возвышенностях и уменьшаются — на равнинах. К депрессиям в рельефе величины модулей подземного стока обычно также снижаются.

Влияние структурно-гидрогеологических условий на подземный сток наиболее заметно в горно-складчатых районах. Этому способствует высокое гипсометрическое положение областей питания, значительное количество выпадающих осадков, дислоцированность горных пород, наличие глубоких тектонических разломов и разрывов, повышенная трещиноватость горных пород. Гидрогеологические особенности горно-складчатых областей обуславливают высокую динамичность подземного стока.

Не менее важно влияние на подземный сток многолетнемерзлых пород. В этих условиях модули подземного стока могут изменяться в довольно широких пределах, в зависимости от характера мерзлоты — сплошная, таликовая, островная, каменная, слоистая — и ее мощности. В областях, где мощность и сплошность многолетней

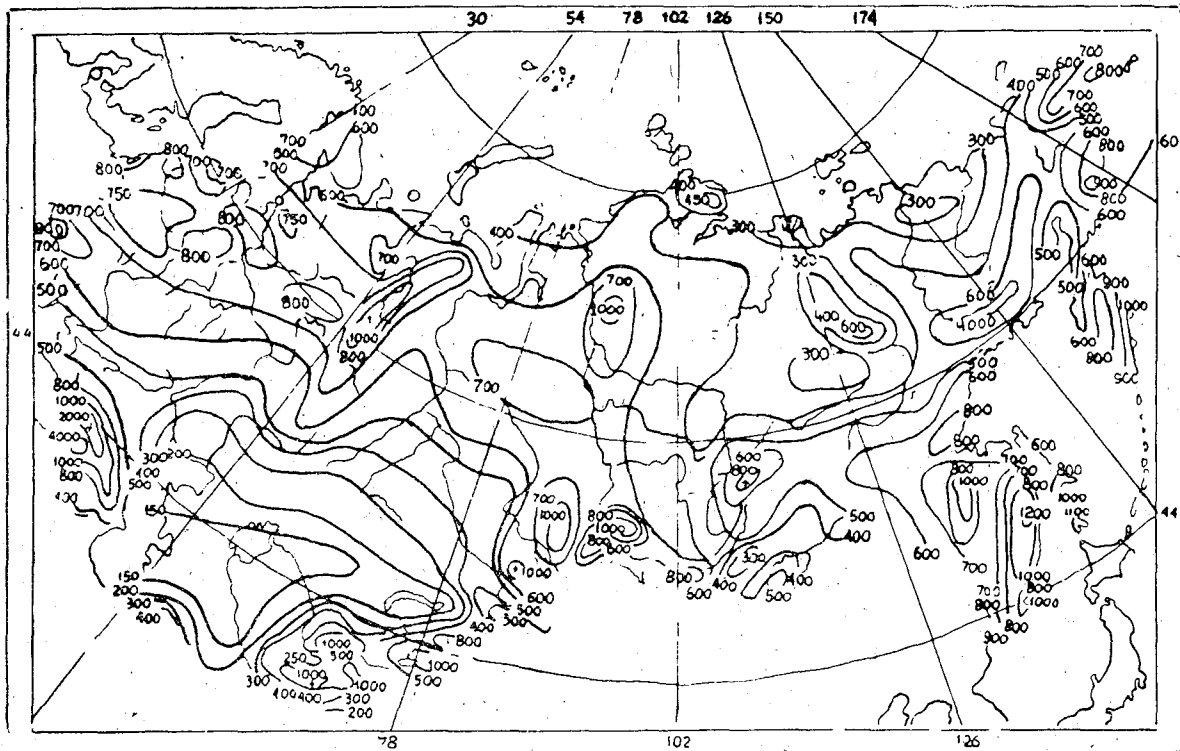


Рис. 7 Распределение среднего годового количества атмосферных осадков (в мм) на территории СССР.  
По А. П. Бочкову

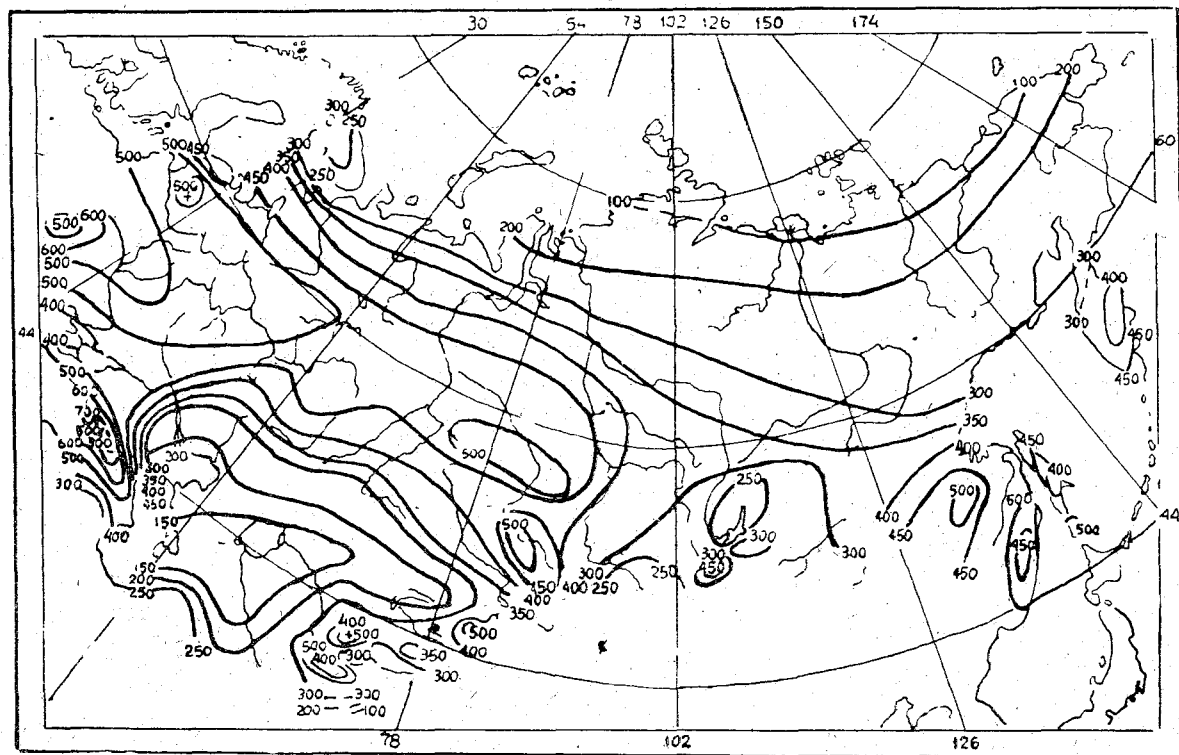


Рис. 8. Распределение среднего годового слоя испарения (в мм) на территории СССР. По А. П. Бочкову

мерзлоты увеличивается, интенсивность подземного стока резко снижается. Подземный сток в районах развития сплошной мерзлоты составляет менее 10% от общего речного стока. Влияние многолетней мерзлоты на формирование подземного стока особенно ярко проявляется на больших и малых реках азиатской части Советского Союза, текущих с юга на север.

Своеобразной особенностью формирования подземного стока в областях широкого развития многолетней мерзлоты и сурового климата является наледное регулирование, приводящее к сезонному перераспределению подземного стока в реки. Огромные массы воды зимой аккумулируются в виде наледных образований, и сток рек резко снижается. В теплый сезон года при таянии льда формируется наледный сток в реки, увеличивая летний меженный сток.

Воздействие основных природных факторов на формирование подземного стока происходит совместно, и влияние их накладывается друг на друга.

На равнинной территории европейской части Советского Союза характер распределения подземного стока полностью отражает широтную зональность, и модули подземного стока закономерно уменьшаются с северо-запада на юго-восток от 4—6 л/с с 1 км<sup>2</sup> в районах Прибалтики до долей литра в секунду в степях южных районов Украины.

В широтном направлении уменьшаются модули подземного стока и на территории Западной Сибири, изменяясь от 3,0—2,5 л/с с 1 км<sup>2</sup> в районе Обской Губы и Енисейского залива до 0,5—0,3 л/с с 1 км<sup>2</sup> в Северном Казахстане, Барабинской и Кулундинской степях (рис. 9).

В распределении подземного стока на территории Восточной Сибири сказывается влияние климатических особенностей в сочетании с условиями многолетней мерзлоты на севере и горного климата на юге. Модули подземного стока здесь изменяются от 0,5 л/с с 1 км<sup>2</sup> на севере до 3,0—4,0 л/с с 1 км<sup>2</sup> и более на юге.

В пределах горных сооружений Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Саяно-Алтайской горно-складчатой области, Восточной Сибири и Дальнего Востока в распределении подземного стока наблюдается вертикальная зональность, связанная с вертикальной климатической поясностью: в общем, хотя и в разной мере величины подземного стока нарастают с высотой местности.

В условиях горных стран гидрогеологические особенности часто накладывают влияние на воздействие климатического фактора и вызывают отклонения величин подземного стока от зональных значений.

На территории Урала, вытянутой в меридиональном направлении, различная величина подземного стока ясно показывает влияние гидрогеологических условий на величины подземного стока. На Севере, в Полярном Урале в зоне значительного влияния многолетней мерзлоты модули подземного стока колеблются от 0,3 до 1,5 л/с

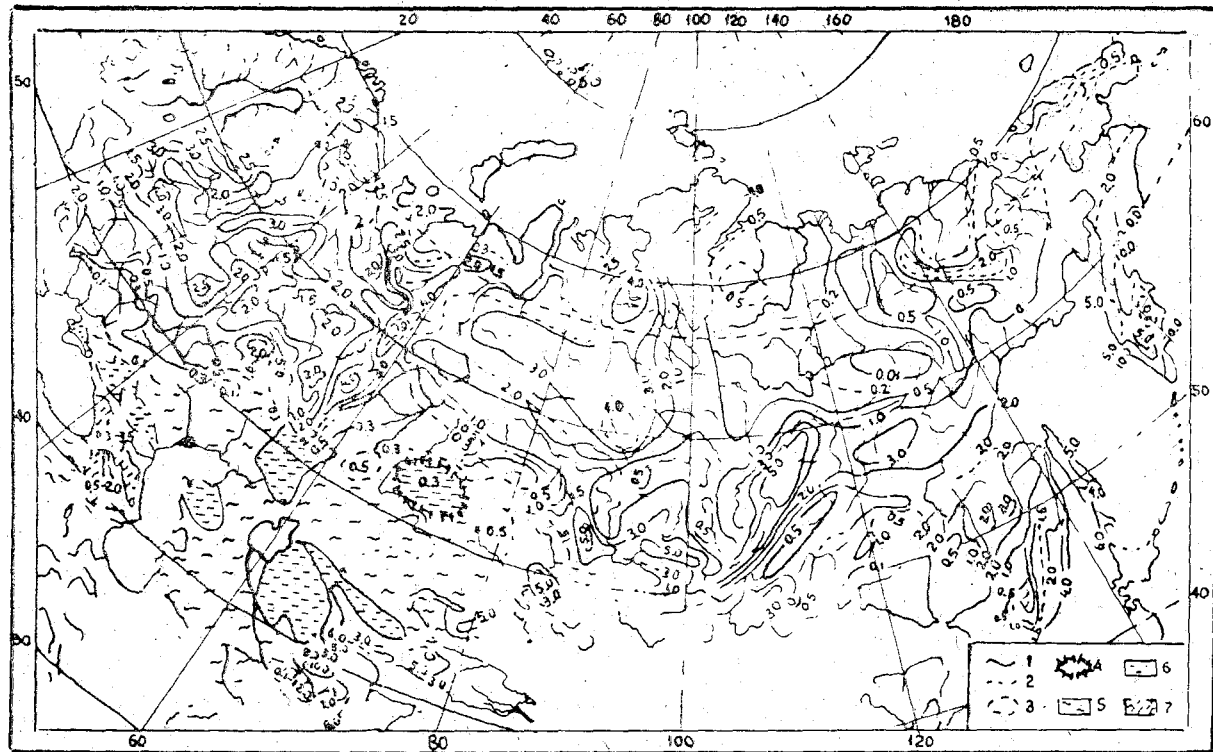


Рис. 9. Распределение модулей подземного стока в реки на территории СССР:

1 — изолинии модулей подземного стока в л/с·км<sup>2</sup>; 2 — то же, рассчитанных приближенно; 3 — контур участков особых условий формирования подземного стока под влиянием карста; 4 — контур участков, для которых расчет подземного стока проведен по водному балансу озера; 5 — область спорадического распространения пресных грунтовых вод; 6 — области распространения грунтовых вод с пестрой минерализацией и наличием стока пресных артезианских вод; 7 — области с колебаниями модулей подземного стока в больших пределах.

с  $1 \text{ км}^2$  и более. Увеличение модулей подземного стока происходит с севера на юг по мере ослабления влияния многолетней мерзлоты, увеличения высоты и расчлененности местности. Южнее, на западном склоне Урала, в бассейнах, где нет карста, средний модуль подземного стока равен  $2,5 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ . Однако здесь же, в одних и тех же климатических условиях, но при наличии карста, наблюдаются резкие увеличения модулей подземного стока от  $4,0$  до  $12,0 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ . Такое же явление можно наблюдать и на восточном склоне Урала, где на общем фоне средних значений модуля подземного стока, равных  $1,78 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ , выделяется карстовый участок с модулем подземного стока, равным  $3,5 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ .

Определяющее влияние карста на формирование подземного стока наблюдается и в Крыму, где на общем фоне практически безводных отложений встречаются карстовые участки с модулем подземного стока, достигающим  $15 \text{ л/с с } 1 \text{ км}^2$ .

Аномальные значения модулей подземного стока, связанные с распространением карстующихся пород, наблюдаются и в ряде других равнинных и горных районов как европейской, так и азиатской территорий Советского Союза.

Повышение значений модулей подземного стока связано также с развитием флювиогляциальных отложений, конусов выноса грубообломочного материала, а также аллювиальных образований древних речных долин.

Закономерности соотношения подземного и поверхностного стока для территории СССР характеризуются следующими особенностями.

На европейской территории Советского Союза доля подземного стока в реки составляет от нескольких процентов на побережье северных морей до  $40\text{—}50\%$  в средней полосе. Южнее степень участия подземных вод в речном стоке понижается до  $10\text{—}20\%$  и на побережье Черного, Азовского и Каспийского морей подземный сток в реки еще меньше.

Для азиатской территории Советского Союза характерно иное распределение: для центральной части доля подземного стока в реки составляет  $10\text{—}20\%$  от общего речного стока; к северу в области распределения многолетней мерзлоты доля подземного стока в общем речном стоке снижается и составляет менее  $10\%$ ; к югу в области горноскладчатых сооружений она повышается до  $30\%$ , а местами, на участках с более благоприятными условиями составляет  $40$  и даже  $50\%$ .

Изменчивость подземного стока в многолетнем разрезе времени на территории Советского Союза характеризуется сменой циклов пониженных (маловодные годы) и повышенных (многоводные годы) величин подземного стока: для большинства районов средняя продолжительность больших циклов составляет  $20\text{—}30$  лет. На фоне этих больших циклов выделяются колебания меньших периодов со средней ( $1\text{—}5$  лет) и наибольшей ( $7\text{—}10$  лет) продолжительностью.

При наличии общей синхронности в колебаниях поверхностного и подземного стока (с запаздыванием последнего на 1—2 года) изменчивость подземного стока значительно меньше. В отдельные годы, а иногда и более длительные отрезки времени может наблюдаться асинхронность в колебаниях поверхностного и подземного стока. В этом случае причинами асинхронности колебаний могут быть: внутригодовое распределение осадков, характер их выпадения, условия снеготаяния и просачивания талых вод, испарение с бассейна за летний период и др.

Для характеристики закономерностей распределения изменчивости подземного стока и влияния на нее физико-географических условий можно использовать зависимость коэффициента вариации  $C_{v, п}$  от модуля подземного стока: в районах с однородными физико-географическими условиями с увеличением модуля подземного стока, как правило, уменьшается коэффициент вариации подземного стока.

Коэффициенты вариации на европейской территории Советского Союза изменяются с северо-запада на юго-восток от 0,10 до 0,40 и более. Низкие значения  $C_{v, п}$  (0,10—0,20) отмечаются на севере равнинной части этой территории, в бассейне Немана, на Средне-Русской возвышенности, в северной части Волыно-Подольской возвышенности и обуславливаются устойчивым подземным питанием рек (рис. 10).

Значения  $C_{v, п}$ , равные 0,20—0,30, характеризуют речные бассейны с меньшей зарегулированностью подземного стока (западная часть Ордовикского (Силурийского) плато и др.).

В районах с более засушливым климатом и с менее водообильными отложениями величины  $C_{v, п}$  составляют 0,40 и выше.

Изменчивость подземного стока в реки в пределах азиатской части Советского Союза характеризуется колебанием значений  $C_{v, п}$  в широких пределах — от 0,05 до 0,60.

Для севера и юга азиатской части Советского Союза характерны большие величины  $C_{v, п}$ , хотя и по разным причинам. На севере повышение значения  $C_{v, п}$ , равные 0,30—0,40, обусловлены малым количеством осадков, слабой дренированностью водоносных горизонтов, влиянием многолетней мерзлоты. На юге —  $C_{v, п}$ , равные 0,40—0,60, обусловлены засушливостью климата, слабым развитием эрозионных врезов речных долин, низкой водообильностью невыдержанных водоносных горизонтов.

В горных районах Кавказа и Урала отмечается резкое колебание коэффициентов вариации подземного стока в пределах от 0,10 до 0,40, связанное с быстрой сменной общих условий формирования подземного стока. Горные районы Средней Азии отличаются низким и сравнительно однородным значением  $C_{v, п}$  — от 0,10 до 0,30.

Общая закономерность изменения коэффициента вариации подземного стока по территории Советского Союза подчиняется закону географической зональности и отражает решающее влияние



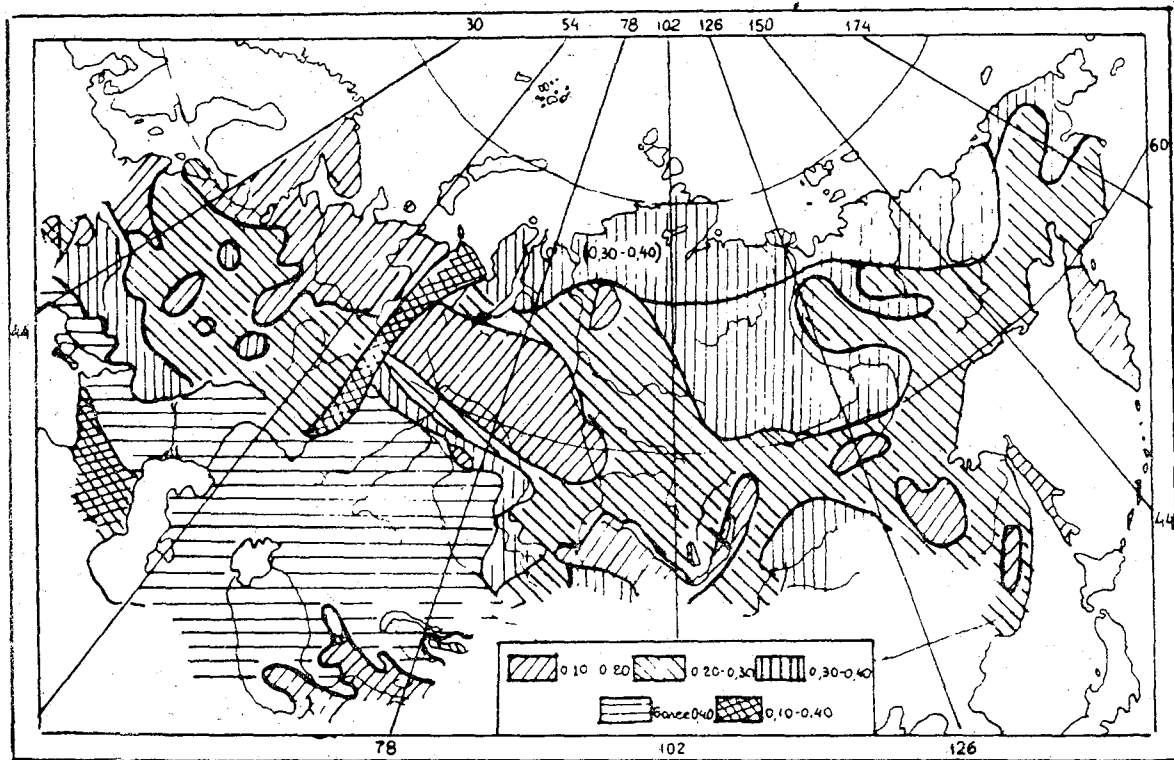


Рис. 10. Распределение коэффициентов вариации подземного стока в реки СССР.  
В скобках - предположительно

климатических условий. Аномальные значения  $C_{в.п}$  во многих случаях обусловлены влиянием гидрогеологических условий — литологического состава пород зоны аэрации и зоны насыщения, водообильности водоносных горизонтов, глубины эрозионных врезов речных долин и др.

Формирование подземного стока в условиях аридного и полупустынного климата, в районах развития конусов выноса, на предгорных равнинах и в межгорных впадинах горно-складчатых стран весьма сложно, своеобразно и еще недостаточно изучено.

## § 2. Научное и практическое значение изучения подземного стока

Формирование подземного стока в реки и количественная характеристика этого процесса представляют собой исключительный научный и прикладной интерес.

Изучение подземного стока способствует дальнейшему уточнению процессов круговорота воды в природе, определению продолжительности циклов круговорота, темпов водообмена в верхних частях земной коры, выяснению условий питания и разгрузки водоносных горизонтов. Исследование процессов подземного стока представляет интерес при решении гидрогеологических, гидрологических, геофизических, геохимических и геологических задач.

Например, более глубокое понимание физических и химических взаимодействий верхних частей земной коры, гидросферы и атмосферы во многом зависит от степени раскрытия закономерностей формирования подземного стока и точности его количественной оценки.

Велико теоретическое и практическое значение изучения подземного стока для количественной оценки миграции химических элементов, в образовании и разрушении месторождений полезных ископаемых, в переносе тепла и формировании геотермического режима земной коры.

Особенно важное значение имеет изучение подземного стока при решении гидрологических задач. Накопление знаний о подземном питании рек и его динамике способствует развитию теории гидрологических расчетов и прогнозов речного стока, более глубокому анализу условий формирования речного стока, его внутригодового распределения и динамики, формирования всех видов водных ресурсов. Изучение подземного стока и определение его количественной характеристики может обеспечить успешное решение ряда народнохозяйственных задач, связанных с комплексным использованием и охраной водных ресурсов, целенаправленным управлением поверхностным и подземным стоком, прогнозированием минимальных расходов рек для гидроэнергетического проектирования, судоходства, лесосплава, ирригации, водоснабжения и других отраслей народного хозяйства.

## Тема III. МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Для расчета подземного питания рек, озер и других водоемов могут применяться различные методы и приемы. Использование того или иного способа расчета определяется целевым назначением исследований, характером водотока или водоема и степенью изученности гидрогеологических и гидрологических условий.

Разнообразие природных условий, различная степень гидрогеологической, и гидрохимической изученности объектов исследования и разнообразие практических задач создают определенные трудности в выборе надежного метода расчета и получении достаточно точных результатов. Ни один из известных в настоящее время способов оценки подземного питания рек и водоемов не может считаться универсальным. Поэтому в сложных случаях природной обстановки, при решении важных народнохозяйственных гидрологических и гидрогеологических задач, наиболее точные результаты могут быть получены при использовании одновременно нескольких методов.

Непеременным условием применения любого метода расчета подземного стока в реки и водоемы является получение надежно обоснованных гидрогеологических, гидрологических и гидрохимических параметров, входящих в расчетные уравнения, схемы и модели.

Основные методы и приемы количественной оценки подземного стока можно объединить в следующие группы: гидрогеологические, воднобалансовые, гидрохимические, физические и гидрологические.

### § 1. Гидрогеологические или гидродинамические методы

Эти методы основаны на изучении режима подземных вод и определении гидродинамических параметров водоносного пласта, подземного потока и водозабора прямыми измерениями. Данные о подземном стоке в бассейне могут быть получены на основе современных методов аналитических решений плановой фильтрации. Для этого необходимо иметь достаточно детальные сведения об уровне режиме подземных вод в расчетных створах, о гидрогеологических условиях бассейна реки в целом или отдельных ее участков, о характере гидравлической взаимосвязи поверхностных и подземных вод, а также надежную информацию о физико-механических и водных свойствах пород водоносных горизонтов.

Движение подземных вод в природных условиях обусловлено сложным влиянием разнообразных факторов и активной хозяйственной деятельностью человека, роль которых часто невозможно описать математическими уравнениями. Поэтому при гидрогеологических расчетах, как правило, приходится прибегать к схематизации природных условий и использованию упрощенных схем. Например, режим подземных вод зоны свободного водообмен

является всегда неустановившимся (инфильтрация, испарение, транспирация). Однако влияние естественных факторов в многолетнем аспекте часто может быть выражено средними значениями, и при гидрогеологических расчетах можно принимать средние значения напоров, скоростей и расходов, сводя расчетную схему к более простым условиям установившегося движения. К подобной схематизации приходится прибегать и при оценке водопроницаемости пород водоносных горизонтов, используя среднеарифметические или средневзвешенные значения их фильтрационных свойств.

Выявление всех особенностей природных гидрогеологических условий и их схематизация являются основой для выбора конкретной схемы гидрогеологических расчетов.

Методы решений могут быть весьма разнообразными. Это могут быть строгие или приближенные аналитические решения, численные методы, основанные на замене дифференциальных уравнений конечно-разностными уравнениями, методы моделирования и приближенные методы экстраполяции опытных данных.

Гидрогеологические методы исследования и расчета подземного стока достаточно эффективны и в ряде случаев их применение является единственным способом получения надежных результатов. Эти методы наиболее полно раскрывают гидродинамические условия формирования подземного стока из отдельных горизонтов (комплексов), выявляют степень дренирования и особенности разгрузки подземных вод в реки и водоемы, отображают процессы образования и изменения подпора подземных вод в периоды паводий и паводков. Они позволяют не только обнаружить, но и оценить величину подруслового стока.

При использовании результатов детальных гидрогеологических исследований точность гидрогеологических расчетов может быть очень высокой. Но эта высокая точность расчета может быть достигнута с большими затратами времени и средств. Даже на небольших водосборах, при сравнительно несложных гидрогеологических условиях получение надежных расчетных параметров связано с проведением комплекса трудоемких, сложных и длительных исследований.

Таким образом, практическое применение гидрогеологических методов, особенно когда это касается расчетов подземного питания крупных водотоков и водоемов, в ряде случаев недостаточно обеспечено необходимой гидрогеологической информацией. Это обстоятельство часто вынуждает из большого количества способов и приемов расчета подземного стока выбирать те гидродинамические методы расчета, которые базируются на гидрогеологических данных, получение которых возможно без крупных материальных затрат и сложных опытно-фильтрационных исследований. При этом широко используется гидрологическая информация, систематически накапливаемая в научных подразделениях Гидрометслужбы СССР — институтах, обсерваториях, станциях и экспедициях.

Теоретические обоснования гидродинамических расчетов рассматриваются в работе [2]. Здесь уместно лишь отметить, что приводимые ниже гидрогеологические расчеты подземного питания водотоков и водоемов опираются на известную закономерность Дарси, математическое выражение которой имеет вид

$$Q_{\text{п}} = KIF, \quad (11)$$

где  $K$  — коэффициент фильтрации водоносного пласта;  $I$  — гидравлический уклон подземного потока;  $F$  — площадь поперечного сечения потока.

Уравнение (11) в общем виде выражает расход фильтрационного потока.

Применительно к установленным типам гидравлической связи поверхностных и подземных вод ниже приводятся наиболее часто применяемые способы расчета подземного питания водотоков и водоемов.

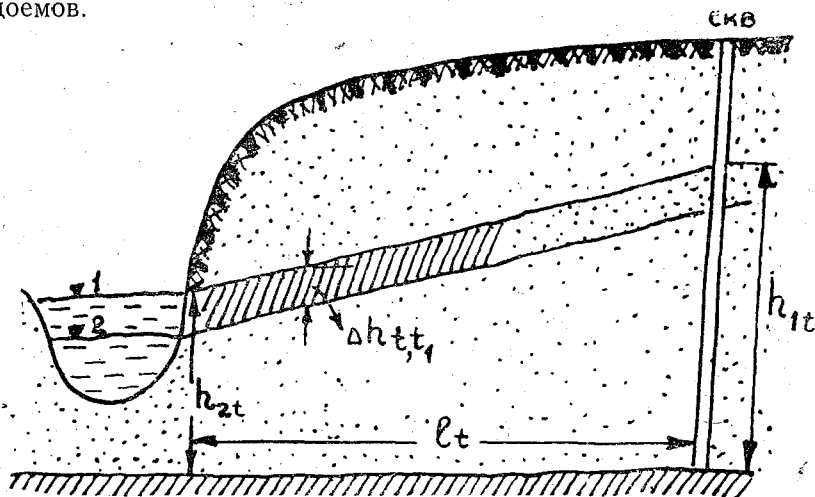


Рис. 11. Схема расчета расхода грунтовых потоков в прибрежной зоне методом конечных разностей. По Б. И. Куделину:

1 и 2 — уровни воды в реке в моменты времени  $t$  и  $t_1$ .

1. При наличии гидравлической связи подземного потока с рекой (подпорный тип подземного питания) Б. И. Куделин предложил использовать для расчета подземного стока в реку метод конечных разностей, разработанный Г. Н. Каменским. Расчет единичного расхода подземного потока  $q_t$  вычисляется из уравнения (рис. 11).

$$q_t = K_t^{\text{ср}} h_t J_t \pm \frac{\Delta h_t \cdot l_t \mu_t}{2}, \quad (12)$$

где  $q_t$  — единичный расход грунтового потока на момент времени  $t$  в сечении уреза реки;  $K_t^{\text{ср}}$  — средний коэффициент фильтрации во-

доносного горизонта,  $K_t^{\text{cp}} = f(h_t)$ ;  $h_t$  — среднее арифметическое значение из высоты уровня воды в реке и в расчетной наблюдательной скважине над водоупором водоносного пласта,  $h_t = \frac{h_{1t} + h_{2t}}{2}$ ;  $I_t$  — гидравлический уклон,  $I_t = \frac{h_{1t} - h_{2t}}{l_t}$ ;  $l_t$  — расстояние от уреза реки до оси наблюдательной скважины;  $\Delta h_t$  — абсолютная величина положительного или отрицательного приращения уровня грунтовых вод за единицу времени (на рис. 11 заштриховано);  $\mu_t$  — величина водоотдачи или недостатка насыщения водоносного горизонта в зоне колебания грунтовых вод.

Второй член в правой части уравнения (12) берется со знаком плюс в случае понижения уровня воды в реке (осушение водоносного горизонта в расчетном элементе потока) и со знаком минус — при его подъеме (насыщение водоносного горизонта в расчетном элементе).

Произведя такие расчеты для всех характерных фаз уровенного режима, можно построить гидрограф грунтового стока на единицу длины берега.

Вычисление суммарных по длине водотока или периметру водоема расходов грунтового стока производится по формуле

$$Q_t = \sum_{i=1}^{i=n} q_{ti} L_i, \quad (13)$$

где  $Q_t$  — суммарный расход грунтовых вод дренируемых водотоком или водоемом и частями их;  $q_{ti}$  — единичные расходы грунтового потока в разных сечениях по длине водотока или водоема;  $L_i$  — длина участков прибрежной зоны.

Метод Б. И. Куделина непосредственно и наиболее точно отражает характер взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

Подземный сток в реку или водоем может быть оценен для любого отрезка времени  $t$ . Для этого необходимо иметь уровенные наблюдения за режимом грунтовых вод в прибрежной зоне, сведения о колебаниях уровня воды в реке, значения коэффициента фильтрации, водоотдачи и положение водоупора.

2. Для расчета суммарного расхода грунтового потока, дренируемого малым водотоком при различных уклонах водоупора потока, И. Б. Вольфцун предложил следующее уравнение

$$Q_{\Pi} = K_{\text{cp}} h_{\text{cp}} I_{\text{cp}} (2L + L_6), \quad (14)$$

где  $2L$  — двойная длина всей русловой сети, дренирующей водоносные горизонты вдоль обоих берегов;  $L_6$  — длина контура всех

заболоченных участков, дренирующих водоносный пласт и сообщаемых с русловой сетью. Остальные обозначения те же\*.

3. При отсутствии гидравлической связи между подземными и поверхностными водами питание водотоков и водоемов осуществляется из безнапорных горизонтов нисходящими грунтовыми водами. В этом случае грунтовые воды разгружаются в реки (водоемы) в виде сосредоточенных или рассредоточенных (пластовых) выходов на абсолютных отметках, превышающих максимальные уровни воды в реке или водоеме. Ф. А. Макаренко, исходя из положения, что при отсутствии гидравлической связи водоносного пласта с рекой динамика подземного питания этой реки определяется режимом опорных источников, выходящих на поверхность в бассейне реки, предложил для оценки нисходящего подземного питания рек следующее уравнение:

$$Q_{\text{п}} = qk_1 + qk_2 + \dots + qk_n, \quad (15)$$

где  $Q_{\text{п}}$  — сток грунтовых вод в реку за заданное время с изучаемой площади (бассейна реки или его части);  $q$  — единичный расход или сток реки в межень, принимаемый в этот период за грунтовый;  $k_1, k_n$  — коэффициенты динамичности (месячные, декадные, суточные) изменения подземного стока в реку, определяемые из кривой режима суммарного дебита опорных источников. При этом  $k_1$  принимается равным единице и отвечает периоду межени на реках.

По бассейнам рек, на которых ведутся наблюдения за родниковым стоком, можно построить гидрографы подземного питания. Полученные значения коэффициентов динамичности  $k$  в ряде случаев при сходных гидрогеологических условиях могут быть распространены на соседние бассейны и использованы для ориентировочных расчетов подземного питания этих рек. При этом необходимо по этим рекам иметь данные о единичных меженных расходах.

4. При наличии гидравлической связи поверхностных и напорных подземных вод (артезианский тип питания) расчет подземного питания водотоков в общем случае можно производить по уравнению Дарси

$$q_t = k_{\text{ср}} m_{\text{ср}} I_t, \quad (16)$$

где  $m_{\text{ср}}$  — средняя мощность артезианского пласта.

По данным расчетов единичных расходов можно построить гидрограф подземного питания реки или водоема и рассчитать суммарную величину артезианского стока по всей длине реки или береговой полосы водоема или части их.

---

\* Преобразования этого уравнения применительно к различным положениям водоупора приведены в монографии [3].

5. При напорной фильтрации в реку через кровлю слабопроницаемых пород, в которые врезано русло, оценку такого напорного питания можно приближенно определить по методу С. А. Аверьянова

$$Q_{\text{п}} = \frac{\pi k \Delta H}{l_{\text{п}} \frac{16T}{\pi(S + \Delta h)}}, \quad (17)$$

где  $Q_{\text{п}}$  — приток напорных подземных вод в реку — дрена на единицу ее длины;  $k$  — коэффициент фильтрации слабопроницаемых пород, в которых заложено русло реки;  $T$  — мощность слабопроницаемых пород;  $S$  — ширина реки по урезу воды;  $\Delta H$  — превышение пьезометрического напора водоносного пласта над уровнем воды в реке;  $\Delta h$  — среднее превышение уровня грунтовых вод в скважине над уровнем воды в реке.

Формула С. А. Аверьянова выведена при условии, что расстояние между водотоками  $B$  значительно больше глубины залегания водоносного горизонта (рис. 12)

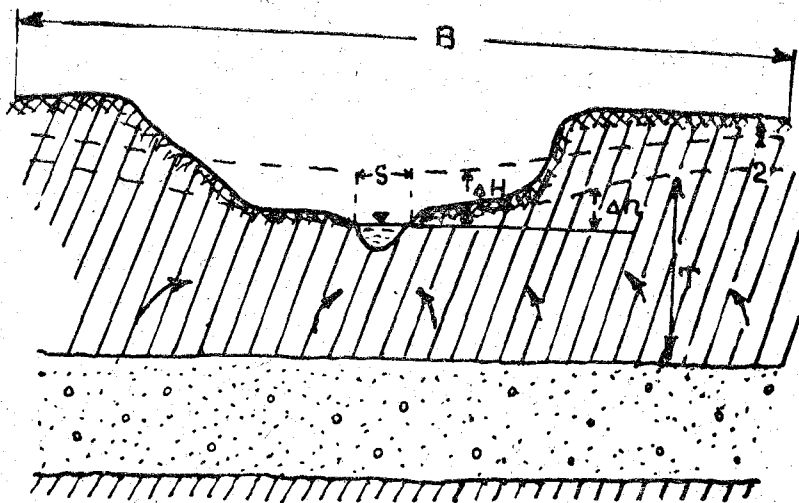


Рис. 12. Схема питания реки напорными водами. По С. Ф. Аверьянову:  
1 — пьезометрическая поверхность напорного водоносного пласта; 2 — поверхность грунтовых вод.  
Стрелки — возможное движение напорных вод

Другим условием применения формулы (17) является явное отсутствие грунтового питания.

Расчеты по методу С. Ф. Аверьянова дают более надежные результаты для средних и малых водотоков.

Количественная оценка подземного питания водотоков и водоемов может быть произведена и другими гидрогеологическими



приемами на основе широкого использования как гидрогеологической, так и гидрометеорологической информации (по колебаниям уровня грунтовых вод, инфильтрации атмосферных осадков, по действительной скорости подземного потока и другим гидродинамическим параметрам).

Более подробно гидрогеологические методы расчетов освещены в специальной литературе [1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 11].

## § 2. Воднобалансовые методы

Эти методы занимают самостоятельное положение, хотя по существу они тесно связаны с гидродинамическими и гидрологическими методами.

Баланс подземных вод представляет собой алгебраическую сумму количества воды, идущей на пополнение подземного потока, и ее количества, расходуемого этим потоком за определенный промежуток времени.

Приходную часть баланса составляет инфильтрация атмосферных осадков, конденсация водяных паров, приток подземных вод из соседних бассейнов, перетекание подземных вод из выше- и нижележащих водоносных горизонтов, а также поглощение поверхностных вод водотоков и водосборов. Расходную часть баланса составляют испарение с зеркала подземных вод, разгрузка в гидрографическую сеть и возможный отток подземных вод в соседние бассейны.

Подземный сток в реки и водоемы может быть определен из уравнения общего водяного баланса бассейна реки или водоема.

Для речных бассейнов общий водный баланс на любой отрезок времени может быть выражен уравнением Г. Н. Каменского

$$\mu \Delta H = x - z + K_1 + \frac{Y_1 - Y_2}{\omega} \Delta t + \frac{Q_n^1 - Q_n^2}{\omega} \Delta t \pm D_1 \pm D_2, \quad (18)$$

где  $\mu$  — водоотдача водоносных пород при понижении уровня грунтовых вод или недостаток насыщения пород над капиллярной зоной при повышении уровня, в долях единицы;  $\Delta H$  — изменение уровня грунтовых вод за промежуток времени  $\Delta t$ , м;  $x$  — количество атмосферных осадков, м;  $z$  — суммарное испарение с поверхности почвы, включающее испарение с открытых водоемов и водотоков и транспирацию растительности, м;  $K_1$  — количество воды, образовавшейся вследствие конденсации водяных паров в почве и на поверхности земли, м;  $Y_1 - Y_2$  — приток и отток поверхностных вод, соответственно поступающих в данный бассейн и вытекающих из него, м<sup>3</sup>/сутки;  $Q_n^1 - Q_n^2$  — приток и отток грунтовых вод, поступающих из данного бассейна, м<sup>3</sup>/сутки;  $D_1$  — изменение запасов воды на земной поверхности в открытых водоемах, водотоках, включая изменение влаги в слое снега, м;  $D_2$  — изменение запасов

влаги в зоне аэрации от дневной поверхности до максимального положения капиллярной каймы за период наблюдений, м;  $\omega$  — площадь бассейна реки, м<sup>2</sup>;  $\Delta t$  — промежуток времени, принятый для расчета, сутки;  $\mu\Delta H$  — изменение запасов грунтовых вод за промежуток времени  $\Delta t$ , м.

Решение уравнения (18) представляет наибольшую ценность в том случае, когда водный баланс составлен по данным независимых определений каждого элемента в отдельности экспериментальным путем. Расчет компонентов общего водного баланса по эмпирическим зависимостям значительно снижает точность результирующей водного баланса.

Принято считать, что если в результате алгебраического суммирования экспериментально определенных элементов баланса и деления алгебраической суммы их на параметр  $\mu$  получается расчетная величина изменения уровня  $\Delta H$ , отличающаяся от фактически наблюдаемой всего на 10—20%, то водный баланс составлен удовлетворительно.

Определение подземного стока при помощи решений уравнений общего водного баланса требует широкой постановки экспериментальных исследований: инфильтрации, испарения, притока и оттока поверхностных и подземных вод и др. Эти исследования далеко не всегда можно выполнить с достаточной точностью. Поэтому определение подземного стока на основе решения уравнения общего водного баланса для коротких промежутков времени следует считать приближенным.

Другим воднобалансовым методом определения подземного стока является решение уравнения баланса грунтовых вод. Этот метод основан на гидродинамическом анализе режима грунтовых вод, который в интегральной форме отражает большинство элементов водного баланса и гидравлические условия изучаемого участка реки или водоема. Указанный анализ выполняется либо с помощью решения уравнений неустановившегося движения подземных вод, представленных в конечных разностях, либо с помощью аналитических решений дифференциальных уравнений неустановившегося движения.

Недостатки, присущие условиям решения уравнений общего водного баланса, устраняются при решении задач с помощью уравнений водного баланса грунтовых вод.

Баланс грунтовых вод в элементе подземного потока может быть выражен уравнением Г. Н. Каменского

$$\mu\Delta H = \frac{Q_n^1 - Q_n^2}{\omega} \Delta t - W\Delta t, \quad (19)$$

где  $W$  — интенсивность питания грунтовых вод сверху (при положительном значении — величина инфильтрации осадков или поверхностных вод, питающих грунтовые воды; при отрицательном значении — расход грунтовых вод на суммарное испарение).

Остальные обозначения те же, что и в уравнении общего водного баланса (18).

Зная изменение уровня грунтовых вод  $\Delta H$  за промежутки времени  $\Delta t$  и величину питания их  $W\Delta t$ , находим разность между притоком и оттоком грунтовых вод за то же время. Если эта разность отрицательная (т. е.  $\frac{Q_{II}^2 - Q_{II}^1}{\omega} \Delta t > 0$ ), то можно сделать вы-

вод, что на данном элементе грунтового потока происходит дополнительное пополнение подземного потока; если же разность положительна, то часть притекающей в элемент воды расходуется на испарение или на повышение уровня в элементе потока.

Располагая данными такого баланса грунтовых вод по каждому элементу потока, можно составить баланс грунтовых вод всего водосборного бассейна или его части. При этом пользуются как интерполяцией (при большом числе балансовых участков), так и экстраполяцией (при малом числе балансовых участков).

Средневзвешенная по площади водосбора величина разности притока и оттока грунтовых вод  $\frac{Q_{II}^1 - Q_{II}^2}{\omega} \Delta t$  будет выражать собой значение слоя подземного стока.

Следует иметь в виду, что элемент водного баланса является характеристикой подземного стока в реку только в условиях полного дренирования данного водоносного горизонта (комплекса).

Воднобалансовые методы определения подземного стока в водотоки и водоемы позволяют установить многолетнюю изменчивость подземной составляющей общего речного стока, выявить динамику влаги в речном бассейне как в течение года, так и в отдельные сезоны, а также раскрыть закономерности взаимосвязи подземных и поверхностных вод зоны дренирования. Гидродинамический анализ совокупности параметров водного баланса позволяет прогнозировать характер режима грунтовых вод, а следовательно, и водоносность рек.

Наибольшую точность воднобалансовые методы дают при исследованиях на сравнительно небольших бассейнах рек или при наличии многих балансовых участков на больших территориях. Экстраполяция величин, полученных на воднобалансовых участках на большие бассейны, резко понижает точность расчетов, а при сложных гидрогеологических условиях даже может повлечь существенные ошибки.

Независимые определения каждой составляющей водного баланса экспериментальным путем на балансовых участках требуют комплексных воднобалансовых исследований, включающих гидрологические, гидрогеологические, гидрохимические и геофизические наблюдения.

В последнее время в практике Гидрометслужбы СССР получил широкое распространение гидрометрический метод опре-

деления подземного питания рек, основанный на составлении и последующем анализе водного баланса русловой сети по данным стационарных и эпизодических гидрометрических наблюдений (гидрометрическая съемка). Водный баланс для замыкающего створа  $Q_{зс}$  речного водосбора в общем виде может быть представлен следующим уравнением (дается в индексах «временных методических рекомендаций» [6]):

$$Q_{пс} + Q_{пп} + Q_{ос} + Q_{вс} - Q_{по} - Q_{вз} - Q_{пв} + Q_{рр} + Q_{мб} = Q_{зс}, \quad (20)$$

где  $Q_{зс}$  — фактический расход русловых вод в замыкающем створе;  $Q_{пс}$  — поверхностный сток (склоновый), непосредственно поступающий в русловую сеть;  $Q_{пп}$  — подземный приток в русловую сеть;  $Q_{ос}$  осадки на водную поверхность водотоков;  $Q_{вс}$  — сбросные воды в русловую сеть;  $Q_{по}$  — подземный отток (потери) русловых вод в берега (в отдельных случаях включают подрусловой сток, проходящий под руслом нижезамыкающего створа);  $Q_{вз}$  — водозабор русловых вод;  $Q_{пв}$  — потери русловых вод на испарение с водной поверхности и транспирацию водной растительностью (теплое время года) или на ледообразование (холодное время года);  $Q_{рр}$  — русловое регулирование;  $Q_{мб}$  — невязка водного баланса из-за неполноты учета его элементов, связанная с точностью его измерения.

В речных бассейнах с озерами и водохранилищами необходимо в русловом регулировании учитывать отдельно влияние этих водных объектов.

Оценка подземного притока  $Q_{пп}$  в русловую сеть может быть произведена по уравнению

$$Q_{пп} = Q_{зс} + Q_{вз} - Q_{вс} + Q_{рр} + Q_{мб}. \quad (21)$$

Остальными составляющими из уравнения (20) можно пренебречь вследствие их малых значений.

Оценка подземного притока в реки по замыкающему створу дает хорошие результаты при условии однородности режима этого притока в русло выше этого створа. В случае отсутствия такой однородности требуется специальное размещение замыкающих створов в пределах изучаемого водосбора с учетом гидрогеологических особенностей речных бассейнов.

Гидрометрический метод оценки подземного стока в реку и потерь речных вод на просачивание через русло может быть использован и на отдельных участках русловой сети между двумя створами (метод разности). В этом случае в его основе лежит составление гидрометрического руслового водного баланса для участка реки только по данным измерений расходов воды в створах

реки, водозаборов и сбросов воды в русло, с учетом расходов руслового регулирования.

$$\Delta Q = Q_n - Q_v - Q_{\text{бп}} + Q_{\text{вз}} - Q_{\text{вс}} + Q_{\text{рр}} + Q_{\text{нб}}, \quad (22)$$

где  $\Delta Q$  — общее изменение расходов между нижним и верхним створами участков реки;  $Q_v$  и  $Q_n$  — расходы воды соответственно в верхнем и нижнем створах реки;  $Q_{\text{бп}}$  — расход воды боковых притоков. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (20); допускается при этом, что  $Q_{\text{рс}}$ ,  $Q_{\text{пв}}$ ,  $Q_{\text{по}}$  имеют малые значения.

Наиболее точные результаты могут быть получены гидрометрическим методом разности в случае отсутствия искусственных изъятий русловых вод и сброса вод в русло на бесприточном участке реки ( $Q_{\text{вз}} = 0$ ,  $Q_{\text{вс}} = 0$ ). При этом, если пренебречь русловым регулированием, то уравнение (22) преобразуется к следующему виду:

$$\begin{aligned} Q_n - Q_v &= \pm \Delta Q + Q_{\text{нб}}; \\ \Delta Q &= Q_{\text{пп}} + Q_{\text{нб}}; \\ -\Delta Q &= Q_{\text{по}} + Q_{\text{нб}}. \end{aligned} \quad (23)$$

Наибольший эффект от применения гидрометрического метода оценки подземного притока в реку может быть получен при его использовании для периодов межени.

Анализ уравнений водного баланса русловой сети, составленных по гидрометрическим данным, позволяет решать ряд задач:

1) определять суммарный подземных приток в русловую сеть в меженный период;

2) оценивать изменение подземного притока и потерь речных вод на просачивание через русло реки, а также локальных разгрузок подземных вод и подземных потерь на отдельных участках по длине водотока по данным гидрометрических съёмок на основе метода разностей;

3) оценивать родниковый сток в реку;

4) определять величину нарушений речного стока на участках искусственных понижений уровня подземных вод в условиях просачивания руслового стока в депрессионные воронки водозаборов и водопонижений.

Воднобалансовые методы исследований и расчетов освещены в учебной и методической литературе [2, 3, 6, 9].

### § 3. Гидрохимические методы

Данные методы определения подземного питания рек, озер и других водотоков и водоемов базируются на изучении гидрохимического режима и баланса поверхностных и подземных вод и анализе гидродинамических условий их формирования.

В основу использования гидрохимической информации для решения гидрогеологических задач положены принципы прямых и косвенных связей и аналитических сравнений.

Принцип прямых связей заключается в том, что гидрологические или гидрогеологические процессы и явления оцениваются непосредственно по данным химического состава и общей минерализации воды и некоторых сведений о гидродинамических условиях подземного и поверхностного потоков.

Принцип косвенных связей применим в тех случаях, когда гидрогеологические и гидрологические характеристики определяются не непосредственно по данным химического состава и минерализации воды, а через промежуточные параметры, величины и критерии.

Принцип аналитического сравнения сводится к расчету тех или иных гидрохимических параметров и последующему сравнению наблюдаемых и вычисленных величин. Это сравнение в ряде случаев дает возможность установить характер и направленность некоторых гидрогеологических, гидрологических и гидрохимических процессов.

Среди известных гидрохимических методов наибольшее развитие получили методы, основанные на учете процессов выщелачивания и растворения в зоне аэрации, изменении минерализации при испарении с поверхности грунтовых вод и смешении инфильтрационных вод и вод грунтового потока.

Эффект применения гидрохимических методов для решения гидрологических задач во многом зависит не только от правильного выбора характерного химического компонента, но и от степени его концентрации в речных и подземных водах. В качестве маркирующих компонентов химического состава вод могут служить различные соли и ионы, но концентрации их в поверхностных и подземных водах должны существенно отличаться.

Рассмотрим схематично некоторые из этих методов получивших освещение в литературе.

1. Метод А. Т. Иванова дает возможность определить подземную составляющую общего речного стока из следующего уравнения:

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{р}} \frac{C_{\text{р}} - C_{\text{пов}}}{C_{\text{п}} - C_{\text{пов}}}, \quad (24)$$

где  $Q_{\text{п}}$  — подземный сток в реку;  $Q_{\text{р}}$  — общий сток реки;  $C_{\text{р}}$  — концентрация одного из компонентов минерализации речных вод;  $C_{\text{пов}}$  — то же поверхностных вод, формирующих сток;  $C_{\text{п}}$  — то же подземных вод.

Для решения уравнения (24) условно принимается: концентрация индикаторного компонента в подземных водах  $C_{\text{п}}$  равна максимальной концентрации этого же компонента в речных водах в период низкой межени. Концентрация этого же компонента в по-

верхностных водах  $C_{\text{пов}}$  принимается равной минимальной концентрации его в речной воде в пик весеннего половодья.

Из уравнения (24) следует, что если  $C_p = C_{\text{п}}$ , то  $Q_p = Q_{\text{п}}$ , т. е. водоток питается исключительно за счет подземных вод: если же  $C_p = C_{\text{пов}}$ , то  $Q_{\text{п}} = 0$ , т. е. питание водотока подземными водами отсутствует.

Недостатком этого метода является упрощенное представление о формировании химического состава речного стока. Процессы растворения химических компонентов и концентрации их в растворах в периоды испарения и разбавление растворов во время половодья отличаются сложностью, и упрощения, положенные в основу метода, могут повлечь существенные ошибки в определении величины подземного питания реки. Это обстоятельство ограничивает возможность практического применения метода, и использование его в лучшем случае может дать лишь приближенные значения.

2. Метод Л. С. Балашова может служить для расчета подземного артезианского питания рек. Принимая, что в период половодья грунтовый сток  $Q_{\text{г}}$  равен нулю, а артезианский сток  $Q_{\text{а}}$  постоянен, можно записать

$$Q_{\text{а}} = Q_3 - Q_2, \quad (25)$$

где  $Q_2$  — поверхностный сток, формирующий речной сток;  $Q_3$  — речной сток в половодье.

Химический сток артезианских вод  $S_1 = Q_{\text{а}} \cdot C_{\text{а}}$ , поверхностных вод  $S_2 = Q_2 C_2$ , паводочных вод  $S_3 = Q_3 C_3$  и  $S_3 = S_1 + S_2$ . Следовательно,

$$Q_3 C_3 = Q_{\text{а}} C_{\text{а}} + Q_2 C_2, \quad (26)$$

где  $C_{\text{а}}$  — концентрация индикаторного элемента в артезианских водах, разгружающихся в реку;  $C_2$  — концентрация этого же элемента в поверхностном стоке;  $C_3$  — концентрация этого же элемента в паводочном стоке.

Имея значения концентраций после опробования, можно решать это уравнение относительно неизвестной величины.

Недостатки, отмеченные при рассмотрении метода А. Т. Иванова, свойственны и методу Л. С. Балашова. Расчет по нему подземного стока и питания рек может дать лишь приближенные значения. И все же следует отметить, что прием Л. С. Балашова может считаться приемлемым, так как методы оценки подземного питания реки из напорных водоносных горизонтов разработаны слабо и каждое новое предложение заслуживает внимания.

3. Метод А. Н. Павлова применим для оценки инфильтрационного питания грунтовых вод, которое при отсутствии других видов питания равно подземному стоку в реку или водоем из дренируемых водоносных горизонтов грунтовых вод.

На основании уравнений выщелачивания и растворения горных пород А. Н. Павлов для периодов подъема и спада уровней грунтовых вод вывел уравнения гидрохимического режима грунтовых вод.

Для периода *подъема уровней* при пленочном типе засоления горных пород зоны аэрации

$$C = \pm \frac{C'_H}{1 + \frac{\mu \Delta H}{M_{\pi}}} + C_{\max} - (C_{\max} - C_0) e^{\frac{-A_1 h_0 \sqrt{\mu}}{\sqrt{M_{\pi} + \mu \Delta H}}}; \quad (27)$$

при дисперсном типе засоления пород зоны аэрации

$$C = \pm \frac{C'_H}{1 + \frac{\mu \Delta H}{M_{\pi}}} + C_{\max} - (C_{\max} - C_0) \frac{1}{Ch^2 \frac{A_2 h_0 \sqrt{\mu}}{\sqrt{M_{\pi} + \mu \Delta H}}}. \quad (28)$$

Для периода *спада уровней*

$$C_w = C_H \left( 1 + \frac{\omega^2 T_w}{D} \right). \quad (29)$$

В формулах (27), (28), (29) приняты следующие обозначения:  $C$  — концентрация индикаторной соли (иона) в конце периода изменения положения (подъем — спад) уровня, мг/л;  $C'_H$  — концентрация этой же соли (иона) на момент начала подъема уровня (на конец предшествующей межени), мг/л;  $\mu$  — недостаток насыщения пород водой;  $\Delta H$  — приращение уровня грунтовых вод за период подъема зеркала грунтовых вод, м;  $M_{\pi}$  — модуль грунтового стока за период подъема ( $T_{\pi}$ ) зеркала грунтовых вод, м;  $\omega$  — интенсивность испарения с поверхности грунтовых вод, мм/сутки;  $C_{\max}$  — концентрация предельного насыщения воды (или равновесная концентрация соответствующего иона при данных условиях) солями данного состава, мг/л;  $C_0$  — средняя концентрация данной соли (иона) в атмосферных осадках, мг/л;  $A_1, A_2$  — коэффициенты, отображающие общие условия инфильтрации,  $m^{-\frac{1}{2}}$ ;  $h_0$  — мощность зоны аэрации (средняя за период подъема уровня), м;  $C_w$  — концентрация индикаторной соли (иона) в конце меженного периода (на момент опробования), мг/л;  $C_H$  — концентрация этой же соли (иона) в момент максимума высокого стояния уровней (на конце этапа подъема уровней), мг/л;  $T_w$  — продолжительность спада уровней, сутки;  $D$  — коэффициент диффузии,  $mm^2/сутки$ .

В уравнениях (27), (28), (29) химического режима грунтовых вод по величинам концентрации растворенной соли, мощности зо-



ны аэрации и изменению уровня грунтовых вод можно судить о модуле грунтового стока  $M_{\text{п}}$ , интенсивности испарения, а через них оценить подземное питание реки на период времени  $T$ :

$$Q_{\text{п}} = (M_{\text{п}} + \rho \Delta H - w T_w) F, \quad (30)$$

$Q_{\text{п}}$  — подземный сток в реку за время  $T_w + T_{\text{п}}$ ;  $F$  — площадь питания бассейна грунтовых вод.

Чтобы составить и решить уравнения гидрохимического режима относительно величин  $M_{\text{п}}$  и  $w$ , необходимо провести в зависимости от характера хода уровней от трех до пяти опробований с измерением уровней, температур, рН и производством общих химических анализов. При режиме грунтовых вод с двумя максимумами уровней необходимы данные на период двух максимумов и трех минимумов: зимняя межень, весенний подъем, летняя межень, осенний подъем и снова зимняя межень. При однопиковом типе годового режима грунтовых вод опробование следует проводить в летне-осеннюю межень, зимне-весенний максимум и снова в межень.

Практическое применение гидрохимических методов оценки подземного питания водотоков и водоемов пока еще ограничено вследствие отсутствия систематического химического опробования речных и подземных вод на гидрометеорологической сети.

#### § 4. Физические методы

Эти методы оценки подземного стока основаны на изучении некоторых физических свойств подземных и поверхностных вод: температуры, электропроводности. Знание этих свойств принципиально позволяет по характеру и величине изменений их параметров определить участки подземного питания или подземных потерь речного стока.

Например, метод теплового баланса В. В. Пиотровича основан на изучении интенсивности таяния нижней поверхности ледяного покрова на реке, обусловленного притоком тепла грунтовых вод. Расчет поступающего тепла по изменению температуры смешиваемых вод дает возможность определить объемы подземного питания реки в зимнее время.

Другие «температурные» методы рекомендуют путем измерения температурного режима вод определять долю речных вод, просочившихся в водоносный пласт.

Физические методы определения подземной составляющей речного стока пока еще не получили должного развития и их использование ограничивается решением частных задач: установление мест разгрузки подземных вод, расчеты притока подземных вод в отдельных очагах и др.

Однако успешное использование этого метода в простейших гидрологических условиях указывает на возможность их применения и в более сложной обстановке при соответствующих усовершенствованиях.

## § 5. Гидрологические методы

Для определения подземного стока необходимо иметь данные изучения гидрометеорологических условий, водного режима и в заимосвязи речных и подземных вод.

В гидрологической практике для оценки подземной составляющей речного стока применяются различные способы и приемы (водного баланса, кривых истощения запасов подземных вод, приращение меженных расходов между двумя створами, связи стока с осадками, по минимальным расходам, расчленение гидрографа общего речного стока и др.), детально освещенные в учебной гидрологической литературе, рассмотрение которых не входит в план настоящей темы.

Важно отметить, что большинству из них присущи два основных недостатка:

1. Исследования подземного питания рек и определение доли подземного стока в общем речном стоке обычно проводились без анализа гидрогеологических и геоструктурных условий конкретных речных бассейнов и учета режима подземного стока в реки из всех водоносных горизонтов (комплексов) зоны дренирования. Это, как правило, приводило к упрощенным представлениям о подземном стоке.

2. Стремление получить количественную характеристику подземного питания реки по всему бассейну. Известно, что подземный сток в больших бассейнах развивается асинхронно, в соответствии с общими климатологическими, гидрологическими и гидрогеологическими условиями отдельных частей бассейна. Асинхронность развития процесса осложняется разными закономерностями стока из различных водоносных горизонтов, в зависимости от их типа и степени гидравлической связи с рекой. Такой подход также привел к существенным ошибкам в определении подземного питания рек.

Среди гидрологических методов определения подземного питания рек наибольшее распространение получили методы расчленения гидрографов общего стока рек. Этот путь оценки подземного стока подкупает своей доступностью и сравнительной простотой. Однако многочисленные приемы расчленения гидрографов речного стока по типам питания и последующие расчеты подземной составляющей во многом определяются субъективными представлениями авторов о характере подземного стока. Особенно разноречивы эти представления при выделении подземной составляющей в периоды половодья и паводков.

Одни авторы считают, что в периоды половодья и паводков происходит постепенное *увеличение* подземного стока в реку, достигающее своего максимума на пике половодья. Другие, наоборот, полагают, что подземный приток в русло реки в период половодья *уменьшается* и достигает нулевых значений к моменту наступления пика половодья. Третьи склонны всему русловому стоку приписывать грунтовое происхождение. Наконец, четвертые полагают возможным считать подземный сток в реку более или менее *устойчивым* в течение всего половодья.

Теоретически обоснованный метод расчленения гидрографов общего речного стока и расчет подземной составляющей должны базироваться на гидродинамическом анализе закономерностей подземного стока из всех водоносных горизонтов зоны дренирования и полном учете гидрогеологических условий конкретных речных бассейнов.

Таким методом является комплексный гидролого-гидрогеологический метод генетического расчленения гидрографа общего стока рек, разработанный и теоретически обоснованный Б. И. Куделиным.

Различный характер гидравлической связи подземных и речных вод, определяющий режим подземного стока в реку из дренируемых горизонтов, обуславливает разные схемы расчленения гидрографов общего стока рек.

Методика расчленения гидрографов рек для различных случаев взаимосвязи поверхностных и подземных вод сводится к следующему.

1. *Расчленение гидрографа реки, питающейся из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой* (рис. 13, колонка 1).

Подземные воды, гидравлически не связанные с рекой, обладают режимом и фазами стока, близкими к поверхностному стоку. Они отличаются лишь тем, что пик подземного стока выражен менее ярко, и наступает он несколько позже, чем пик речного половодья. Свободная разгрузка подземных вод в долину реки в период интенсивной инфильтрации атмосферных осадков приводит к увеличению подземного питания реки в период половодья и паводков, по сравнению с меженью (нисходящий тип режима подземного стока).

В период зимней межени подземный сток характеризуется на гидрографе относительно плавной кривой истощения речного стока. При этом возможные кратковременные увеличения стока в период оттепелей на этой кривой не отражаются. Предполагаемая относительная синхронность режима подземного и речного стока позволяет считать время подъема и спада уровней воды в реке и время увеличения расхода подземного потока совпадающими. Точки начала подъема уровня воды в реке, максимума и конца спада соединяются на гидрографе плавной линией, расчленяющей его на поверхностную и подземную составляющие.

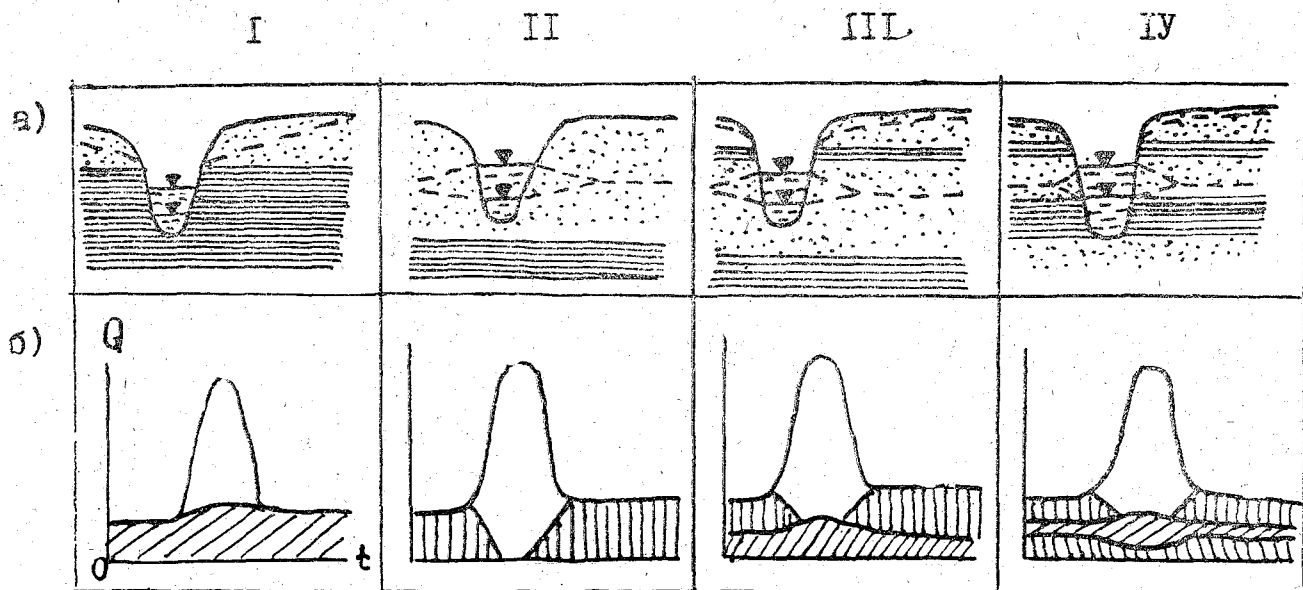


Рис. 13. Типовые схемы гидрогеологических условий (а) и расчленения гидрографа реки (б). По Б. И. Куделину;  
 I и II — питание грунтовыми водами, гидравлически не связанными и связанными с рекой; III — смешанное грунтовое питание; IV — смешанное  
 грунтовое и артезианское питание

Эта схема отражает в общих чертах динамику подземного стока в реку в течение года, и при достаточно объективном выборе коэффициента динамичности позволяет довольно точно рассчитать величину подземного стока, например, по методу Ф. А. Макаренко (формула (15)).

2. Расчленение гидрографа общего стока реки, питающейся из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой (рис. 13, колонка II).

Подземный сток в реку из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой, характеризуется подпорным типом режима, при котором в периоды прохождения половодья или паводков подземное питание уменьшается и на пике половодья может быть равно нулю.

Схема расчленения гидрографа общего стока реки может быть представлена в виде рис. 14.

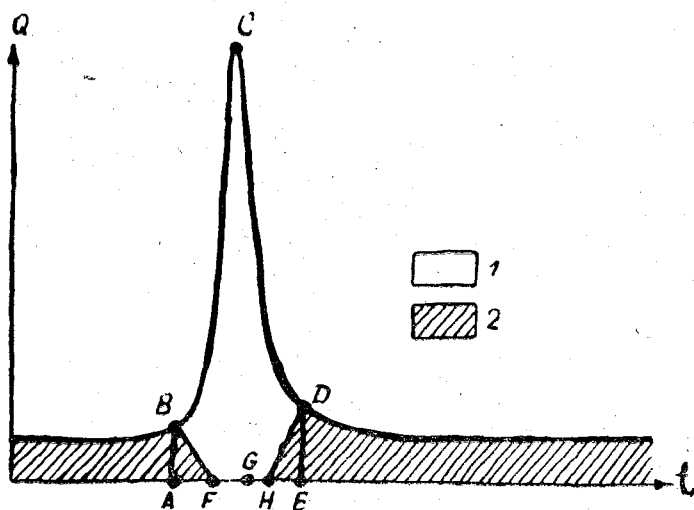


Рис. 14. Схема выделения подземного стока на гидрографе реки при береговом регулировании. По Б. И. Куделину:

1 — поверхностный сток; 2 — подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой (подпорный тип питания с береговым регулированием)

Линия  $AB$  характеризует прекращение подземного питания реки. В замыкающем створе могут проходить подземные воды, поступающие в русло в верхней части бассейна. Этот сток на гидрографе представлен объемом  $ABF$ . Время прекращения стока этих вод в замыкающем створе (точка  $F$ ) рассчитывается по данным о начале и конце половодья в верховьях бассейна и о скорости добега речульных вод.

Поступление подземного стока в реку возобновляется в верховьях с окончанием половодья (точки *C* и *G*). Достигают эти воды замыкающего створа в зависимости от скорости добегания, по которой и определяется положение точки *H*. Нарастание подземного стока происходит по прямой линии *HD*. Линия *DE* отсекает на гидрографе подземный сток после окончания берегового регулирования, и точка *D* на рис. 14 соответствует началу межени.

Принципы выделения подземного стока на гидрографе для периода половодья применимы и для расчета подземного стока в период прохождения интенсивных летних, осенних и зимних паводков, если они отмечены на всем протяжении реки. Но поскольку процесс подъема и спада воды в реке в эти периоды протекает менее интенсивно, чем во время весеннего половодья, линия, отделяющая на гидрографе подземный сток от поверхностного, должна иметь более плавный вид.

3. *Расчленение гидрографа реки при смешанном ее питании из водоносных горизонтов, гидравлически связанных и гидравлически не связанных с рекой* (рис. 13, колонка III).

Расчленение гидрографа реки в этом случае производится в два этапа. Вначале на гидрографе выделяют величину подземного стока из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Затем на нижнюю часть выделенного отрезка накладывают подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой.

4. *Расчленение гидрографа общего стока реки при смешанном грунтовом и артезианском питании* (рис. 13, колонка IV).

В этом наиболее сложном случае взаимосвязи подземных и поверхностных вод расчленение гидрографа общего стока реки производится в три этапа.

Сначала на гидрографе реки выделяется грунтовый сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой. Затем на нижней части расчлененного гидрографа выделяется подземный сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой. Ниже этой части грунтового стока выделяют подземный сток из водоносных горизонтов напорного характера (артезианское питание).

Подземный сток из артезианских водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой, устанавливают по данным дебитов открытых восходящих источников, полученным при гидрогеологической съемке. При скрытой разгрузке артезианских вод через слабопроницаемые породы либо через вышележащий водоносный пласт эти данные могут быть получены путем гидрогеологических расчетов.

Для выбора схемы расчленения гидрографа общего стока и определения подземной составляющей производится гидрогеологическое районирование территории по типам режима подземного стока в реки. Для этого составляются схемы дренирования водоносных горизонтов, где указывается, воды каких отложений по их

стратиграфической принадлежности принимают участие в подземном питании рек. По каждому выделенному району дренирования составляется типовая схема дренирования, которая представляет собой типовой гидрогеологический поперечный разрез долины реки (рис. 15). На схемах дренирования показывается взаимное расположение водоносных горизонтов, характер их взаимосвязи с рекой; мощность и литологические особенности водоносных пластов и степень их участия в подземном питании рек района.

Глубина зоны дренирования определяется различными способами: а) по картам гидроизогипс и гидроизопьез; б) путем сопоставления глубин эрозионного вреза с положением водоносных пластов; в) по положению региональных водоупоров; г) по гидрохимическим данным.

Тип подземного питания по схемам дренирования наиболее просто устанавливается для отдельных участков реки.

При расчленении гидрографа «замыкающего створа» схема выделения подземной составляющей требует учета схем дренирования как на протяжении основной реки, так и на ее притоках.

Часто для решения практических задач достаточно установить основной водоносный горизонт или водоносный комплекс, являющийся главным источником подземного питания данной реки. В этом случае построение типовой схемы дренирования облегчается.

Расчленение гидрографа общего стока реки по генетическим видам питания и характеру гидравлической связи с рекой и определение подземной составляющей общего стока дает хорошие результаты в условиях средних рек равнинного типа. Для крупных рек этот расчет может оказаться неверным вследствие асинхронности развития стоковых процессов в бассейне реки.

В горных районах и на реках с гребневидным гидрографом этот метод имеет ограниченное применение.

В бессточных районах и в районах с временной гидрографической сетью оценка подземного стока методом генетического расчленения гидрографа общего стока практически невозможна.

При необходимости получения приближенных данных о подземном стоке в условиях естественной и искусственной зарегулированности реки рекомендуется применение упрощенных способов расчленения гидрографа общего стока реки: расчленение гидрографа общего стока за характерный год, эмпирические расчеты подземного стока по межнным расходам и др.

Использование комплексного гидролого-гидрогеологического метода генетического расчленения гидрографа общего стока возможно, если известны все особенности формирования речного и подземного стока: сроки начала и конца снеготаяния, максимальной интенсивности снеготаяния, даты пика половодья и его окончания, скорости добегания русловых вод, гидрогеологические условия бассейна и закономерности взаимосвязи поверхностных и подземных вод.

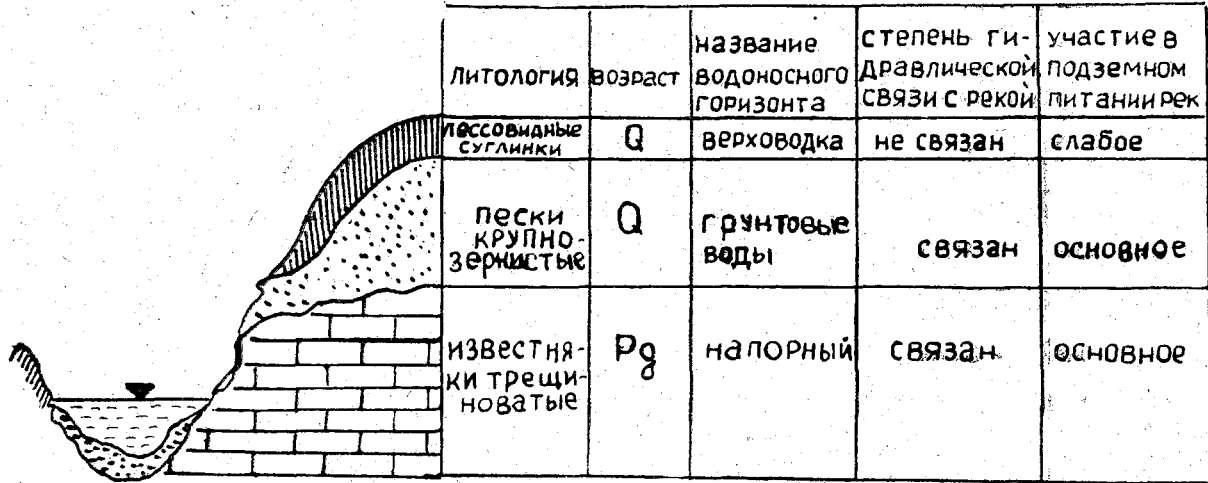


Рис. 15. Типовая схема дренирования рекой водоносных горизонтов.



Объем подземного стока в реку измеренный на гидрографе планиметрированием, характеризует годовой расход подземных вод зоны дренирования, относящийся к водосборной площади речного бассейна выше створа измерения. Обычно этот расход выражается либо в объемах, модулях, миллиметрах слоя, либо в коэффициентах подземного стока.

На основе закономерностей формирования подземного стока и его пространственного распределения на территории СССР в 1963 г. большой группой гидрологов и гидрогеологов (кафедра гидрогеологии МГУ, отдел подземного стока ГГИ, ВСЕГИНГЕО), под общим научным руководством проф. МГУ Б. И. Куделина, был составлен комплекс карт подземного стока в масштабе 1 : 5 000 000:

1) карта подземного стока зоны свободного водообмена в изолиниях среднемноголетних модулей подземного стока в литрах в секунду с 1 км<sup>2</sup>; 2) карта среднемноголетних коэффициентов подземного стока в процентах от осадков; 3) карта подземного стока в процентах от общего речного стока.

В комплексе этих карт совмещены количественные показатели подземного стока и характеристики гидрогеологических условий формирования последнего, что позволяет правильно выявить региональные закономерности распределения подземного стока и оценить возможности его изменения.

Карты модулей, коэффициентов и других количественных показателей подземного стока при решении ряда гидрологических задач имеют преимущество перед обычными гидрогеологическими картами, в которых, как известно, количественная характеристика водообильности водоносных горизонтов (комплексов) отражена далеко не достаточно. Использование гидрогеологических карт в практических целях обычно затрудняется необходимостью интерполяции или экстраполяции данных о дебитах скважин, колодцев или источников в условиях резкой фациальной изменчивости водоносных горизонтов и водоносных комплексов.

Карты количественных показателей подземного стока зоны свободного водообмена позволяют преодолеть эти затруднения. Например, пользуясь картой среднемноголетних модулей подземного стока, можно определить естественные ресурсы подземных вод для любого заданного района, так как последние эквивалентны среднемноголетней величине подземного стока. Восполнение водоносных горизонтов зоны свободного водообмена можно оценить также, используя карты среднемноголетних модулей подземного стока, которые характеризуют общую величину питания всех водоносных горизонтов зоны дренирования.

Если требуется установить величину питания одного водоносного горизонта, то при ярусном расположении водоносных горизонтов общая величина питания (модуль подземного стока) разделяется на основе гидрогеологического анализа пропорционально произведению водопроводимости отдельных водоносных горизонтов на напорный градиент.

При составлении водного баланса любого района определение объемов подземного стока может быть произведено также при помощи карты среднееголетних модулей подземного стока.

1. Пользуясь картой подземного стока, выраженного в изолиниях среднееголетних модулей, можно рассчитать расход подземного стока для любой площадки водосбора по формуле (1):

$$Q_{\text{п}} = \frac{M_{\text{п}} 86400 F_{\text{п}}}{1000} = 86,4 M_{\text{п}} F_{\text{п}}, \quad (31)$$

где  $Q_{\text{п}}$  — расход подземного потока с площади  $F_{\text{п}}$ , м<sup>3</sup>/сутки. Остальные обозначения те же, что и в формуле (1).

2. Пользуясь картой средних годовых коэффициентов подземного стока, можно по величине осадков, выпадающих в том или ином районе, определить величину подземного стока

$$Q_{\text{п}} = \frac{K_{\text{п}} x F_{\text{п}} 10^6}{365 \cdot 10^3} = 2,74 K_{\text{п}} x F_{\text{п}}, \quad (32)$$

где обозначения известны из формул (4), (6), (31).

3. Пользуясь картой подземного стока, выраженного в миллиметрах слоя, можно рассчитать расход подземного потока для любой площади по формуле (4):

$$Q_{\text{п}} = \frac{y F_{\text{п}} \cdot 10^6}{365 \cdot 10^3} = 2,74 y F_{\text{п}}. \quad (33)$$

С помощью комплекса карт количественных показателей подземного стока может быть установлена взаимосвязь поверхностных и подземных вод, выяснено значение естественных ресурсов подземных вод в общих водных ресурсах и определена роль подземного стока в общем речном стоке. При этом установление взаимосвязи поверхностных и подземных вод и определение подземного стока в общем речном стоке производится на основе глубокого анализа гидрогеологических и гидрологических условий и карты подземного стока в процентах от общего речного стока. В зависимости от доли подземного стока в общем речном стоке могут быть оценены возможные изменения последнего в условиях эксплуатации подземных вод и изменения их режима.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Биндеман Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963, 203 с.
2. Бочеввер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедева А. В., Шестаков В. М. Основы гидрогеологических расчетов. М., «Недра», 1965, 306 с.
3. Вольфцун И. Б. Расчеты элементов баланса грунтовых вод. Л., Гидрометеониздат, 1972, 272 с.
4. Вопросы изучения подземного стока в реки. Под ред. А. И. Чеботарева. Труды ГГИ, вып. 114, 1964, 180 с.
5. Гавич И. И., Лучшева А. А., Семенова С. М. Сборник задач по общей гидрогеологии. М., «Высшая школа», 1964, 251 с.
6. Гидрометрическая оценка взаимодействия речных и подземных вод (временные методические рекомендации) Л., 1973, 77 с.
7. Исследования подземного стока в реки. Под ред. А. И. Чеботарева и О. В. Попова. Труды ГГИ, вып. 122, 1965, 226 с.
8. Исследования подземного стока. Под ред. О. В. Попова. Труды ГГИ, вып. 188, 1972, 319 с.
9. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., изд. МГУ, 1960, 344 с.
10. Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, М., 1963, 192 с.
11. Плотников Н. А. Оценка запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1959, 288 с.
12. Подземный сток на территории СССР. Под ред. проф. Б. И. Куделина. М., изд. МГУ, 1966, 303 с.
13. Попов О. В. Подземное питание рек. Л., Гидрометеониздат, 1968, 291 с.
14. Силин-Бекчурин А. И. Динамика подземных вод (с основами гидравлики). М., изд. МГУ, 1965, 380 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

### Тема I. Формирование подземного стока

§ 1. Понятие о подземном стоке . . . . .	3
§ 2. Условия формирования подземного стока . . . . .	5
§ 3. Основные параметры подземного стока . . . . .	7
§ 4. Подземное питание рек . . . . .	13
§ 5. Взаимосвязь подземных и поверхностных вод . . . . .	19

### Тема II. Подземный сток в реки СССР

§ 1. Основные закономерности формирования подземного стока в реки . . . . .	26
§ 2. Научное и практическое значение изучения подземного стока . . . . .	34

### Тема III. Методы определения подземного стока

§ 1. Гидрогеологические или гидродинамические методы . . . . .	35
§ 2. Воднобалансовые методы . . . . .	41
§ 3. Гидрохимические методы . . . . .	45
§ 4. Физические методы . . . . .	49
§ 5. Гидрологические методы . . . . .	50
Литература . . . . .	59

*Морозов Павел Николаевич*

**Подземный сток и методы его определения**  
(конспект лекций)

Редактор *Ю. П. Андрейков*

---

М-18554	Подп. к печ. 7.08.1975	Объем 3,75 п. л.	Зак. 131
Типография ВОК ВМФ		Тираж 1000	Цена 30 коп.

---