

Проф. А. В. ОГІЄВСЬКИЙ

# ГІДРОЛОГІЯ

(БАСЕЙНІВ СУХОДОЛУ)



ОНТВУ • ВИДАВНИЦТВО „ВУГІЛЛЯ І РУДА“

720522 21087



2.

1841  
JAN 10 1841  
NEW YORK

Проф. А. В. ОГІЄВСЬКИЙ

У 551.48  
0-36


# ГІДРОЛОГІЯ

(БАСЕЙНІВ СУХОДОЛУ)



720522  
с/а ✓

Бібліотека НУВГП



720522

551.48 0-36

Гідрологія (басейнів суходолу)



ВИДАВНИЦТВО «ВУГІЛЛЯ І РУДА»  
Харків Київ



Бібліографічний опис цього  
видавання вміщено в „Літопису  
Укр. Друку“, „Картковому  
реферт.“ та інших покажчиках  
Укр. Книжк. Палати.

УГ — 56 — 5 — 2

Редактор *В. Умецький*  
Рецензенти: *Назаров, Лехман*  
Перекладачі: *М. Крупський, Л. Івченко*  
Редактор мови *М. Султанський*  
Технічний керівник *Г. Шкурдода*  
Коректор *М. Павловський*

Друкарня Об'єднання науково-технічних видавництв України (ОНТВУ)  
Київ, вул. Воровського, № 42.

## ПЕРЕДМОВА

Завдання цієї книги — висвітлити питання, що становлять зміст гідрології басейнів (на суходолі) в її практичному розумінні, тобто в тому обсязі, в якому її звичайно виділяють з галузі геофізичних студій взагалі.

Гідрологія, як дисципліна, стоїть в особливих умовах. Як самостійний розділ геофізики, гідрологія зформувалася тільки недавнього часу. Перші підручники з гідрології з'явилися в нас тільки за часів післяреволюційних. У програмах ВИТШ'ів гідрологія також не фігурувала окремо за старих часів; розділи, що стосуються до неї, слухачі проходили в низці суміжних з нею наук у розрізненому вигляді, що не давав цілого уявлення про всі особливості й способи гідрологічних студій загалом. Навряд чи можна вважати за остаточно встановлені також і програми курсів гідрології в системі сучасних ВИТШ'ів.

Недавнім відокремленням гідрології, як самостійної дисципліни, мабуть, пояснюється те, що навіть серед людей з фаховою вищою технічною освітою досить часто здибаємо недостатню підготовку навіть у ділянці найважливіших понять гідрологічних дослідів і, поруч із цим, цілковиту необізнаність в окремих, спеціальних питаннях.

Тепер, у момент розгортання небувалих темпів соціалістичного будівництва, гідрологія, як база для раціонального розв'язання найважливіших сучасних проблем водного господарства, набуває особливо істотного значення.

Потреба правильного орієнтування в гідрологічних питаннях виявляється як серед технічних робітників, що мають діло безпосередньо з водними об'єктами, так і в робітників тих галузей народного господарства, що мають діло з водою для підсобних потреб своїх підприємств.

Цю книгу я склав з оглядом перш за все на практичних робітників у галузі гідрології та суміжних з нею дисциплін, насамперед гідротехніки. Для цього я мав на увазі досить широко подати окремі питання. А разом я ставив собі завдання надати висвітленню кожного питання найбільшої можливої конкретності, що полегшує застосування гідрологічних знань до завдань чисто практичного характеру. Одночасно малося на увазі досить виразно подати теоретичні обґрунтування окремих питань. Отож, я ставив собі за завдання в побудові книги дати їй насамперед напрямок, корисний для свідомого інженерного використання вод, цебто напрямок, якому оце тепер дають іноді назву «інженерної гідрології».

Завдання скласти цю книгу чималою мірою полегшила наявність загально-відомих курсів гідрології проф. М. А. Великанова та проф. С. А. Советова. Проте в цих останніх підручниках ціла низка важливих гідрологічних питань не знайшла достатнього або й взагалі якогонебудь освітлення; до найголовніших з них можна залічити: 1) питання про характеристики водноносності рік, зокрема щодо забезпеченості збігу; 2) питання про наближені способи обчислення стоку, зокрема роботи інж. Д. І. Кочеріна й інж. Д. Л. Соколовського, що з'явилися друком тільки останнього часу; 3) питання гідрологічних прогноз; 4) відомості про водний кадастр, а також низка інших питань, не так важливих, напр.: а) криві зв'язку відповідних рівнів; б) межі

високих і низьких вод; в) фази в режимі ріки; г) характеристики річкової води та деякі інші.

Отже, ця книга містить у собі низку нових розділів і даних, що їх не було у виданих раніше підручниках.

Крім зазначених вище праць, я досить широко використав найновішу літературу з окремих питань, російську й чужоземну, як монографічну, так і журнальну; списки використаної літератури дано в передіках, що вміщені в кінці книги; посилання в тексті відповідають нумерації цих переліків, що їх складено до відповідних розділів окремо.

Ряд даних і побудов є результат моїх власних дослідів, як опублікованих, так і тих, що в рукопису, тобто таких, що з'являються в друку в одній книзі вперше. Вважаю за приємний обов'язок висловити подяку за ретельне виконання більшості рисунків Г. І. Цергеріну; деяку частину менш складних рисунків виконала Н. М. Огівська.

*А. В. Огівський.*

Київ, 1931 р.



## РОЗДІЛ I

### В С Т У Н

#### § 1. ПРЕДМЕТ ГІДРОЛОГІЇ ТА ЇЇ ПІДРОЗДІЛИ

**1. Предмет гідрології.** Гідрологією зовуть науку, що вивчає режим вод, які є в межах поверхні земної кулі й неглибоких її надр, в усіх їх видах, а також узагальнює залежності між окремими сторонами цього режиму та околичніми чинниками, що впливають на нього.

Гідрологія є одна з трьох частин широкої науки — геофізики, що вивчає фізичні та інші процеси, які відбуваються в різних шарах нашої планети: в повітряній атмосфері, в поверхневому шарі та в глибоких надрах. Явища, що відбуваються в атмосфері, становлять предмет вивчення й дослідів, що їх об'єднує метеорологія; глибокі надра землі вивчає геологія. Гідрологія, маючи за свій безпосередній об'єкт воду, тісно стикається як з метеорологією, так і з геологією, бо вода є і в повітряній атмосфері, і під поверхнею землі. Отже, гідрологія, будучи окремою частиною геофізики, в багатьох питаннях зв'язується в останні дві частини цієї широкої науки. Спільні питання для гідрології й метеорології такі: опади, їхнє походження, утворення, їх хід, мінливість і розподіл; випаровування з поверхні землі, з рослинної покриви і з поверхні води; хід і розподіл температур повітря й деяких інших елементів. З геологією та особливо з підрозділом останньої — гідрологією, гідрологія стикається в питаннях вивчення режиму підземних вод, питаннях розмиву земної поверхні, відкладання намулів, режиму джерел та ін.

**2. Теоретичний зміст гідрології.** Гідрологію можна поділити на кілька відділів. Цей поділ найкраще робити, виходячи з 1) окремих сторін та засобів вивчення гідрологічних явищ, 2) об'єктів вивчення, маючи на увазі різні можливі стани води на землі.

Таку схему поділу гідрології дав проф. В. Г. Глушков. З погляду окремих сторін та засобів вивчення режиму води гідрологію в найзагальнішому розумінні цього слова можна поділити на такі частини: 1) гідронімія, 2) гідрометрія, 3) гідрографія й 4) теоретична гідрологія.

Гідронімія досліджує загальні властивості води, як речовини. В гідронімії можна виділити: а) гідрофізику — фізику води, що розглядає явища в'язкості, волоскуватості, теплопровідності, зміни температури води, умови її переходу на газовий і твердий стан тощо; б) гідромеханіку або гідравліку, механіку течного тіла, в) гідрохемію — хемію води, що вивчає водяні розчини, взаємовплив з колоїдами, суспензією найдрібніших часток та ін. Проте, всі ці підрозділи гідронімії, як і вся вона в цілому, з огляду на вузько-спеціальний свій зміст, а також на її методи вивчання, — за правом мають становище самостійних дисциплін і становлять основну базу для власне гідрологічних вивчання і побудов.

Отже, правильніше вважати, що гідрологія, у вузькому її тлумаченні, складається з трьох названих частин: 1) гідрометрії, 2) гідрографії та 3) теоретичної гідрології.

*Гідрометрія* містить виклад методики й способів виміряти елементи, що визначають водні об'єкти з кількісного боку, і способів опрацювати дані вимірів.

*Гідрографія* описує об'єкти водного світу з якісного боку, а також їх положення, розміри, місцеві умовини і т. ін.

*Теоретична гідрологія* вивчає типові явища в режимі води й виявляє причинний зв'язок і взаємочин їх з різними комплексами околических умовин і з різними чергуваннями цих комплексів у часі й просторі.

Щодо об'єктів водних вивчань, то кожному з названих частин гідрології можна поділити на стільки відділів, скільки є видів водних об'єктів на земній кулі; такий підрозділ можна подати у вигляді наступної схеми (за проф. В. Г. Глушковим):

Об'єкти		1. Гідрометрія	2. Гідрографія	3. Теоретична гідрологія
Вода в атмосфері		Гідрометеорометрія	Гідрометеорографія	Гідрометеорологія
Вода на поверхні землі	Течії потоки	Потамометрія	Потамографія	Потамологія
	Льодовики	Гляціометрія	Гляціографія	Гляціологія
	Озера	Лімнометрія	Лімнографія	Лімнологія
	Океани	Океанометрія	Океанографія	Океанологія
Грунтова вода		Педогідрометрія	Педогідрографія	Гідропедологія
Підземна вода		Геогідрометрія	Геогідрографія	Гідрогеологія

Отже, гідрологія в указаному теоретичному розумінні повинна виміряти, описувати й виводити закономірності, що визначають режим водних об'єктів на земній поверхні й поблизу неї, незалежно від того чи того стану води: у вигляді пари в атмосфері та в ґрунті; у вигляді льоду й льодовиків; у вигляді окремих потоків, водосм і т. д.

**3. Практичний поділ гідрології.** Практично зміст гідрології, як предмету вивчення, в її сучасному розвитку і відповідно до стану суміжних з нею наук визначається трохи інакше, ніж вказано вище. Річ у тому, що гідрологія, як окрема дисципліна, визначилася всього кілька десятків років тому. До того часу окремі боки її вивчань входили в нивку інших споріднених дисциплін, що через те розглядали окремі боки гідрологічних процесів відокремлено, поза їх взаємним зв'язком і поза загальними причинними обґрунтуваннями.

Як дисципліна ще молода, гідрологія ще не сформувалася настільки, щоб об'єднати в собі цілком усі свої природні галузі. Разом з тим низка окремих її галузей розвинулася тепер досить повно й усебічно і має до того ж часто значення цілком відрубних і самостійних паростей вивчення по суті свого змісту; а деякі з відділів гідрології, з другого боку, розроблені ще далеко недостатньо й тільки но починають розвиватись і починають опановувати складний механізм режиму своїх об'єктів.

Тому практично в сучасних курсах гідрології подають тільки ті чи ті окремі відділи гідрології в загально-теоретичному значенні цього слова, і тоді ці курси мають назву тих відділів, змістові яких їх присвячено, і не йдуть цілком за теоретичними розмежуваннями наведеної вище таблиці; отже, приміром, вивчення океанів і морів подають у курсах океанографії, розуміючи під останньою й океанологію, і океанометрію та океанографію; в такому ж саме узагальненому розумінні має застосування термін «лімнологія», «гідрогеологія» та ін. З указаного погляду вважають, що гідрологія в сучасному практичному її розумінні й застосуванні складається з таких трьох частин: 1) гідрологія атмосфери, називаючи її гідрометеорологією, 2) гідрологія суходолу й 3) гідрологія океану.

Гідрологію суходолу своєю чергою ділять також на три частини: 1) вчення про підземний стік, 2) вчення про поверхневий стік і 3) вчення про стоячі води.

Гідрометрію виділяють окремо, маючи на увазі тільки гідрометрію рік та озер, а також ґрунтових вод. Гідрометеорологію і гідрометеорографію залічують до метеорології, лімнометрію — до лімнології в указаному загальному розумінні, і т. д. Гідрографію поєднують почасти з гідрологією, почасти з курсами внутрішніх водяних шляхів зносин, і тут знов таки розуміють під нею тільки гідрографію річкову, а решту розділів гідрографії за наведеною схемою залічують до відділів, що стосуються до тих чи тих об'єктів водних вивчань, як сказано.

В цьому курсі буде подано тільки гідрологію суходолу й почасти — гідрометеорологію, наскільки остання потрібна для виразного уявлення гідрологічних процесів, що відбуваються на континентах.

**4. Обсяг застосування гідрології суходолу та значення її для народного господарства.** Закони, що керують режимом водних об'єктів, зокрема текучих потоків і стоячих водоем, дуже складні і людина їх ще не розкрила до кінця. Проте, вміти розібратися в цих законах хоча треба кожному технікові, що має діло з водою в тому чи тому її вигляді. У нивці таких питань доцільність конструкції споруд і порядку їх збудування цілком ґрунтується на знанні гідрологічних процесів. Такі питання — це перш за все питання гідротехніки — вчення про умілість інженерного використання води, напр.: мости, смокові станції, споруди для використання гідроенергії; питання використання природних водотоків для потреб судноплавства й сплавлення; питання штучного поліпшення водяних шляхів; питання санітарної техніки, водопостачання, каналізації; водно-земельних поліпшень — висушування й зрошення; упорядкованості населених пунктів та ін.

Наведемо кілька прикладів.

Коли проектуємо міст через річку, постають питання про найраціональніший вибір як отвору моста так і його висоти над рівнем води в річці. Перебільшення отвору моста, підвищує ціну його, переменшення — зв'язане з ризиком, що моста цього знесе найближча висока вода. Зайве підняття моста над водою потягне за собою зайві витрати на спорудження високих опор і під'їздів до мосту. Правильне розв'язання — економічне й раціональне — можна мати тільки відповідно вивчивши ріку.

Енергію річок характеризують два показники: кількість води, що протікає в річці («витрата» річки),  $Q$  та напір  $H$ , що його можна використати (приблизна потужність в механічних конях:  $W = 10 HQ$ , де  $Q$  — в м<sup>3</sup>/сек.  $H$  — в метрах). Щоб використати енергію рік, треба знати перш за все величину цієї енергії — як у середньому виводі для періоду, так і в характері її коливань. Обидві характеристики енергії води — витрати й напори, що їх можна використати, — вивчає й дає гідрологія.

Кожну річку (коли вона досить велика), можна раціонально використати на потреби судноплавства й сплавлення тільки на основі її відповідного вивчення; є багато таких рік, що їх можна зробити судноплавними штучно — шлюзуванням; проекти шлюзування базуються на гідрологічному вивченні цих рік.

Не можна обґрунтувати проєкт зрошення, коли не знаємо, на яку кількість води в даному водному об'єкті можна сподіватися протягом вегетаційного періоду. Бажаючи висушити болотяні масиви, той, хто робить проєкт, повинен взяти до уваги особливості тих рік і річок, куди він має відвести зайву воду з осушуваних масивів; ці особливості можна виявити тільки відповідним гідрологічним вивченням.

Щоб упорядкувати населені пункти, що лежать найчастіше коло води, треба знати режим таких рік і водоем, хід коливання в них рівнів у різні періоди, хемічний склад їхньої води і т. ін. В такому ж самому стані й промислові підприємства, що розташовані коло річок і водоем, особливо

тоді, коли воду використовують у технологічних процесах підприємств у чималих кількостях. Усі ці дані дає в таких випадках гідрологія.

Стихійним нещастям, зв'язаним з весняними або зливовими поводами, в багатьох випадках можна чимало запобігти, якщо наперед знати, коли вони можуть настати; відповідні гідрологічні вивчення, належним способом організовані й переведені, дають можливість у багатьох випадках такі поводи вперед передбачати й сповістити про них зацікавлені організації та населені пункти.

Всі питання можливого застосування гідрологічних вивчень, що їх можна об'єднати під загальною назвою питань водного господарства, висовує на щоразу важливіше й видніше місце весь хід сучасного велетенського розвитку країни в нашому поточному соціалістичному будівництві.

З вищенаведених прикладів вже видно, що ціла низка галузей водного господарства може доцільно розвиватися тільки на основі належно виконаних гідрологічних досліджень. Водне господарство так щільно зв'язане з загальним господарством країни, що правильне розв'язання гідрологічних проблем у багатьох випадках може навіть зумовлювати *постання* або дальший *розвиток* різних промислових районів. Коли б своєчасно не було поставлено відповідного вивчення гідрології середнього Дніпра, то навряд чи можна було б опрацювати таку грандіозну схему його використання, яку являють собою споруди Дніпробуду, що їх тепер ставлять та що після здійснення їх постане коло Дніпробуду цілий могутній комбінат великої промисловости, що споживатиме струм Дніпрельстану. Друга надто велика тепер проблема водного господарського змісту в умовинах УСРР — це проблема водопостачання Донбасу. Підприємства цього району не можуть далі розгортатися, якщо ґрунтовно не буде упорядковано питання про забезпечення їх як технічною, так і питною водою. Проблема ця, в своїй основі є проблема гідрологічного характеру. Господарське пристосування величезних обширів землі в південних степових районах УСРР також упирається у водну проблему для цих районів.

Зрозуміло, що велику вагу повинні мати гідрологічні дослідження також і в справі оборони країни.

Отже, практичне значення гідрологічних вивчень, у нашому народньому господарстві, що зростає щоразу більше в умовах нашого будівництва, є очевидне й безсумнівне.

## § 2. ОСНОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ ВИВЧЕНЬ

**5. Основні чинники гідрологічних процесів.** У всіх гідрологічних процесах суходолу основну роль грають ті чинники, що визначають собою різний фізичний стан води й різні умовини утворення, нагромадження, пересування й витрати води на поверхні суходолу і в безпосередній близькості від поверхні суходолу — під і над ним. Найголовніші з цих чинників такі:

### А. Кліматичні:

а) чинники, що визначають енергію випаровування води: швидкість вітру, відносна вологість повітря, барометричний тиск та інші елементи, що впливають на випаровування.

б) кількість опадів, їх розподіл, інтенсивність і вид;

в) температура повітря, ґрунту й води.

### Б. Просторово-топографічні:

а) величина, форма водозбірної поверхні,

б) рельєф її.

### Г. Ґрунтово-геологічні та рослинні:

а) водоперепускна й водовбирна здатність ґрунту;

б) фізичний стан ґрунту;

в) будова ґрунту та підґрунтя;

г) характер і розподіл рослинної покриви.

Від різних комбінацій названих чинників залежить різний хід гідрологічних процесів.

У дальшому викладі ми розглянемо першу групу чинників, що зумовлюють хід гідрологічних процесів, окремо, бо чинники ці основні й до того ж наймінливіші.

Чинники просторово-топографічні, ґрунтово-геологічні та рослинні зручніше буде розглядати разом з дослідженням окремих сторін гідрологічних процесів, зокрема процесів стоку води на поверхні землі.

**6. Основні особливості гідрологічних процесів.** Усі вказані чинники дуже різноманітні й відмінні в різних місцевостях континентів. Тим часом як друга й третя з наведених груп чинників змінюються в загальному випадку для кожного окремого району мало або майже не змінюються, — чинники кліматичної групи дуже змінні навіть в умовах одного району.

Досліди та спостереження над зміною та послідовним ходом окремих гідрологічних процесів показують, що ці процеси завжди змінюються й при тому змінюються так, що ніколи не повторюються.

Той хід рівнів у річці, що ми його спостерігали в якийсь певний період (напр., улітку) кілька років тому, не матиме місця в наступні роки; не було його й попередніх років, як це насчно можна бачити з наслідків багаторічних дійсних спостережень для будь-якої річки або водойми. В посушливі роки ми спостерігасмо в річках улітку дуже низькі рівні, в роки холодні та з багатьма опадами — має місце зворотне явище.

Хід рівнів (або кількості води — витрат), не повторюючись змінюється часто у формі перерви поступовості, в формі переходу одної якості в іншу через зміну кількості, стрибками, різкими піднесеннями. Ці явища ми спостерігасмо під час водопіль та поводів на річках; ці явища ми спостерігасмо також у ході річних вертостей збігу, коли поруч із багатоводними роками маємо навіть катастрофічно маловодні роки, або навпаки.

Усі такі зміни постають у наслідок результативного чину на річку або водойму тих кліматичних елементів, що відбуваються в даному сточищі річки (або водойми). Хід кліматичних елементів по окремих сточищах, як відомо з кліматології, зумовляє взаємочин так званих «центрів чину» атмосфери на поверхні земної кулі — обширів високого та низького тисків (максимумів та мінімумів); центри чину й собі теж безперервно змінюють як своє положення так і свої якісно-кількісні характеристики.

Далі, постійну змінність маємо також у тій частині гідрологічних процесів, що залежить від чинників геоботанічних та площинно-топографічних, а надто коли розглядати ці чинники для різних районів континентів. Ці чинники відмінні один від одного в кожному сточищі кожної річки; ми ніколи не маємо тут повної, цілком точної, аналогії. З топографією сточищ, пов'язані їхні геоморфологічні властивості, з кліматичними характеристиками — характер рослинної покриви. Отже і тут ми маємо фактичну єдність усієї сукупності цих окремих сторін гідрологічних чинників, що впливають на хід гідрологічних процесів.

Взаємозалежність і найтісніший неперервний зв'язок усіх сторін гідрологічних процесів; розвиток їх та хід, що ніби повторює вже пройдені щаблі, але повторює їх завжди інакше; на вищому ступені розвитку стрибковий, з перервами поступовості, в формі переходу одної якості в іншу через зміну кількості; наявність завжди в обширі кожного сточища різних сил і тенденцій, що впливають на річку або водойму — ось характерні риси гідрологічних явищ, що є по суті діалектичні.

**6а. Особливості вивчення гідрологічних явищ.** Основні завдання гідрології, як і кожної науки, — це встановити закони тих явищ, що їх ця наука досліджує, цебто встановити найпостійніші неодмінні зв'язки або співвідношення, що існують між цими явищами.

За *Марксом* (Капітал, т. III) «завдання науки полягає в тому, щоб видимий рух, що виступає нагору, звести до справжнього внутрішнього руху. Знання

явищ не є ще розуміння сутей. Завдання науки — через зовнішнє, через те, що з'являється, пройти до внутрішнього, присутнього — викрити присутні відношення, закони».

Тому що, як ми показали це вище, гідрологічні процеси — це процеси діалектичні, можна зробити такий висновок: єдина метода, на якій може базуватись гідрологія, — метода матеріалістичної діалектики.

Виходячи з діалектичної методи, всі окремі гідрологічні чинники треба розглядати як певну єдність, всі частини якої пов'язані між собою і до того ж як таку єдність, що в боротьбі протилежностей завжди розвивається. Остаточні наслідки впливу цих чинників — той або той стан режиму річок (або водосм) — це наслідок взаємочину різних чинників, це — постійний розвиток боротьби протилежностей у ході окремих гідрологічних процесів.

Загальний шлях вивчення гідрологічних процесів повинен полягати в розгляді конкретної різноманітності явищ; припускаючи їхню єдність, треба далі вирізнити за допомогою аналізу й синтезу ті присутні моменти, що визначають внутрішні зв'язки в уявному ході явищ. За сучасного її стану гідрологія перебуває ще майже цілком у періоді шукань; випадкові висновки ще не витиснуло плянове експериментування й теоретичне узагальнення; не вдосконалено ще метод досліджувати у багатьох сторонах гідрологічних процесів. Фактів, що викривали б суть гідрологічних процесів, зібрано ще далеко недосить.

До того ж є певний та досить гострий і великий «розрив» поміж теоретичним станом гідрології й тими вимогами, що їх ставить до гідрології гідротехніка. Гідротехніка вимагає прискорити процеси теоретичних розроблень гідрології.

Все це створює надто сприятливі умови для широкого використання в гідрології наближених залежностей, іноді надто приблизних. Цим залежностям математика дає назву «емпіричних», себто заснованих на приблизних даних спостережень. Гідрологія примушена покищо широко користуватись дуже приблизними залежностями. Підкреслимо тут такі особливості цих емпіричних залежностей, що вже існують:

Майже кожна емпірична залежність має такі безперечні хиби: 1) емпіричні формули можна застосовувати тільки в умовах, аналогічних до тих, в яких їх виведено; 2) емпіричні формули звичайно відбивають явище тільки з тою чи тою мірою наближення, тобто вони не абсолютно точні.

Наскільки гідрологія суходолу в своїх остаточних висновках має справу з великим числом різноманітних і дуже мінливих, а часом і недосить означених чинників, — її емпіричні залежності мають зазначені хиби в досить великій мірі.

Зазначена конечність широко застосовувати емпіричні залежності — це перша особливість гідрологічних вивчень в їх узагальненій частині. Треба зауважити, що особливий стан гідрології, як науки молодій, що тільки тепер почала розвиватися, обумовлює наявність у деяких дослідників хибного напрямку йти шляхом голого емпіризму. Нехтування теорією, як відомо, приводить насамперед до скороспілих поверхових емпіричних узагальнень, що перекручують дійсний хід процесів розвитку. Більш того, нехтування теорією навіть затримує розвиток науки: без обґрунтованої теорії та гіпотези, що може спиратися спочатку на обмежене число фактів, наукове дослідження — неможливе. З цього погляду узагальнення, зроблені на базі деяких дуже наближених випадкових емпіричних залежностей, вживаних у гідрології, треба вважати іноді за цілком неприпустимі, ба навіть шкідливі для дальшого розвитку цієї науки.

Встановлено, що характер коливань кліматичних елементів, у їхній довгорічній перспективі, ніколи точно не повторюючись, все ж таки має деякі закономірності; отже, приміром, вважають за безсумнівну періодичну зміну вологих і холодних років на роки посушливі й теплі; така зміна буває кожні 15—17 років, протягом періодів пересічно в 30—35 років, що

їх установив німецький кліматолог Брукнер і що їх звуть Брукнерівськими<sup>1</sup>. Є гадка про можливість деякої періодичности й іншого тривання, напр., в 11—12 років, залежно від появи та зникання соняшних плям на сонці.

Згідно з цим зв'язані з ходом кліматичних елементів зміни в гідрологічних явищах можна цілком виявити тільки тоді, коли спостереження над гідрологічними елементами охоплюють більш-менш довгу низку років.

Отже, гідрологічні вивчення взагалі і в остаточних узагальнених висновках зокрема мають такі особливості:

- 1) чимала тривалість потрібних спостережень над явищами,
- 2) широке застосування емпіричних залежностей.

### § 3. ЗАГАЛЬНИЙ КРУГОБІГ ВОДИ В ПРИРОДІ

**7. Суть загального кругобігу.** Вода належить до тіл, що найбільше поширені в природі. Безперервно випаровуючись під впливом соняшного проміння, вода підіймається у вигляді пари над землею поверхню, її в такому вигляді переносять повітряні течії — часом на дуже великі віддалі; за відповідних умов вода, згущуючись у краплистий стан, повертається назад на поверхню землі у вигляді різних опадів. Далі знов відбувається випаровування, знов перенесення водяної пари і знов повертання її на поверхню землі в краплистому стані, у вигляді снігу або граду. Цей процес відбувається на поверхні землі весь час, безперервно. Основна причина його — діяльність сонця, нагрівання земної поверхні соняшним промінням «соняшна радіація», що зумовлює як усі взагалі активні процеси в атмосфері та гідросфері — випаровування, опади, вітри, течії та інше, — так і всі явища органічного та неорганічного життя на землі. Кількість соняшної радіації величезна; на всю поверхню земної кулі сонце дає на рік  $1,68 \cdot 10^{24}$  кальорій, що відповідає спалюванню двохсот квадрильйонів тонн кам'яного вугілля. Розподіл соняшної радіації на земній поверхні дуже нерівномірний; наші помірні краї дістають її далеко менше, ніж, напр., екваторіяльні пояси. Кількість тепла, що дістає на рік один квадратний сантиметр земної поверхні, напр., у Києві, становить щось з 60 000 кальорій, а пересічна величина на 1 кв. см для всієї земної поверхні становить мало не 300 000 кальорій.

Звідси зрозуміло, що процеси, які спричиняють явища загального кругобігу води, повинні відбуватися дуже інтенсивно, виявляючись разом із тим кількісно цифрами дуже відмінного характеру.

**8. Розподіл води й суходолу. Басейни (сточища).** Загальна поверхня земної кулі (геоїда) становить приблизно 510 000 000 кв. км ( $509,95 \cdot 10^6$ ). Поверхня океанів і морів займає  $366 \cdot 10^6$  кв. км, тобто приблизно 72%, а суходолу —  $144 \cdot 10^6$  кв. км, тобто приблизно 28% усієї поверхні землі.

Поверхня суходолу поділяється на шість материків: Європа, Азія, Африка, Америка, Австралія та Антарктика. Із  $144 \cdot 10^6$  кв. км суходолу  $114 \cdot 10^6$  кв. км мають безпосередній стік води в моря та океани і мають назву «стокових» обширів (або сточищ); останні  $30 \cdot 10^6$  кв. км становлять обшири, роз'єднані з океанами, напр., пустині й країни, оточені з усіх боків гірськими пасмами чи височинами; такі обшири мають назву «безстокових».

Безстокові обшири витрачають воду, що її дістають, тільки на випаровування, а річки, що на них є, або губляться в пісках, абож впадають у внутрішні озера. Найбільша з безстокових країн та, що лежить коло Каспійського та Аральського морів (ці моря, за сучасним поглядом, слід уважати за озера), далі така ж сама частина Середньої Азії, Сахара, Аравійська пустиня, Центральньо-Австралійська пустиня та ін.

<sup>1</sup> Періоди, що їх установив Брукнер, подано в наступній таблиці (літ. XIV).

Холодні й вологі періоди . . . . .	1735—1750	1765—1785	1806—1825	1835—1855	1871—1885
Теплі й сухі періоди . . . . .	1750—1765	1785—1805	1825—1835	1855—1870	1885—1900

Як видно, межі коливань окремих циклів досить великі — від 29 до 40 років.

Ріки стокових обширів впадають або безпосередньо в океани, або в моря, сполучені з океанами; напрям стоку на стокових обширах може бути дуже різноманітний. Окремі ріки (як на стокових, так і безстокових обширах) збирають у себе воду з деяких певних районів; ці райони, що тягнуться до окремих річок і живлять їх водою як поверхневою, так і підземною, — мають назву *басейнів*. Найбільші річкові басейни стокових обширів мають такі ріки: Амазонка, Конго, Міссісіпі з Міссурі, Ля-Плята, Обь, Ніл, Єнісей-Селенга, Лена, Амур, Ян-Тце-Кіянґ, Ганґ, Мекенві, Нігер та ін.

В безстокових обширах найбільші басейни мають ріки: Волга, Сир-Дар'я, Аму-Дар'я, Урал.

**9. Баланс кругобігу води.** Кругобіг води на землі докладно дослідив і виразив у цифрах німецький учений Брукнер, а потім Фріче, Вюст та інші. Брукнер зазначає два роди кругобігу: перший — малий кругобіг, коли вода, що випарувалася з поверхні океанів та морів, випадає у вигляді опадів у моря ж, тобто повертається до океану безпосередньо; в другому — великому кругобігу — частину водяної пари, що не випала у вигляді опадів в океани й залишилася, повітряні течії переносять на суходіл і вона випадає на землю тільки тут; та частина цих останніх опадів, що не випаровується, доходить до океанів через ріки, виконуючи таким способом великий кругобіг. Брукнер зробив припущення, що щорічну витрату води в океанах та морях через перехід винаруваної води на суходіл покриває прибуток у вигляді води, що її приносять ріки та підземний стік; підраховуючи за даними спостережень опади на материках, стік і випаровування з поверхні океанів, він оцінив останнє в 384 000 куб. км.

Фріче в 1906 році запропонував за основу обрахунків узяти рексову кількість опадів на суходолі (за даними Зюгана), а величину стоку дав на сенсі вимірів кількості води, що протікає, на 55 великих річках.

1920 року німецькі вчені опублікували нові дані про випаровування з поверхні океанів та морів, виведені на основі зібраних даних спостережень поверхні океанів. Як початкові підручки Фріче, так і новіші дані, розуміється, мають тільки наближений характер, але все ж таки дають досить правдиву картину ходу явищ кругобігу води.

Введемо такі означення:

рокове випаровування з океанів та морів . . . . .	$V_0$
рокові опади на поверхні океанів . . . . .	$N_0$
рокове випаровування з суходолу . . . . .	$V_c$
рокові опади на поверхні суходолу . . . . .	$N_c$
роковий стік річкових басейнів . . . . .	$Q$

Тоді можна написати такі два рівняння:  
Для океанів та морів:

$$\text{Для суходолу:} \quad \begin{aligned} V_0 &= N_0 + Q & (1) \\ V_c &= N_c - Q & (2) \end{aligned}$$

тобто: 1) з океану щороку випаровується кількість води, що дорівнює опадам, які падають на нього, плюс річковий стік, і 2) з суходолу щороку випаровується кількість води, що дорівнює опадом, які випадають на нього, мінус вода, що стікає в океан.

Далі, можна написати для всієї земної кулі з рівнянь (1) й (2):

$$V_0 + V_c = N_0 + N_c, \quad (3)$$

тобто загальне випаровування з океанів, морів та суходолу дорівнює опадом, що випадають на них. Означмо далі:  $D_0$  — кількість води, що II випаровується океанами й морями і що II вітер переносить на суходіл,  $D_c$  — кількість води, що II випаровує суходіл, а вітер переносить на океани.

Тоді можна написати таку залежність:

$$Q = D_0 - D_c, \quad (4)$$

тобто річковий стік в океани та моря дорівнює різниці кількості води, що переноситься в океани і морів на суходіл, і тієї, що переноситься з суходолу на моря.

На основі даних Фріче й Вюста можна подати такі цифрові дані для рокового періоду:



	Площі в мільйонах кв. км	Кількість у тисячах куб. км.			Пересічна висота в мм		
		Опади	Випаровування	Різниця (стік)	Опади	Випаровування	Різниця (стік)
Океани	366	277	307	-30	760	840	-80
Обшир суходолу із стоком	114	101	71	+30	880	620	+260
Обшир суходолу без стоку	30	10	10	0	330	330	0
Вся земна куля	510	388	388	0	761	761	0

Як бачимо, на суходіл переходить пари з океанів та морів (як відняти ту, що переноситься з суходолу на океани та моря) відносно невелика кількість, а саме щось із 10% від усього випаровування на океанах та морях і приблизно 40% від тієї кількості пари, що утворюється на суходолі ж. Ця кількість води і є активна в загальному кругобігові води на суходолі та океанах.

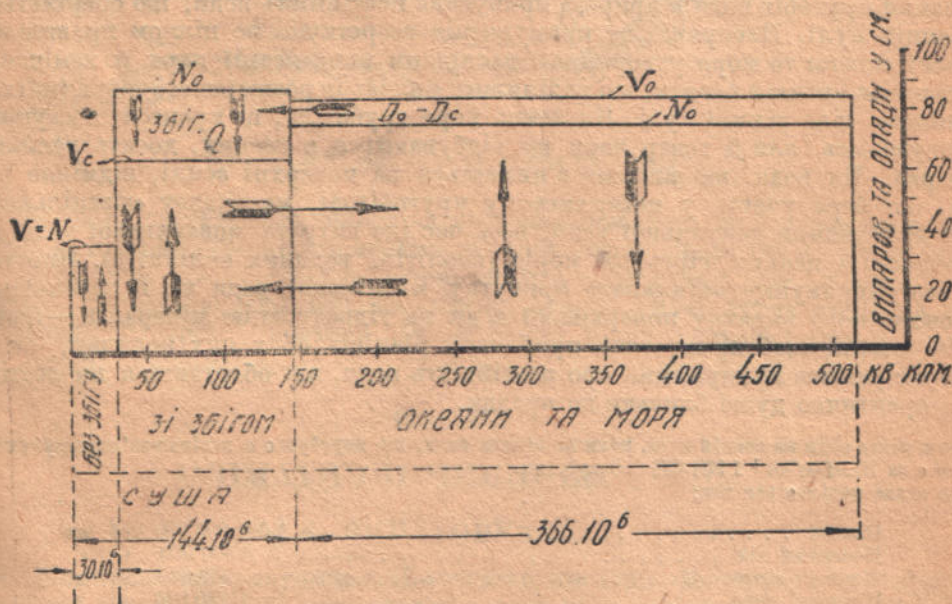


Рис. 1. Схема кругобігу води в природі.

Наведені співвідношення можна пояснити наочно схемою, що показана на рис. 1. Тут на осі абсцис відкладені відтинки, пропорційні до площ суходолу (безстоковий й стоковий обшири) й до площі океанів та морів; на осі ординат відкладені висоти величин випаровування й опадів, показані в сантиметрах. Ці останні дані, але в міліметрах, одержано в таблиці 1, в останніх трьох графах, поділом сумарних цифр опадів і випаровування на відповідні площі, напр., висота випаровування з океанів та морів дорівнює:

$$\frac{307 \cdot 10^3 \text{ куб. км}}{366 \cdot 10^6 \text{ куб. км}} = 0,00084 \text{ км} = 840 \text{ мм.}$$

Схема ясно показує всі характеристики процесу рокового кругобігу води. На океанах та морях рокове випаровування становить шар 840 мм і воно

більше за кількість опадів, що випадають там же й дають роковий шар на 760 мм; перевишка пари над опадами й над тією парою, що приноситься на океани та моря з суходолу, яка разом утворює шар на 80 мм, переходить на суходіл; тому кількість опадів на суходолі в стокових обширах (880 мм) більша за кількість випаровування з суходолу ж плією пара, що приноситься з океанів та морів (620 мм). Ця остання перевишка дорівнює  $D_o - D_c$  й дає стік на стокових обширах суходолу, що дорівнює 260 мм висоти щорічного шару. На безстокових обширах висота шару опадів, що дорівнює випаровуванню, далеко менша за висоту відповідних шарів на стокових обширах, а також на океанах та морях; вона дорівнює 330 мм.

Якби суходіл являв собою цілком однорідну щільну, непрохідну для води й позбавлену будь-якої рослинності поверхню; якби на цій поверхні не було гір; якби температура на земній кулі завжди була незмінна й така, щоб вода не поверталася в твердий стан, — то описаний кругобіг води в природі відбувався б з незмінною правильністю й точністю. А що жадна з вищенаведених умов не існує, то процеси кругобігу води і, значить, стоку мають дуже складний перебіг і дуже відмінний хід не тільки протягом окремих природних сезонів року і в різних країнах земної кулі; вони коливаються в деяких межах і в сумарних підсумкових цифрах для цілої земної кулі. Щоправда, ці останні коливання невеликі і гадають, що вони дорівнюють приблизно 10%. Описаний кругобіг води в природі припускає постійність води, що обертається на земній кулі. Насправді це припущення теоретично не цілком правильне. Сучасні океани та моря утворилися наслідком конденсації пари й хемічного сполучення кисню з воднем, що виділялися колись із розжареного ядра (маґми) первісного тіла земної кулі. Як земна кора грубувала, ці процеси поступово зменшувалися, але й тепер вони ще відбуваються в деяких, досить великих розмірах. Ця вода, що вперше з'являється на поверхні землі, відмінно від води, що бере участь у поверхневому кругобігові, має назву «ювенільної». Крім прибування ювенільної води, весь час іде витрата поверхневої води на гідратизацію деяких гірських порід (цеолітів, водяних силікатів). Якогось точного підрахунку загального прибутку ювенільної води та й загального безповоротного видатку поверхневої води на гідратизацію мінералів — нема; проте, є дані, щоб припустити приблизну рівність обох цих величин, отже зроблене раніше припущення про постійність води, що обертається на земній кулі, практично дуже близьке до правди.

Весь запас води на земній кулі, коли не лічити води, що перебуває в хемічно-зв'язаному стані, дорівнює за Hallsfoss'ом <sup>1</sup> 1 304 068 550 куб. км.

Цей запас поділяється так:

Океани . . . . .	1 300 000 000	куб. км
Полярний лід . . . . .	3 500 000	» »
Моря та озера . . . . .	250 000	» »
Підземні озера . . . . .	250 000	» »
Ріки . . . . .	50 000	» »
Атмосферні опади . . . . .	12 300	» »
Болота . . . . .	6 000	» »
Сніги на поверхні землі . . . . .	250	» »

Звідси видно, що в загальному кругобігові води бере участь тільки дуже невеличка частина запасів води на земній кулі:

$$\frac{388\ 000}{1\ 304\ 068\ 550} \cdot 100 = 0,03\%$$

а активна кількість води кругобігу, що визначає стік на суходолі, становить всього щось із 0,002% від загальних запасів води.

**9 а. Перенесення вологи на материка.** Пару води, що випаровується з океанів і морів, переносять на материк вологі вітри. Чимала частина вологи під час цього випадає у вигляді опадів на невеликій віддалі від океанів та морів,

<sup>1</sup> «Вестник Ирригации», № 5, 1924, ст. 94.

і тільки деяка частина переноситься далі. Вода, що випала на поверхню суходолу, частково стікає в ріки по поверхні, частково просочується в глибші шари землі і звідти також попадає в ріки або виходить в інших місцях суходолу на поверхню його у вигляді джерел; нарешті, частина води, що випала, знов випаровується в атмосферу. Волога, що випарувалася, переноситься далі всередину країни, де знов випадає у вигляді опадів, і т. д. Чим більше випаровується вологи з етапних пунктів і чим менше стікає її на кожній окремій ділянці за допомогою річок, тим більше вологи доходить до далеких обширів суходолу.

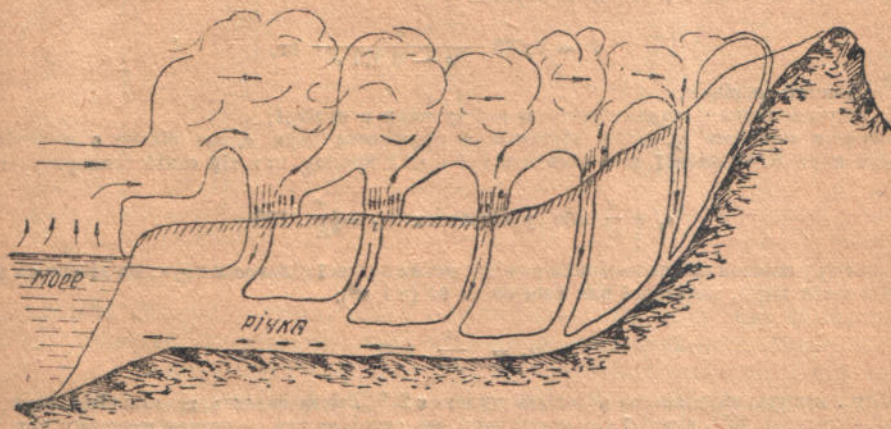


Рис. 2. Схема перенесення вологи на суходолі.

Таку схему перенесення вологи на материкі показано, за І. І. Касаткіним, на рис. 2; догірні стрілки показують випаровування, додільні — опади, поземні — вологу, що переносять вітри, похилі — річковий стік. У частинах суходолу, що більше віддалені від океану, лежить смуга сухих степів, а за ними вододільні гірські височини, що не дають поширюватись волозі з океанів у даному напрямі.

## РОЗДІЛ II

### КЛІМАТИЧНІ ЧИННИКИ СТОКУ

#### § 4. ВИПАРОВУВАННЯ

**10. Чинники випаровування. Вологість повітря.** Випаровування відбувається на земній кулі за сприятливих умов як з поверхні океанів, морів, озер, рік, болот і т. ін., так і з поверхні суходолу — з ґрунту, з рослинної покривки, з поверхні тіл живих істот, тобто з усіх речей, що є на землі, включно сюди весь органічний та неорганічний світ, що містить у собі воду.

Відомо, що процес випаровування регулює та різниця, яка в даних умовах існує між: 1) кількістю водяної пари, потрібної, щоб цілком наситити повітря при даній температурі, і 2) кількістю пари, що дійсно є в даний момент в атмосфері.

Стан повітря щодо пари, яка міститься в ньому, звуть *гігрометричним станом*. Гігрометричний стан повітря можуть характеризувати різні елементи. З них вазначимо такі:

1) *Пружність пари*, що в даний момент дійсно є в повітрі ( $e$ ). Цю пружність виміряну в мм живосрібного стовпа, звуть *абсолютною вологістю*.

2) *Вага пари* (в грамах), що є в кожному куб. м повітря; відомо, що вага куб. м сухого повітря при  $t_0 = 0^\circ$  і нормальному тискові дорівнює 1293 г. Вага того ж самого об'єму повітря при температурі  $t$  і тискові  $h$  дорівнює:

$$a = \frac{1293 h}{760 (1 + at)} \quad (1)$$

де  $a$  — сучинник розширу газів, що дорівнює  $\frac{1}{273} = 0,00366$ . Відомо, що вага пари, яка міститься в 1 куб. м в грамах, дорівнює пружності цієї пари, помноженій на сучинника  $\frac{1,06}{1 + at} = \frac{1,06}{1 + 0,00366at}$ , тобто число, що виражає пружність пари в мм, близьке до числа, що виражає вагу пари в г: при  $t = 16,4^\circ$  обидва числа збігаються, при нижчій температурі числа, що виражають пружність, менші, при вишій — більші за числа, що виражають вагу.

3) *Питома вологість*, тобто вага пари  $P$ , що міститься в 1 кг повітря.

Величина  $P$  зв'язана з  $e$  такою формулою:

$$P = 0,623 \frac{e}{b - 0,377 e} \text{ кг}, \quad (2)$$

де  $b$  — пружність повітря.

Далі, існують відносні характеристики змісту пари в повітрі:

1) *Відносна вологість*  $e_1$ , тобто відношення пружності пари  $e$ , що дійсно є в повітрі, до пружності пари  $E$ , потрібної, щоб наситити той самий простір при тій самій температурі:

$$e_1 = \frac{e}{E}, \text{ або у відсотках: } e_1 = \left[ \frac{e}{E} \cdot 100 \right] \quad (3)$$

Відношення пружностей можна замінити на відношення вагів і кількості пари, що дійсно є в повітрі  $m$ , до кількості пари, потрібної для насичення  $M$  (в 1 м<sup>3</sup>):

$$e_1 = \frac{m}{M} \cdot 100. \quad (4)$$

Коли, напр., кажуть, що відносна вологість дорівнює 20%, то це значить, що кількість пари, яка є в повітрі, становить 20% від тієї кількості пари, що потрібна для насичення простору при тій же самій температурі.

Останні величини подають у готових таблицях.

2) *Вологий дефіцит*  $D$  або *недостача насичення*, тобто різниця, що її маємо, коли пружність пари, що дійсно є в повітрі  $e$ , віднімемо з пружності пари  $E$ , потрібної для насичення при тій самій температурі:

$$D = E - e. \quad (5)$$

Коли говорять про випаровування з поверхні якогось тіла, то вологим дефіцитом звуть різницю між кількістю пари, потрібної для насичення простору при температурі поверхні, що випаровує, і тією кількістю пари, що дійсно є в повітрі.

Пружність пари, що насичує простір, залежить від температури повітря, збільшуючись із збільшенням останньої.

Наступна таблиця (літ. III) дає характеристики  $E$ ,  $M$  і  $P$  залежно від  $t$ ; в останньому стовпчику ( $R$ ) дано вагу пари, що міститься в 1 кг насиченого повітря при тискові 600 мм, а вартість  $P$  відповідає тискові 760 мм.

Як видно з таблиці (на ст. 17), температура є чинник, що дуже впливає на насичення пари, а значить і на випаровування.

Пружність водяної пари міняється також із зміною висоти над рівнем земної поверхні.

Для гірських країн Ханн (літ. XIV) подає таку емпіричну формулу:

$$e_x = e_0 10^{-\frac{H}{6300}}, \quad (6)$$

де  $e_0$  — пружність водяної пари над рівнем моря, а  $e_x$  — на висоті  $H$  у метрах.

Хергезель на основі найновіших спостережень у вільній атмосфері дав формулу:

$$e_x = e_0 10^{-\frac{H}{6} \left( 1 + \frac{H}{6} \right)}, \quad (7)$$

де  $H$  беруть у кілометрах.

$t$	$E$ (мм)	$M$ (г)	$P$ (г)	$R$ (г)
-50°	0,029	—	—	—
-30°	0,28	0,457	—	—
-25°	0,61	0,707	0,41	0,52
-20°	0,94	1,078	0,66	0,84
-15°	1,44	1,611	1,05	1,33
-10°	2,15	2,363	1,64	2,08
-5°	3,16	3,407	2,51	3,19
0°	4,57	4,835	3,77	4,78
5°	6,51	6,761	5,41	6,86
10°	9,14	9,329	7,53	9,53
15°	12,67	12,712	10,46	13,25
20°	17,36	17,117	14,35	18,64
25°	23,52	22,795	19,51	24,78
30°	31,51	30,036	26,23	—
35°	41,71	39,183	—	—
50°	92,54	—	—	—
100°	760,00	—	—	—

Швидкість випаровування, тобто вагова кількість води, що випаровується з одиниці поверхні за одиницю часу (так само, як і кількість води, що випаровується), залежить крім температури, від багатьох чинників: від температури поверхні, що випаровує, від гігromетричного стану околиць середовища, від тиску повітря, від розмірів поверхні, що випаровує й, нарешті, від швидкості вітру над цією поверхнею; випаровування відбувається тим скоріше чим більша швидкість вітру, бо вітер відносить набік пару, яка підіймається, й таким способом відсуває далі момент насичення паром околиць середовища; за Гудайлем (1885) вітер із швидкістю 0,25 м/сек збільшує випаровування з поверхні води майже в 3 рази; помічено, що під час більших вітрів зростання випаровування від цього чинника відбувається повільніше, ніж навіть під час невеликих збільшень малого вітру. Зрозуміло, що випаровування припиняється, коли  $e$  стає рівним  $E$ , і може початися зворотний процес — осідання пари з повітря, *конденсація*.

Отже, щоб знати умови випаровування, треба насамперед вміти визначати вологість повітря.

Щоб визначати основні гігromетричні елементи повітря, вживають особливих приладів, що мають назву *гігromетрів*.

Прилади ці описують у курсах метеорології. Тут вкажемо тільки основні такі прилади:

1) *абсолютні гігromетри*, що дають можливість визначати безпосередньо або вагу пари, що міститься в одиниці об'єму повітря, або пружність пари, що дійсно міститься в повітрі (ваговий абсолютний гігromетр, Едельманів абсолютний гігromетр);

2) *гігromетри, що базуються на визначенні точки роси*, тобто температури  $T$ , при якій пара, що є в повітрі, досягає насичення; пружність пари, тобто абсолютну вологість знаходять тоді з таблиць пружностей насиченої пари (гігromетри Аллюара, Крова, психрометр Августа);

3) *гігromетри, що безпосередньо реєструють вологість* (волосяний гігromетр).

Зазначимо ще, що перехід течної води в пару відбувається завжди з утратою тепла, еквівалентного тій роботі, що відбувається проти сил зчеплення та проти зовнішнього тиску під час перетворення течива на пару.

Таку кількість тепла, віднесenu до одиниці маси, звуть *захованим теплом паротворення*. Заховане тепло паротворення води, тобто число калорій, потрібне на перетворення 1 кг води при 100° на пару, що має ту саму температуру, дорівнює 537 Калоріям, інакше — на цей процес витрачається  $537 \times 427$  кгм роботи. Тепло паротворення залежить від зовнішнього тиску й від температури.

11. Види випаровування. *Випарієль*. Хоч випаровування грає велику роль у фізичному та органічному житті кожної планети, справжні закони його не

цілком досліджено. Річ у тому, що спостереження, які можна здійснити в лабораторних, хатніх, штучних умовах, дають наслідки, що їх важко порівнювати між собою, бо на процес випаровування впливають дуже численні й на перший погляд, неважливі чинники. З другого боку, спостереження, що їх роблять у штучній обстанові, дуже різняться своїми умовами від того, що відбувається у природі.

В природі можна виділити три роди випаровування: 1) випаровування з водяної поверхні (океани та моря, водойми, ріки); 2) випаровування з поверхні ґрунту; 3) випаровування з рослинної покриви або інакше — *транспірацію*.

Щоб організувати спостереження над випаровуванням у природі, в природних умовах, потрібні далеко складніші пристрої, ніж для спостереження в штучних умовах.

Випаровування у штучних умовах спостерігають на метеорологічних станціях (II порядку). Тому що ці станції дають не дійсне природне випаровування, а якесь перекручене штучне випаровування, то величини, виміряні таким способом, слід суворо відрізняти від природного випаровування, ці величини, відмінно від дійсного випаровування, звуть *випарністю*.

Випарність звичайно виміряють за допомогою випарника або евапарометра Вільда. В цьому випарнику випаровування відбувається з поверхні води в чашці діаметром 17,8 см і площею 250 кв. см, що її ставлять на рамені терезів; стрілка терезів пересувається вповдовж градуйованої дуги, кожна поділка якої відповідає випаровуванню шару води 0,2 мм завгубшки. Воду доливають у чашку щоразу, як випариться шар більше за 5 мм. Поміри переводять у мм шару, що випарився (рис. 3).

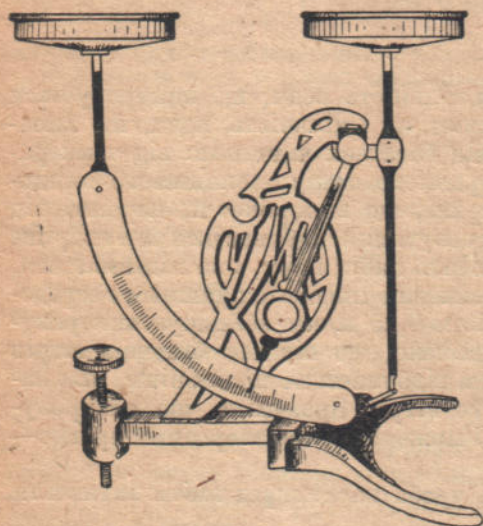


Рис. 3. Випарник Вільда.

Спостереження проводять цілий рік, тобто й узимку. Вільдів випарник ставлять у метеорологічну будку з одноосхилим дахом, з північного боку будку роблять відкритою, а інші боки мають щілини на взір жалюзі; висота підлоги будки над землею — 3 метри. Отже, випаровування тут відбувається без впливу сонця і при переінакшених вітрових течіях надвірного простору. Докладні відомості про прилад і як провадити спостереження з ним подають у відповідних метеорологічних інструкціях.

Спостереження над випарністю в різних місцевостях земної кулі можна схарактеризувати наступною таблицею (в пересічно-довгорічних виводах, у рокових сумах, у мм) (див. літ. III й IV).

Тропічний океан . . . . .	2160 мм	Одеса . . . . .	700 »
Мадрас . . . . .	1930 »	Тифліс . . . . .	537 »
Нижній Єгипет . . . . .	1329 »	Барнаул . . . . .	565 »
Верхній Єгипет . . . . .	2832 »	Нерчінськ . . . . .	420 »
С. Судан . . . . .	4019 »	Ленінград . . . . .	320 »
Блакитний Ніл . . . . .	3157 »	Лондон . . . . .	380 »
Ташкент . . . . .	1339 »		

У різних місцевостях СРСР, за даними пересічно за 15 років (1881—1895 рр.) маємо такі числа:

Київське	444 мм	Урюпінська	793 »
Василівці	631 »	Миколаївськ (коло Саратова)	643 »
Вашній Волочек	352 »	Херсон	604 »
Москва	434 »	Малий Узень	908 »
Свердловськ.	469 »	Дергачі (Харків)	480 »
Кабі	449 »	Астрахань	750 »

Пересічний розподіл випарності в Києві, за даними Київської метеорологічної обсерваторії<sup>1</sup>, в період 1885—1924 рр. показано у наступній таблиці:

Таблиця 3

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IX	XII	За рік
5,5	7,0	15,1	39,8	64,1	56,3	57,5	52,6	35,4	19,9	9,3	5,1	367,6

В найгарячіші місяці випарність у Києві характеризується такими максимальними числами:

в травні 1891 р.	97,3 мм	у липні 1885 р.	93,8 »
в червні 1885 р.	93,8 »	в серпні 1890 р.	105,7 »

Розподіл випарності по місяцях в інших пунктах СРСР, в пересічному виводі за 15 років спостережень, подано в наступній таблиці:

Таблиця 4

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Ленінград	4	5	11	26	50	65	64	46	30	18	8	4	331
Київське	9	12	23	52	70	67	68	45	43	23	11	10	444
Василівці	11	14	31	62	105	97	106	85	61	34	15	10	631
Вашній Во- лочек	4	5	13	33	66	65	61	48	29	17	7	4	352
Москва	4	5	14	35	82	74	83	61	39	24	8	5	434
Свердловськ	4	7	19	43	87	80	81	62	46	25	10	5	469
Харків	3	5	14	37	73	64	79	68	48	27	8	4	430
М. Узень	2	3	12	52	136	155	199	178	107	49	11	4	908

Як видно з таблиці, максимальна випарність у всіх наведених пунктах буває в травні або липні місяцях, мінімальна в січні—грудні; випарність досить різко міняється протягом окремих місяців і різна навіть для пунктів, не дуже віддалених один від одного. Це в значній мірі можна пояснити насамперед різницею в місцевих умовах розташування вимірчих приладів.

**12. Випаровування з водяної поверхні, снігу й льоду.** Випаровування з природної водяної поверхні способами, що тепер існують, покищо не можна виміряти цілком точно; воно не вкладається в якісь загальні теоретичні залежності. Тим часом у багатьох питаннях гідротехніки величина можливого випаровування з водяної поверхні має велике практичне значення; цю величину, напр., доводиться заводити до розрахунків, обчислюючи втрати в штучно споруджуваних водоймах, призначених постачати промислову й питну воду підприємствам і людині посушливих та безводних районів (як, напр., Донецький кам'яновугільний басейн).

Методику спостережень над випаровуванням з природної водяної поверхні почали розробляти в СРСР всього два-три десятки років тому, і трохи раніше в Зах.-Європі.

<sup>1</sup> В зв'язку з розпологом цієї обсерваторії у центрі міста, дані II викликають певні сумніви.

Щоб спостерігати випаровування з водяних поверхень на воді й на суходолі, застосовують особливі прилади; в Німеччині конструкція таких приладів — випарників належить *Біндеманові* (літ. VIII), в СРСР вживають випарників *Лермонтова - Любославського*; схема цих приладів полягає ось у чому: чималі посудини встановлюють на плаву на водній поверхні; поруч ставлять дощомір; кількість випарованої води визначають або зміною об'єму, або вимірюючи глибину шару наливої води плюс опади, що випали.

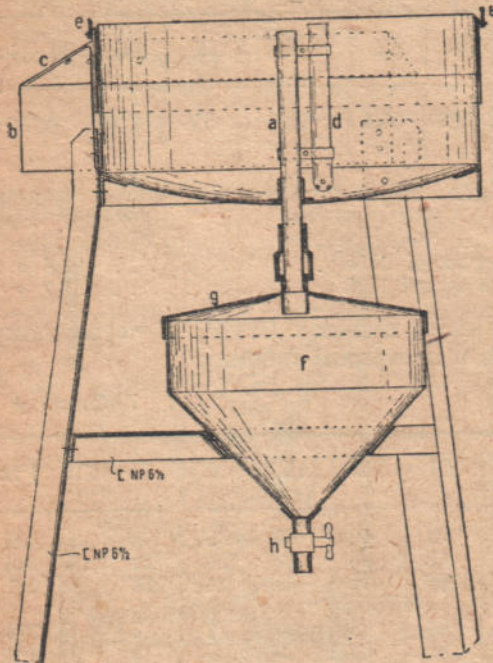


Рис. 4. Випарник Біндемана суходільний.

Випарну посудину перед початком вимірів наповнюють дощовою (або озерною) водою так, щоб поверхня води в посудині стояла майже на рівні верхнього краю зливної трубки; воду що потрапила при цьому до зливної посудини, спускають і грант останньої закручують.

Щоразу вимірюючи рівні, контролюють наявність води в зливній посудині; для цього під грант II підставляють мірничу склянку і грант відкручують.

Щоб виміряти температуру води, в випарнику на особливій здійманій рамці, на глибині приблизно 20 см від поверхні, містять мінімально-максимальні термометри (звичайно Six Thermometer). Коли переводять спостереження над випаровуванням безпосередньо з поверхні водоему, то описана вище устава на суходолі є невід'ємна й конче потрібна рівнобіжна устава з тією, що II уставляють у водоїмі.

Устава безпосередньо на водоїмі складається звичайно з двох плотів: одного — трохи більшого, щоб ставити на ньому випарника, другого — невеличкого — розмірами приблизно  $1\frac{3}{4}$  на 1 м, щоб ставити на ньому дощомір і здійману раму з мінімально-максимальними термометрами для вимірювання температури води.

Випарник, що його уставляють на плоті, має цілком однакові розміри й конструкцію з суходільним, крім того, що зливну посудину тут уставляють окремо збоку від випарника; посудина й випарник сполучені зігнутою трубкою; футляр зливної посудини має форму довгастого циліндра; саму посудину вміщують так, що II можна виїняти з футляру, коли треба визначити опади, що є в ній (див. рис. 5).

У нас в СРСР, щоб спостерігати випаровування з водяної поверхні, як було згадано, вживають випарника *Лермонтова-Любославського*.

Цей випарник (див. рис. 6) являє собою дві циліндричні посудини, сполучені трубкою а, що має внизу отвір е. Отвір е закриває затичка, зроблена у вигляді трубки таким способом (рис. 6, з правого боку), що, обертаючи за допомогою мутри т прут л, можна дірчасту покрішку р притиснути до кінця г, прилютованого до трубки а.

Біндеманів випарник — це кругла чаша з поверхником 50,6 см, величина II площі 2000 см<sup>2</sup>, глибина по середині — коло 26 см, а коло зовнішнього краю щось із 20 см (див. рис. 4).

Верхні посудини в рухомо з нею (але водонепрохідно) злучена зливна трубка, діаметром приблизно 1,5 см; верхній край трубки лежить нижче краю посудини звичайно на 1,5 см. Нижній кінець зливної трубки йде в зливну посудину, що з нею трубка злучена рухомо, але водонепрохідно, через II покрішку g. Посудину — випарника та зливну посудину уставляють вільно на підтримному залізоному (з кутиркового залізу) триножку, скріпленому цупко кільцями з кутиркового заліза вгорі і в нижній частині, на рівнях, де уставлено обидві посудини.

Випаровування визначають, вимірюючи зміну рівня води в випарнику й кількість води, що попала до зливної посудини (у випадку дощів).

Щоб виміряти зміни рівнів у посудині, користуються із здійманої сталльної лінійки, що має посередині нормально до неї розміщений вимірний гвинт з указником цілих і десятих міліметра (останній — на око) і вкладається в особливі вальніці ee. Вимірний гвинт має на кінці вістря; момент, коли він доторкнеться до водяної поверхні, виявляється із зліття його вістря та люстрового відбитка останнього в воді при чому вимірний гвинт вводять у спеціальну скляну вгнімну трубку з отвором унизу d.



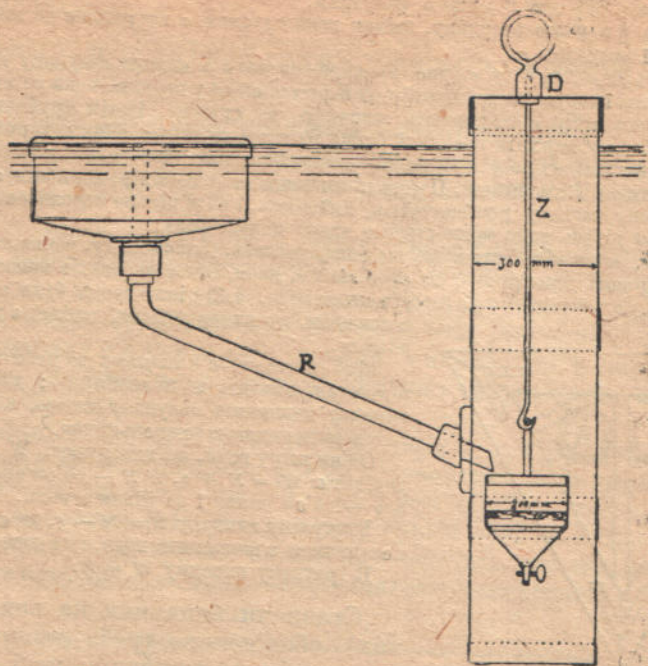


Рис. 5. Випарник Біндемана для водсем.

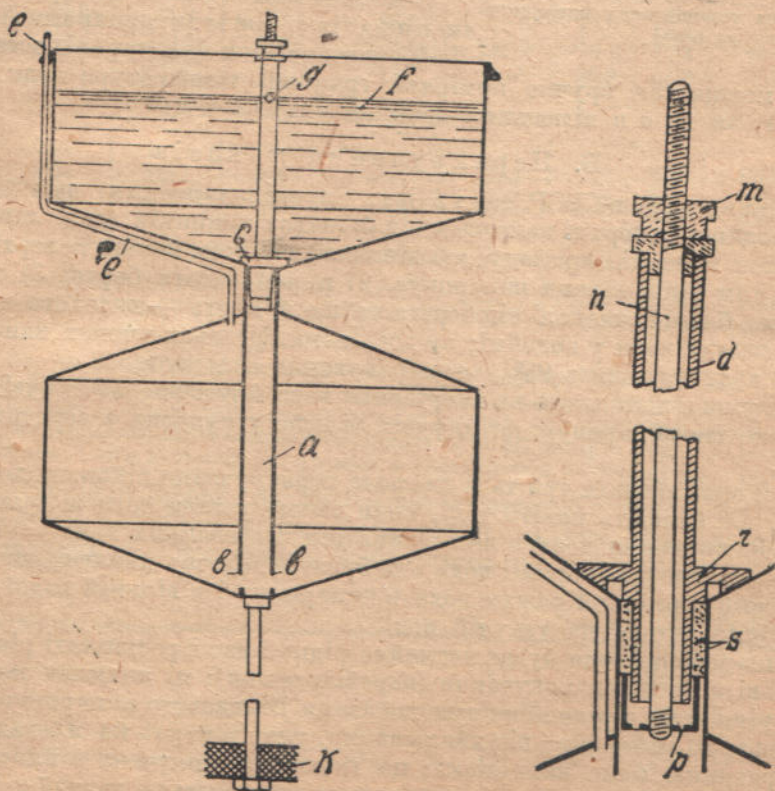


Рис. 6. Випарник Лерматова-Любославського.

Стиск передається гумовому кільцю  $S$  і воно розшириться у всі боки й щільно закrije всю шийку трубки, що сполучає верхню й нижню посудини.

Воду наливають у верхню посудину, звідки вона тубкою  $a$  потрапляє до нижньої, поки не досягне дна верхньої посудини  $c$ .

Потім починають через трубку  $e$  (рис. 6) насмоковувати в нижню посудину повітря; під тиском повітря вода з нижньої посудини крізь отвір  $ee$  перетаняється у верхню, поки не стане на рівні трохи вище  $ff$ . Після цього отвір  $c$  закривають затичкою, як сказано. Потім трубочку  $ee$  також закривають, а зайвину води у верхній посудині (вище  $ff$ ) може вилитися вниз отвором  $g$  в затичці.

В такому стані готовий до роботи випарник ставлять на пліт (див. рис. 7); щоб він був стійкіший він має особливий тягар  $K$  на штанзі. Поруч містять плавний дощомір, що облічує випадні опади (в — на рис. 7). Через добу затичку розв'инчують, виймають, і вода вільно переливається з верхньої посудини в нижню. Тут рівень води може стати в трьох положеннях:

1) нижче лінії  $c$ , коли кількість води, що випарувалася, більша за ту, що випала за добу у вигляді опадів (опаді виміряють дощоміром); 2) вище лінії  $c$ , коли, навпаки, опадів випало більше, ніж випарувалося води, і 3) рівень води буде на лінії  $c$ , коли кількість води, що випарувалася, дорівнює кількості опадів, що випали.

Щоб підготувати випарник до роботи знову, рівень води в ньому приводять до положення  $c$ ; для цього в першому випадку доливають посудину водою, а в другому — відливають за допомогою крапельнички.

Об'єм шару води, що випарився,  $W$  в першому випадку дорівнює:  $W = N + q$ , де  $N$  — об'єм опадів (за дощоміром), а  $q$  — об'єм долитої до рівня  $c$  води.

В другому випадку  $W = N - q$ , де  $q$  — об'єм взятї крапельничкою з випарника води, щоб довести рівень  $\Pi$  до  $c$ .

В третьому випадку  $W = N$ .

Ставлячи випарник на водоймах (або річках), обов'язково треба ставити ще й ряд метеорологічних приладів, щоб спостерігати хід температур повітря, вологість, вітер тощо.

З німецькими типами випарників поводитись простіше, ніж із випарниками Лермантова-Любославського; в конструкції останніх, крім

Рис. 7. Схема установлення випарника на плоті.

того, не можна так зручно виміряти граничні температури води, що випаровується, як це є в німецьких випарниках.

## Б. Перекручення показів

Досліди як у нас в СРСР, так і в Зах. Європі встановили, що покази випарників з водяної поверхні залежать від багатьох чинників (див. літ. VI, VII): 1) величини поверхні приладу, що випаровує — чим менша поверхня, що випаровує, тим більше вона випаровує, 2) різної висоти борта, 3) відмінності в уставах ближче чи далі від берега та ще й якого — високого чи низького і 4) від складу води у водоймі; за дослідями багатьох учених випаровування морської води становить 95% випаровування солодкої.

Всі ці умови впливають на нагрівання води й головне на дифузію пари над поверхнею, що випаровує; ця дифузія більше утруднена з середньої частини водойми.

Далі можна вказати три такі джерела перекручення дійсного ходу випаровування, що бувають навіть тоді, коли маємо устами того ж самого типу:

- 1) вибрикування води з випарника під час великих злив;
- 2) попадання у випарник води під бризків під час хвилювання;
- 3) різний термічний режим води в випарнику і в вільній водоймі, а надто коли рибмо устами на текучій воді.

Вибрикування води буває звичайно рідко і дає в результаті різко перекручені добові цифри випаровування (перебільшення); ці помилки можна виключати, порівнюючи з рівнобіжними показами Вільдового випарника. Щоб вода не попадала до випарника від хвилювання, улаштовують на плотах устав угамівну ґратницю коло випарника; ця ґратниця сполучена з плотом, що підтримує прилад. Різний термічний режим виявляється звичайно в тому, що вдень температура води у випарнику вища за температуру води у водоймі, а вночі нижча; через те випаровування, що його вимірюємо вдень, звичайно

буває перебільшене, а вночі—переменшене; кількісно розмірів цих відхилів досі не встановили.

### В. Порівняння показів плавних випарників з Вільдовим випарником

Як це впливає з умов спостереження, випаровування, що його визначаємо з водяної поверхні за допомогою описаних спеціальних випарників, взагалі кажучи, повинне не дорівнювати випарності, що її спостерігаємо за Вільдом.

Ці співвідношення можуть бути в різних умовах різні, залежно від місцевих умов. Річ у тому, що перекручення випаровування за Вільдом може йти в двох напрямках: 1) зменшення дійсного випаровування завдяки захищеності від вітру й сонця, 2) збільшення дійсного випаровування від малих розмірів чашки приладу (250 кв. см); можна уявити, що в деяких умовах Вільдів випарник повинен показувати приблизно те саме, що й водяний випарник й навіть більше.

Наступна таблиця показує результати порівняння (в умовах північної Німеччини) показів Вільдового випарника з показами двох випарників однакової конструкції німецького типу; з них один (I) був поставлений на поверхні водойми, а другий (II) на низькому березі тієї ж самої водойми, на віддалі 20 м від краю води й мало не 2 м над середнім рівнем озера, близько будки з Вільдовим випарником. Дані—пересічні із спостережень 1910—1912 рр.

Таблиця 5

	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IV-X	V-X
Вільд	66,8	82,4	77,4	88,3	69,5	47,8	32,4	465	398
I	63,3	121,1	149,1	164,8	142,9	96,1	57,4	795	731
II	122,4	166,8	171,1	197,2	155,5	93,9	56,2	963	841
Відповідні співвідношення:									
Вільд:II	0,55	0,49	0,45	0,45	0,45	0,51	0,58	0,48	0,47
I:II	0,52	0,73	0,87	0,84	0,92	1,02	1,02	0,83	0,87
Вільд:I	1,03	0,67	0,52	0,54	0,49	0,50	0,57	0,58	0,54

#### Різниця в пересічно-добових виводах

II—Вільд	1,85	2,72	2,12	3,51	2,77	1,54	0,77	2,33	2,41
I—II	-1,97	-1,47	-0,74	-1,04	+0,41	+0,07	-0,04	-0,79	-0,59

З таблиці видно, що Вільдів випарник показував в умовах північної Німеччини весь час майже менше того, що Біндеманів випарник; у квітні місяці покази Вільдового випарника близькі до показів випарника на озері, але далі стають далеко менші за останні, при чому далі покази суходільного випарника майже збігаються з показами випарника на озері; випарник на озері завжди, крім IX, X показував менше, ніж випарник на суходолі, в безпосередній близькості від першого.

Цікаві порівняльні цифри, що їх одержала метеорологічна обсерваторія Льюсового інституту в Ленінграді (за Любославським), для Вільдового випарника й для випарника Лермантова - Любославського, поставленого на ставу (1896 р.):

Таблиця 6

	V	VI	VII	VIII	IX
Вільд	51,8	57,8	58,1	26,5	15,1
Лермантов - Любославськ.	79,2	126,3	138,5	70,5	30,3
Відповідні співвідношення:					
Вільд Лермантов - Любославський	0,65	0,46	0,42	0,35	0,50

За спостереженнями на р. Сир-Дар'ї (літ. XXXII) коло ст. Запорожської (Туркестан) встановлено, що покази Вільдового випарника дорівнюють показам плавного випарника, коли інтенсивність випаровування близько 4 мм на добу, менші (на 10—20%), коли інтенсивність менша як 4 мм на добу, та більші (на 10—20%), коли інтенсивність випаровування більша ніж 4 мм на добу. Отже виявляється, що при високих температурах, які там бувають, Вільдів випарник показує більше, ніж водяний випарник. Причину треба бачити в тому, що висока температура повітря передається чашці Вільдового приладу, навіть захищеного будкою, а випарник у воді охолоджує остання.

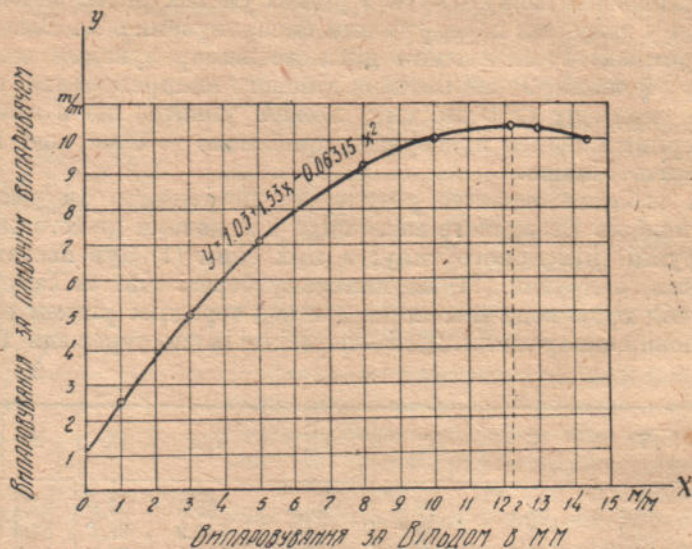


Рис. 8. Зв'язок показів Вільдового випарника з плавними випарниками.

Зіставивши покази плавного випарника (Лермантова-Любославського) та Вільдового евапорометра, дуже цікаві наслідки дістав інж. М. Н. Чеботарьов (літ. XXXI) за спостереженнями на Штерівському водоймищі на р. Міус, коло с. Новопавлівки (Донецький басейн), а також коло с. Зуївки, на р. Кринці. Криву співвідношень показів Вільдового випарника й плавного випарника для Штерівки подано на рис. 8. Крива ця має максимум при 12,2 мм за Вільдом, тобто, коли випаровування збільшується далі за Вільдом, покази плавного випарника починають трохи зменшуватися; інж. М. Н. Чеботарьов поясняє це тим, що коли випаровування має чималу висоту, на поверхні водойми утворюється насичений паром шар повітря, що зменшує далі випаровування з поверхні води.

Такий самий характер зв'язку випаровування за плавним випарником та за Вільдом констатували на Туркестанській Ілійській випарній станції; тут точки максимумів лежать далеко вище в показях Вільда, що дорівнюють 24,2 мм та 38,8 мм, і відповідно для плавних випарників — 12 мм та 13,7 мм.

Рокову суму випаровування для умов Штерівки інж. М. Н. Чеботарьов обчислює в 1317 мм.

Рівнобіжні дані у Штерівці й Зуївці для кількох місяців 1929 р. подано в наступній таблиці на ст. 25.

Пересічна різниця дорівнює 28,4%.

Як видно, різниці маємо практично майже постійні.

Різниця ці можна пояснити:

- 1) високими берегами на р. Кринці коло Зуївки й тим, що таких нема коло Штерівки (вітри),
- 2) різницею кліматичних умов районів і

	VI	VII	VIII	IX
Штерівка	167,7	217,3	278,4	149,6
Зуївка	108,0	166,6	211,6	102,8
Різниця:	абс.	59,7	50,7	66,8
	у %	35,8	23,0	23,8

3) тим, що в Штерівське водоймище надходить тепла циркуляційна вода з електростанції.

Не зважаючи на наявність умов, що перекручують природний хід явища, водяні випарники визначають випаровування далеко ближче до правди, ніж Вільдів випарник.

Американські спостереження на американських водосховищах доводять, що дійсне випаровування з поверхні води у водосховищах насправді трохи менше за те, що показують плавні випарники; американські дослідники оцінюють це дійсне випаровування пересічно в 0,91 від показів плавних випарників. На жаль спостережень над випаровуванням з водної поверхні в умовах УСРР ми маємо покищо дуже мало<sup>1</sup>.

Наведемо ще кілька цифрових даних.

Спостереження в районі Волзько-Донського каналу 1927—1929 рр. дали приблизно 900 мм за рік.

За спостереженнями на р. Мургаб (1907—1909 рр.) рокове випаровування за річці дорівнювало в її верхній течії 2230 мм, а в нижній — 1740 мм; у міському водоймищі, відкритому вітрам, 3000 мм. Добове випаровування доходило до 25—28 мм з поверхні водоймища й до 12—15 мм з поверхні текучої річки; максимальні місячні суми випаровування з річки досягали в червні 400 мм, а в липні — 410 мм.

#### Г. Випаровування із снігу та льоду

Випаровування відбувається також із *поверхні снігу та льоду*; випаровування з поверхні снігу відбувається тоді, коли пружність пари в повітрі над снігом менша, ніж пружність пари, що насичує простір при температурі поверхні снігу; іноді таке випаровування може бути навіть більше, ніж із поверхні води; тут головний чинник — вітер.

Питання це ще недосить досліджене. Наводимо спостереження Бекера, що він зробив на дослідній станції в Утасі й опублікував 1917 р. (літ. IX):

t° C.	Випаровування в мм за місяць	
	від	до
— 10,0	2	9
— 3,9	6	36
— 2,8	0	31
+ 1,1	9	41
+ 2,3	7	50
+ 3,3	15	35

Спостереження Л. Ф. Рудовіца протягом зими й весни 1908 р. в Лісовому інституті в Ленінграді привели автора до висновку, що взимку дуже розвинене випаровування, а навесні конденсація. Тепло, що звільняється під час цієї конденсації, сприяє, між іншим, розтаванню й ущільненню снігу.

<sup>1</sup> В 1929—30 р. за даними, що ми маємо, в УСРР було тільки 3—5 устав, що нараховують 2—3 роки спостережень, з них вважємо; на р. Дніпрі коло м. Кієва, в пониззях р. Бога, на Штерівському водосховищі та в Зуївці.

Хоч явище випаровування складне, багато авторів різного часу пробували дати узагальнені формули, здебільшого емпіричного характеру.

Першу наближену формулу випаровування дав *Далтон*; вона має такий вигляд:

$$V_x = K \cdot S \frac{E - e}{H}, \quad (8)$$

де  $V_x$ —кількість води, що випаровується за одиницю часу,  $S$ —величина поверхні, що випаровує,  $H$ —барометричний тиск,  $K$ —сучинник пропорційності,  $E - e$ —вологий дефіцит.

Далтонів закон можна застосовувати тільки у випадку спокійного повітря, коли водяна пара поширюється через дифузію. Коли є вітер, картина істотно міняється і випаровування буде дуже збільшуватись.

*Стефан*, виходячи з теорії дифузії пари, коли нема вітру, прийшов для колової поверхні, що випаровує, до такої формули:

$$V_d = 4 r \cdot \sigma \cdot \rho \cdot D \cdot \ln \frac{H - e_0}{H - e}, \quad (9)$$

де  $r$ —радіус кола поверхні, що випаровує,

$\sigma$ —густина пари відносно повітря,

$\rho$ —вага одиниці об'єму повітря,

$D$ —сучинник дифузії пари в повітрі,

$e_0$ —пружність пари тієї поверхні, що випаровує.

Американський проф. *Bigelow* (літ. X) на підставі спостережень на озері Салтон у Каліфорнії дав емпіричну формулу такого вигляду:

$$V_q = 0,023 \frac{E_1}{E_2} \frac{dE}{ds} (1 + 0,07 W), \quad (10)$$

де  $V_q$ —кількість води в см, що випарувалася за 4 години;  $E_1$  та  $E_2$ —пружності пари, що насичує повітря при температурі поверхні води й при температурі повітря над поверхнею води, в мм,  $\frac{dE}{ds}$  змінюється з температурою границі пружності пари повного насичення (з таблиць),

$W$ —швидкість вітру над поверхнею води в км за годину.

Американський інженер *Маєр* (літ. X) дав формулу для величини випаровування (в цалях) на неглибоких басейнах за цілий місяць—30 діб  $V_m$ :

$$V_m = 15 (E_m - e_m) \left(1 + \frac{W}{10}\right),$$

де:  $E_m$ —границя насичення (максимальний тиск водяної пари) в цалях живо-срібного стовпа для місячної пересічної температури на найближчій станції;  $e_m$ —дійсний тиск водяної пари в повітрі, що відповідає пересічній місячній температурі й пересічній відносній вологості за спостереженнями найближчих метеорологічних станцій;  $W_m$ —місячна пересічна швидкість вітру, виражена в милях за годину й обчислена із спостережень на висоті 30 фут. над загальним рівнем навкружної місцевости.

А для випадку великих і глибоких водосєм інж. *Маєр* вводить у вищевказану формулу:  $E_m$ —максимальний тиск пари в цалях живо-срібного стовпа, що відповідає температурі води замість температури повітря,  $e_m$ —дійсний тиск пари в повітрі на висоті приблизно 30 фут. над поверхнею води.

Про вищенаведені формули *Bigelow* і *Маєра* можна зауважити, що умови, для яких ці формули складено, характеризуються приблизно такими даними: пересічні місячні температури повітря від  $-10^\circ$  до  $+58^\circ$  Цельсія; пересічна місячна відносна вологість—від  $55-60\%$  до  $85\%$ ; пересічні місячні швидкості вітру від  $4-5$  км/год до  $30$  км/год.

В указаних межах наведені формули дають найчастіше цілком задовільні наслідки. В зв'язку з тим, що відповідних дослідних даних у нас, у наших умовах, нема, — вказані формули можна застосовувати і в наших умовах, щоб обчислювати втрати на випаровування з водяних поверхень, коли характеристики метеорологічних елементів не виходять з зазначених вище пересічних меж.

Инж. Маср дав також спеціальну криву залежності місячного випаровування в цалях від середньої місячної температури повітря на той випадок, коли нема потрібних даних спостережень; ця крива придатна тільки для наближених розрахунків (рис. 9) й до того ж для глибоких водоем (1 цаль = 25,4 мм;  $0^{\circ}\text{C} = 32^{\circ}\text{F}$ ).

Як видно з рис. 9, за Масром випаровування з водяної поверхні досягає максимальної величини в липні й серпні; є також цілком реальні величини випаровування з поверхні льоду й снігу; ці останні величини при  $0^{\circ}\text{C}$  становлять приблизно щось із 30% середньої вартості випаровування з поверхні води літнього часу, зменшуючись із зниженням температури до дуже малих величин порядку 0,12 цаля.

Випаровування в поверхні неглибоких водоем у умовах, близьких до умов УСРР є саме: середньо-багаторічна температура повітря — в межах  $6^{\circ},7-9^{\circ},4$  та відносна вологість близько  $72\%$ , за Масром повинне відбуватись за графіком рис. 9-а, де величини випаровування подано у мм, а температури — за Цельсієм. Як видно з порівняння рис. 9 з рис. 9-а, обидві залежності дають чималі розходження.

На закінчення наведемо за Масром цифри, що ілюструють роздільний вплив на випаровування різних чинників.

Коли лишаються сталі всі інші найголовніші чинники, то середнє місячне випаровування, коли відносна вологість змінюється на  $15-20\%$ , може мінятися на  $30-50\%$ . Відносний вплив шксту при практично сталій температурі повітря, при практично сталій відносній вологості, Маср оцінює для умов ПАСШ приблизно в  $20-30\%$ .

**12. Випаровування з ґрунту.** Випаровування з ґрунту відбувається через пористість в пружності водяної пари, що міститься в шарах ґрунту і в прилеглому до ґрунту шарі атмосфери.

Спостереження й експерименти проф. А. Ф. Лебедева (літ. XI) показують, що навесні, влітку і восени пружність водяної пари в ґрунті більша, ніж в атмосфері; тут, для умов Одеси, таке співвідношення спостерігалось влітку до глибини ґрунту до 160 см, а навесні та восени — навіть до глибини більше 200 см. Зазначимо, що вночі проте часто буває обернене співвідношення завдяки великому охолодженню шару повітря коло ґрунту, і тоді замість випаровування буває конденсація, тобто збагачення ґрунту на воду коштом паруватості води атмосфери.

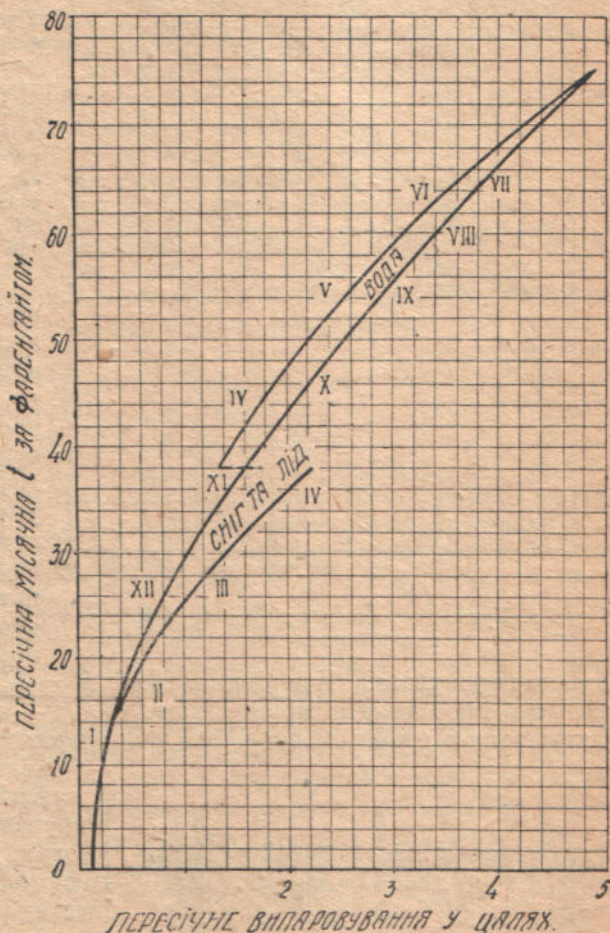


Рис. 9. Крива ходу випаровування за Масром для глибоких водоем.

Спостереження над випаровуванням з ґрунтів переводять звичайно за допомогою ґрунтових евапорометрів. Широко відомий ґрунтовий евапорометр Рикачова (рис. 10).

Цей евапорометр складається з надвірної скриньки АААА, вкопаної в землю, та двох унутрішніх В та С. Нижня скринька С зверху відкрита, коло верхніх її стінок в заплечини dd; на них ставлять верхню скриньку В. Скринька В має дірчасте дно з отворами по 1 мм кожний. На дні цієї скриньки лежить шар вуглю, а на ньому — кусок ґрунтового шару поверхнею 1000 кв. см; в ґрунтовий шар вставлено термометра. У нижню скриньку С наливають певну кількість води, що підтримує вологість ґрунту; у воду також ставлять термометр. Кількість випаровування визначають зважуванням обох скриньок В та С, виймаючи їх на це із скриньки АААА. Прилад ставлять звичайно упрichertь з поверхнею землі. Прилад, розуміється, показує переверчені величини випаровування, бо вільної циркуляції в ньому повітря й водяної пари, аналогічної природі, — нема.

Далі, вивчають випаровування за допомогою лізиметрів, — приладів, що дають можливість облічувати як випаровування з ґрунту, так і просочування крізь нього. Прилад складається з посудини або скриньки, наповненої ґрунтом; її устанавлюють в ямах упрichertь з денною поверхнею; внизу є посудина для збирання води, що просочилася, з випускним ґрантом коло дна. Кількість опадів  $N$  вимірюють за допомогою поставленого поруч дощоміра.

Спостереження над випаровуванням з ґрунтів встановили, що явище це відбувається дуже відмінно в різних умовах. Крім тих чинників, що впливають на випаровування взагалі, тут ще істотну роль грає насамперед вміст води в ґрунті й фізичні властивості порід.

Можна зазначити такі моменти:

1) випаровування з ґрунтів зменшується в міру зростання глибини висушеного шару;

2) волога, що випарувалася з верхніх шарів ґрунтів, поповнюється піднесенням води з глибших шарів ґрунту;

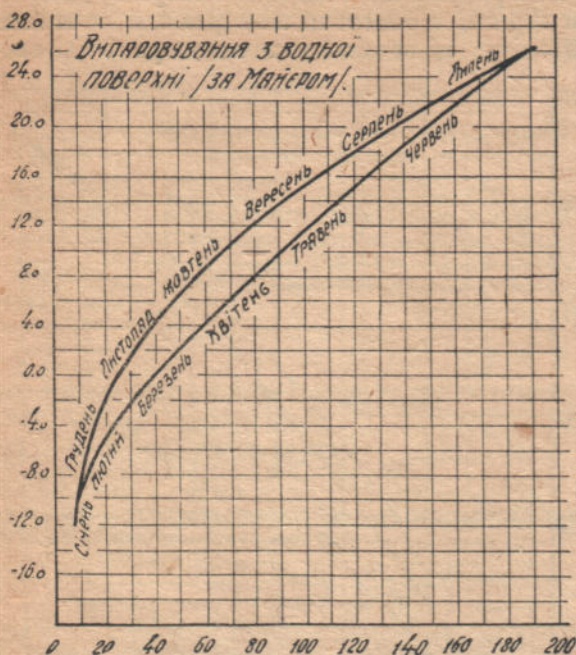


Рис. 9 а. Крива ходу випаровування за Маєром для неглибоких водоемів.

Тоді випаровування  $V$  дорівнюватиме:  $V = N - A - \Delta P$ , де  $A$  — кількість води, що просочилася крізь лізиметр,  $\Delta P$  — зміна ваги лізиметра (з відповідним знаком) коштом води, що випарувалася або просочилася в ґрунт.

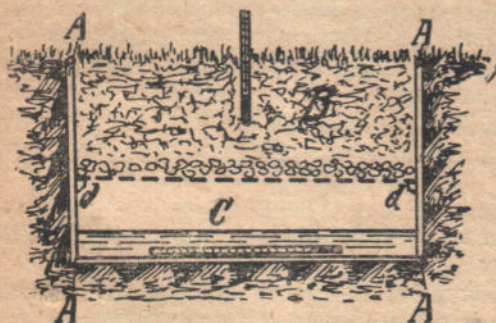


Рис. 10. Ґрунтовий евапорометр Рикачова.

3) хвилясті й шерехаті поверхні випаровують більше, ніж плоскі й гладкі, бо вони мають більшу випарну поверхню;

4) випаровування з ґрунтів залежить від їхнього механічного складу: щільні породи, що мають більшу капілярність, випаровують більше, ніж пухкі; піддушені поверхні дуже зменшують випаровування;

5) має значення колір ґрунту; випарність збільшується з потемненням барви від ясної до чорної, від червоно-жовтої до бурої та сірої;



6) має значення рельєф місцевості; з південних схилів випаровування відбувається дуже, із східного схилу не так дуже і мало з північного й західного; зростання кута спаду підвищує випаровування на південному й східному схилах і знижує на західному й північному.

Звідси бачимо всю складність явища навіть на елементарних площинах ґрунту. Ще складніший і зовсім не можна його облічити — хід випаровування з ґрунтів у різних місцях басейну якоїнебудь річки, вкритих до того ж різною рослинністю. Цифрові дані, що характеризують величини випаровування з ґрунтів, подамо нижче, в наступному параграфі.

**14. Транспірація.** Випаровування з рослинної покриви складається з двох явищ: 1) транспірації рослин, тобто всисання коренями рослин води, що є в ґрунті; вода підіймається вгору й майже цілком випаровується, і тут тільки порівнюючи малесенька її частина йде на утворення тканин рослини і 2) безпосереднього випаровування опадів, що їх затримали корони дерев, листя й частини рослин.

Обидва ці явища мало вивчені; способів точного кількісного обліку в умовах, цілком порівняних з природою, нема.

Транспірація — це чисто фізіологічний процес, зв'язаний з загальним життям і ростом рослини; приблизно в середніх умовах рослина для утворення одного грама своєї тканини випаровує 300—400 г води в атмосферу. В сухому кліматі з кілограма перепущеної крізь себе води рослина затримує тільки 1 г, а в вологому 2—3 г.

Досліди *Кісельбаха* й проф. *Максимова* показали, що окремий примірник кукурудзи перепускає крізь себе за вегетаційний період у штаті Небраска (ПАСШ) 100—120 кг води, в Тифлісі — 75 кг, у Ленінграді — 20 кг.

Транспірація й випаровування з поверхні рослин залежать від багатьох чинників: 1) роду рослинності, 2) кількості води, що є в розпорядженні рослини та кореневої системи її, 3) міри розвитку й віку рослини, 4) природи й кількості листя, 5) температури, 6) вологості повітря 7) інсоляції, 8) стану ґрунту, — його хемічних властивостей, 9) стану погоди, 10) вітру та ін.

З родом рослинності зв'язаний той чи той хід її фізіологічних процесів. Висмокування ґрунтової води сягає глибини кореневої системи, збільшеної на висоту максимального капілярного піднесення води в ґрунтах. Глибина кореневої системи різна для різних порід і умов; за сприятливих умов коренева система іноді в багато разів переважає висоту надвірнього обрису рослини або дерева (напр., у дуба в південній смузі СРСР), коливаючись звичайно в межах 2—4 метрів; висота максимального капілярного піднесення води за даними *Перельса*, дорівнює: для грубозерних ґрунтів — 25—30 см, для середньозерних — 45—60 см і для дрібнозерних — 100—125 см; отже, діяння кореневої системи лісових насаджень можна оцінити пересічно в 3—5 м. Зазначимо, що коренева система в невеликих рослин має завдовжки десятки метрів, а у великих — кілометри.

Спостереження над випаровуванням і транспірацією з рослинного вкриття переводять звичайно за допомогою випарників (у СРСР — *Рикачова*); в ґрунті випарників садять чи сіють ті або ті рослини й потім порівнюють наслідки із спостереженнями на голому ґрунті; розуміється, масштаби природних явищ непорівняні з тим, що можна спостерігати в експерименті; встановлено, що випарник *Рикачова* показує трохи переменшені величини, бо волога з глибших шарів ґрунту в нього не може доступитися (літ. XII).

Встановлено, що випаровування рослинної покриви завжди більше, ніж із голого ґрунту; далі встановлено, що максимальне можливе випаровування з рослинної покриви на деякій площі землі за сприятливих умов і головне за достатнього й безперервного живлення водою загалом далеко більше, ніж випаровування з водяної поверхні такої ж самої площі в однакових умовах; це зв'язане з тим, що листя рослинності має далеко більшу випарну площу, ніж та площа землі, що на ній вона росте; отже, поверхня листя на 1 га для букового насадження 44 років дорівнює 715 га, для лучних трав 22—28 га і для білої сійної люцерни — 85,5 га; а одиниця поверхні окремого листка

випаровує далеко менше, ніж одиниця водяної поверхні; отже, за спостереженнями *Гармита*, 1 кв. м букового листа випарив за добу 0,21 мм води, а така сама поверхня води випарила за той же самий час 2 мм, тобто майже в десять разів більше.

З другого боку, рослинність — ліс — чимало зменшує випаровування з голого ґрунту; за баварськими дослідями літніми місяцями випаровування з лісового ґрунту в 2,5—2,7 раза менше, ніж з польового. Причина полягає головне в зменшенні сили вітру в лісі, а далі в нижчій температурі ґрунту й повітря, підвищеній відносній вологості повітря, наявності лісової підстилки.

Коли взяти випаровування чорного пару за 100, то за *Ебермаєром* випаровування в того ж самого чорного пару, вкритого буковим листям, становитиме 55<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, ялиновою глищею — 40<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, сосновою глищею — 30<sup>0</sup>/<sub>0</sub>.

З цих самих причин і випаровування з вільної водяної поверхні в лісі менше, ніж у полі. За спостереженнями *Тольського* (літ. XIII) в Бузулукському борі Самарської губ. випаровування (в мм за випарником Лермантова-Любославського) з травня до вересня в лісі було вдвоє менше, ніж на галяві.

Рік	Ліс	Галява	Рік	Ліс	Галява
1906	269	709	1908	224	651
1907	268	658	1909	329	620

Порівняльні дані для випаровування з голого ґрунту та з ґрунту, засіяного різними колосківцями, тобто такого, що дає додаткове випаровування із своєї рослинної покриви, за спостереженнями у Власові, Петергофського пов. в 1905 р. подано в наступній таблиці:

Таблиця 8

М і с я ц і	Випаровування в мм			Опади в мм
	Чорний пар	Дерен	Овес	
Червень	50	84	130	106
Липень	80	95	119	108
Серпень	61	71	79	80
Вересень	25	36	—	57

тобто найбільше випаровують колосківці.

За дослідями *П. Ф. Баракова* у Власові ж дренальний вплив рослинної покриви на ґрунт такий великий, що на глибину більше 20 см просочується тільки малесенька частина тих опадів, що випали. Германський професор *Людеке* на підставі даних англійських дослідів, що одержано із спостережень над просочуванням у ґрунт, одержав такі цікаві цифри (в мм):

1. Рокова кількість опадів . . . . .	500	600	700	800
2. Рокове випаровування з поверхні без трави . . . . .	209	221	234	246
3. Рокове випаровування з поверхні з трав'яною рослинністю . . . . .	386	437	484	538
4. Рокове випаровування з водяної поверхні . . . . .	534	528	522	576

З таблицьки видно: 1) із збільшенням кількості опадів випаровування з ґрунту й трави збільшується, а випаровування з водяної поверхні зменшується; це, здається, можна пояснити зв'язаним із зростанням опадів ходом температури повітря; 2) особливо гостро зростає кількість випареної вологи для ґрунту з трав'яною рослинністю, — очевидно, в зв'язку зі збільшенням росту рослинності, коли збільшується кількість вологи.

Американський дослідник *А. Маєр* гадає, що нормальні втрати вологи від транспірації рослин, зумовлені характером і родом рослинності, міняються в нешироких межах.

*А. Маєр* дає таку наближену таблицю для сезонної транспірації в районі півночі центральної частини Сполучених Штатів:

Рід рослин	Величина шару води (в мм), що випаровується за сезон з усієї площі під даного роду рослинністю	
	в і д	д о
Зернові, хлібні рослини й трави	230	250
Лістяний ліс	200	300
Молодий ліс	150	200
Глицевий ліс	100	150

Крім випаровування транспірацією, відбувається також, як згадувалось, випаровування тієї вологи, що її затримують корони дерев і що через те не досягає до поверхні землі. За дослідями *Гонне* (в Австрії) виявилось, що корони ялини затримують 45<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, сосни — 24<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, бука — 20<sup>0</sup>/<sub>0</sub> усієї кількості опадів, тобто пересічно мало не 30<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Випаровування з ґрунту в лісі оцінюють від 6 до 30<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, пересічно мало не 20<sup>0</sup>/<sub>0</sub>. Коли оцінити пересічну величину у транспірації дерев, приміром, у 30<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, як це впливає з докладних експериментів *Вольні*, *Гепеля*, *Бюлера* та ін., то, грубо кажучи, в помірному кліматі ліс повинен випаровувати приблизно щось із 80<sup>0</sup>/<sub>0</sub> рогових опадів. Справді, за дослідями *Висоцького*, у Велико-Анадольському лісництві за 1892/93 роки, коли було опадів 623 мм, випарилося 584 мм, тобто 94<sup>0</sup>/<sub>0</sub>; за дослідями *Дулова* там же за 1901/02 р., коли було опадів 378 мм, випаровування дорівнювало 403 мм, тобто 107<sup>0</sup>/<sub>0</sub> (волога, що її тут не вистачає — ґрунтова вода).

Болотяна рослинність здатна випаровувати також дуже інтенсивно. За спостереженнями проф. *В.С. Доктуровського* (літ. XIII) в Редькіні кол. Тверської губ. виявляється, що, коли взяти випаровування з вільної водяної поверхні за 100, то сфагнове вкриття (*Sphagnum medium*, *Sphagnum parvifolium* та ін.) випаровує 122 одиниці, тобто на 22<sup>0</sup>/<sub>0</sub> більше; ці спостереження збігаються також із шведськими даними *Мальстрема*: на одному болоті в Швеції за 12 днів вільна водяна поверхня випарила 534 г, а сфагнове болото одного роду — 673 г, а другого — 563 г, тобто пересічно на 16<sup>0</sup>/<sub>0</sub> більше, ніж водяна поверхня.

## § 5. ОПАДИ

**15. Конденсація.** Водяну пару разом із масами повітря переносять повітряні течії як у поземному, так і в сторчовому напрямках. Встановлено, що вологість повітря меншає взагалі із збільшенням висоти. Отже, за спостереженнями *Бецольда* (літ. XXX) в стовпі повітря з перекроєм 1 кв. м і заввишки 8 км загальний запас води в 16,42 кг розподіляється так: у шарі 0—1000 м — 39<sup>0</sup>/<sub>0</sub> усієї вологи, в шарі 0—3500 м — 90<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, в шарі від 3500 до 8000 м — 10<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, а в шарі 7000—8000 м — тільки 0,7<sup>0</sup>/<sub>0</sub> всієї вологи.

Відомо, що водяна пара може лишатися в повітрі доти, поки кількість пари не перевищить границі насичення, або інакше, відносна вологість буде менше 100<sup>0</sup>/<sub>0</sub>; відомо, що границя насичення знижується із зниженням температури; через те, коли маса повітря з деяким запасом водяної пари попадає в горішні шари атмосфери, де температура далеко нижча за надземну, то можуть утворитися умови, за яких відносна вологість пари перевищить границю насичення. Тоді через дальше охолодження утвориться зайвина пари

й перейде на воду або на кристалики льоду, коли температура нижча за  $0^{\circ}$ . Такий процес звуть *конденсація пари*.

Як видно із сказаного, водяна пара повітря конденсується головне через охолодження її під час підіймання. Причини догріхних течій, що призводять до утворення опадів, можна звести до таких трьох головних: 1) сильне прогрівання земної поверхні, 2) проходження циклонів, тобто обширів зниженого тиску, і 3) пасивне підняття повітря по нерівностях земної кори (гори). Друга умова конденсації пари в вільній атмосфері — це наявність невеликих порошинок або так званих ядер конденсації. У вищих шарах атмосфери такими ядрами конденсації можуть бути позитивні й негативні йони; за експериментами *Вілсона* (літ. IV) для початку осідання пари на негативних йонах потрібне 4-кратне пересичення, а на позитивних — 6-кратне.

Зазначимо, що виконання вказаної умови конденсації пари лежить в основі спроб останніх часів штучного «дощування»: за допомогою частих виснаг елек-

тричного струму високої напруги, за допомогою скидання з літаків наелектризованого піску і т. ін. Та стадія процесу конденсації, за якої наступає границя перенасичення, має назву «сухої»; в цій стадії виділення найдрібніших водяних або кристалічних часточок, що його спричиняє зниження температури, тільки трохи зменшує прозорість повітря.

В наступній стадії в масах повітря, що підіймаються вгору, утворюються краплі води; ця стадія процесу має назву «дощової». В цій стадії розрізняють дві фази: або настає тільки утворення хмар, або одночасно з утворенням хмар іде й дощ. Хмари утворюються в надто різноманітних і химерних формах; у спеціальних курсах метеорології подається їх класифікація, головне — за ознаками процесів їх утворення.

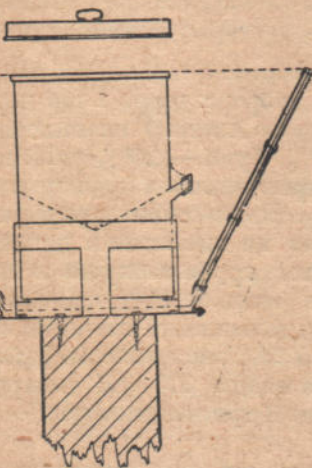


Рис. 11. Дощомір.

Дощ може випадати навіть при температурі конденсації нижче за  $0^{\circ}$ , коли на час досягнення таких температур встигли утворитися більш-менш буйні краплі; вода в таких випадках може лишатися незамерзла в переохоложеному стані. В інших випадках і при нижчих температурах починається процес льодотворення і разом з тим випадає град (градова стадія) або сніг (снігова стадія).

Крім дощу, граду й снігу, що їх об'єднують спільним терміном «опади», водяна пара виділяється безпосередньо з повітря на поверхню землі у вигляді роси, інею або наморозі, коли настануть певні співвідношення між температурою повітря й станом земної поверхні. Проте, ці останні кількості води, порівнюючи з опадами, невеликі.

**16. Повяття про міряння течних опадів.** Течні опади міряють за допомогою *дощомірів* (рис. 11). Дощомір, що його застосовують в СРСР, являє собою відро з площею отвору 500 кв. см, діаметром 252,3 мм; у відрі приблизно на середині його висоти є конічна перегородка з кількома дірочками в середині конуса; призначення перегородки — запобігти випаровуванню води, що потрапляє в нижню частину відра. До нижньої частини відра прироблено виливний носик, що закривається особливою покриткою. Дощомірне відро ставлять на стовпі так, щоб приймальний отвір був точно на 2,00 м над поверхнею землі. Відро оточують захисною горловиною («захист *Ніфера*»), призначення її — запобігати завихорінням повітря коло відра й захищати прилад від видування снігу та дрібного дощу. Опади, що потрапляють у дощомір, виміряють за допомогою градуйованої (поділкованої) дощомірної скляночки,

що зразу дає прочити висоти шару води, що випала, в мм. В цих же самих одиницях (у мм) облічують опади в добових, декадних, місячних та ін. су- мах (зазначимо, що 1 мм опадів становить мало не 900 відер води на деся- тину, а на площі 1 кв. км — 1000 куб. м).

Є конструкції самописних дощомірів — *плювіографи*; ці прилади безпере- ривно записують кількість випадних опадів і час, протягом якого вони ви- падають.

Уставляння приладів для міряння опадів і переведення спостережень ре- гулюють спеціальні метеорологічні інструкції (див. літ. X, XV); організацію й контроль спостережень про- водять центральні метеороло- гічні установи. В УСРР така установа — Гідрометеорологіч- ний Комітет при НКЗС.

Спостережні пункти, устат- ковані дощоміром і снігомір- ними пристроями (див. далі), мають назву «метеорологічних станцій III порядку», або «до- щомірних станцій». Такі спо- стереження також входять до програми станцій II та I поряд- ку, де провадять також і низку інших метеорологічних спосте- режень. В УСРР на кінець 1928 р. було щось із 1500 до- щомірних станцій.

**17. Характер випадання опа- дів.** Зливи. Кількість опадів у тому чи тому місці регулює складний взаємочин багатьох чинників. До чинників, що спри- яють більшому випаданню опа- дів, можна зарахувати: 1) рельєф місцевости, 2) близькість моря, 3) напрям переважних вітрів, 4) наявність лісових масивів та ін.

Для гідрологів, крім кілько- сти опадів, важливий також характер їх випадання, тобто чи випадає велика кількість протягом короткого часу, чи мала кількість за велику кількість часу, але протягом більш-менш довгого періоду; дуже важливо та- кож, яка частина опадів за рік випадає в твердому вигляді — у вигляді снігу, або в течному вигляді.

За *Воейковим* опади, що дають 0,5 мм й більше за хвилину звуть зливами. Як побачимо далі, зливи впливають головне на характер водоносности рік в малим сточищем, а надто коли схили круті. Протилежні зливам — *обложні дощі*, що мають малу інтенсивність, тобто дають мало води в одиницю часу, але зате тривають довгий час.

Обложні дощі захоплюють звичайно більш-менш великі райони і йдуть кілька днів підряд. А зливи тривають не довго й поширюються на вузькі смуги районів.

За даними Головної геофізичної обсерваторії (Ленінград) і за спостережен- нями на Пологівській дощомірній сітці, що її наведено далі в таблиці 10, між інтенсивністю зливи та її тривалістю є залежність.

Графічно цю залежність між інтенсивністю зливи та її тривалістю подано на рис. 12.

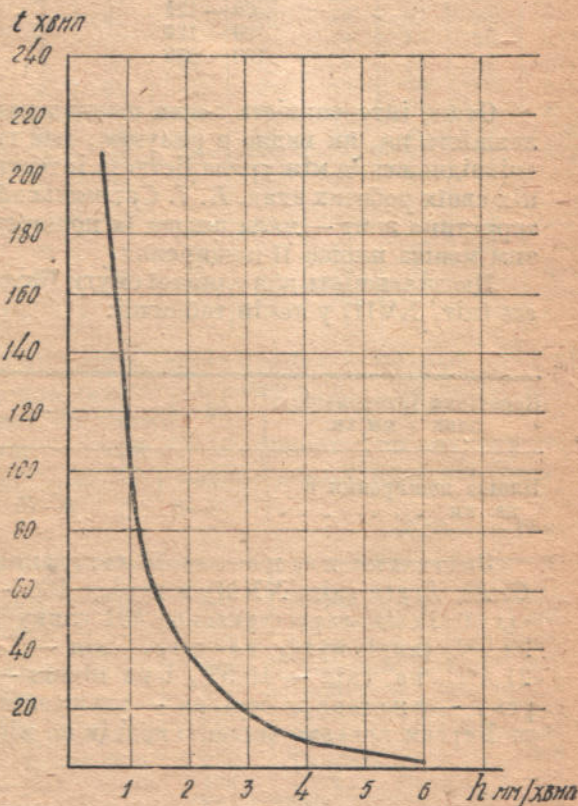


Рис. 12. Інтенсивність і тривалість зливи.

Таблиця 10

Групи тривалості зливи в хвилинах	Найбільш інтенсивність зливи в мм/хв
1 — 5	6
4 — 15	4
16 — 30	2,5
30 — 45	2
45 — 60	1,5
60 — 120	1
120 — 180	0,9
180 — 240	0,5

Отже, інтенсивність зливи швидко падає із зростанням її тривалості. Залежність ця, як видно з рисунка, має гіперболічний характер; гіперболію для співвідношення між тривалістю та інтенсивністю злив установив також в останніх своїх роботах акад. Б. І. Срезневський (літ. XVII). Друга важлива характеристика злив — мала площа їх поширення: чим більша інтенсивність зливи, тим менша площа її поширення.

Цю залежність для зливної смуги Катерининської залізниці подав інж. Долгов (літ. XVII) у такій таблиці:

Таблиця 10 а

Пересічна інтенсивність злив в мм/хв.	22—2	2—1	1—0,9	0,9—0,8	0,8—0,5
Площа поширення в кв. км . . . . .	4—8	8—25	25—50	50—65	65—350

Зазначимо ще, що частота випадання злив звичайно невелика. За даними Є. Ю. Берга (літ. XXII) в період 1903—1912 р.р. на території кол. Европейської Росії зареєстровано 431 зливу і тут на південний захід припадає 23,7% (максимум), на півд. схід — 13,2%, на захід — 17,6%, на центр — 21,4%, на схід — 15,3% і на північ — 8,8%. У місяці холодної половини року — з жовтня до березня — злив увагалі не сі остережено. Наступна таблиця за Бергом показує число випадків по місяцях і районах:

Таблиця 11

	М і с я ц і						Разом
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
Півд. захід	—	12	35	42	11	2	—
Півд. схід	1	2	21	19	11	3	—
Захід	—	5	30	22	16	3	—
Центр	—	7	33	42	10	—	—
Схід	1	6	25	27	5	2	—
Північ	—	3	9	18	8	—	—
Сума	2	35	153	170	61	10	431
У % по місяцях	0,5	8,1	35,3	39,4	14,2	2,3	100%

Слід зазначити, що наведені дані Берга характеризують явища злив тільки наближено, як через малу густоту спостережних пунктів, так і через відносно короткий період спостережень.

**18. Розподіл опадів.** Розподіл опадів має досить непостійний характер. Кількість опадів міняється як у різні місяці того ж самого року, так і в різних роки та в різних місцевостях.

Місячні й річні суми опадів у пересічному виводі за 25 років (1888—1912 рр.) для низки пунктів в УСРР подано в наступній таблиці (див. літ. XVIII).

Таблиця 12

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Василевці	30	26	31	47	55	80	96	57	56	49	37	38	602
Шепетівка	26	26	28	40	54	71	93	57	54	53	36	29	652
Житомир	25	23	28	42	48	70	88	53	47	47	35	28	534
Київ	37	32	43	46	48	75	76	54	47	48	37	35	578
Нижен	34	31	34	37	41	77	69	49	40	44	33	28	517
Курськ	36	36	31	41	51	70	75	51	42	50	40	37	560
Харків	30	30	28	40	48	69	65	51	32	43	37	33	507
Лубні	38	38	38	39	40	75	58	52	40	48	56	36	537
Гумань	26	26	31	34	57	81	70	44	36	39	26	27	497
Кам'янець	27	23	27	43	66	85	75	57	46	40	33	27	549
Кишенів	24	24	31	38	48	61	64	39	34	35	31	25	454
Зінов'ївське	27	25	29	29	44	65	62	50	29	39	26	27	452
Одеса	28	25	27	23	27	55	40	32	25	35	24	27	367
Кахівка	25	23	29	27	38	60	50	28	20	29	25	28	382
Дніпропетровське	34	31	35	35	43	76	51	40	27	39	40	36	486
Луганське	24	27	29	40	46	62	56	36	34	38	40	33	463
Таганріг	28	31	26	34	26	56	59	23	27	28	37	32	416
Мелітопіль	22	24	27	29	33	57	53	27	21	25	28	23	366

З таблиці видно, що найбільша кількість опадів припадає на літо (VII або VI місяці), а не на осінь, як звичайно думають, а найменша — на зиму; абсолютно найменші цифри припадають на лютий.

Для низки пунктів європейської частини СРСР рокові суми опадів у пересічному виводі за 1888 — 1912 рр. (літ. XX) подано в наступній таблиці:

Таблиця 12 а

Архангельськ . . . . .	466	Нижий Новг. . . . .	531	Сизрань . . . . .	346
Астрахань . . . . .	162	Олонец . . . . .	536	Симбірськ . . . . .	405
Вологда . . . . .	509	Орел . . . . .	545	Смоленськ . . . . .	650
Вороніж . . . . .	457	Оренбург . . . . .	342	Соловецьк. ман. . . . .	398
Вишній-Волочек . . . . .	581	Пенза . . . . .	467	Сгалінград . . . . .	313
Вятка . . . . .	554	Пермь . . . . .	596	Тамбов . . . . .	479
Горки (Білорусь) . . . . .	524	Пінськ . . . . .	593	Тверь . . . . .	537
Златоуст . . . . .	501	Ростов над Дон. . . . .	456	Теодосія . . . . .	333
Ленінград . . . . .	522	Рязань . . . . .	474	Тула . . . . .	541
Могилів. губ. . . . .	633	Самара . . . . .	331	Уфа . . . . .	572
Москва . . . . .	544	Свердловськ . . . . .	429	Ялта . . . . .	577

Пересічні цифри за довші терміни спостережень подано в наступній таблиці:

Таблиця 13

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Разом
Київ (1858—1927 . . . . .)	34	30	42	44	49	70	79	60	48	46	42	41	584
Харків (1868—91) . . . . .	30	27	41	34	39	57	61	54	40	40	45	48	535
(1892—1927 . . . . .)	32	26	32	37	46	68	63	54	37	44	40	37	519
Луганське 1858—1927 . . . . .	21	19	27	33	47	52	56	38	33	35	33	29	422

Як видно із зіставлення попередніх таблиць, середні виводи за різні терміни трохи відмінні один від одного.

Щоб дати уявлення про можливі крайні величини опадів, наведемо зведену таблицю, складену за довгорічними даними для трьох характерних районів УСРР — Волині, Полтавщини та Одещини (літ. XVIII).

У цій таблиці в першому стовпчику введено такі означення: нб — найбільші суми опадів за місяць, нм — найменші суми за місяць, макс — максимум за добу.

Таблиця 14

		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Волинь	нб	100	93	167	128	187	271	242	265	213	178	136	121
	нм	1	1	1	0	6	4	8	4	0	0	1	2
	макс	23	27	81	43	100	117	133	164	75	98	60	32
Полтавщина	нб	108	99	99	108	149	204	274	293	177	147	130	111
	нм	0	0	0	0	1	3	0	1	0	0	0	0
	макс	25	30	35	57	84	78	86	192	128	50	40	39
Одещина	нб	112	100	102	108	184	173	244	186	177	170	140	135
	нм	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	макс	37	34	35	40	128	130	177	106	95	160	127	33

Як видно з таблиць, амплітуда коливань у довгорічному періоді дуже велика; досить великих величин можуть досягати добові максимуми — зливові опади — а надто для літніх місяців; разом з цим можуть бути місяці, коли абсолютно нема опадів.

Для характеристики мінливості опадів у рокових сумах наведемо дані (літ. XIX) для басейну р. Дніпра вище Києва, для басейнів річок Десни й Прип'яті за період 1897—1906 рр. в порівнянні з багаторічними даними за період 1884—1917 рр.

Таблиця 15

	1897	1898	1899	1900	1901	1902	1903	1904	1905	1906	1907	Пересічно за 1884—1917
Дніпро до Києва	502	503	604	503	564	601	616	477	617	700	512	566
Десна	399	477	559	519	568	584	607	453	700	665	490	543
Прип'ять	575	506	621	495	571	569	619	470	596	736	525	578

Максимальна величина за рік у басейні р. Дніпра вище Києва 700 мм у 1906 р., мінімальна 442 мм в 1881 р. (за період 1876—1917 рр.). Як бачимо, й тут мінливість (навіть у рокових сумах) досить велика; цифри сусідніх басейнів також різняться одна від одної досить багато.

Великі також відхили окремих рокових сум від пересічної довгорічної цифри (див. останню графу таблиці). Ще різкіші відхили місячних опадів від їхньої пересічної довгорічної величини. Отже, в басейні Горішнього Дніпра (вище Києва) за період 1876—1908 рр. місячні опади коливалися в таких межах:

Таблиця 16

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Мінімум за рік	4 1885	3 1890	15 1903	9 1886	19 1831	28 1885	40 1887	17 1898	8 1888	13 1907	9 1884	10 1993
Максимум у році	49 1895	51 1908	48 1833	78 1903	81 1883	116 1903	133 1907	109 1882	85 1876	93 1905	70 1900	78 1878
Амплітуда	45	48	33	69	68	78	93	92	77	80	61	68



На р. Волхові, за даними за 1881–1910 рр., рокові суми опадів коливаються від 371 мм (1907 р.) до 726 мм (1898 р.).

Щоб відтінити наведені вище цифри, цікаво навести такі дані:

Найбільші добові суми опадів (див. літ. XIII) зареєстровано на Філіппінських островах у липні 1911 р. в кількості 1168 мм; у СРСР найбільшу кількість зареєстровано в Батумі — 261 мм, а на північ від 60° півн. широти добові максимуми в СРСР не переходять 75 мм.

Найбільші рокові кількості опадів спостерігаються в Черпанджі в Бенгалії (Індія); 1861 року річна сума становила там 22990 мм, у СРСР найбагатше на опади місце є м. Батум; тут бувають річні суми до 2530 мм.

Найменша кількість опадів у СРСР припадає на Каспійське узмор'я: Астрахань — 162 мм, Гур'єв — 165 мм, а також на узмор'я Північного Крижаного океану: Мезень — 290 мм.

**19. Оброблення даних про опади.** Детальні вказівки про оброблення даних про опади для кліматологічних потреб подається в спеціальних курсах метеорології (див., напр., літ. XVI). Гідрологові безпосередньо доводиться мати діло тільки з найпростішими обробленнями даних про опади, а саме переважно з виводом пересічних сум по басейнах рік за місяці, сезони, роки й довгорічні періоди; рідше трапляється потреба на оброблення щодаквідні й навіть для коротших термінів.

Дані безпосередніх вимірів, що їх провадять на дощомірних станціях, одержують безпосередньо від центральних метеорологічних установ<sup>1</sup> у вигляді табличних зведень (місячних, декадних і т. д.) по окремих станціях. Шар опадів для вивчуваного басейну (за той чи той період) можна обчислити одним з таких способів:

1) Всі станції спостережень наносимо на мапу басейну (не дуже великого масштабу, щоб легко було мати всі станції зразу перед очима). Коли маємо такі умови: а) дощомірні станції розподілено на площі басейну більш-менш рівномірно, б) покази суміжних дощомірів різняться між собою мало, не більше ніж на 10%, в) коли в межах даного басейну нема місцевостей, що гостро різняться своїм фізично-географічним характером — то загальну кількість опадів, що випадають у даному басейні можна одержати як пересічне арифметичне з показів усіх дощомірів за даний період оброблення.

Нерівномірність розподілу станцій можна надолужити призначенням так званих «фіктивних» станцій; «фіктивні» станції наносять на мапу в неосвітлених спостереженнями проміжних районах і цим станціям надають вартості опадів, інтерпольованих з показів найближчих чинних станцій; тут взагалі вважають, що між кожною парою дощомірних станцій кількість опадів змінюється рівномірно, від одної до другої, за законом простої лінії (таке припущення правильне тільки для більш-менш одноманітної рівнинної місцевості). Отже, коли фіктивну станцію доводиться містити між чинними станціями  $A$  та  $B$  на віддалі  $\frac{1}{3}$  від  $A$  і коли покази  $A$  та  $B$  відповідно дорівнюють  $h_A$  та  $h_B$ , та ще коли  $h_A > h_B$ , то показ фіктивної станції  $h_f$  дорівнюватиме:

$$h_f = h_A - \frac{1}{3}(h_A - h_B), \text{ або ж: } h_f = h_B + \frac{2}{3}(h_A - h_B).$$

Цей спосіб підраховувати опади широко вживають.

2) Точніший метод — це метод ізогіет або ліній однакової кількості опадів (спосіб Пенка).

Обробляючи дані про опади цим способом, наносять на мапі басейну дані про опади всіх станцій, що обіймають розгляданий проміжок часу, і проводять ізогіети (подібні до поземин на мензульних пляншетах топографічних знімків). Інтерполяцію між показами окремих станцій виконують, припускаючи рівномірну зміну опадів, коли характер місцевості рівнинний; інакше доводиться брати до уваги, хоч би наближено, топографічні умови,

<sup>1</sup> В СРСР метеорологічними спостереженнями керує Гідрометеорологічний комітет УСРР; в УСРР — Гідрометеорологічний комітет УСРР (Харків).

проводячи ізогісти на схилах і підвищених місцях густіше, ніж на рівнинах. Побудувавши ізогісти, за допомогою площоміра визначають площі, що їх замикають окремі ізогісти; це дає можливість визначити для розглянутої площі пересічну висоту шару опадів за розглядааний період, за формулою:

$$N_x = \frac{N_1f_1 + N_2f_2 + \dots + N_n f_n}{f_1 + f_2 + f_3 + \dots + f_n}$$

де:  $f$  — площі поміж суміжними ізогістами,  $N$  — середнє арифметичне із значінь ізогіст, що обмежують площі  $f$ . Спосіб цей виправдує себе, коли є досить густа мережа спостережних пунктів<sup>1</sup>.

3). Дуже часто користуються на практиці з простого й досить точного способу — методи квадратів (спосіб *Шрайбера*). Методу цю зручно застосовувати для чималих басейнів. Полягає вона в тому, що цілий розглядааний басейн ділять на сітку рівновеликих квадратів (напр., 250 кв. км); далі обчислюють шар опадів для кожного квадрата, як пересічне арифметичне з показів усіх станцій, що є на ньому, або, інтерполюванням між суміжними квадратами і відносять одержану величину до центру квадрата, вписуючи її в останній. Підсумовуючи кількість опадів усіх квадратів і ділячи результат на число квадратів, одержуємо пересічну висоту шару опадів для цілого басейну. Щоб перевірити цей спосіб, повторюють обчислення за іншого розподілу й числа квадратів; пересічна кількість опадів для цілого басейну не повинна істотно відхилитися від обчисленої раніше (до 5<sup>0</sup>/<sub>0</sub>.)

Слід зауважити, що, обробляючи опади по басейнах за довгий період років, майже ніколи не доводиться мати незмінне число й розподіл дощомірних пунктів для цілого оброблюваного періоду. Завжди буває становище, коли одні станції працювали протягом одної низки років, інші — в інші роки, до того й число станцій у різні роки буває різне. Щоб зберегти безперервність низки оброблень (а надто для років імперіалістичної та громадянської війни), іноді в деякі роки доводиться задовольнятися малим числом станцій; у крайніх випадках запроваджують до розрахунку станції, навіть досить віддалені від меж басейну; в інших випадках, маючи перерви в спостереженнях якоїсь важливої своїм положенням у басейні станції, надолужують ці перерви встановленням наближеного зв'язку між показами дощомірів даної станції та якоїнебудь найближчої до неї, виходячи із зіставлення спостережень на обох пунктах за роки їх одночасної роботи. Такий зв'язок найзручніше відшукувати графічною побудовою, відкладаючи в прямокутних координатах на одній осі покази одної станції, а на другій осі — покази на той же час другої станції; шуканий зв'язок помічають потім наближено, проводячи через нанесені точки якусь середню для них лінію.

Обчисливши тим чи тим способом місячні суми опадів, знаходять далі сезонні вартості сум, виділяючи окремо зимові місяці (вважаючи за такі ті, що відповідають пересічному для даної річки періодові — від початку осіннього кригоплаву до кінця весняного кригоплаву, або ще краще, ті, що мають від'ємні температури), а також знаходять рокові суми.

Коли оброблення стосується до низки років, то виводять пересічно-довгорічні величини опадів для місяців, сезонів і року, як пересічно-арифметичні за всі роки оброблення; ці останні — пересічно-довгорічні величини звуть іноді «нормою» або «нормальними» опадами, вважаючи їх за певні стійкі впересіченні величини; тут виділяють також у кожному місяці і в окремих роках крайні величини опадів — максимуми й мінімуми. Як це було показано вище (див. п. 18), насправді пересічно-довгорічні дані про опади навіть за періоди порядку 20—25 років не цілком стійкі. В кліматології доводиться (див. напр., літ. XVI, стор. 90), що цілком стійких пересічно-дов-

<sup>1</sup> Проф. Д. Педаво («Інформаційний Бюлетень Укрмету», 1922) на прикладі оброблення даних про опади для Харківщини на 50, 25 й 15 випадково вибраних станціях показав, що може бути цілком відмінна картина розподілу опадів для того ж самого року в указаних вище трьох випадках.

додаткових норм можна було б чекати, для умов УСРР та СРСР, пересічно, тільки за наявності періодів спостережень з тривалістю часом до сотні і більше років<sup>1</sup>. Проте, для практичних цілей потреби в таких цілком стійких і точних довгорічних характеристиках нема.

Із сказаного треба зробити такий тільки висновок: про всякі характеристики за довготривалий період (це стосується й до інших кліматичних та гідрологічних характеристик) неодмінно слід зазначати, до якого періоду років вони стосуються; без дотримання цього виведені «нормальні» величини не мають закінченого значення.

Стойкість одержаних наслідком побасейного оброблення цифр можна теоретично оцінити за однією з наступних формул:

1) За формулою Фехнера (літ. IX) пересічна помилка пересічної довгорічної величини  $W$ :

$$W = \pm \frac{1,1955}{\sqrt{2n-1}} \cdot \frac{\Sigma \Delta}{n} \quad (12)$$

$\Delta$  — сума абсолютних відхилів окремих рокових сум від їхньої пересічної,  $n$  — число років спостережень.

2) За формулою Гауса<sup>2</sup> пересічна помилка окремих рокових сум  $W_1$ :

$$W_1 = \pm \sqrt{\frac{\Sigma(\Delta_i)^2}{n-1}} \quad (13)$$

Ймовірна помилка окремих рокових сум  $W_2$ :

$$W_2 = \pm 0,674 \sqrt{\frac{\Sigma(\Delta_i)^2}{n-1}} \quad (14)$$

Пересічна помилка довгорічної пересічно-рокової суми опадів  $W_0$ :

$$W_0 = \pm \sqrt{\frac{\Sigma(\Delta_i)^2}{n(n-1)}} \quad (15)$$

Ймовірна помилка  $W_3$ :

$$W_3 = 0,674 W_0, \quad (16)$$

$n$  — число років спостережень,  $\Sigma(\Delta_i)^2$  — суми квадратів відхилів окремих рокових сум від їхньої пересічної.

Обчислені за наведеними формулами помилки для р. Півд. Бог (площа басейну 46 300 кв. км) з пересічною густотою станцій від однієї на 5100 до однієї на 1600 кв. км, коли їх було оброблено способом пересічних сум (1), при періодах оброблення в 32 роки (1886—1917) та 41 рік (1886—1926) виявилися в такому вигляді:

Таблиця 17

Період оброблення	За Гаусом				За Фехнером	
	Для окремих рокових сум		Для пересічно-довгорічної суми		Пересічні відхили рокових сум від пересічних довгорічних	Ймовірні помилки пересічно-довгорічної суми
	Пересічні помилки	Ймовірні помилки	Пересічні помилки	Ймовірні помилки		
1886—1917	68	46	12,1	8,2	55	8,2
1886—1926	77	52	12,1	8,2	61	9,0

Ці дані для пересічних довгорічних виводів за 32 та 41 рік мало не 1,7% ймовірної помилки і мало не 2,5% пересічної; для окремих років пересічні та ймовірні помилки можуть досягти відповідно (пересічних) мало не 15% і 10%. Можна бачити, що в даному випадкові стійкість сум за 32 і 41 рік, як порівняно, була приблизно однакова.

Ця стійкість має місце навіть для місячних пересічно-довгорічних сум, як видно з наступної таблиці:

<sup>1</sup> Г. Селецький (літ. XVIII) наводить такі характерні цифри: в Луганському, де є спостереження за 50 років, м. ємо; за перші 30 років реєстру «норму» — 350 мм, за липень 37 мм; за другі 30 років: рік — 455 мм, липень — 61 мм; за треті 30 років — 456 та 59 мм.

<sup>2</sup> Проф. А. Іванов, Теорія вероятних помилок и способ наименьших квадратов, Лгр., 1921.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Разом
1886—1926	24	21	25	35	53	74	69	50	41	38	29	26	485
1886—1917	24	22	26	34	51	73	72	50	37	40	29	27	485

Спинімося ще на таксму питанні: яка повинна бути мінімальна кількість станцій на даному басейні, щоб одержувані величини висоти шару опадів досить близько відповідали дійсності?



Рис. 13. Мапа опадів УСРР.

Для умов великих (порядку десятків тисяч кв. км) рівнинних басейнів УСРР досить точні результати (з погляду практичної гідрології) бувають, для рокових і довгорічних виводів — за порівнянчи рідкого розташування дощомірних станцій, а саме 1 станція на 2500—3500 кв. км і навіть трохи менше (літ. XXIII). В місцевостях з горуватим рельєфом густота спостережних пунктів повинна бути далеко більша. Зрозуміло, що із зменшенням площі басейну число станцій слід збільшувати. Отже, як загальне правило, слід використовувати всі без винятку наявні станції басейну й до оброблення обов'язково додавати вказівки, на скількох станціях вони базуються.

Зазначимо, що порівняння показів окремих дощомірів, що розташовані навіть на дуже близьких віддалях, виявляють часом досить великі різниці в своїх показах і тоді, коли рельєф місцевості приблизно однаковий.

Напр., за спостереженнями за 25 років (1888—1912 рр.) на обсерваторіях кол. Костянтинівського Межового інституту й Сільсько-господарського інституту (в Москві), віддалених одна від одної близько 10 км, констатовано такі пересічно-рокові кількості опадів: 612 мм і 544 мм, тобто різниця в 68 мм, або мало не 12,5% від останньої цифри; на дощомірних уставах Ленінграду — Обсерваторії і Лісового інституту, в пересічному виводі за 13 років («Метеорологический Вестник», 1912) пересічно-рокові суми були 520 та 560 мм.

У цих випадках розходження залежать від чисто місцевих умов у розташуванні дощомірів; коли маємо побасейні оброблення, за наявності цілої серії стацій, вплив таких місцевих умов чималою мірою згладжується, а надто в місячних і рокових виводах.

Рисунок 13 дає загальну картину розподілу річних опадів по терені УСРР за 25-тирічними даними (літ. XVIII).

**20. Сніг, його розподіл.** Оподи, що випадають у вигляді снігу, якого часом за зиму назбирається чимало, грають у гідрологічних процесах дуже видну роль. Швидке розтавання снігових запасів навесні має своїм наслідком весняне водопілля, під час якого річками зразу збігають більш-менш великі маси води.

У відсотках від рокової суми опадів кількість снігу за рік на протязі європейської частини СРСР звичайно становить близько 25%; напр., в Архангельську сніг становить пересічно мало не 31% рокових опадів, у Ленінграді—22%, в Москві—28%, у Києві—23% і, в Херсоні—11% (літ. XIII).

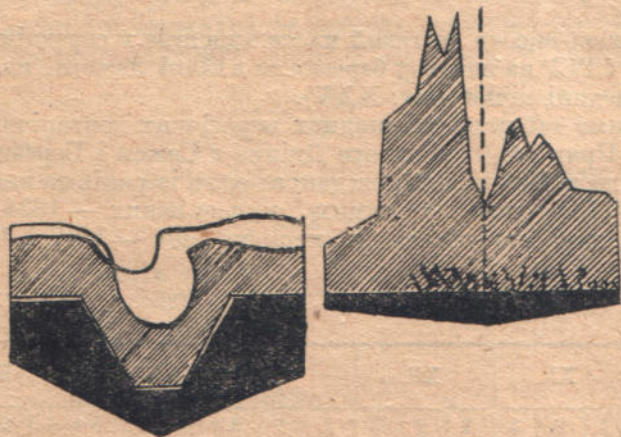


Рис. 14—15. Заліяння снігу.

Тривалість заліяння снігового настилу також чимала; на півночі РСФРР (Мурман, Печора) — більше 200 днів у році, на крайній півночі Сибіру — мало не 250 днів, в УСРР — у північній її половині щось із 150 днів і на півдні зо 100; на півдні Басарабії та в низинах Дніпра снігу іншими роками зовсім не буває. Тривалість заліяння снігу, як правило, довша в лісі взагалі в захищених від вітру й сонця місцях, ніж у місцях відкритих. Напр., у Бузулукському лісі (літ. II) за 1904—1910 рр. пересічна тривалість заліяння снігового настилу була 156,5 днів, а поруч у полі — 151 день; у Парафіньському лісництві за зиму 1901—1902 р. тривалість заліяння снігового настилу в полі була на 37 днів менша, ніж у лісі.

Висота снігового настилу чималою мірою залежить від рельєфу місцевості, насаджень дерев і навіть від різних місцевих предметів: будівель, парканів, кущів і т. ін. (див. рис. 14 і 15).

Напр., спостереження Тольського, переведені в Парафіньській лісовій школі недалеко від Старої Руси, взімку 1901—1902 р. дали такі числа пересічної висоти снігового настилу з 11 листопада до 5 квітня (літ. II): в лісі (34 мірниці) — 38,2 — 62,4 см, в садбі (2 мірниці) — 49,4 — 54,7 см, на полі (3 мірниці) — 38,9 — 39,1 см.

Особливо багато назбирається снігу на узліссі, де сніг застрягає, коли його заведе вітром.

Слід зазначити, що загальнопоширена думка про чималі збільшення запасів снігу в лісі, порівнюючи з відкритими місцями, останніми часами по-

ясністю також тим (див. літ. XXIV) що дощоміри, поставлені в лісі, збирають снігу більше, ніж ті, що у відкритих місцях, через видування снігу з останніх вітром.

О. Адеркас гадає, що коли ліс і сприяє збільшенню в ньому кількості опадів, то це збільшення в середніх широтах можна наближено оцінювати в 2—4%. Проте, коли ліс не збільшує істотно кількості опадів, то роля його як регулятора розтавання опадів — безперечна.

Найбільшої висоти в європейській частині СРСР сніг досягає на Уралі та в Приураллі — пересічно 70—80—90 см, у Москві—60 см, у гирлі Нєви—40 см; у Сибіру є місцевості, де найбільша висота снігу сягає 270 см (між Єнісеєм та Хатангою), проте в Західньому Сибіру найбільша висота лежить у межах 50—70 см, а в низовинах Забайкалля та Приамур'я—всього тільки 8—10 см.

На Україні, для басейну горішнього Дніпра (вище Києва), максимальна висота снігу, у вигляді пересічного виводу з подекадних показів низки станцій для кожного року, за період з 1891 до 1930 р. (з перервами) дорівнює 30 см з крайніми відхилами в 66 см і 4 см (літ. XXIV); на окремих станціях максимальні висоти снігу в басейні Горішнього Дніпра зареєстровані більше 100 см.

Найбільшої своєї висоти сніговий настил досягає в середній частині європейської частини СРСР на початку березня та в кінці лютого, на півдні в кінці або навіть у середині січня (літ. XXV).

Нижче наводимо таблицю подекадних пересічних довгорічних висот снігу в басейнах р. р. Прип'яті, горішнього Дніпра з Сожем і Березиною, р. Десни й усього Дніпра до м. Києва, а також дані за один із років за найзавальнішими снігами — 1916—17 і один із самих малосніжних — 1924—25 р.; пересічні довгорічні дані стосуються до періоду 1891—1917 і 1923—1930 р.р. (літ. XXIV).

Таблиця 19

	XI			XII			I			II			III			IV		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Р. Прип'яті	0	1	3	4	5	8	11	13	14	15	17	17	15	12	8	2	0	0
р. Г. Дніпро	1	1	3	5	8	13	18	21	25	26	30	32	30	28	22	12	3	0
р. Десна	1	1	3	5	8	13	18	22	25	27	31	33	31	28	22	10	2	0
Дніпро до Києва	0	1	3	4	7	11	15	18	20	22	25	26	24	21	16	7	2	0
Р. Прип'яті																		
1916—17 р.	0	3	2	0	3	15	29	31	33	36	41	41	47	57	45	7	0	0
1924—25 р.	0	1	2	1	3	1	1	1	0	0	0	2	4	6	1	0	0	0
р. Десна																		
1916—17 р.	0	3	2	1	5	22	34	31	34	41	58	65	72	80	77	34	5	0
1924—25 р.	2	2	2	2	2	2	3	5	3	4	3	3	2	2	1	0	0	0
р. Г. Дніпро																		
1916—17 р.	0	6	3	0	6	23	31	32	33	41	57	68	63	67	75	39	8	0
1924—25 р.	1	1	1	1	2	2	3	5	1	5	4	3	5	12	5	1	0	0
Дніпро до Києва																		
1916—17 р.	0	4	2	0	5	20	31	31	33	39	51	56	58	66	63	24	4	0
1924—25 р.	1	1	1	1	2	1	2	3	1	3	2	3	4	7	2	0	0	0

Як видно з таблиці, коливання висоти снігового настилу чималі; максимуму своєї висоти сніг досягає пересічно в кінці лютого, а в басейні річки Прип'яті трохи раніше; найбільші висоти снігу бувають у басейні р. Десни.

З таблицки видно також, що кількість снігу може мати кілька максимумів висоти протягом зими; в деякі зими (теплі) це явище виявлене дуже різко.

Розтає сніг не стільки під впливом сонячного проміння, що безпосередньо падає на поверхню снігу, а надто коли сніг зверху незабруднений, скільки під впливом теплих вітрів і теплої дощу. З вищенаведеної таблиці видно, що в умовах Горішнього Дніпра процес розтавання може відбуватися досить інтенсивно.

Із сказаного раніше ясно, що розтавання снігу дуже затримується в лісах та в інших захищених місцях.

Під час розтавання збільшується густина спочатку пухкого снігу; густина збільшується також у міру збільшення висоти снігу — від тиску верхніх шарів на спідні, а також під впливом одліг.

Отже, сама висота снігу, якою така, не може характеризувати запасів води в снігові, для цього треба брати до уваги також і його густина.

Гущину снігу виражають відношенням об'єму води, що одержується після розтавання даного об'єму снігу, до об'єму цього снігу перед розтаванням. Інакше густина снігу  $\delta$  (абстрактна величина) дорівнює величині ваги снігу в грамах  $P$ , поділеній на величину об'єму його в куб. сантиметрах  $W$ :

$$\delta = \frac{P}{W}; \quad (17)$$

тоді висота шару води, що міститься в снігові,  $h'$  дорівнюватиме:

$$h' = \delta \cdot h, \quad (18)$$

де  $h$  — спостережена висота снігу.

Напр., 1800 куб. см снігу важать 450 г (або дали 450 куб. см води після розтавання); тоді

$$P = \frac{450}{1800} = 0,25.$$

Коли спостережена висота шару дорівнює 60 см, тобто  $h = 60$ , то запас води в такому шарі, виражений висотою шару води, дорівнює:

$$h' = \delta \cdot h = 60 \cdot 0,25 = 15 \text{ см.}$$

Пересічно густина снігу, що тільки но випав, дорівнює 0,10 (густина води — 1,0). Леглий сніг має гущину 0,15—0,20 в момент, коли досягає максимуму своєї висоти — 0,25—0,30 (ближче до 0,25), а під кінець зими — до 0,30—0,40; сніг, що допіру випав, зменшує сумарну гущину снігу, а відлиги — збільшують (літ. XXIV).

**21. Міряння кількості снігу.** Можна розрізняти три такі головні способи міряти кількість снігу: 1) за допомогою звичайних дощомірних устав, 2) за допомогою постійних снігомірних мірниць і спорадичних вимірів гущини і 3) за допомогою снігомірних здіймань.

Розгляньмо коротко кожен із цих способів.

1. Міряння першої групи проводять на всіх дощомірних станціях; кількість снігу, що випав, визначають, топлячи сніг, що його вловив дощомір, і міряючи одержану кількість води (в мм висоти шару, як і течні опади).

Встановлено, що ці дані можуть нерідко досить істотно різнитися від дійсності (літ. XXVI).

Взимку в дощомір потрапляє та чи та кількість снігу залежно від таких обставин:

1) наявності поблизу будівель і деревних насаджень; на відкритому місці відбувається видування снігу з дощоміра, а коли є місцеві захисти, — надування; 2) швидкості й напрямку вітрів; коли вітри більші, кількість снігу, що його забирає дощомір, на відкритих місцях зменшується, а на захищених

збільшуватися; 3) відносної величини снігопаду: вплив місцевих умов виявляється тим дужче, чим менший снігопад.

Напр., за спостереженнями *О. Адеркаса* (літ. XXIV), дощомір, захищений від вітру парканом, при пересічній інтенсивності опадів від 1,0 до 4,9 мм і вітру від 3 до 6 м/сек, дав більше ніж нормальна устава на 10%, а в тих самих умовах дощомір, поставлений на башті (тобто в умовах, подібних до відкритого степу), дав менше на 48% ніж нормальний, що стояв поруч, тобто перший дощомір зібрав пересічно вдвоє більше опадів, ніж дощомір, що був відкритий для вітру.

Цікаво зазначити, що в тих же самих умовах, але для літнього періоду спостережень, тобто коли випадали течні опади, — перший дощомір дав майже на 25% більше, ніж другий.

Під час завірюх спостереження на тих самих дощомірах, у пересічному виводі, дали у % від показів нормального дощоміра — перший 115%, а другий тільки 21% нормальних показів.

Пом'янутий автор оцінює пересічно розходження в зимових показах дощомірів, більше захищених від вітру й цілком відкритих, — до 308%; для літніх місяців це співвідношення дорівнює всього тільки 17%.

Інший автор, *В. Скоробогатко* (літ. XXVIII), дає приклади, коли вимірами було встановлено, що дощомір уловлював тільки 62% води, що дійсно випала у вигляді снігу (при чому майже зовсім не було вітру).

Порівнюючи кількість снігових опадів, що їх уловлює дощомір, з тією кількістю, що дають безпосередні виміри снігу коло дощоміра, за спостереженнями *Г. Н. Нефедова* на Кузнецькому дослідному полі, за спостереженнями на Темирівському дослідному полі, а також пом'янутого автора, можна оцінити пересічний відсоток снігових опадів, що потрапляють у дощомір, для трьох різних районів СРСР приблизно в 53—58%, при чому окремі відхили далеко більші.

Отже кількість снігових опадів, що її визначаємо за допомогою дощомірів, може чимало переkrучуватись від ряду пом'янутих вище чинників і, взагалі кажучи, навряд чи відповідає дійсності.

Отже кількість снігових опадів, що її визначаємо за допомогою дощомірів, може чимало переkrучуватись від ряду пом'янутих вище чинників і, взагалі кажучи, навряд чи відповідає дійсності.

2. В зв'язку із сказаним для характеристики снігового настилу на деяких метеорологічних станціях заведено регулярно міряти висоту снігу «снігомірними мірницями». Загальний вигляд і установа такої мірниці показано на рис. 16. Треба мати на увазі, що коло такої мірниці часто утворюється так звана «лійка видування». Через те прочити рекомендується робити завжди з одного місця і їх пристосовувати до площі снігового настилу поза лійкою. Такі спостереження (заведені, приміром, з 1890 р.), на жаль, раніше тільки рідко йшли поруч із спостереженнями над другою важливою характеристикою снігу — його густиною.

Гущину снігу визначають на метеорологічних станціях за допомогою станційного снігоміра, що являє собою поділкований залізний циліндр з площею 100 кв. см; нижній кінець циліндра відкритий і має виточене мідне кільце; вгорі прироблені ручки.

Пробу беруть, втискаючи циліндр у сніг, потім під циліндр підводять загострену мосяжеву лопаточку, що утворює рухоме дно внутрішньої порожнини циліндра. Вийнятий стівп снігу об'ємом 100 куб. см, де  $n$  — число поділок на циліндрі, перекладають у цинкову псевдину, де в теплом приміщенні дають снігові розтанути, і воду вимірюють поділковою шкалянкою. Коли води було  $p$  см<sup>3</sup>, то густина снігу дорівнюватиме:

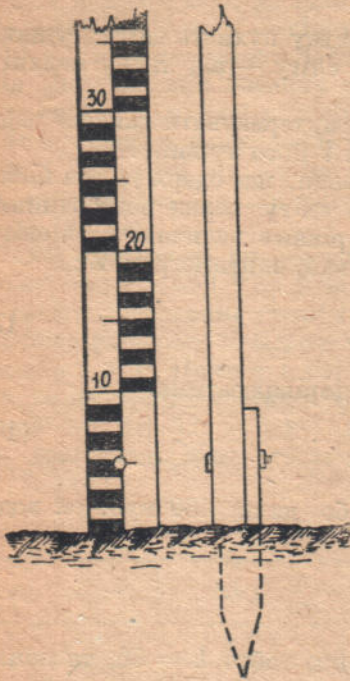


Рис. 16. Постійна снігомірна мірниця.



$$\delta = \frac{p}{100 n} = 0,01 \frac{p}{n} \quad (19)$$

3. Як видно із сказаного вище про загальний характер залягання снігу, станційні виміри кількості снігу мають ту хибу, що, відбиваючи наслідки місцевих впливів для ділянки вимірів, можуть не давати правдивої характеристики розподілу й кількостей снігу в прилеглому районі.

Через те точніші наслідки дають снігомірні здіймання, що мають на меті одержати характеристики снігового настилу зразу на більш-менш великих просторах.

За способом роботи можна розрізнити два роди снігомірних здіймань:

- 1) за наперед визначеними точками,
- 2) маршрутні здіймання.

Залежно від плянування вимірів можна розрізнити:

- 1) здіймання по профілях, коли снігомірні лінії визначають за ходом ряду профілів;
- 2) здіймання по площах, коли снігомірні лінії розташовують досить часто вздовж і впоперек басейну і виміри провадять у вершках одержаних прямокутників.

Для всіх снігомірних здіймань конче треба мати точний плян місцевості; коли такого пляну нема, то влітку або восени треба перевести топографічне здіймання водозбру; тут масштаб здійми або мапи визначають залежно від бажаної деталізації спостережень; під час полегшених маршрутних дослідів досить мати 3—10 км у цілі; для докладніших — не менше 500 м у цілі, з горизонталями не рідше ніж через 2 м.

Коли робимо здіймання по наперед визначених точках, то точки бажаних вимірів снігового настилу визначаємо й закріплюємо по профілях на місцевості (і наносимо на плян) ще влітку або восени, згідно з характерними особливостями рельєфу: на рівнинах, схилах південних, північних, на дні балок, коло узлісь, у лісі, в забудованій місцевості й т. д. В усіх цих точках або деяких з них ставлять постійні снігомірчі мірниці, а потім раз на декаду (або в інші терміни) фіксують глибину снігу й гущину його. В тих точках, де не було поставлено мірниць, міряють за допомогою переносних мірниць.

Гущину міряють за допомогою похідного вагового снігоміра (рис. 17). Цей снігомір різниться від пом'янутого вище станційного тим, що він пристосований до зважування взятої проби за допомогою безмена, що є при ньому (див. літ. XVI).

Гущину визначають (відповідно до поділкування скалі безмена й площі перекрою снігоміра), як частку від ділення числа поділок на скалі терезів на глибину настилу, помножену на 10, тобто

$$\delta = \frac{5 n}{50 a} = \frac{n}{10 a},$$

де  $n$  — число поділок на скалі терезів; поділки ці нанесено на шкалі через кожні 5 г;

$a$  — прочит на скалі снігоміра в см, коли площа перекрою снігоміра дорівнює 50 кв. см.

Висоту шару води визначають, просто прочитуючи число поділок на скалі терезів:

$$\frac{5 \times n \text{ см}^3}{50 \text{ см}^2} = \frac{n}{10} \text{ см} = \frac{10 n}{10} \text{ мм} = n \text{ мм},$$

бо вага стовпа снігу ( $5 \times n$  г) на скалі терезів відповість об'ємові води в  $5 \times n$  куб. см; коли поділити цю площу перекрою стовпа — 50 см<sup>2</sup>, — то й матимемо зразу висоту шару води в мм.

Міряти по наперед визначених точках не завжди можна, бо треба зробити витрати, щоб установити мірниці. Зате при цьому способі можна довго й безперервно вивчати сніговий настил за допомогою одного або кількох порівнювачів мало-кваліфікованих спостерігачів.

Маршрутне снігомірне здіймання передбачає переведення вимірів висоти снігу [за допомогою переносних мірниць (та гущини), як вказувалося вище] рівнобіжно з топографічним здійманням, в процесі якого й визначають місце точок мірнання. Перед таким здійманням треба вперед розмітити магістралі

й поперечники на місцевості. За полегшеного маршрутного зймання напрямки ходових ліній фіксують найпростішим кутоміром (пантометр, астролябія, бусоля); довжину можна міряти не тільки стьожкою чи рулеткою, але кроками або ходоміром. Ситуацію місцевості носять на око; місяця, де взято проби, глибину й гущину снігу позначають у шкелетному щоденнику. Під час детальніших маршрутних зймань застосовують мензулю з кіпреґелем, що має далекомірні нитки, а для магістралів і поперечників — землемірчу стьожку.

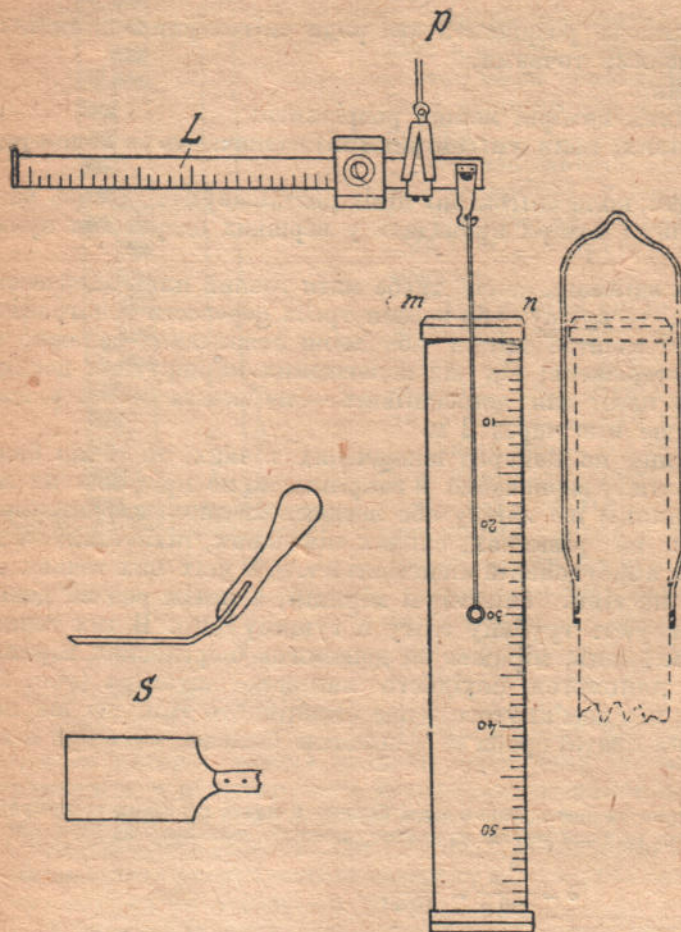


Рис. 17. Похідний снігомір.

Обчисливши пересічні величини висот, гущин або запасів води для окремих частин площі зймання, можна одержати пересічні цифри для всієї площі.

Повний запас води  $A$  дорівнюватиме добуткові площі зймання на пересічну висоту одержаного шару води, або інакше — сумі запасів води в окремих частинах ( $\omega$ ):

$$A = \Sigma h'_i \cdot \omega_i = h'_1 \omega_1 + h'_2 \omega_2 + \dots + h'_n \omega_n \quad (20)$$

Коли є густа мережа точок, можна робити підрахунки, пляніметруючи площі між лініями рівних кількостей.

Деталі виконання й деталі опрацювання вищевказаних робіт вказано в спеціальних інструкціях та підручниках (напр., літ. XXVII). Цікаво зіставити результати зймання з даними, що їх одержують за спостереженнями метеоро-

Позначки землі в точках, де взято проби, коли вони невідомі, визначають нівелюванням.

Опрацьовують дані снігомірних зймань так:

1) за даними зймання можна побудувати на пляні місцевості залягання висот снігу в лініях рівної висоти снігу, що виконують за правилами топографії;

2) можна побудувати плян розподілу гущини снігу;

3) нарешті, щоб обчислити запаси води, будують плян з лініями однакового запасу води й снігу.

В останньому випадку обчислюють висоту шару води в усіх точках вимірів висоти снігу; тут для тих точок, де гущини не міряли, беруть її відповідно до сусідніх.

Часом цікаво мати дані про запаси води для різних однотипових районів зймання: листяний ліс, глицевий ліс, чагарник, поле, схили, низькоділ і т. ін.

логічних станцій. Коли в низці випадків завжди буває постійна різниця, то можна завести цю різницю як коректив до звичайно довготривалішої низки спостережень метеорологічної станції.

Це може дати можливість визначити запаси води й за ті роки, протягом яких снігомірних зніманих не переводилося, але зате є спостереження метеорологічної станції.

Проте, на жаль, снігомірні знімання практикують у нас дуже рідко.

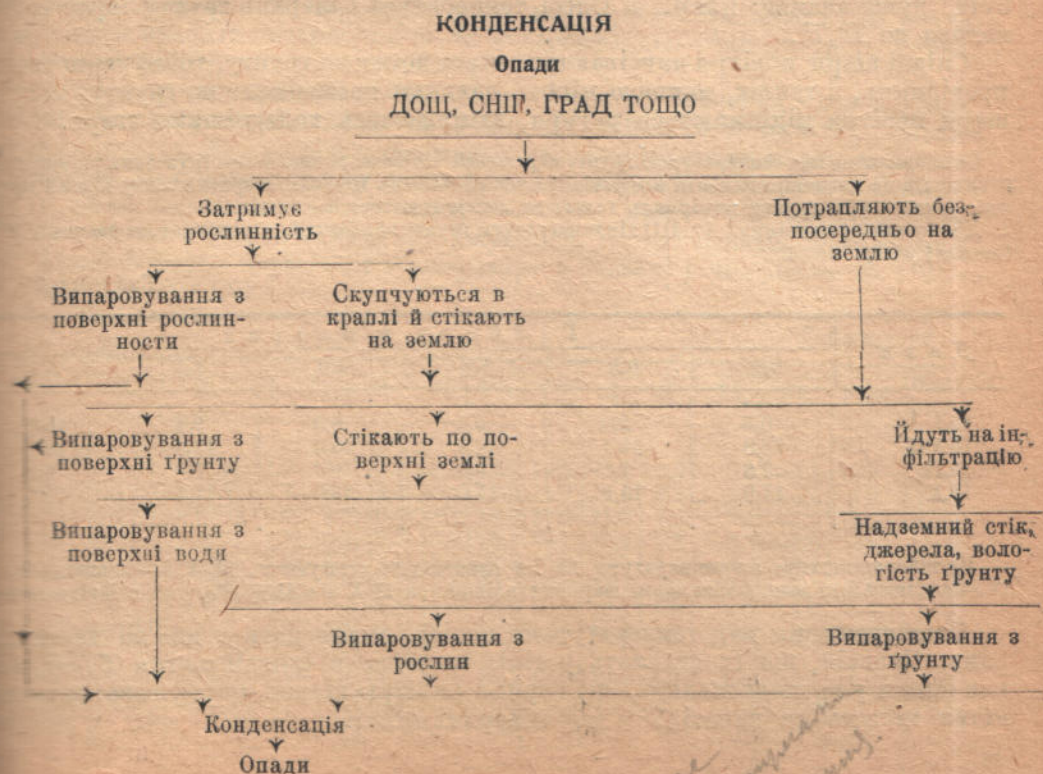
Через те, щоб обчислити запаси снігу в басейні, частіше доводиться базуватися на станційних снігомірних спостереженнях, що їх переводять на метеорологічних станціях.

У цьому випадку опрацювання постанційних даних і вивід пересічних для басейну величин висоти снігу переводять аналогічно до опрацювань течних опадів (див. п. 19). Дуже обережно в цих випадках можна застосовувати інтерполявання спостережень. Одержувані результати, коли є здебільшого надто рідка мережа спостережень, слід завжди оцінювати, як наближені. Спроба подібного опрацювання висоти снігового настилу в басейні Горішнього Дніпра показала (див. літ. XXIV), що, коли взяти до уваги різний розрахунковий розподіл станцій у басейні, взагалі наближено рівномірний, то це може дати в подекадних висновках розходження в результатах до 23<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, а пересічно мало не 10<sup>0</sup>/<sub>0</sub> (2—4 см, до 6—8 см, за максимальної пересічної цифри в 30 см).

Ще більше наближені, здається, характеристики зимових опадів, що їх одержуємо, опрацьовуючи покази дощомірів.

Можна, проте, гадати, що для великих басейнів і за достатньої кількості станцій помилки в показах окремих станцій можуть чималою мірою згладжуватися.

**22. Схема обігу опадів.** Випадні опади в остаточному підсумку, проходячи певний цикл, перетворюються на опади з. Цей цикл можна подати схематично в такому вигляді:



## § 6. ТЕМПЕРАТУРА, ВІТЕР, ТИСК

**23. Температура та її коливання.** Температура повітря зазнає різного роду коливань, як в атмосфері біля поверхні землі — температура повітря, — так і під поверхнею землі, в ґрунті — температура ґрунту, — і в глибших шарах землі. Температура повітря й ґрунту зазнає коливань: *добових*, що зв'язані з годинами дня, *рокових*, що зв'язані з положенням сонця відносно екватора, й *багаторічних коливань*, що зв'язані з багаторічними коливаннями клімату (див. п. 6). Криві добового й рокового коливання температури мають по одному максимуму й одному мінімуму. Максимум добової кривої повітря для наших континентальних районів припадає пересічно на 14 годину дня, мінімум — на 4 год. ранку; максимум роковий — на липень, мінімум — на січень.

Соняшне тепло передається головню безпосередню ґрунтові; горішні шари нагріваються більше й передають своє тепло та його коливання в щораз більше послабленому й пригаслому вигляді в глибші шари ґрунту. На деякій глибині, залежно від багатьох чинників (рослинність, рельєф тощо), є шар сталої добової температури, в наших широтах — приблизно на 1,9—1,6 метра; ще глибше лежить шар, де погасають рокові коливання температури (приблизно на глибині щось із 20 м).

Рослинна покрива впливає на температуру ґрунту так:

1) затінюючи його поверхню, вона зменшує приплив тепла; 2) висушуючи ґрунт через підсилене випаровування, вона зменшує його теплосмість; 3) витрачаючи тепло на утворення рослинних тканин, покрива відбирає тепло від ґрунту.

Дуже впливає на температуру ґрунту сніг; він дуже помітно пом'якшує коливання температури повітря, оберігаючи ґрунт від великого промерзання вглиб. Далі, на температуру впливає стан ґрунту; пухкий ґрунт прогрівається часом більше, ніж щільний; болотяний ґрунт нагрівається, через велике випаровування, менше, ніж окопаний мінеральний.

Амплітуда добових коливань температури горішніх шарів ґрунту може бути дуже велика; напр., в Одесі температура поверхні ґрунту може підійматися до 73,7°.

Спідні шари повітря нагріваються через дотик до ґрунту, тобто через теплопровідність, а також, меншою мірою, завдяки променюванню ґрунту; нагріті шари повітря підіймаються догори, заміщаючись холоднішими згори.

Спостереження над температурою ґрунту переводять звичайно за допомогою ґрунтових термометрів; їх ставлять на потрібній глибині в дерев'яних або ебонітових трубках, закритих знизу мідним кружком; температуру ґрунту виміряють також за допомогою термоелементів.

Для прикладу наводимо (літ. III) хід температури ґрунту на різних його глибинах, за даними 1898 г. Одеськї обсерваторії.

Таблиця 20

Д а т и	Г л и б и н и в м е т р а х					
	0,4	0,8	1,6	2,0	2,5	3,2
15.I	0,6	2,8	6,6	8,3	9,7	11,8
15.VII	20,8	19,1	16,4	15,0	13,3	12,2
15.IV	7,8	7,2	6,0	6,2	6,6	8,1
15.X	11,8	14,9	17,0	17,0	16,3	15,8

Ця таблиця показує, що температура 15 I з глибиною збільшується, 15 VII — зменшується, 15 IV холодніший шар лежить між двома шарами теплішими, а 15 X має місце обернене співвідношення.

Спостереження над температурами повітря переводять у нас за термометрами Цельсія, що їх ставлять у тіні, звичайно в «англійській» будці, яка має стінки у вигляді жалюзі, що сприяє повітрю вільно циркулювати; термометри містять на висоті 2 м від поверхні землі.

Звичайно вживають ще максимальний і мінімальний термометри.

Спостереження над температурою повітря й ґрунту переводять на метеорологічних станціях II класу й вищих клас (I); на останніх застосовують також самописні реєстратори температури — термографи.

Пересічні — місячні довгорічні (за 35 років) і крайні величини температур за окремі місяці для деяких пунктів УСРР дано в наступній таблиці (літ. XVIII):

Таблиця 21

Пункт		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Київ	пер.	- 5,9	- 4,6	- 0,4	7,2	15,1	18,0	20,0	18,5	13,6	7,4	0,8	- 3,4
	макс.	10	10	22	28	34	35	37	36	34	28	23	13
	мін.	-33	-32	-23	- 9	- 2	2	6	4	- 3	-18	-22	-30
Одеса	пер.	- 3,0	- 1,6	2,1	8,8	16,0	20,6	23,2	21,4	17,1	11,3	4,7	0,2
	макс.	13	17	24	25	35	34	36	36	33	27	26	16
	мін.	-24	-28	-18	- 4	1	6	10	8	0	-14	-16	-22
Харків	пер.	- 7,7	- 6,0	- 1,3	7,3	14,9	18,7	21,0	19,2	13,5	7,1	0,2	- 4,8
	макс.	9	11	20	30	34	39	38	37	34	27	21	11
	мін.	-33	-35	-26	-13	- 6	- 1	4	1	- 5	-18	-23	-31
Луганське	пер.	- 6,9	- 5,2	0,2	8,7	16,5	20,2	22,8	21,1	14,8	8,2	1,3	- 3,4
	макс.	12	14	25	30	37	39	40	39	35	30	23	14
	мін.	-41	-40	-26	-14	- 2	3	6	4	- 2	-13	-20	-36

Для потреб гідрології найчастіше опрацьовують величини температур повітря по окремих басейнах, починаючи з виводу місячних характеристик. Таке опрацювання взагалі переводять аналогічно до опрацювань опадів (див. п. 19).

В зв'язку з стійкішим характером температур повітря в окремих районах у таких випадках досить добрі наслідки можна мати і не з такою густою мережею обсерваційних пунктів, ніж то треба для опрацювання даних про опади. Легше також зробити інтерполяцію та екстраполяцію температур (в умовах рівнинної місцевості).

Далі, переводять опрацювання по сезонах і роках. Висновки з довгорічних рядів мають назву «нормальних» величин; для стійкості останніх у рокових висновках досить 30—35 років спостережень; для місячних нормальних характеристик за такого протягу спостережень висновки на окремих станціях можуть мати помилки до 0,5° і навіть більше, проте, під час побасейних опрацювань такі помилки чимало згладжуються. Нижче подасмо для прикладу витяг з опрацювання пересічної температури в басейні річки Десни за 1910—1917 р.р. (літ. XXIX):

Таблиця 22

Рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Річн.	Число станц.
1910	- 5,2	- 4,5	1,2	8,2	15,3	18,8	19,9	16,3	12,1	3,7	0,8	- 2,5	6,8	8—9
1911	- 9,5	-13,7	-3,7	6,7	15,2	15,5	16,8	17,7	11,6	6,1	1,2	-5,5	4,9	7—9
1912	-12,3	-10,7	0,8	4,5	10,0	19,3	16,9	17,3	11,2	1,5	0,8	-1,5	4,7	8—9
1913	- 6,7	- 6,7	1,6	10,2	11,2	15,2	18,5	19,1	13,2	5,3	2,9	-1,8	6,8	8—9
1914	- 6,6	- 0,6	1,6	6,1	15,6	18,2	20,7	15,6	10,3	4,0	-3,4	-2,7	6,6	7—8
1915	- 4,4	- 5,3	-5,7	6,3	13,1	17,1	20,2	15,6	11,4	4,0	0,1	-5,2	5,6	7—9
1916	- 4,5	- 3,6	-2,1	7,4	11,6	16,5	18,5	15,6	10,5	5,8	0,3	-5,2	5,9	7—8
1917	-10,1	-14,7	-6,7	6,6	10,4	19,7	18,0	18,5	12,5	7,2	3,0	-5,5	4,9	5—6
Пересічно за 1885—1917	- 7,8	- 6,9	-2,5	6,1	14,1	17,7	19,5	17,7	12,3	6,1	-0,5	-5,3	5,9	
Пересічно за 1885—1908	- 7,9	- 6,6	-2,6	5,9	14,7	17,8	19,6	18,0	12,3	6,4	-0,8	-5,9	5,9	

В останній графі показано число станцій, що ввійшли в опрацювання; подвійні цифри означають, що для різних місць ців використано різне число станцій. Площа басейну річки Десни дорівнює 86 829 кв. км.

Зазначимо, що лінії однакових температур мають назву «ізотерм». Має нормальних величин температур видав у напівсхематичному вигляді України 1929 року.

Тому що температури міняються з висотою місця, в кліматичних опрацюваннях і атласах нерідко зводять спостережені температури до рівня моря.

**24. Тер.** Тиск повітря має добові й рокові коливання. Добові коливання різняться від добових вимірів температур тим, що мають два максимуми й мінімуми; амплітуда цих коливань дуже невелика (частки міліметра в наших широтах) і причини їх точно не встановлено; хід цих коливань у різних місцевих умовах для різних широт відмінний.

Загальний характер рокових коливань тиску є наслідок географічного розподілу його; його легко встановити, вивчивши місячні мапи з ізобарами — лініями рівного тиску.

В наших широтах амплітуда рокових вимірів тиску дорівнює 25—35 мм. Пересічний роковий тиск на рівні моря для цілої землі дорівнює 759 мм (звичайно рахують 760 мм); пересічний тиск, не зведений до рівня моря, для північної півкулі дорівнює 733 мм.

Тиск виміряють на метеорологічних станціях не нижче II порядку 2 категорії за допомогою барометрів, анероїдів і самописців-барографів.

В гідрологічні опрацювання дані про тиск повітря заводять тільки у випадках спеціальних досліджень і студій; встановлено, що різкі зміни барометричного тиску безпосередньо впливають на перебіг деяких гідрологічних процесів, напр., на доплив ґрунтової води.

**25. Вітри.** Напрямок і сила вітрів залежать від загальної циркуляції атмосфери над поверхнею землі; причини їх розглядають у спеціальних курсах метеорології.

Спостереження над вітром переводять на метеорологічних станціях не нижче II порядку 2 категорії.

Вивчають: 1) напрям вітру, 2) силу або швидкість вітру.

Напрямок вітру визначають за 16-ма румбами ( $\frac{1}{32}$  частина обводу кола, що дорівнює  $11\frac{1}{4}^\circ$ ) по сторонах світу; кожен румб має свою назву, умовно означувану в скороченні.

Швидкість виражають у м/сек. Швидкість вітру збільшується із збільшенням висоти спостережень; їх переводять звичайно приблизно на 10 м вище поверхні землі.

Спостереження над швидкістю вітру є важлива частина студій, зв'язаних із спостереженнями над випаровуванням з водної поверхні та з ґрунту.

Опрацювання довгочасних даних про вітер мають наслідком побудувати «розетки повторностей» — напрямів і «розетки сили» — швидкостей; ці повторення дають поняття про переважні в різні сезони або місяці напрямки й швидкості вітрів у даному районі.

## РОЗДІЛ III

### ПІДЗЕМНА ВОДА

#### § 7. ПОХОДЖЕННЯ ПІДЗЕМНОЇ ВОДИ

**26. Загальні уяги.** Підземною водою у відмінну від поверхневої звуть воду, що залягає під земною поверхнею, як безпосередньо близько від поверхні землі, так і на чималих глибинах під землею. Ця вода, поруч із чинниками кліматичного порядку, залежачи певною мірою від них, часто безпосередньо зв'язана з ходом багатьох явищ у режимі поверхневої води.

Наука про підземну воду вивчає питання про походження цієї води, об'єктивні її характеристики, пересування її та вихід на поверхню землі.

Підземну воду, що залягає в горішніх шарах земної кори, звуть ґрунтовою; вода, що міститься на великих глибинах, має назву під ґрунтової.

**27. Походження підземної води.** Походження підземної води довгий час вважали за загадкове. До XVIII століття вважали, що вона утворюється від просочування всередину суходолу води океану; помилковість цього погляду тепер очевидна.

Пізнішими часами були висунуті дві теорії походження підземної води (див. літ. I):

- 1) інфільтраційна, що її опрацював французький фізик *Мариот* (р. 1717),
- 2) конденсаційна, німецького вченого *Фольгера* (р. 1877).

Інфільтраційна теорія твердила, що вся підземна вода, як ґрунтова, так і підґрунтова, походить тільки від просочування до водонепрохідних верств дощової та снігової води, що випадає на поверхню землі; рухаючись по водонепрохідних верствах, вода, що просочується, може виходити на поверхню землі в вигляді джерел.

Теорія ця відбивала в собі погляди ряду ще раніших дослідників, починаючи від римлянина *Марка Вітрувія Поллія*, але набула в свій час загального визнання тільки в працях *Мариотта*.

Проти інфільтраційної теорії було висунуто два заперечення:

1) Досліджуючи ґрунт у штучних перетинах його, напр., у шахтах, виявили, що вологість ґрунту після великих опадів буває тільки у самому верхньому, порівнюючи тонкому його шарі, на більшій глибині ґрунт здається сухим, тобто пори його не заповнені водою; отже, поява ще нижче водомісного шару, тобто ґрунту, насиченого водою, ніби не зв'язана причинно з атмосферними опадами, що проходять тільки у верхні шари ґрунту.

2) Було встановлено, що періоди підсиленого тичу джерел не збігаються в періодах підсиленних атмосферних опадів, що також суперечить гіпотезі походження джерел від просочування опадів.

Заперечення проти конденсаційної теорії дали поштовх до нових досліджень питання, наслідком яких і утворив *Фольгер* свою теорію — конденсаційну. *Фольгер* виставив два положення:

1) Підґрунтова вода не походить від дощової води; 2) підґрунтова вода утворюється через згущення водяної пари атмосфери в землі на певній глибині від поверхні ґрунту.

Обороняючи свою теорію, *Фольгер* і його наслідувачі зазначили, що підземна вода через просочування утворитися не може, бо багато порід майже зовсім не пропускають води, а пори інших порід замулюються, а це також не допускає просочування.

Серйозні заперечення проти теорії *Фольгера* висунув віденський метеоролог *Ганн*.

Найістотніші заперечення полягають ось у чому:

1) Під час утворення підземної води за теорією *Фольгера* в землі повинен був би відбуватися дуже інтенсивний обмін повітря. Температура землі на глибині кількох метрів приблизно пів року вища, а пів року нижча, ніж на поверхні; отже, глибина конденсації пари підземної атмосфери може бути тільки близько 180 днів на рік. Щоб мати в ґрунті річний шар води, що відсвідає приблизно кількості ґрунтової води, яка проходить під землею (близько 200 мм для Відня), треба було б, як підрахував *Ганн*, щоб протягом доби в землю спускався шар повітря височиною близько 1000 метрів. Таке припущення вже на перший погляд суперечить нашим загальним уявленням і, справді, призводить до багатьох абсурдних висновків, а саме: величезного тиску, потрібного, щоб протнати таку масу повітря крізь тісні пори порід, нагрівання ґрунту тощо.

2) Заховане тепло, що виділяється, коли пара переходить на течний стан, повинне настільки нагрівати відповідний шар землі, що дальша конденсація дуже швидко повинна була б припинитися.

3) В атмосфері немає такої кількості водяної пари, яка могла б забезпечити живлення підґрунтової води у спостережуваній кількості.

4) У тропічних країнах, за теорією *Фольгера* підґрунтова вода зовсім не могла б утворитися, бо там немає шару землі з досить низькою температурою.

Другий учений — *Лізар* — зазначив проти теорії *Фольгера*, що рівень підґрунтової води досягає свого максимуму звичайно навесні, а за конденсаційною теорією це повинно бути влітку — в період найбільшої різниці температур ґрунту й повітря.

Далі, *П. Ф. Баранов*, досліджуючи просочування води на різних ґрунтах в особливих скриньках — ліхтарях, довів, що через ґрунти може просочуватися більше води, ніж на них випадає опадів, і тут швидше просочування залежить від породи ґрунту: не даю йому підставу твердити, що частина води, безперечно утворюється від конденсації водяної пари з атмосферного повітря, що виркує в пораз ґрунту. Справді, і для невеликої кількості води потрібна фільтрація дуже великої кількості атмосферного повітря, навіть за сприятливих співвідношень температури повітря й ґрунту. Наступна таблиця показує, яку кількість води можна дістати в повітрі при повному насиченні його за різних температур і при наступному зниженні температури на 5°.

Температура	-10°	-5°	0°	5°	10°	15°	20°	25°
Максимальн. вміст водяної пари в мм в 1 куб. м.	2,3	3,4	4,9	6,8	9,4	12,7	17,1	22,8
При охолодженні на 5° виділяється	—	1,1	1,5	1,9	2,6	3,3	4,4	5,7

тобто, напр. 1 куб м насиченого повітря при охолодженні від 25° до 10° виділяє 13,4 г води, а для виділення 1 л води за тих же умов треба було б 75 куб. м насиченого повітря.

Обидві теорії — інфільтраційна та конденсаційна — мали своїх палких прихильників, що не погоджувались поміж собою до останнього часу.

Заслуга утворення теорії, що усунула хибні тих, що раніше існували, належить російському вченому проф. А. Ф. Лебедєву (1919 р.).

Проф. Лебедєв, на підставі власних старанно поставлених спостережень та дослідів, помилив обидві попередні течії й довів, що підгрунтова вода походить так від просочування опадів, як і від конденсації водяної пари. При цьому в відмінну від Фольгера Лебедєв зазначив, що для пересування пари води з надрами в підземну атмосферу зовсім не обов'язково, щоб за парою пересувались маси повітря, досить, щоб була різниця пружностей пари; це відкидає багато головніших заперечень Ганна.

При цьому Лебедєв установив (для району Одеси), що вночі дуже часто пружність пари в повітрі буває більша, ніж пружність пари в ґрунті, а тому утворюються сприятливі умови для переходу пари з атмосфери в ґрунт. Кількість вологи, перегонюваної таким способом, А. Ф. Лебедєв обчислює для Одеси в 15—25% від загальної кількості атмосферних опадів (60—100 мм). Деяка частина підземної води за Лебедєвим утворюється теж через конденсацію пари, що виходить із надр землі, тобто коштом ювенільної води.

Отже решта загальної кількості підземної води, безперечно, атмосферного походження, тобто утворюється з опадів, що падають на поверхню землі й просочуються крізь пори ґрунту. До того ж у природі можуть бути випадки, коли підгрунтова вода утворюється тільки через конденсацію; частіше ж, очевидно, буває так, що обидва процеси відбуваються одночасно.

Заперечення, що їх висували свого часу проти інфільтраційної теорії, розв'язуються дуже просто так. Незбігання періодів підсилення опадів з періодами підсилення чину джерел пояснюється тим, що швидкості руху води в породах з малим розміром пор надзвичайно малі, дорівнюючи найменшим часткам міліметра на секунду; отже час проходження вологи в породу може відділятися від часу виходу її на денну поверхню тижнями, місяцями, роками (залежно від довжини шляху частки води).

Щождо того, що іноді при мокрому після дощу верхньому шарі ґрунту нижче від нього спостерігається, аж до водовмісного шару, неначе сухий ґрунт, що не має в собі вологи, то заслуга вияснення цього явища належить Рене Дандрімонові. Він довів, що поруч з іншими є особливий вид руху води, так званий *плівковий*; у цьому своєму стані вода оточує кожен частку ґрунту найтоншою плівкою, а також проходить у пори часток; промежки ж між частками ґрунту в цьому випадку заповнює повітря, і ґрунт справляє на око враження сухого (про плівковий рух води докладніше буде сказано далі).

Теорію походження підземної води А. Ф. Лебедєва тепер можна вважати за таку, що найбільш ґрунтованіше й найправильніше висвітлює питання.



## § 8. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВІДНОШЕННЯ ПОРІД І ҐРУНТІВ ДО ВОДИ

**28. Загальний характер порід і ґрунтів.** Різні породи, що утворюють земну кору, по-різному ставляться до проникання й пересування в них підземної води.

Горішній шар земних порід, що утворився в наслідок звітрювання й діяльності води та живих організмів, звуть ґрунтом; нижче лежать різні поклади: піски, крейда, мерґелі, глини, вапняки, ріняки, лесуваті витвори, або, нарешті, масивно-кристалічні щільністі або суцільні породи. Характер наверстувань цих останніх видів порід може бути дуже різноманітний і його вивчають у курсах геології та гідрології.

Залежно від переважання зерен того чи того розміру розрізняють ґрунти: каменясті, щебруваті, хрящуваті, грубозерні, дрібнозерні й пилуваті.

Форма часток ґрунту дуже неоднакова й рідко буває однорідна.

Форма й величина елементів ґрунту передусім залежить від властивостей первісного матеріалу, цебто від тих гірських порід, з яких ґрунт утворився через звітрювання або оброблення водою.

Окремі частки можуть бути кристалічної будови або аморфні; в першому випадку вони можуть бути майже непрохідні для води; деякі аморфні частки мають також колоїдні властивості, цебто від змочування бубнявють.

Структура ґрунту також може бути різна. Можна розрізнити: а) масивну кристалічну структуру, б) зернясту структуру, в) грудкувату структуру. В зернястій структурі ґрунт цілком складається з окремих вільних зерен (часток), що більш-менш щільно прилягають одне до одного; промежки між ними, куди можуть проникати вода й повітря, залежать від величини й форми часток. У грудкуватій структурі є грудки або крупинки, що утворилися від більш-менш тісної злуки більшого числа часток у наслідок наявності колоїдних речовин або розчинних солей. Порожні в ґрунті такої будови займають більше місця, ніж у зернястій структурі.

Відношення різних порід і ґрунтів до води залежить від ряду характеристик; ці характеристики, до того ж тісно зв'язані одна з одною, ось які: 1) поперечник зерен ґрунту, 2) питома поверхня ґрунту, 3) пористість, 4) водонепрохідність і вологоємність. Різним характеристикам порід відповідають також різні можливі в них стани води.

**29. Різний стан води в породах.** Вода під землею поверхнею може бути при температурі, вищій за  $0^{\circ}$ , в таких п'ятьох станах:

- 1) паруватому,
- 2) гігроскопічному,
- 3) плівковому,
- 4) капілярному,
- 5) краплисто-струменястому.

В паруватому стані вода може бути в породах і ґрунтах тоді, коли промежки між окремими частками вільні і коли температура ґрунту вища за  $0^{\circ}$ ; коли пружність пари в атмосфері в цей момент вища, ніж пружність пари в ґрунтах, то пара атмосфери проникає в ґрунт.

Гігроскопічна вода являє собою мікроскопічно тонкий шар води, що щільно облягає внутрішню поверхню пор. В цьому випадку частки води міцно утримують молекулярні сили і частки ці не можуть переміщатися в течному стані.

Вода в плівковому стані вкриває кожен частку ґрунту дуже тонкою плівкою й затримується молекулярними силами; мінімальна грубина плівки приблизно може бути оцінена як грубина в одну молекулу, цебто як величина приблизно радіуса сфери молекулярної дії, інакше — величини порядку  $10^{-4}$  см. Можна гадати, що грубина плівки, що залежить від молекулярного притягання, не повинна залежати від величини зерен ґрунту; проте, в ґрунтах надзвичайно дрібнозерних (напр., густа глина) грубина плівки мабуть повинна бути обмежена розміром самих пор ґрунту, бо очевидно, що максимум

глубини півки повинен бути менший, ніж половина віддалі між сусідніми частками, інакше півки зіллються — утворять капілярне заповнення пор.

*Капілярний* стан води буває у вузьких трубках, що утворюються про-  
межками між частками ґрунту.

Нарешті, *краписто-струменястий* стан води може бути в ґрунтах з більшим розміром пор, що буває порівнюючи рідко; вода, що перебуває в такому стані, перебуває поза дією молекулярних сил і підпадає силам ваги.

Отже видно, що той чи той стан води в ґрунтах і породах чимало залежить від властивостей цих порід і ґрунтів і передусім від характеристики часток, що їх утворюють.

**30. Поперечник зерен ґрунту й порід.** Величина окремих часток ґрунту змінюється в дуже широких межах.

З цього погляду можна навести таку класифікацію механічного складу ґрунтів і порід (літ. XIV):

1. Глинясті частки мають поперечник менше за . . . . .	0,001	мм
2. Піл пісковий { дрібний . . . . .	0,005—0,001	»
{ середній . . . . .	0,01—0,005	»
{ чималий . . . . .	0,05—0,01	»
3. Пісок { дрібний . . . . .	0,25—0,05	»
{ середній . . . . .	0,5—0,05	»
{ грубий . . . . .	1,0—0,5	»
4. Нарінок . . . . .	3—1	»
5. Ріняки (закругленої форми) { дрібні . . . . .	5—3	»
{ середні . . . . .	7—5	»
{ чималі . . . . .	10—7	»
6. Хрящ (кутуватої форми) { дрібний . . . . .	5—3	»
{ середній . . . . .	7—5	»
{ чималий . . . . .	10—7	»
7. Каміні . . . . .	10	»

Слід заважити, що наведений поділ не є єдиний: інші автори дають трохи інший поділ.

Напр., на підставі дослідів *В. Г. Ткачук* (літ. VIII) Науково-Дослідчий Інститут Водного Господарства України прийняв таку класифікацію фракцій ґрунту, залежно від величини окремих часток:

Таблиця 24

Поперечник часток у мм	>1,5	від 1,5 до 0,5	від 0,5 до 0,25	від 0,25 до 0,05	від 0,05 до 0,01	від 0,01 до 0,005	<0,005
Позначення фракцій	Нарінок	Грубий пісок	Середній пісок	Дрібний пісок	Порошковатий пісок	Грубозерні глин. част.	Дрібнозерні глин. част.
Позначення груп фракцій	Піски			Пилуни		Глини	

Визначити величину окремих часток можна багатьма способами, напр., механічним розподілом (механічною аналізою) їх, просіюванням на спеціальні сита і дальшим відмулюванням дрібніших часток (літ. XIV); розподілом часток ґрунту водяним струменем (методи Шене, Гільгардта), повітряним струменем (метода Кашмена); центрофугуванням, устоюванням у спокійній воді (методи Вільямса, Сабаніна, Аттерберґа та ін.).

Опис цих способів дають у спеціальній літературі (див. літ. XIV, VIII і IX). Кількість домішки у вигляді найтонших часток можна визначити також за правилами хемічної аналізи.

Механічна аналіза кінець-кінцем дає групові характеристики складу ґрунту, показуючи відсотковий вміст окремих фракцій зерен. Щоб графічно зобразити склад ґрунту за наслідками аналізи його, будують криву вагового вмісту фракції так, щоб висота останньої ординати, для найгрубших часток, дорівнювала 100% ваги проби, цебто підсумовуючи відсотки вмісту в загальній вазі ваг окремих фракцій.

Нижче показано зразкову таблицю наслідків механічної аналізи Дніпровського піску й алювіяльної глини в долини р. Вовчої біля с. Карлівки, за даними В. Г. Ткачук (див. літ. VIII).

Таблиця 25

Розмір часток фракцій у мм	>1,0	1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	<0,01	0,01—0,0005	0,0005—0,0001	<0,0001
Пісок річки Дніпра	6,5	84,9	8,6	—	—	—	—	—
Відсотк. вміст до загальн. ваги	—	38,1	52,6	5,4	3,9	—	—	—
Глина річки Вовчої	—	6,3	15,3	32,3	—	17,8	18,7	9,6

В конкретних ґрунтах ми майже ніколи не маємо однорідности в розмірах зерен, що, як видно, варіюють у досить великих межах.

Розрізняють:  $d_m$  — середню величину поперечника зерна і  $d_e$  — «діячу» або «чинну» величину поперечника зерен, відповідну до поперечника вічка сита, крізь яке проходить 10% усієї кількості ґрунту.

31. **Питома поверхня ґрунту.** Поняття про питому поверхню ґрунту запровадив Цункер (див. літ. III, VIII, IX).

За цим автором питома поверхня є величина обернено-пропорційна до чинного діаметра  $d$ , цебто:

$$U = \frac{1}{d_e} = \frac{S \cdot O}{60} \quad (21)$$

де:  $d_e$  — чинний поперечник часток,  $S$  — питома вага часток,  $O$  — сума поверхень в 1 грамї породи в кв. см.

Питома поверхня є число відносно. Вона характеризує ґрунт або породу з фізичного боку. Від неї залежить не тільки водопровідність, але й повітропроводність, висота капілярного підймання тощо.

За даними, що ми їх маємо (за Цункером), головні види порід мають такі величини питомої поверхні:

Важка глина . . . . .	1000
Звичайна глина . . . . .	1000—730
Важкий суглинок . . . . .	730—510
Звичайний суглинок . . . . .	510—340
Пісковий суглинок . . . . .	340—130
Суглинястий пісок . . . . .	130—30
Пісок . . . . .	30

Питому поверхню ґрунтів можна визначити на досліді приладом Цункера. Прилад цей потребує пильних спостережень і кількісний наслідок можна жати, досить старанно опрацювавши спостереження. Суть таких визначень подають у спеціальних підручниках (див. літ. III і IV).

32. **Пористість.** Пористість порід і ґрунтів характеризує об'єм порожень в одиниці ґрунту. Пористість — число стале для всіх ґрунтів із подібною формою часток і з подібним їх розміщенням.

Напр., для куль, розміщених за схемою рис. 18а, пористість  $A$  дорівнює:

$$A = 1 - \frac{\pi}{6} = 0,476,$$

або 47,6%, а для куль, розміщених за схемою рис. 18 в,

$$A = 0,245$$

або 24,5%.

Для кулястих річкових піщинок  $A = 0,30 - 0,35$ .

Практично пористість можна визначити двома способами: за вагою й за об'ємом.

Перший спосіб такий: коли через  $p_1$  позначити вагу маси породи в сухому стані, через  $p_2$  — вагу тієї самої маси в насиченому водою стані, то матимемо:

$$A = \frac{p_2 - p_1}{p_1} \quad (22)$$

Напр., узявши 750 г якоїнебудь сухої породи і вмістивши її в посудину, наливатимемо води доти, доки порода зможе цю воду вбирати; нехай вага породи, насиченої водою, буде дорівнювати 1000 г; тоді пористість дорівнюватиме:



$$A = \frac{1000 - 750}{750} = 0,33,$$



цебто порода має пористість  $33\%$  — за її вагою. Визначаючи пористість за об'ємом, означимо якийсь об'єм породи через  $V_1$ , а через  $V_2$  — об'єм води, що міститься в породи; тоді

$$A = \frac{V_2}{V_1} \quad (23)$$

Рис. 18. Схема розташування частинок ґрунту.

Напр., коли в посудину місткістю літр насиплемо сухий пісок і будемо приливати воду, поки нею не просяєне весь пісок, до самих вінець посудини, то, jeśli кількість приливої води дорівнюватиме, напр., 400 куб. см, матимемо:

$$A = \frac{400}{1000} = 0,40,$$

або  $40\%$  об'єму породи.

Пористість деяких типових пухких порід, обчислена в  $\%$  на вагу, дана в наступній таблиці (в дужках для деяких випадків дано цифри пористости за об'ємом):

Граніт дрібнозерний . . . . .	0,05—0,45
Граніт грубозерний . . . . .	0,36—0,86
Базальт . . . . .	0,63—0,28
Різні пісковики . . . . .	4,0—26,9
Вапняки . . . . .	0,7—16,9
Грубий річковий пісок . . . . .	25—14 (близько $50\%$ за об'ємом)
Дуже грубий пісок з нарінком . . . . .	$38\%$
Середній нарінок із зернами поперечником . . . . .	7 мм $37\%$
Дрібний із зернами поперечником . . . . .	4 мм $36\%$
Грубий пісок . . . . .	2 мм $36\%$
Дрібний пісок . . . . .	$\frac{1}{8}$ — $42\%$
Глина з $45\%$ піску . . . . .	$40\%$ (68)
Глина з $24\%$ піску . . . . .	$50\%$ (73)
Глина з $10\%$ піску . . . . .	$61\%$ (82)
Дрібнозерний сідрий суглинок . . . . .	$34\%$
Бура глина . . . . .	$44\%$
Глина вужка . . . . .	$50\%$
Бідний на гумус глинястий ґрунт . . . . .	$48\%$
Бідний на гумус суглинок . . . . .	$55\%$
Торфовий ґрунт . . . . .	$81\%$
Торф трав'яний та лісовий . . . . .	300—700
Торф моховий . . . . .	до 1000

Впадає в око, що пористість дрібноструктурної глини більша, ніж у різних пісків і нарінку. Це тісно зв'язане з меншими розмірами зерен глини та її великою питомою поверхнею.

**33. Водопрхідність і вологоємність породи.** Водопрхідністю звуть здатність породи проводити через себе воду.

Водопрхідність порід виявляється з того моменту, коли порода вже насичена водою, але згори ще й далі надходить вода; отже водопрхідність зумовлює прохід через породу зайвньої води. За міру водопрхідности може бути кількість води, яка за інших однакових умов фільтрується через породу за певний проміжок часу і при певній висоті шару води над породою.

Досліди в цьому напрямі показали, що водопрхідність підвищується: 1) із збільшенням поперечника часток породи, 2) із зниженням вмісту в них колоїдальних речовин, 3) із збільшенням пористости породи, 4) із збільшенням напору і 5) з підвищенням температури води.

Водопрхідність порід характеризують звичайно, зіставляючи її також із вологоємністю ґерід та ґрунтів. Під вологоємністю розуміють здатність порід і ґрунтів утримувати в собі певну кількість води; з цього погляду вологоємність можна схарактеризувати розглянутою вже вище пористістю.

Всі породи, що утворюють земну кору, за їхньою водопровідністю можна поділити на три основні групи:

- А) породи водопрхідні,
- В) породи водонепрхідні або водотривкі,
- С) породи півпрхідні.

Кожну з цих трьох основних груп можна поділити на дві підгрупи за ознакою вологоємности: 1) невологоємні й 2) вологоємні.

А. До водопрхідних порід належать такі, що мають здатність, більш-менш швидко вбираючи воду, просякати нею й потім перепускати її крізь себе.

Породи водопрхідні, але невологоємні легко вбирають воду, але й легко її віддають; ці породи можна поділити на два головні типи: а) породи зернясті, за приклад яких можуть бути: піски, ріняки і б) породи щілинуваті, як от пронизані мережею щілин вапняки.

Породи водопрхідні вологоємні, жадібно вбираючи в себе воду, здатні вбирати велику кількість її, але одночасно трудно й занадто поволі віддають її зайвину, як от торф, крейда.

Наведемо деякі цифри:

1 куб. м крейди може увібрати від 144 до 439 л води; щоб вода, підозаливом сили ваги, могла пройти крізь крейдяну породу грубістю 1 м, треба приблизно 2 дні.

Дрібний пісок із поперечником часток до 0,25 мм може увібрати 420 л води на 1 куб. м породи, а пісок із зернами 2—4 мм вбирає близько 360 л на 1 куб. м. Грубозерні піски, із поперечником зерен більше як 0,1—0,2 мм, багато вбирають і дуже легко перепускають воду, а піски з дрібнішими зернами, навпаки, дають дуже малу фільтрацію і, бувши водонасичені, стають мало прхідні; залежно від міри цементації серед них є породи майже непрхідні воді (6,2 л на 1 куб. м) і порівнюючи вологоємні (269 л на 1 куб. м)

В. Водонепрхідні або водотривкі породи не перепускають крізь себе воду або в сухому стані (невологоємні), або в стані, насиченому водою (вологоємні).

Водонепрхідні невологоємні породи мають мінімальну здатність вбирати в себе атмосферні опади; такі всі вулканічні породи — породи кристалічні (граніт, порфір, мармур та ін.), густі пісковики і деякі без щілин вапняки.

Ці породи все таки мають у собі деяку кількість води, як це видно з дальшої таблиці:

Порода	Вміст води в літрах на 1 куб. м породи
Кварц і кварцити . . . . .	0,08
Гіпс . . . . .	1,5
Польовий скалінець . . . . .	0,1
Кремій . . . . .	0,12
Граніт . . . . .	0,5—8,6
Серпентин . . . . .	5,6

Світ	5,6—13,8
Порфір	4,0—13,0
Базальт	6,3—9,5
Мармур	1,1—5,9
Кременястий лупак	8,5—9,1
Глинястий лупак	5,4—7,0
Інаїе	3,0

Водонепрохідні *вологоємні* породи стають водонепрохідні, увібравши в себе води до насичення. За типовий приклад тут може бути пластична глина. Суха глина, увібравши в себе у свій горішній шар воду, обертається на липку грязь, але вібравши якусь певну кількість води, вона вже не пропускає її більше в долішні шари і стає породою для води майже абсолютно непрхідною.

Мертель (глина з вуглекислим вапном) здатна увібрати й тримати в собі 475 л води на кожний куб. м, а кременяста глина — 525 л на куб. м.

С. До порід *нівпрохідних* належать суглинки, лес та інші породи, здатні вбирати в себе вологу і поволі проводити її в глибину.

За даними *Аррін'а* швидкість проникання води крізь різні ґрунти при grubині шару 31 см така:

Пісок	20	хв.
Горф	7	год.
Глинястий ґрунт	19	год.

Крім того, можна навести такі дані про кількість води, що просочилася крізь суміш піску з глиною в різних пропорціях за 10 годин, коли шар ґрунту 20 см і висота стовпа води над поверхнею ґрунту 50 см:

Таблиця 26

Вміст глини в піску	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Просочилося води	366,6	46,9	12,9	3,1	2,9	0,7	0,14	0,14	0,16	0,16	0,17

Отже найбільше починає впливати глина тоді, коли її є 30% у суміші, після цього домішка глини впливає вже мало.

Вище зазначено найголовніші чинники, що визначають водопрохідність порід: поперечник часток, пористість породи, напір води над шаром породи й температура води. Докладніше розглянемо, як впливає кожний із цих чинників на просочування води крізь породи, нижче, в § 9.

**34. Водовмієні та водонепрохідні шари.** Водонепрохідні породи, що залягають під поверхнею землі у вигляді верств або шарів, мають назву *водовмієних шарів*, якщо вони мають в собі воду. Шари порід водонепрохідні й ті, що не дозволяють воді рухатися ні в поземному, ні в сторчовому напрямі, звуть *водонепрохідні* або *водотривкі*. Взаємне розміщення шарів обох видів, їхня *grубість*, напрям їхнього залягання і т. ін. цілком залежать від геологічної будови того чи того району місцевості.

Водотривкі шари є межі поширення та пересування підземної води, що міститься у водовмієних шарах.

Характер наверстувувань водовмієних та водотривких шарів визначають спеціальними гідрогеологічними дослідженнями; при цьому виявляється:

1) Мінералогічний та петрографічний склад порід, а також їхня *grубість*. Для цього часто вивчають природні відслонення порід, що зустрічаються по урвистих берегах річок та проваль, по крутих схилах гір та горбів у водоріях тощо, а також штучних перетинах у каменярнях, у шахтах, у піскових кар'єрах, у ровах і т. ін. Дуже цінні вказівки про залягання порід дають іноді місцеві колодязі й особливо свердловини. В протилежному разі удаються до розвідкового свердлування або шурфування.

2) Разом із петрографічним вивченням порід з'ясовують палеонтологічний характер покладів, цебто які скам'янілі останки або організми трапляються в породах і який відділя геологічний вік порід. Визначивши петрографічний і палеонтологічний характер кожного шару, встановлюють для даного району сторчову послідовність шарів різного геологічного віку, цебто так зване *стратиграфічне* залягання. Указані дані дають змогу легше встановлювати *грубищу й простягання* кожного водовмісного шару, що його відносять звичайно до того чи того стратиграфічного рівня, цебто до шарів того чи того геологічного віку, а також зіставляти між собою рівні, розвинуті в сусідніх дільницях та районах.

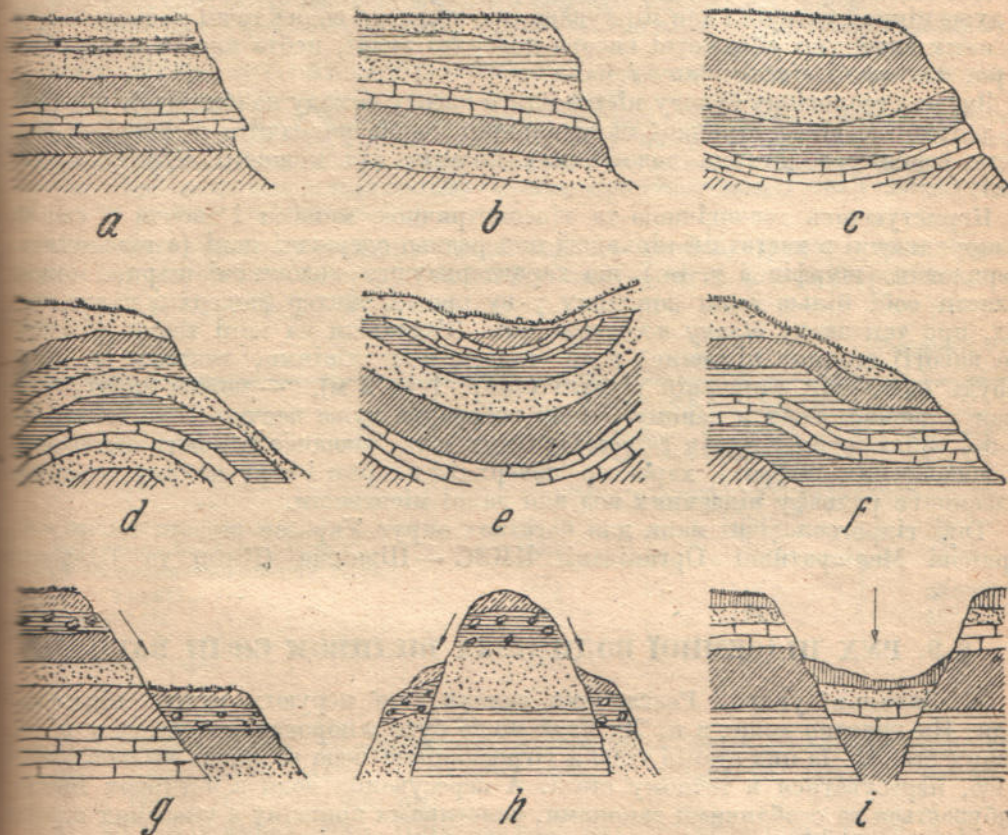


Рис. 19. Схема залягання порід.

3) Далі з'ясовується, в якому відношенні до поземної площі й один до одного залягають різні шари і як, у зв'язку з цим, вони впливають на геологічну будову місцевості й на рельєф її поверхні, цебто вивчають тектоніку місцевості.

Залягання порід (див. рис. 19) може бути *спокійне, непорушене*, при чому розрізняють: *поземне* (a), *мало похилене* в якийнебудь один бік (b), *положисто-влогвинувате* (c) та ін.; далі, може бути *залягання порушене*, так зване *дисльокване*, при чому розрізняють: *згортки опуклі* або *антиклінали* (d) і *вгнуті* або *синклінали* (e), *флексури* (f), *скиди* (g), *горсти* (h), *грабени* (i) і т. д.

Характер залягання порід має надзвичайно важливий вплив на течію та розповсюдження підземних вод. У місцевостях дуже дисльокваних шляхи руху підземної води і взагалі весь режим її дуже складні, і треба дуже докладно знати характер залягання порід у таких місцевостях, щоб мати

змогу більш-менш точно з'ясувати весь характер руху й розповсюдження в них підземних вод.

4) Дальший момент у гідрогеологічному вивченні місцевості — це визначення меж розповсюдження на її площі порід різного петрографічного складу й геологічного віку, щоб скласти її *геологічні мапи*, а поруч із ними й подовжні перетини та профілі в різних напрямках, з показом водовмісних поземів. Такі мапи дають змогу також вияснити *обшири живлення підземних вод*, райони розповсюдження різних водовмісних поземів, виклиновування на поверхню землі одних із них і появу їм на зміну інших.

Щоб з'ясувати відносний стан водовмісних шарів та можливе виклиновування їх на поверхню землі, важливо знати також якнайточніше та якнай докладніше рельєф місцевості. А тому поруч із гідрогеологічними мапами за дуже цінний матеріал для міркувань про підземні води є точні мапи рельєфу, на яких визначені абсолютні висоти поверхні землі, цебто висоти над рівнем моря, так звані *гіпсометричні мапи*.

Знаючи геологічну будову місцевості й висоту виходу найближчих джерел, за допомогою гіпсометричної мапи нерідко можна визначити з чималою точністю глибину залягання водовмісних поземів для кожного пункту в районі.

Користуючись геологічною та гіпсометричною мапами і маючи в своєму розпорядженні в достатній кількості попередньо одержані дані (з відслонень, свердловин, шурфів і т. ін.), що характеризують водовмісні шари, можна скласти собі більш-менш докладну уяву про характер поверхні підземних вод, про так звану *вільну поверхню води*. З'єднавши на мапі точки рівного (по висоті) стояння підземної води підземними лініями, взятими на якій-небудь однаковій сторчовій віддалі (напр. 1 м, 2 м), — можна висоту стояння підземної води в даному районі зобразити дуже наочно. Така мапа, що являє собою один з типів *гідрогеологічних мап*, визначає глибину залягання (в абсолютних цифрах), характер поверхні, напрям і міру нахилу поверхні підземного рельєфу підземних вод для даної місцевості.

Такі гідрогеологічні мапи для багатьох округ України видали тепер кол. Крайові Меліоративні Організації НКЗС — Північна (Київ) та Південна (Одеса).

## § 9. РУХ ПІДЗЕМНОЇ ВОДИ ПОЗА ВПЛИВОМ СИЛИ ВАГИ

**35. Загальні уяги.** Розгляньмо закони, що керують рухом підземної води. Як вказано вище, в п. 29, вода може бути в породах і ґрунтах у п'яти різних станах. Із цих станів тільки гігроскопічна вода не може, як зазначено вище, пересуватися в течному стані. А пересування води в чотирьох інших відбувається за особливими законами, властивими кожному з указаних станів води окремо. Треба зауважити, що вода парувата, півквова, а також у деяких випадках (під час руху вгору) капілярна пересувається без впливу сили ваги.

**36. Рух паруватої води.** Пересування паруватої води залежить від розподілу пружності пари в ґрунтах; парувата вода пересувається з місць із більшою пружністю пари до місць із меншою пружністю пари. Коли визначити пружність пари в якомуньбудь місці через  $f_1$ , а в іншому, віддаленому від першого на  $h$ , через  $f_2$ , то парувата вода пересуватиметься через різницю  $f_1 - f_2$ ; відношення  $\frac{f_1 - f_2}{h}$ , що являє собою зміну пружності пари на одиницю віддалі, має назву *градієнта пружності пари*.

Дослідження проф. А. Ф. Лебедева (див. літ. 1), що базуються на вивченні фактичних спостережень, встановили, що парувата вода пересувається, коли вологість ґрунту та сама, з місць з більшою температурою до місць із меншою температурою, а коли та сама температура, пара пересувається з вологіших шарів до шарів із меншою вологістю.



Далі проф. А. Ф. Лебедєв на основі опрацювання дійсних вимірів установлює таке: Зимового періоду, що охоплює (в кліматичних умовах Одеси) листопад, грудень, січень, лютий та першу березня, пружність водяної пари в різних шарах ґрунту тим більша, чим глибше лежить даний шар. Напр., у грудні на глибині 10 см пружність водяної пари дорівнює пересічно 5,6 мм, а на глибині 320 см вона досягає 12,2 мм.

Протягом літнього періоду, з кінця травня до початку вересня, шари, що лежать глибше, мають меншу пружність, ніж шари, що лежать вище: напр., у серпні пружність водяної пари на глибині 10 см становить 35,6 мм, на глибині ж 320 см вона досягає тільки 12,2 мм.

Весняно-осінній період характеризується тим, що в ґрунті, в його верхніх шарах, вирівнюються пружності водяної пари: восени пружність звичайно далеко вища, ніж навесні, приблизно 14—16 мм проти 7,0—8,5 мм навесні.

Отже, напрям пересування води в паруватому стані повинен бути різний в різні сезони. Улітку вода вгляді пари повинна пересуватися з кореневмісного шару як до глибших шарів ґрунту, так і до атмосфери, бо пружність водяної пари в горішніх шарах ґрунту більша, ніж у шарах, що лежать нижче в атмосфері, тобто влітку відбувається двобічне висихання кореневмісних шарів.

Протягом весняно-осіннього періоду вода в паруватому стані майже не пересувається або пересувається дуже мало.

Узимку потік паруваті води повинен прямувати знизу вгору і отже повинне відбуватися збагачення горішніх шарів ґрунту коштом води глибших шарів.

До шару ґрунту, що має сталу річну температуру, протягом літнього періоду повинна прибувати, за Лебедєвим, вода в паруватому стані як здолу, так і згори. Нижче від шару, де починається стада температура, пружність водяної пари ґрунту лишається в часі (сезоново) незмінна, збільшуючись із глибиною. Через це тут відбувається постійне однобічне пересування водяної пари з глибших верств ґрунту до менш глибоких шарів.

Можливу кількісну сторону зміни водного режиму ґрунту через пересування паруваті води ілюструє таблицька спостережень над 2-метровим шаром ґрунту в Одесі проф. А. Ф. Лебедєва:

Таблиця 27

	Час спостережень		
	Від 26/X до 16/XII	від 16/XII до 1/III	від 26/X до 1/III
	В міліметрах		
Прибуло води в ґрунті . . . . .	70,9	109,7	180,6
Випарувалося води з ґрунту . . . . .	23,6	31,5	55,1
Разом загальне збільшення запасу води в ґрунті . . . . .	94,5	141,2	235,7
Впало опадів . . . . .	49,8	119,7	169,5
Кількість води, що пересунулась з глибинних шарів . . . . .	44,7	21,5	60,2

тобто коштом пари, за Лебедєвим — кількість води в 2-метровому шарі ґрунту збагатилась майже на 16,5% рокової кількості опадів, що випадають в Одесі (близько 400 мм).

**37. Рух плівкової води.** Плівкова вода, за спостереженнями проф. А. Ф. Лебедєва, пересувається в теченому стані взагалі з місць вологіших до місць менш вологістю. Сила ваги не впливає на швидкість руху плівкової води. Плівка може рухатися тільки тоді, коли її глибина більша за один шар молекул, перший бо шар повинен лишатися нерухомий (прилиплий). Саму суть плівкового руху досліджено мало. Приблизно можна уявити собі цей процес так. Припустимо, ми маємо частку ґрунту, оповиту плівкою, що перебуває в рівновазі під впливом сил: 1) тяжіння, 2) молекулярного притягання (див. рис. 20 ліворуч). Нехай плівка має форму, показану на рисунку; глибина її зменшується знизу вгору. Коли тепер припустимо, що горішня частина плівки (під впливом випаровування або вбраниям корінням рослин) спадає в ґрунті, то рівновага плівки повинна порушитися; тоді той, що залишається, об'єм плівки буде намагатися розміститися на поверхні частки, поповнивши спад води в горішній частині частки; для цього треба, щоб частина води з долішньої частини плівки піднеслася вгору.

Коли вода з горішньої частини плівки зникає безперервно, то утворюється течія води вгору аж до зникнення всієї плівки. Через те, що в дійсності

частка ґрунту не ізольована і в місцях зіткнення часток плівки зливаються одна з одною, то, очевидно, в даному разі буде рухатися вгору цілий ряд плівок, тобто утворюється безперервна течія піднесення плівкової води. Легко собі уявити цей процес, як він іде назад, тобто згори донизу; такий процес буває, напр., коли випадають на поверхні землі опади.

Отже, плівкова вода пересовується через те, що плівки здатні пересуватися від більшої глибоки до меншої.

Щодо можливої швидкості плівкового руху води, то за проф. М. А. Величковим можна констатувати два такі положення:

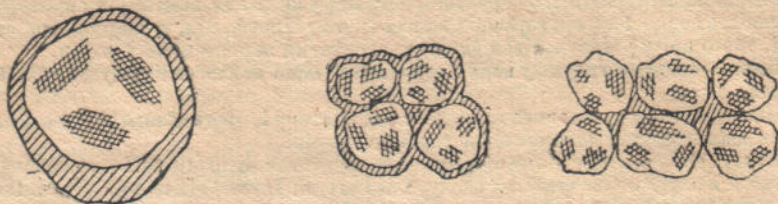


Рис. 20. Схеми плівкового та капілярного стану води.

1) Швидкість руху плівкової води збільшується з квадратом середньої глибоки плівки.

2) Швидкість за інших рівних умов збільшується із зменшенням поперечника зерен.

Із сказаного впливає ще одне важливе положення: плівкова вода в природі рухається звичайно тільки в сторчковому напрямі — вгору та вниз; проте плівкова вода може пересуватися і в боки.

**38. Рух капілярної води вгору.** Капілярна вода, що перебуває в проміжках між частками ґрунту (рис. 20 праворуч), може рухатися вгору, вниз і в кожний бік, у похилому напрямі. Капілярна вода рухається вгору з особливих причин, неподібних до причин інших видів руху капілярної води, і тому цей рух треба розглянути окремо.

Капілярне піднесення води вгору є наслідок поверхневого натягу в опуклому меніску, що обмежує горішню частину капілярного стовпа, яка (частина) доторкається до повітря. Невідмінна умова капілярного піднесення — це змочування течивом стінок трубки; коли ж течиво матеріалу трубки не змочує, то меніск виходить увігнутий і тоді течиво спускається додолу (рис. 21). У капілярних каналах, що їх утворюють пори ґрунту, ми завжди маємо змочування, отже завжди піднесення.

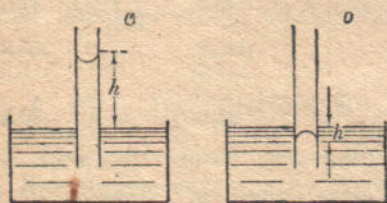


Рис. 21. Капілярні трубки.

Висота піднесення води в круглій капілярній трубці, як відомо з фізики, обернено-пропорційна до поперечника трубки  $d$  і крім того, залежить від температури ( $t$ ) за наступною формулою:

$$h = \frac{30 (1 - 0.002 t)}{d}$$

де  $h$  й  $d$  дано в мм, а  $t$  — в градусах Цельсія.

За цю формулою маємо:

$$\begin{aligned} \text{коли } d &= 1 \text{ мм і } t = 15^\circ \quad h = 29,1 \text{ мм} \\ \text{» } d &= 0,1 \text{ мм і } t = 15^\circ \quad h = 291 \text{ мм} \\ \text{» } d &= 0,01 \text{ мм і } t = 15^\circ \quad h = 3000 \text{ мм} \end{aligned}$$

Коли в у воді солі, то це зменшує можливу висоту капілярного піднесення.

Коли перекрій капілярної трубки не круглий, то величина капілярного піднесення збільшується прямо-пропорційно до відношення довжини обводу меніска до його площі; отже, для кожного некруглого перекрою капілярної трубки висота капілярного піднесення буде більше, ніж для круглого, бо зазначене вище співвідношення для кругового обрису трубки мінімальне. Перекрій каналів між порами ґрунту має завжди дуже неправильну форму, тому можлива висота капілярного піднесення води буде далеко більша, ніж у круглій скляній трубці.

Отже, висота капілярного піднесення води повинна бути дуже неоднакова в ґрунтах із різною грубістю зерен. Коли зерна дуже грубі, піднесення води дуже невисоке; напр., у хрящуватих породах, де поперечник окремих зерен більший за 5 мм, піднесення води зовсім немає. У пісках середньої грубости (поперечник зерен від 0,5 до 0,1 мм) піднесення води досягає за Кейлаком 400 мм, у дрібнішому піску з домішкою глини  $h$  досягає 1000 мм, а в глинах із домішкою гумусових речовин — навіть до 2000 мм.

Досліди Амтерберта дали такі цифри для ґрунтів із різною грубістю зерен:

Діаметр зерен у мм	Висота піднесення в мм
5,0 — 2,0	25
2,0 — 1,0	66
1,0 — 0,5	131
0,5 — 0,2	246
0,2 — 0,1	428
0,1 — 0,05	1055
0,05 — 0,02	1860

Залежність швидкості піднесення капілярної води від величини зерен дослідом не встановлена. Можна гадати, що коли зерна великі, то швидкість піднесення буде мала, бо коли порожні пори між зерен великі, то піднесення води повинна затримувати сила ваги. Далі, із зменшенням поперечника зерен спочатку й величина піднесення і швидкість будуть збільшуватися, але до деякої межі; вище від цієї межі буде збільшуватися тільки величина піднесення, а швидкість спадатиме, бо опір руху буде збільшуватися швидше, ніж сила капілярного піднесення. Справді, за дослідом Вольні такий максимум швидкості піднесення буває в ґрунтах із поперечником зерен  $d = 0,05—0,10$  мм.

Дослідити піднесення води в ґрунтах різного складу можна дуже простим приладом, що складається з ряду скляних, відкритих в обох боках, трубок, наповнюваних випробовуваними зразками, які вміщують спідніми кінцями в забарвлену воду. Висоту піднесення визначають з різниці кольору між змоченими й незмоченими водою, що підноситься, частками породи.

## § 10. РУХ ПІДЗЕМНОЇ КАПІЛЯРНОЇ ВОДИ ПІДО ВПЛИВОМ СИЛИ ВАГИ

**39. Основи залежності.** Рух води в капілярах ґрунту униз або в боки відбувається підо впливом сили ваги. Швидкість цього руху в багато разів повільніша, ніж води поверхневої. Звичайно швидкість такого руху води в ґрунтах лежить у межах 0,5—1,0 м на добу, тобто 1 км вода за такої швидкості проходить за 5,5—2,8 року.

Швидкість розглянуваного руху води в ґрунтах залежить від таких чинників:

- 1) від величини порожень у породі, тобто від пористості;
- 2) від особливостей фізичної будови порід, тобто від форми пор, шитою поверхні зерен, грубости зерен, наявности тих чи тих домішок і т. ін.;
- 3) від напору води в даному місці водопровідної породи;
- 4) від температури води, що впливає на її в'язкість.

Від пересічної швидкості руху в ґрунті  $V$  треба відрізняти дійсну швидкість фільтрації  $U$ ; під пересічною швидкістю розуміють ту пересічну фіктивну швидкість по всьому перекрою водопровідної верстви, яку ми дістаємо, як частку від ділення всієї кількості води, що проходить через поперечний перекрій породи за одиницю часу, на всю поперечну площу поперечного пе-

рекрею породи, тобто рахуючи її площу пор ґрунту, і площу перекрею по частках ґрунту (літ. IV); дійсна швидкість фільтрації відповідає дійсній швидкості окремих фільтраційних струмків у порах ґрунту. Залежність між дійсною швидкістю фільтрації  $U$  та пересічною швидкістю в ґрунті  $V$  встановлюється формулою:

$$V = p \cdot U, \quad (25)$$

де  $p$  — пористість породи, цебто пересічна швидкість руху води в ґрунті, менша за дійсну швидкість фільтрації.

Основну гіпотезу про рух води в прохідних ґрунтах дав Дарсі (1856 р.) в наслідок своїх дослідів над фільтрацією в пісках, коли будували водогін у м. Діжоні (Франція). Уподобивши рух води в порах ґрунту рівномірному рухові по таких трубках, Дарсі дав таку формулу:

$$V = K \cdot i; \quad (26)$$

тут:  $V$  — пересічна швидкість руху,  $i$  — різниця напору, поділена на віддаль між горішньою й долішньою площинами напору, тобто  $i = \frac{h}{l}$ , де  $h$  — різниця напорів, а  $l$  — віддаль; характеристику  $i$  звать інакше *гідрометричним спадом*, або *градієнтом фільтрації*;  $K$  — коефіцієнт, що є стала величина для даної фізичної будови ґрунту та його стану за даного моменту; характеристика  $K$  має назву *коефіцієнта фільтрації*.

Уподобнюючи рух ґрунтових вод рухові води в вузьких циліндричних трубках, інший французький учений Пуазейль вивів друге основне положення теорії руху ґрунтової води, а саме, що швидкість руху води обернено-пропорційна до в'язкості течива, тобто

$$K = \frac{K_1}{\mu}, \quad (27)$$

де  $K_1$  — якась фізична стала,  
 $\mu$  — коефіцієнт в'язкості.

До цього Пуазейль дав залежність  $\mu$  від температури (в системі абсолютних мір):

$$\mu = \frac{0,01779 \rho}{1 + 0,0337 t + 0,00022 t^2}, \quad (28)$$

де  $\rho$  — густина течива.

У первісних формулах руху води в ґрунтах коефіцієнт фільтрації характеризували сталим числом — для даного однорідного ґрунту, що складався переважно з часток однакового розміру, або визначали експериментально для ґрунтів, що складалися із суміші різної величини часток.

Наступні дослідні роботи показали, що залежність коефіцієнта фільтрації від механічного складу базується головню на розмірах і кількості дрібних фракцій, а також на пористості, при чому різка відмінність в умовах руху буває для чистих пісків і для пісків із домішкою глини і тим більше — для чистих глини.

Дальші дослідні установили також, що, коли зерна ґрунту грубі (більші ніж 2 мм), формули типу Дарсі стають взагалі не придатні і гідравлічний спад треба заводити до розрахунку в степені, меншому за одиницю. Нарешті, для дуже грубопрохідних порід (щілинуваті породи), де вода може протікати суцільними струмками, рух води підлягає законові Шезі, якому підлягає також рух потоків надземних, поверхневих; загальна формула цього руху ризниться від формули Дарсі тим, що гідравлічний спад входить у неї з показником 0,5:

$$V = K \cdot i^{0,5} \quad (29)$$

при чому  $K = C \sqrt{R}$ , де  $C$  — характеристика, зв'язана з шерехатістю корита, а  $R$  — гідравлічний радіус потоку, визначуваний, як частка від ділення площі живого перекрею потоку на довжину змоченого периметра його (див. далі п. 71).

Відзначмо тут, що рух течива, що підлягає законові Дарсі, характеризується тим, що окремі частки пересуваються з плавкою зміною швидкостей при переході від однієї частки до другої; такий рух, як відомо з гідравліки, звуть *лямiнарним*.

Рух води, що підлягає законові Шезі, має назву *турбулентного* й характеризується тим, що в потокові відбуваються розриви суцільності і швидкості, переходячи від однієї частки до другої, змінюються перервно, стрибками (див. п. 59).

Відповідно до сказаного можна об'єднати всі запропоновані формули, щоб визначати швидкість руху ґрунтової води, в такі групи:

I. Формули типу Дарсі, — для дрібнозерних ґрунтів:

- 1) для чистого піску,
- 2) для глин і глинястих порід.

II. Формули для грубозерних ґрунтів, що не підлягають законові Дарсі.

III. Формула Шезі — для дуже грубопрохідних порід.

Тут ми розглянемо тільки перші групи запропонованих формул і до того обмежуючись тими, що найбільше задовільні; формулу Шезі розглянемо докладно в розділі про поверхневий стік (див. п. 81).

**40. Залежності типу Дарсі для дрібнозерних пісків.** Из запропонованих формул для дрібнозерних пісків наведемо формули *Крюгерову*, *Козені-Газе-нову* й *Сліхтерову*.

1. *Крюгер* дав таку формулу для  $V$ :

$$\text{Тут:} \quad V = 1,44 \cdot 10^6 \frac{P}{\theta^2} i \text{ (м на добу)} \quad (30)$$

$\rho$  — в куб. см — пористість ґрунту, виражена об'ємом пор в одному куб. см ґрунту;

$\theta$  — у кв. см — поверхня всіх часток в 1 куб. см ґрунту, вважаючи при обчисленні, що всі зерна кулястої форми і в межах кожної фракції ґрунту однакового пересічного поперечника.

Формулу в вищеописаному вигляді дано для температури 18°C.

Температурний коефіцієнт  $\rho$  *Крюгера* бере за скороченою формулою Пуазейля:

$$\rho = 1 + 0,0337 t \quad (31)$$

Отже, в *Крюгеровій* формулі прийнято:

$$K = 1,44 \cdot 10^6 \frac{P}{\theta^2} \quad (32)$$

Нижче подаємо зведену таблицьку ходу обчислень за наведеною формулою (літ. IV), коли пористість дорівнює 47%, тобто об'єм ґрунтових часток в 1 куб. см ґрунту дорівнює 0,53 куб. см.

Таблиця 27

Пересічні діаметри фракцій $d_1$ см	Ваговий вміст фракцій у %	Маса часток по фракціях куб. см	Об'єм одної частки куб. см	Число часток фракцій $z_1$	Поверхня одної частки кв. см	Поверхня всіх часток фракцій кв. см
	II	III=II(1- $\rho$ )	IV	V=III:IV	VI	VI=VI $\times$ V
0,0005	23	0,1219	$6,54 \cdot 10^{-11}$	$1865 \cdot 10^6$	$7,85 \cdot 10^{-7}$	1463
0,0030	56	0,2968	$1,41 \cdot 10^{-8}$	$21,1 \cdot 10^6$	$2,83 \cdot 10^{-5}$	597
0,0075	13	0,0689	$2,21 \cdot 10^{-7}$	$31,2 \cdot 10^4$	$1,77 \cdot 10^{-4}$	55
0,015	4	0,0212	$1,77 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^4$	$7,07 \cdot 10^{-4}$	9
0,035	3	0,0159	$2,24 \cdot 10^{-5}$	710	$3,85 \cdot 10^{-3}$	3
0,075	1	0,0053	$2,21 \cdot 10^{-4}$	24	$1,77 \cdot 10^{-2}$	1
$\rho = 0,0052$	100%	0,53	—	$1886 \cdot 4 \cdot 10^6$	—	$2128 = \theta$

Дані граф I та II визначають механічною аналізою ґрунту, як це відзначалося вже вище (див. п. 30). Масу часток по фракціях визначають, як добуток об'єму ґрунтових часток в 1 куб. см на число, що подає ваговий вміст фракцій, напр., для фракцій  $\vartheta_1 = 0,0005$  як добуток:  $0,23 \times 0,53 = 0,1219$ . Об'єм однієї частки визначають для пересічного поперечника  $\vartheta_1$  за формулою об'єму кулі:  $W = \frac{\pi \vartheta_1^3}{6}$ . Число часток фракції  $Z_1$  дорівнюють частці від ділення маси часток по фракціях на об'єм однієї частки. Поверхню однієї частки визначають за формулою поверхні кулі:  $a = \pi \vartheta_1^2$ . Нарешті, поверхню всіх часток фракцій обчислюють як добуток числа часток у фракції на поверхню однієї частки. Шукану величину знаходять як суму поверхень часток у кожній фракції.

Отже, для даного прикладу (при  $18^\circ$  Цельсія):

$$K = 1,44 \cdot 10^9 \cdot \frac{0,47}{2128^2} = 0,149 \text{ метрів/доба.}$$

Можна обчислення за Крюгеровою формулою спростити так (за інж. Б. А. Замаріном, див. літ. IV).

Нехай ми маємо 1 куб. см ґрунту, що складається з груп зерен із пересічним поперечником  $\vartheta_1$  і з ваговим вмістом груп  $g_1$ .

Із виразів поверхні та ваги часток ґрунту в одній фракції:

$$\theta_1 = Z_1 \pi \vartheta_1^2 \quad \text{та} \quad g_1 (1 - p) = \frac{Z_1 \pi \vartheta_1^3}{6}$$

можна мати таку формулу для  $\theta_1$ :

$$\theta_1 = \frac{\pi \vartheta_1^2 \cdot 6 \cdot g_1 (1 - p)}{\pi \vartheta_1^3} = 6 (1 - p) \frac{g_1}{\vartheta_1}$$

а для всього об'єму ґрунту будемо мати:

$$\theta = 6 (1 - p) \sum_{i=1}^n \frac{g_i}{\vartheta_i} \quad (33)$$

Визначаючи суму відношень вагових вмістів фракцій до пересічного поперечника часток їх через обернену величину чинного поперечника  $d_q$ , маємо:

$$\sum_{i=1}^n \frac{g_i}{\vartheta_i} = \frac{1}{d_q}$$

і тоді

$$\theta = \frac{6 (1 - p)}{d_q} \quad (34)$$

Тоді формула Крюгера матиме вигляд (для  $18^\circ\text{C}$ ):

$$V = 400 \frac{P}{(1 - p)^2} d_q^2 \text{ (метр/доба),} \quad (35)$$

де чинний діаметр  $d_q$  вимірюється в мм.

Обчислення  $\theta$  і  $V$  тепер чимало спрощуються; напр., для попереднього прикладу маємо:

$$\sum_{i=1}^n \frac{g_i}{\theta_i} = \frac{23}{0,05} + \frac{56}{0,30} + \frac{13}{0,75} + \frac{4}{1,5} + \frac{3}{3,5} + \frac{1}{7,5} = 667,7$$

$$\theta = 6 (1 - 0,47) \cdot 667,7 = 2123 \text{ кв. см.}$$

$$d_a = \frac{1}{667,7} = 0,0015 \text{ см} = 0,015 \text{ мм}$$

За Крюгеровими дослідями його формула, застосована до різних пісків із середнім поперечником фракцій від 0,01 до 2,0 мм, взагалі дає досить задовільні наслідки з відхилами приблизно  $\pm 14\%$ .

1918 р. Крюгер дав залежність для обчислення характеристики  $\theta$  у його формулі за питомою поверхнею ґрунту, за формулою  $\theta = \frac{60}{S} \cdot O$ , де  $S$  — питома вага ґрунту,  $O$  — питома поверхня ґрунту (див. п. 31).

2) Козені-Газенова формула для пісків має вигляд (для  $t = 18^\circ \text{C}$ ):

$$V = 794 \frac{p^3}{(1-p)^2} \cdot d_n^2 \cdot i \text{ (см/доба)} \quad (36)$$

Температурний коефіцієнт тут також беруть за формулою Пуазейля.

Коефіцієнт  $K$  формули Дарсі, при переході до швидкостей у метрах на секунду, при числових оцінках, що їх прийняв Козені, коефіцієнта форми поперечних перекроїв пор ґрунту, можна написати так:

$$K = 4000 \frac{p^3}{(1-p)^2} \cdot d_n^2 \quad (37)$$

Тут  $p$  має ту саму вартість, що й вище, а  $d_n$  — чинний діаметр у мм, визначуваний за Газеном, як розмір тих часток, менше яких є в ґрунті  $10^0\%$  за вагу. Величину  $d_n$  беруть з кривої вагового вмісту фракцій ґрунту, звичайно вирисовуваної у вигляді ламаної лінії, тобто з лінійним інтерполюванням у межах кожної фракції, або визначають інтерполяцією. Напр., для ґрунту такого механічного складу:

$g_i \%$	0,2	0,1	0,2	3,2	56,8	27,5	12
$d_i$ мм	0—0,01	0,01—0,05	0,05—0,1	0,1—0,2	0,2—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0

$d_n$  можна знайти інтерполюванням по простій від  $d_4 = 0,2$  мм до  $d_5 = 0,05$  мм, тобто

$$d_n = 0,2 + \frac{0,5 - 0,2}{56,8} \cdot [(10 - (0,2 + 0,1 + 0,2 + 3,2))] = 0,23 \text{ мм.}$$

Точність Козені-Газенової формули дуже близька до точности формули Крюгерової (після перевірки на тих самих ґрунтах).

3) Формула А. Газена (для піску) має вигляд:

$$V = C_2 \cdot d_n^2 \cdot i (0,70 + 0,3t) \text{ (м/доба)} \quad (38)$$

Тут  $C_2$  — так званий коефіцієнт забруднення, — емпіричний коефіцієнт, який змінюється від 400 до 1200,  $d_n$  — чинний діаметр (див. вище п. 30),  $t$  — температура води за Цельсієм. Вартості  $C_2$  автор формул радить брати: для забруднених пісків 500—600, для чистих пісків — 800—1000.

Застосування своєї формули Газен зумовив межами для  $d_n$  від 0,1 до 2,0 мм, при величині так званого коефіцієнта однорідности не більше як 5. Величину чинного діаметра зерен ґрунту Газен визначив як розмір часток цього, складеного з однакових часток ґрунту, який має ту саму перепускную здатність, що й даний ґрунт (див. вище п. 30). Коефіцієнтом однорідности він

назвав відношення того розміру зерна  $d_0$ , менше від якого в ґрунті міститься 60% на вагу зерен, до величини чинного діаметра  $d_n$ , тобто відношення  $\frac{d_0}{d_n}$ .

Формула Газенова за перевіркою Крюгера, дає іноді чималі відхилення від дійсності; слабка її сторона — це в дійсності довільний вибір коефіцієнта  $C$ .

4) Згадаймо далі ще формулу Сліхтерову (для піску)

$$V = 496 \cdot M \cdot d_m^3 \cdot i^2 (1 + 0,0337t) \text{ (м/доба)} \quad (39)$$

де  $M$  — сталий коефіцієнт, залежний від пористости породи,  $d_m$  — пересічний діаметр зерен піску,  $t$  — температура води в градусах Цельсія.

Вартості  $M$  визначають з такої таблички (в скороченому вигляді):

$p$	0,26	0,28	0,30	0,32	0,34	0,36	0,38	0,40	0,42	0,44	0,46	0,47
$M$	0,1187	0,1517	0,1905	0,2356	0,2878	0,3473	0,4154	0,4922	0,5789	0,6776	0,7838	0,8455

Формула ця дає гірші наслідки, ніж Крюгерова й Козені-Газенова формули.

Зазначимо, що швидкість пересування води в ґрунтах, як видно із сказаного, дуже залежить від температури води. Досліди Людеке показали, що коли температура зростає від 0 до 25°, кількість води, що протікає через той самий перекрій потоку, подвоюється; за дослідями Howson'a просочування води крізь пісок при 32° С на 175% більше, ніж при 10°.

41. Залежності для глинястих порід. Усі вищенаведені формули фільтрації стосуються, як сказано, до чистих пісків, тобто до пісків без домішки глини. Досліди Зельгайма ще р. 1880 показали, що фільтрація пісків швидко зменшується, коли до них додати деяку кількість глини.

Проте, до цього часу практично вдалих і досить перевірених формул для швидкості фільтрації в глинястих ґрунтах та глинах не було.

Крюгер, давши свою, наведену вище формулу (див. п. 40), гадав, що її можна застосовувати як для пісків, так і для глинястих ґрунтів та глини. Він, проте, не уґрунтував цього даними дослідної перевірки. Досліди в лабораторії Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства України (виконала їх В. Г. Ткачук (1929 — 30 р.) показали, що для глинястих пісків Крюгерова формула дає помилки (звичайно в бік перебільшення) порядку 437—9060% від справді знайдених величин і до того більші, ніж за формулою Газена, що з нею порівнювалася (див. п. 40 — 3).

В. Г. Ткачук (літ. VIII), на підставі своїх дослідів у лабораторії Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства України, запропонувала (р. 1930) для обчислення фільтрації в глинястих пісках застосовувати формулу для  $K$  за Газеном з її поправкою в такому вигляді:

$$V = \frac{800}{a^2} d_n^2, \quad (40)$$

де:  $d_n$  — чинний діаметр,

$a$  — кількість глинястих часток, тобто часток із діаметром меншим, ніж 0,01 (у відсотках).

Вираз для  $V$  набере тоді вигляду:

$$V = \frac{800}{a^2} d_n^2 \cdot i (0,7C + 0,3 \cdot t) \text{ (м/доба)}. \quad (41)$$

Перевірка коефіцієнта фільтрації за формулою Газена-Ткачук для глинястих пісків дала загалом досить задовільні наслідки; знайдені помилки коливались у межах від 6 до 44% і тільки в одному з 7 випадків помилка досягала 390%; формула ця, звичайно, потребує додаткової перевірки.

Роботами В. Г. Ткачук та інших дослідників установлено також ще один цікавий факт: виявляється, що для глинястих пісків коефіцієнт фільтрації залежить також від гідравлічного градієнта; із збільшенням гідравлічного гра-



дієнта коефіцієнт фільтрації поступово, але нерівномірно, збільшується, що спостерігалось для чистих пісків. Отже, глинясті піски не підлягають за-  
 конові Дарсі, тобто пропорційній залежності між величиною гідравлічного  
 градієнта та швидкістю фільтрації.

Відзначмо, що під глинястими пісками вище ми розуміли ґрунти, що мають  
 переважно піщані фракції, з кількістю фракцій глинястих часток ( $< 0,01$  мм)  
 у межах 2—20% і з питомою поверхнею 10—35.

З питанням про швидкість фільтрації в чистих глинах справа стоїть ще  
 гірше.

Досліди ряду авторів, у тому числі найновіші досліді В. Г. Ткачук, пока-  
 зали безперечно непридатність для глин як формули Крктеросві, так і Газе-  
 жової (помилки — перебільшення до 20 000%).

Дослідження К. Терцаці (літ. III) показали, що зерна глини різняться  
 від зерен піску не тільки своїми розмірами: виявляється, що дрібніші глинясті  
 частки складаються з найтонших гнучких мінеральних лусочок, тоді як зерна  
 піску компактні й жорсткі. Тому капілярні канали в піску мають переречний  
 перекрій, що наближається до кола, а капіляри в глині подібні до вузь-  
 ких щілин. Ця різниця істотно впливає на просочування в глину, що через  
 те відбувається вже не так, як у піску.

Далі, виявляється, що процеси фільтрації цілком різні для однорідних  
 і для грудкуватих глинястих ґрунтів; фільтрація крізь грудкуваті глини  
 сполучена з переміщенням часток і з заповненням грубших пор губчастою ко-  
 лoidalною речовиною, відірваною від горішніх грудок.

Нарешті, дослідження К. Терцаці встановили залежність коефіцієнта філь-  
 трації глин від їхньої вологості; тому, за Терцаці, в цьому випадку одна цифра  
 не характеристична, а треба будувати цілу криву залежності від вологості.  
 Для глин їхня вологість характеризується, разом із в'язкістю, їхньою пла-  
 стичністю. Є багато способів, щоб визначати пластичність породи (див. літ. VIII).  
 К. Терцаці пропонує характеризувати пластичність різницею двох цифр: во-  
 логості (у відсотках від ваги сухого зразка), що відповідає нижній границі  
 пластичности, й вологості, що відповідає нижній границі текучості ґрунту;  
 цю різницю К. Терцаці назвав коефіцієнтом пластичности. Між зазначеними  
 границями глина пластична, поза ними — вона або течево, або напівтверде  
 тіло. Для матеріалів непластичних (пливуни, дуже дрібний кварцовий піл)  
 коефіцієнт пластичности дорівнює нулеві, тобто обидві границі зливаються.  
 Нарешті, про закон Дарсі К. Терцаці гадає, що для глин у пластичному стані—  
 із середньою або низькою вологістю — цей закон можна застосовувати. За да-  
 ними ж лабораторії Науково-дослідного інституту Водного господарства  
 України (В. Г. Ткачук) зменшення коефіцієнта фільтрації при відповідному  
 зменшенні гідравлічного градієнта спостерігається для глин незалежно від  
 їхнього пластичного або непластичного стану; щоправда, відхил від закону  
 Дарсі, порівнюючи із змінами градієнтів, практично не має великого зна-  
 чення.

Відповідно до зазначеного складного характеру явища, формул, щоб теоре-  
 тично визначати швидкість фільтрації крізь глини, тепер немає.

Згадаємо, що К. Терцаці (літ. III) запропонував теоретичну залежність такого вигляду:

$$K = \frac{C}{V_{10}} \cdot \frac{V_{10}}{V_t} \cdot \frac{(e - 0.15)^{11} (1 + e)}{(e - 0.15)^8 + \frac{C}{d_n^8}} d^2 w \text{ (см/мін)}, \quad (42)$$

С — емпіричний коефіцієнт;

$V_{10}$  та  $V_t$  — коефіцієнти в'язкості води відповідно при 10° С і температурі  $t$ ;

$e$  — зведена пористість або відношення об'єму порожень до об'єму твердої речовини;

$d_n$  — чинний діаметр часток у см.

Викрених вартостей для С для різних видів глин покищо не встановлено: тому наведена формула  
 має практичного значення не має.

Визначмо, що звичайна величина коефіцієнта фільтрації для глин коли-  
 вється в межах від  $A \cdot 10^{-8}$  (де А — якесь одноцифрове число з частками) і

менше; для суглинків — у межах  $A \cdot 10^{-7}$  до  $A \cdot 10^{-8}$ , для сунісків — близько  $A \cdot 10^{-6}$  і для пісків, починаючи від  $A \cdot 10^{-4}$  або  $A \cdot 10^{-5}$  (глинясті піски), до  $A \cdot 10^{-2}$  або  $A \cdot 10^{-3}$  (чисті піски).

**42. Залежності для грубозерних порід.** Газен показав, що для піску, що складається із зерен діаметром більших ніж 2 мм, формули типу Дарсі непридатні, бо швидкість збільшується повільніше, ніж гідравлічний похил.

Для ґрунтів, для яких чинний поперечник більший, ніж 3 мм, Газен дає таку табличку швидкостей фільтрації в метрах на добу, для різних похилів потоку:

Таблиця 28

$d_n$ мм	3	5	8	10	15	20	25	30	35	40
0,0005	3,4	10	20	30	49	79	110	149	201	250
0,001	7	21	40	58	101	146	204	274	369	451
0,002	14	40	79	110	189	274	369	478	589	711
0,004	27	76	149	207	351	478	610	742	870	1000
0,006	40	113	207	274	451	619	781	930	1090	1240
0,008	55	143	253	339	531	720	900	1087	1270	1450
0,010	67	174	299	384	610	830	1030	1220	1412	
0,015	98	238	378	479	760	1030	1260	1477		
0,020	125	299	467	580	881	1180	1469			
0,03	183	400	616	750	1109	1450				
0,05	280	561	885	1060	1490					
0,10	494	930	1310	1550						

Із формул, що існують для грубозерних ґрунтів, наведемо формулу Кребера<sup>1</sup>:

$$V = 149300 \left( \frac{d \cdot i}{90} \right)^m \text{ (м/доба)}, \quad (43)$$

де  $d$  — пересічний поперечник часток у см,  
 $m$  — показник степеня, рівний

$$m = \frac{0,8 + d}{0,8 + 2d}$$

Для ґрунтів із середнім поперечником часток  $d = 0,1—0,15$  мм показник степеня  $m$  близький до одиниці ( $\approx 0,983$ ) і формула тоді близька до закону Дарсі, даючи відхил від величини швидкостей фільтрації близько 12%. У формулі явно не взято до уваги пористість, а також не дано температурного коефіцієнта.

**43. Практичні способи визначати швидкості.** Швидкість руху підземної води можна визначити також безпосередніми вимірами. Способи ці докладно описані в курсах гідрометрії (див. напр., літ. X). Ідея способів безпосередньо вимірювати швидкості руху підземної води полягає ось у чому. В зроблену

<sup>1</sup> Цю формулу, через очевидну друкарську помилку наведено в неправильному вигляді у відомих курсах гідрології проф. М. А. Великанова (див. стор. 27) і С. А. Селєнова (див. стор. 61).

спеціально, або в ту, що вже єсть, свердловину впускають або розчин кухонної соли, або спеціальні барвники (флюоресцин, уранін). Сіль або барвники пересуваються разом із підземною водою, що теж пересувається; маючи на деяких віддальях від першої свердловини ряд інших свердловин, розміщених навколо першої, беруть із них систематично проби води й визначають момент появи в них упущеної в першу свердловину соли або барвника (за допомогою хемічної аналізи або аналізи на колір води). Знаючи віддаль між першою свердловою й тією, де констатовано сіль або барвник, швидкість пересування підземної води обчислюють потім як частку від ділення пройденої віддалі на час цього переходу.

Напрямок руху води визначають легко положенням відносно першої свердловини тієї свердловини, де констатовано сіль або барвника.

Застосовують також методу електрорітничу (*Сліхтера*); в цьому разі в одну із свердловин спускають розчин електроліту, напр., амоніяку, а в інших свердловинах уводять у воду особливо зроблений електрод; розчин амоніяку збільшує електропровідність води і момент доходження підземної води разом із амоніяком до однієї із свердловин визначається моментом різкого збільшення електропровідності води в такій свердловині (напр., за допомогою гальваноскопа або спеціальних самописців).

**44. Поняття про гідрологічну класифікацію ґрунтів.** Загальні характеристики порід та ґрунтів, що ми навели їх у пп. 28 і 33 з погляду їхнього відношення до води, — це оцінки якісного характеру, що відповідають звичайним ходячим поглядам на породи та ґрунти. До теперішнього часу, на жаль, загально визнаних об'єктивних та науково обґрунтованих підходів до гідрологічної класифікації ґрунтів немає. Така класифікація повинна була б дати ознаки в цифрах, що цілком дозволяють зарахувати той чи той ґрунт до певної групи з погляду відношення цієї групи до води.

Проф. М. А. Великанов (літ. до розд. I—X) дає схему гідрологічної класифікації ґрунтів, виходячи із швидкостей руху води і співвідношень — для дрібнопрохідних ґрунтів — між швидкостями руху та витратами (тобто кількістю води, що проходить через поперечний перекрій породи за одиницю часу).

Визначаючи співвідношення між швидкостями та гідравлічним похилом  $i$  в такому загальному вигляді:

$$V = K_{\frac{1}{n}} i \quad (44)$$

матимемо:

коли  $n = 1$ , формулу Дарсі:  $V = K \cdot i$

коли  $n = 1/2$ , формулу Шезі:  $V = K \cdot i^{0.5}$ .

Коли вартість  $K$  така мала, що практично її можна дорівняти нулеві, тобто коли те, що одержуємо за формулою (44), менше ніж найменша вимірювана величина, то ґрунт можна вважати за практично непрохідний (при напорах, що звичайно зустрічаємо). В протилежному разі, коли вартість  $K$  не дуже мала і швидкість просочування вимірна, — ґрунт зветься прохідним. Далі, коли  $n = 1$ , маємо ґрунти дрібнопрохідні, до яких стосується формула Дарсі. Коли  $n = 1/2$ , рух течива може бути турбулентний; це ґрунти грубопрохідні, щільнуваті, до яких стосується формула Шезі.

Дрібнопрохідні ґрунти, за Рене Дандрімоном, можна поділити на три підкатегорії, залежно від переваги в них капілярного або плівкового руху. У ґрунтах із досить малим розміром зерен витрата плівкового руху може перевищувати витрату капілярного руху. Тому, коли позначити через  $V_e$  і  $q_e$  швидкість і витрату капілярного руху, а через  $V_p$  і  $q_p$  — те саме для плівкового руху і коли взяти два можливі випадки швидкості:

- 1)  $V_e > V_p$
- 2)  $V_e < V_p$

то матимемо:

1) коли  $V_e \geq V_p$  завжди  $q_e \geq q_p$  (найбільша грубість часток);  
 2) коли  $V_e < V_p$ , може бути: а)  $q_e \geq q_p$ , б)  $q_e < q_p$ , при чому випадок (а) відповідає середній грубості зерен, а випадок (б) — найменшій грубості часток.

Отже, М. А. Великанов дає таку схему гідрологічної класифікації ґрунтів:  
 А. Непрохідні:  $K = \infty$  0

Б. Прокідні: 1. Дрібно-прохідні 1)  $V_e \geq V_p$ ;  $q_e \geq q_p$  (найгрубіші);

2)  $V_e < V_p$ ;  $q_e \geq q_p$  (середньої грубості);

3)  $V_e < V_p$ ;  $q_e < q_p$  (найменшої грубості).

II. Грубопрохідні:  $n = 1/2$  (Шезі).

Як бачимо, ця схема не бере до уваги ґрунтів хоч і дрібнопрохідних, але тих, що не підлягають закономірності Дарсі; далі, у схемі зовсім немає інших об'єктивних ознак ґрунтів, які (ознаки) стосуються до зовнішніх механічних властивостей та складу ґрунтів, а також їхніх фізичних властивостей.

В наслідок дослідів лабораторії Науково-дослідчого інституту водного господарства України В. Г. Ткачук запропонувала (літ. VIII) конкретнішу й загальнішу схему гідрологічної класифікації ґрунтів (поки тільки для безструктурних ґрунтів). Ця схема, поки намічена як попередня, має такі об'єктивні ознаки різних ґрунтів:

1) тип ґрунту (піски чисті, піски глинясті, супіски, суглинки, глина);  
 2) питома вага його — від 2,50 до 2,70; 3) коефіцієнт пластичності (від 0 до 30); 4) характеристики механічного складу: загальна характеристика фракцій, кількість фракцій із частками меншими, ніж 0,01 мм (глинясті частки), питома поверхня; 5) порядок величини коефіцієнта фільтрації; 6) зв'язок із законом Дарсі.

Схему цієї класифікації наведено нижче:

Таблиця 29

Типи ґрунту	Питома вага	Коефіцієнт пластичності	Характеристика механічного складу			Коефіцієнт фільтрації $K$ см/сек.	Відношення до закону Дарсі	Примітка
			Загальна характеристика	% фракції $< 0,01$ мм	Питома поверхня			
Піски чисті	2,50—2,65	0	Переважають піскуваті фракції.	0—2	1—10	$A \times 10^{-2}$ $A \times 10^{-3}$	Підлягають	Щоб обчислити $K$ , вживати формули Газена, Крюгера.
Піски глин.	2,65—2,70	0	—	2—20	10—35	$A \times 10^{-4}$ $A \times 10^{-5}$	Чималі відхили	Щоб обчислити $K$ , Газенова формула з поправкою автора.
Супіски . .	2,68—2,70	—	Переважають дрібнопіскуваті та порошкуваті фракції.	10—25	30—90	$A \times 10^{-6}$	Невеличкі відхили	
Суглинки .	2,68—2,70	1—30	Переважають порошкуваті та глин. фракц.	25—50	90—270	$A \times 10^{-7}$	Невеличкі відхили	
Глина . . .	$> 2,70$	$> 30$	Переважають глинясті фракції, з них певний відсоток дрібноглинястих часток.	$> 50$	$> 270$	$A \times 10^{-8}$	Невеличкі відхили	

## § 11. ВОДОВМІСНІ ШАРИ

45. Три фази руху підземної води. Коли розглядати процес руху води в течному її стані, починаючи від поверхні землі й кінчаючи якимнебудь першим водонепрохідним шаром (див. п. 34), рахуючи від поверхні землі, то можна виділити тут схематично такі три характерні фази (див. літ. 1 до розділу I). Перша фаза (див. рис. 22) стосується до поверхневого шару землі, на якому відбивається вплив метеорологічних умов: температури повітря, сонячної радіації, вітрів, тощо. У цій фазі частки води, коли ґрунт відвологнений дощем, можуть спускатися наниз; коли змінюються метеорологічні умови (сонце, вітер) у цьому шарі вода також може підноситися вгору або пливковим рухом, або капілярним, з умовою, що немає висихання горішньої вершини ґрунту, або, зрештою, діянням кореневої системи рослинної покриви. Стже глибина шару першої фази залежить від багатьох причин: грубости ґрунту, фізичних його властивостей, характеру рослинної покриви. Коли немає рослинної покриви, в дрібнопрохідних ґрунтах глибина шару першої фази може дорівнювати всього двом-трьом десяткам сантиметрів; у лісах же, де коренева система залягає на глибині кількох метрів, глибина цього шару може бути далеко більша. У ґрунтах грубопрохідних першої фази може майже не бути, тому що вода просочується тут дуже швидко і швидко входить углиб.

Друга фаза починається з моменту, коли частки води виходять із сфери впливу надземної атмосфери і можуть рухатися через це тільки сторч униз, до зустрічі з водонепрохідним ґрунтом. Рух цей відбувається звичайно пливково в дрібнопрохідних ґрунтах і капілярно — в грубших ґрунтах. Іноді, коли вода нижче від дуже дрібнозерного ґрунту залягає шар із грубшими зернами, щоділяючи який не вистачає, щоб прийняти весь об'єм пливков, що вступають згори, — пливки можуть заповнити всі пори ґрунту і рух набере на деякому шарі капілярного характеру, перейшовши на наступному дрібнозерному шарі знову в пливковий. Такі капілярні прошарки утворюють неначе окремі водовмісні шари. Глибина шару другої фази цілком залежить від глибини залягання першого водонепрохідного шару.

Третя фаза являє собою рух води в водовмісному шарі; цей рух — похилий, приблизно рівнобіжний з простяганням непрохідного шару ґрунту. За межу цього шару знизу править поверхня водонепрохідної породи, а згори — капілярна вода, що спирається на воду водовмісного шару, а саме, поверхня розділу капілярної води з пливкою, що лежить вище. Рух води тут відбувається за законами капілярного руху під впливом сили ваги (див. § 10), крім рідких випадків дуже грубозерних окружових і щілинуватих порід (підземні річки). Глибина шару третьої фази так само, як другої, цілком залежить від геологічної будови окремих наверхтовань.

Ця схема трьох можливих фаз стану течної води дуже ускладнюється через пересування паруватої води (див. п. 36), що відбувається в різних формах ґрунтів і в різні сезони року.

Кількість води, що вступає в першу фазу й переходить потім у фазу другу, крім кількості атмосферних опадів і фізичних властивостей ґрунтів, залежить від цілої низки різних обставин, а саме: 1) від характеру опадів (злива, тривала мряка), 2) від рельєфу місцевості, 3) рослинної покриви, 4)

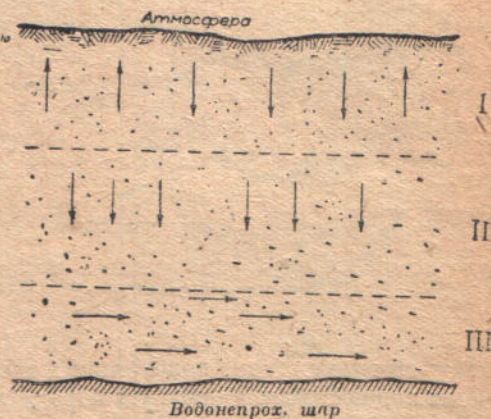


Рис. 22. Схема різних фаз руху води.

ходу метеорологічних елементів (температура, вітер, вологість повітря, тиск).

За злив, загалом кажучи, до ґрунту може вступати менше води, ніж за тривалих дощів, бо 1) чим більша інтенсивність випадних опадів, тим грубший шар води утворюється на поверхні землі і тим більша швидкість стікання цього шару і 2) звичайно зливи чергуються з годиною, яка спричиняє збільшене випаровування води, що не встигла ще глибоко просочитися й отже не досягла в деякій своїй частині другої фази і повертається назад до атмосфери.

Вплив рельєфу місцевості зрозумілий без особливих пояснень.

Рослинна покрива затримує поверхнєве стікання, тобто підсилює процес просочування, але, з другого боку, збільшує випаровування як безпосередньо, із свого листя, так і через транспірацію через кореневу систему.

Хід метеорологічних процесів, особливо їхнє чергування, також грає велику роль. Найсприятливіший для переходу води в другу фазу (й отже третю) тривалий дощ, коли немає перерв у ньому з випогодженням та вітрами.

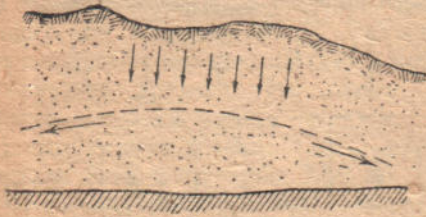


Рис. 23. Вільний водовмісний шар.

Зрозуміло, що на хід описаних процесів впливає також загальна грубість усіх водопрохідних порід, що залягають на водотривкому шарі. Коли дуже неглибоко залягає водотривкий шар, другої та третьої фази може зовсім не бути, а коли горішній шар ґрунту водотривкий, немає й першої фази.

**46. Вільні водовмісні шари.** Вище

відзначено, що всі водовмісні шари відсподу обмежує площа водотривких шарів, що залягають під ними. Коли над даним водовмісним шаром усі породи до самої поверхні землі водопрохідні, то горішня поверхня водовмісного шару, що залягає, єсть поверхня розділу між плівковим та капілярним рухом. Ця поверхня має назву вільної поверхні води, або *рівня водовмісного шару*.

В такому разі рівень водовмісного шару може вільно коливатися залежно як від допливу води до нього згори, так і від процесів пересування паруватої води. В цьому разі п'єзометрична висота кожної частки води в водовмісному шарі, очевидно, дорівнює геометричній висоті горішньої поверхні води (капілярної).

Такий водовмісний шар, де п'єзометрична висота води дорівнює геометричній висоті його горішньої обмеженої поверхні і в якому рівень води може вільно коливатися, бо є достатня водопрохідність усіх вищих шарів порід, — має назву *вільного водовмісного шару*.

Вільний водовмісний шар може жититися згори на всій площі свого залягання і до того ж нерівномірно, залежно від того, в якій частині його площі випадають опади в той чи той момент. Там, де дощу випало багато, рівень води в водовмісному шарі може піднятися так, що від району випадання дощу рівні води будуть знижуватися в обидва боки (див. рис. 23). При цьому рух води в водовмісному шарі може відбуватися в напрямі не похилу водотривкої верстви, а п'єзометричного похилу, який у вільному водовмісному шарі для всіх часток, розміщених на одній вертикалі, дорівнює похилові поверхнєвого шару води; з другого боку, цей рух поширюється до виходу підземного водовмісного шару на денну поверхню. Отже, пересічний похил вільної водовмісної верстви дорівнює частці від ділення перевищення найбільшої її піднятої частини над виходом непрохідної верстви на денну поверхню — на поземну віддаль між ними. Так, на рис. 23 рух у правій частині, де похили дна й поверхні напрямлені протилежно один до одного, можливий тільки тоді, коли вихід непрохідної верстви лежить на віддалі меншій, ніж точка перетину лінії поверхні з лінією дна. В противному разі весь рух зупиниться, і вся права частина (на рисунку) утворить нерухому зону доти, доки допливає вода згори.

Лінія, що сполучає точки найбільшого піднесення рівня водовмісного шару, утворює *вододіл* підземної води. Як видно із сказаного, вододіл підземного стоку загалом не збігається з вододілом надземного стоку; вододіли надземних басейнів залежать тільки від рельєфу місцевості і сталі, вододіли ж підземні: 1) не залежать від поверхневого рельєфу місцевості й 2) зумовлені похилами водонепрохідних верств та розподілом випадання опадів, тобто змінні.

Поверхня водовмісного шару в сторчовому розрізі дає звичайно якусь криву, яку ми приймаємо за параболу 2 порядку з поземною віссю, тобто звернену опуклістю вгору. Проте, траєкторії окремих часток води здебільшого, як це показали досліди *Рене Дандрімона*, звернені опуклістю наниз. Досліди *Рене Дандрімона* полягали ось у чому: дерев'яну скриньку з передньої скляною стінкою він наповнював однорідним просіяним ґрунтом, закладаючи поблизу скляної стінки зерна калій перманганату. Збоку скриньки (див. рис. 24) згорі зроблено рівчачок (дрена), нормальний до скла, що має деякий похил у напрямі від скляної стінки. Далі ґрунт у скриньці поливали водою, просочувана вода йшла в дрена, стікаючи по ній. Струмені води, торкаючись зерен калій перманганату, забарвлювались і давали помітні через скло мазки, з яких можна було міркувати про характер траєкторії рухомих часток. На мал. 24 показано схему тих, що були, траєкторій окремих струменів. З малюнка також видно, що рух відбувається не тільки згори вниз (як раніше гадали), але знизу вгору, в напрямі до дрени. Це цілком збігається з теорією, бо рух води відбувається в напрямі п'єзометричного похилу, що дорівнює в даному разі висоті (див. мал. 24), поділеній на довжину шляху часток; швидкість руху спідніх струменів у цьому разі може бути далеко менша, ніж швидкість горішніх, що лежать вище від дна дрени, бо при тому ж чинному  $h$  довжина їхнього шляху більша, проте швидкість спідніх струменів не дорівнює нулеві.

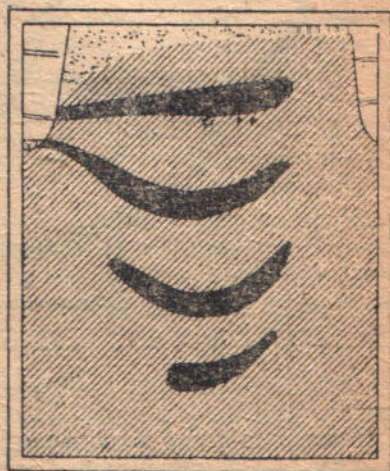


Рис. 24. Дослід Рене-Дандрімона.

**47. Напірні водовмісні шари.** Коли під ґрунтом водовмісного шару є шар породи з меншою прохідністю, ніж порода водовмісного шару, то рівень води в водовмісному шарі може вільно підвищуватися тільки до поверхні розділу цих двох порід. Коли живлення збільшується далі, частки води намагаються потрапити в горішній малопрохідний ґрунт, але вже участі в загальному русі водовмісного шару не беруть, залишаючись майже нерухомі. Отже, робоча частина водовмісного шару перебуває під тиском стовпа течива, що перевищує його власну висоту. Ще гостріше виступає це явище, коли водовмісний шар, обмежений згори майже водонепрохідним шаром і дістаючи чимале живлення, має похиле залягання: частки води в цьому разі в водовмісному шарі можуть бути під досить великим напором. Такий водовмісний шар має назву *невільного* або *напірного*; інакше це визначення можна сформулювати так: *невільним* або *напірним водовмісним шаром* звать той, де п'єзометрична висота більша від геометричної висоти його горішньої обмеженої поверхні. Треба застеретти, що поняття вільного або невідного шару стосується не тільки до всього водовмісного шару, але й до його частини; кожний невідний шар може мати свою вільну частину, з другого боку вільний водовмісний шар може в деяких місцях свого залягання ставати невідним.

Обшир живлення невідного водовмісного шару залежить перед усім від обширу живлення його вільної частини. Проте досить велику роль в живленні невідних водовмісних шарів грає також просочування, що відбувається

крізь водонепрохідні шари, що обмежують невідільні шари. Справа в тому, що абсолютно непрохідних порід, власне кажучи, немає; всі водотривкі породи водонепрохідні тільки порівнюючи й при більш-менш достатньому гідростатичному тискові можуть перепускати крізь себе цілком реальні кількості води, за дуже рідким винятком (кристалічні породи, див. літ. I), навіть коли в них немає розколин.

Якщо в сторчовому напрямі чергується ряд водотривких і водопрохідних верств, може бути кілька водовмісних шарів, один над одним з різними похилами та п'єзометричними висотами.

Можливу схему напірних водовмісних шарів дано на рис. 25; вгорі тут показано вільні частини напірних водовмісних шарів.

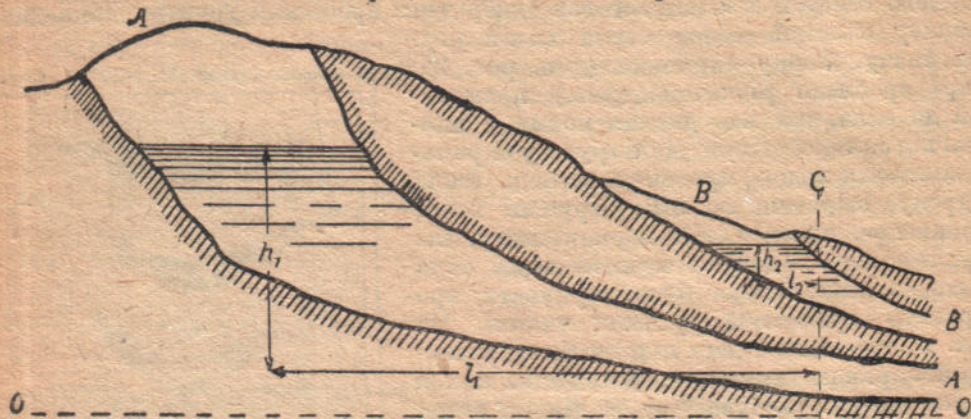


Рис. 25. Напірні водовмісні шари.

Швидкість руху води в напірному водовмісному шарі підлягає тим самим законам, що й для вільних водовмісних шарів, але під гідравлічним похилом тут треба розуміти різницю п'єзометричних висот, поділену на віддаль. П'єзометрична ж висота шару  $AA$  (рис. 25) в перекрої  $CC$ , напр., при позначеннях рисунка дорівнює  $h_1 - l_1$  і, тобто п'єзометрична висота на кожному місці напірного водовмісного шару дорівнює початковій вартості п'єзометричної висоти без добутку віддалі до даного перекрою (від початкового) на вартість п'єзометричного похилу. Величина п'єзометричної висоти на кожному місці напірного водовмісного шару залежить від висоти рівня в обширі живлення, від висоти даного перекрою, від величини втрат на тертя, а також від розмірів живлення.

Коли водовмісний напірний шар міститься між практично непрохідними верствами, що витримують без помітної фільтрації великі напори, тобто коли п'єзометрична висота шару, що міститься на порівнюючі великій глибині, підноситься майже до самої поверхні або навіть вище від поверхні, то воду такого походження звуть *артезійська*.

Відзначмо, що коли вода в артезійській свердловині виливається сама на поверхню землі, або навіть підноситься вище від поверхні землі, то п'єзометричний рівень такої води має назву *додатного* (або додатного гідростатичного); коли ж вода в свердловині зупиняється на деякій глибині нижче від поверхні землі, то п'єзометричний рівень звуть *від'ємним* (або від'ємним гідростатичним).

Артезійська вода звичайно залягає між густими геологічними витворами давніших періодів. Ці води мають здебільшого гарні питні властивості, бо, залягаючи на великій глибині, вони не можуть зовсім забруднюватись від процесів поверхневого походження; часто вода ця також мінералізована.

Відзначмо, що басейни артезійської води в умовах Руської рівнини часто мають чималі площі. Напр., Середньо-Дніпровський або Український артезійський басейн охоплює частини кол. губернь: Могилівської, Курської, Чернігівської, Харківської, Полтавської та Київської. Цей басейн являє з геоло-



лічного боку глибоку улоговину або мульд, вивопнену юрськими, крейдяними й третинними покладами; вона витягнулась приблизно з З.-Пн.-З. на С.-Пд.-С. У водонепрохідних верствах цих покладів міститься кілька артезійських рівнів, обшир живлення яких лежить по краях Середньо-руської височини, і які в обширі скупчення експлуатують численними артезійськими свердловинами. Напр., у Харкові багато води здобуто з пісків, що підсипають білу крейду, з глибини близько 630 м; в Києві й Полтаві одні свердловини здобувають артезійську воду з третинних пісків (різних рівнів), інші — з крейдяних порід, з юрських і т. ін.

Хоч басейни артезійської води дуже великі, запаси води в них все таки обмежені. Тому якщо невміло та необережно експлуатувати артезійські верстви, підземні запаси артезійської води можуть вичерпатися.

Відзначмо ще, що коли є артезійські свердловини з від'ємним п'єзометричним рівнем, то їх можна використати не для здобування води, а з цілком протилежною метою, а саме як убирні колодязі, щоб відвести до них зайвину води з поверхні вглиб, напр. при висушуванні місцевости, для спуску стоквої води й т. ін. Побудування таких убирних колодязів ґрунтується на властивості зазначених свердловин убирати спускавану в них воду без істотної зміни рівнів води в свердловинах. Такі висушні колодязі з успіхом застосовували у Франції та Італії.

**48. Підземна вода в скелястих породах.** Коли скелясті породи не мають розколин, то їм властиві надто малі вартості коефіцієнта прохідности  $K$ , практично рівні нулеві. Кожна непрохідна порода проте, як було відзначено вище (див. п. 33), має ту чи ту кількість води в своїх порах; коли така порода не має розколин, то така *порова вода* майже не бере участі в загальному водообігові і тому не являє особливого інтересу.

Далеко частіше скелясті породи мають розколинні або водопрохідні прошарки. В країнах, де багато карстових вапняних і доломітових порід, а також і в зложищах гіпсу та кам'яної соли, вода, понавши крізь розколину в породу і розмиваючи та хемічно розчиняючи породи, може поступово розширювати свої первісно вузькі ходи і утворює іноді глибокі вимиви у вигляді провалин, печер, заглибин та цілих систем підземних розгалужень. В цьому разі може бути утворення цілих підземних річкових систем — підземних річок і підземних озер. Місцями такі підземні ріки можуть руйнувати перекривне скеліштя і таким способом виходити на поверхню, місцями, навпаки, вбирають у себе поверхневі водотоки.

Такі підземні потоки трохи підібні до поверхневих потоків і в відмінні від водовмісних шарів характеризуються так:

- 1) швидко міняють свій рівень, залежно від зміни живлення; напр., за посушливих років вони можуть майже цезати або чимало зменшувати кількість води, яку вони несуть;
- 2) мають великі швидкості течії, тобто турбулентний рух води;
- 3) здатні переносити тверді частки в змуленому стані або тягнучи їх по дну.

Такі підземні потоки являють собою взагалі досить рідке явище. В Європі вони зустрічаються в Австрії, Греції; в СРСР вони є в Криму, в передгір'ях Уралу, в Тульській та Нижньо-Новгородській губ., в Онезько-Двінському межиріччі.

**49. Рівні підземної води.** Зовнішня важлива характеристика підземної води — це рівні їхнього стояння. Із сказаного ясно, що в напірних водовмісних шарах природна геометрична висота стояння води обмежена горішнім водонепрохідним шаром; коли ж водонепрохідний шар просверлити, то вода підноситься на деяку висоту, відповідну до того напору, що єсть; така висота змінюється для даного місця звичайно в порівнюючі невеликих межах, тому що звичайне розміщення напірних шарів на чималій глибині пов'язане з дуже великими ділянками їхнього живлення і періодичні коливання зовнішніх метеорологічних чинників у різних районах залягання водовмісного шару дуже

вирівняні (тим більше, що зовнішні чинники на чималій частині залягання невідного водовмісного шару впливають на нього тільки посередньо, за допомогою води горішніх водовмісних шарів, яка повільно фільтрує). Більше підпадають реальному коливанню рівні вільних водовмісних шарів і до того ж у тим більшій мірі, чим вище вони залягають і чим більш водопродіні породи відділяють їх від поверхні землі.

Колівання рівнів підземної води вивчають, спостерігаючи стан води в спеціально збудованих колодязях та свердловинах. Способи спостережень різні: за допомогою звичайних мірниць, замірок—для неглибоких колодязів, за допомогою вимірної стійки та ланцюга з тягаром на кінці і т. ін. (див. літ. X). Маючи кілька колодязів або свердловин, нетрудно визначити також напрям схилу або падіння підземної води. Для цього переводять нівелювання колодязів або свердловин і спостережені рівні підземної води зводять потім до позначок над одним рівнем умовним або абсолютним—над рівнем моря. Напрямок похилу підземної води визначають тоді з порівняння позначок води в окремих свердловинах.

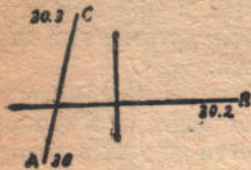


Рис. 26. Напрямок похилу підземного стоку.

Коли є досить точок спостережень, можна на мапі сполучити точки з однаковими позначками поверхні води ізолініями, тобто лініями рівної висоти, що мають назву *гідроізогіне*. Коли є побудовані гідроізогіне, напрям підземного стоку відповідає нормалю до гідроізогіне (тобто лініям найбільшого спаду) і його легко можна визначити графічно. Щоб можна було визначити напрям стоку, треба мінімум 3 свердловини, віддалених одна від одної приблизно не менше, як метрів із 50—100. При цьому, коли в усіх трьох точках висота рівнів різна, визначають спад так (рис. 26): сполучають точку найбільшої висоти з точкою найменшої висоти; по інтерполяції вишуковують на проведеній лінії точку, висота якої дорівнює висоті стояння в третій точці. Знайдену точку сполучають із третьою точкою. Тоді нормалю до останньої лінії покаже шуканий напрям спаду вільної поверхні води, а пропорційні віддалі й різниці висоти рівнів води дадуть змогу обчислити величину падіння й похилу.

Дослідження ряду авторів показують, що в різних умовах характер коливань рівнів ґрунтової води залежить від різних причин.

Проф. *Сойка* показав, що для більшості пунктів Середньої Європи ритми річних коливань рівня ґрунтової води збігаються з ходом недостачі насичення (див. рис. 27). У Мюнхені, де ґрунтова вода залягає неглибоко і до того ж під дуже пухкими породами, констатовано досить гарну відповідність між ходом рівнів ґрунтової води та ходом опадів, зсунутих на деякий термін. У Берліні ж такої відповідності зовсім не виявлено. За дослідями ряду авторів виявилось, що на стояння рівня ґрунтової води без сумніву впливає атмосферний тиск, при чому швидкі коливанням впливають особливо різко. Нарешті, американський дослідник *Кінг*, досліджуючи деякі випадки, помітив залежність, що була між коливаннями рівня ґрунтової води та добовим ходом температури.

Як бачимо, взагалі картина виходить досить складна й ще далека в цілому від свого загального розв'язання.

Приблизний характер коливань рівня ґрунтової води, за спостереженнями в Шіповому лісі кол. Воронізької губ. і в Чорному лісі кол. Херсонської губ. дано в наступній таблиці.

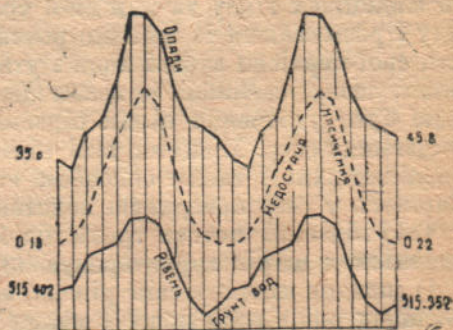


Рис. 27. Коливання рівня ґрунтової води.

Ширів ліс кол.	Рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Воронізької губ.	1899	10,73	10,68	10,10	6,10	6,28	6,50	7,00	7,36	7,45	8,63	8,83	9,21
	1900	9,59	9,70	9,67	8,50	6,26	6,47	6,72	—	—	—	—	—
Торний ліс кол. Херсонської губерні	1900	15,25	15,27	15,30	15,32	15,33	15,34	15,34	15,36	15,38	15,41	15,43	15,45
	1901	15,47	15,49	15,51	15,53	15,33	15,54	15,55	15,56	15,56	15,56	15,56	15,56
	1902	15,57	15,58	15,57	15,57	15,58	15,59	15,60	10,61	15,62	15,64	15,66	15,66
	1903	15,68	15,69	15,71	15,71	15,72	15,73	15,74	15,75	15,78	15,78	15,79	15,79
	1904	15,80	15,82	15,84	15,85	15,84	15,86	15,86	15,88	15,89	15,91	15,93	15,96

Табличка ця показує цікавий факт: амплітуда коливань ґрунтової води не обмежується різницею максимальної й мінімальної ординат кривої, властивій кожномубудь даному гідрологічному рокові. Коливання ґрунтової води, в зв'язку з ходом кліматичних чинників, можуть міняти свої межі протягом низьки років, то поступово підносячи їх, то знижуючи. Інакше, повний цикл коливання ґрунтової води затягається звичайно на ряд років.

**50. Витрата підземної води.** Витратою води, взагалі кажучи, звуть кількість води, що проходить через даний поперечний перекрій потоку (підземного чи надземного) за одиницю часу за 1 сек., за 1 добу тощо. Отже витрату визначають у куб. метрах за одиницю часу.

У вільному водовмісному шарі, як було сказано (див. п. 46), похил  $i$  може збільшуватися тільки із збільшенням висоти вододільної лінії над виходом водовмісного шару; через те збільшення живлення, тобто збільшення витрати, повинне спричинити головне збільшення гребіни водовмісного шару. Отже, в цьому разі про розміри зміни витрати води в водовмісному шарі можна міркувати посередньо з коливань рівнів води в шарі.

Теоретично витрату вільного чи невідільного водовмісного шару можна обчислити для кожної одиниці ширини його, коли знати висоту цього водовмісного шару  $H$ , похил його (для невідільного водовмісного шару — н'єзометричний похил), коефіцієнт фільтрації  $K$  і площу пор або порожень в одиниці ширини водовмісного шару  $A$  (див. п. 39).

Тоді матимемо:

$$Q = H \cdot A \cdot K \cdot i. \quad (45)$$

Інакше можна написати

$$Q = H \cdot V, \quad (46)$$

де  $V$  — швидкість руху підземної води. Практично витрату підземної води для неглибоких вільних шарів можна визначити, вимірявши в натурі (збудувавши шурфи) геометричні розміри шару й пересічну спостережувану швидкість руху води (див. п. 43). Для глибших шарів застосовують, щоб визначити витрату води, так зване пробне висмокування. Для цього збудовану свердловину устатковують смоком або іншим пристроєм, що ним можна досить інтенсивно вибирати воду в свердловині, яка поступово знижується до якогось усталеного положення; витрати води обчислюють потім із залежностей, води входять:  $\varphi$  — пористість породи,  $K$  — коефіцієнт фільтрації,  $H$  — рівень води до початку висмокування,  $h$  — рівень води, що встановився після висмокування.

Єсть також інші способи, що їх розглядають у спеціальних підручниках (див., напр., літ. X). Відзначмо ще, що іноді витрату води водовмісного шару, що виходить на денну поверхню землі, можна легко визначити, безпосередньо вимірюючи витрату відповідного джерела, що утворюється при виклиновуванні водовмісного шару.

**51. Підподіли підземної води.** Із сказаного вище видно, що підземну воду можна характеризувати різною глибиною їхнього залягання, різними умовами живлення, а також відсутністю або наявністю напору.

З цього погляду можна навести таку, досить умовну практичну схему класифікації підземної води (літ. XI):

Таблиця 31

№ чергові	Назви	Глибина залягання	Обшир живлення	Щодо напору
1	Грунтова	до 1,0 м	Безпосередньо над	Напору не ма-
2	Верховодка	„ 4,0 м	водовмісним позем.	ють
3	Підгрунтова	„ 40,0 м	Віддалена від на-	Напірні й не на-
4	Артезіанська	більше від 40,0 м	ходища	пірні
				Напірні

Деякі автори називають підземну воду загальною назвою «грунтова вода», інші залічують «верховодку» до першого рівня ненапірної «грунтової» води та виділяють ще верхній шар підгрунтової води, тобто воду, що перебуває безпосередньо під шаром ґрунту.

Для грунтової та артезіанської води зазначають звичайно також номер даного рівня (тобто водовмісного шару), рахуючи від поверхні землі, тобто згори; напр., ґрунтова вода першого рівня, другого; артезіанська вода першого рівня, другого і т. ін.

Дуже часто позначають водовмісні шари назвами геологічних наверствовань, в яких даний водовмісний шар перебуває: напр., вода післятретинних пісків, юрських покладів, долішньо-крейдяних тощо.

## § 12. Вихід підземної води на поверхню

**52. Основні поняття.** Там, де верства водовмісної породи виступає на поверхню землі, напр., у долинах річок, ярів, на схилах горбовин, — вода водовмісного шару, що рухається поміж пор породи, витікає на земну поверхню (див. схеми рис. 19). Такі природні виходи підземної води на земну поверхню мають назву *джерел* або *криниць*. Залежно від виходу на денну поверхню джерела та криниці поділяють на 1) *додільні* й 2) *догірні*.

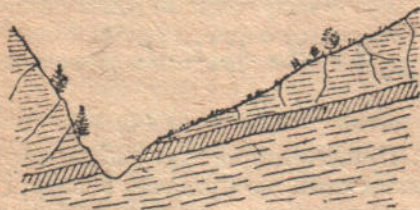


Рис. 28. Додільне джерело.

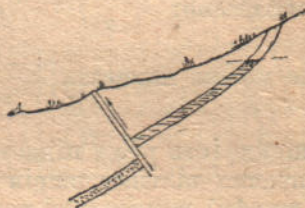


Рис. 29. Догірне джерело.

Додільними джерелами звать такі, що утворюються через вихід на денну поверхню похилого водовмісного шару, при чому рівень водовмісного шару лежить вище місця виходу води (рис. 28); у джерел догірних рівень водовмісного шару лежить нижче місця виходу води на поверхню (рис. 29).

Серед джерел додільних розрізняють джерела верстові — *улоговинні* й *долинні*, і *скидові*.

Верстові джерела утворює ґрунтова вода водовмісного шару, що лежить на похилому водотривкому шарі; іноді такі джерела звать ґрунтовими, бо їх утворює ґрунтова вода. Улоговинним звать джерело, що утворюється в западині водонепрохідного шару; долинні або щілинні джерела бувають тоді, коли водовмісний шар прорізує долина або яр, в долішній частині яких і з'являється джерело.

За коливаннями кількості води, що витікає, джерела й криниці можна поділити на *постійні й переміжні*.

В постійних джерелах витікає вода постійно. В переміжних джерелах кількість води періодично то збільшується, то зменшується. На рис. 31 показано схему чинности такого джерела: всередині землі резервуар *D*, скупчує воду, що вливається в нього через жилу *E*; коли вода в резервуарі доходить до рівня *B*, вона починає витікати сифоном по трубці *C* доти, доки рівень не знижується до *A*, після цього витікання припиняється й починається знову тоді, коли рівень у резервуарі дійде до рівня *B*.

**53. Температурні характеристики джерел.** Температура води джерел така, як і того шару ґрунту, в якому вода перебувала довгий час перед виходом. У тих джерел, що виходять із невеликої глибини, температура підлягає добовим та річним коливанням, в противному ж разі, коли глибина залягання водомісних шарів велика, температура джерел стала.

Коли температура води джерела вище за пересічну рокову температуру повітря коло місця виходу джерела, то таке джерело звуть *теплим*, а коли нижче — то *холодним*. Теплі джерела трапляються в країнах як вулканічних, так і не вулканічних; такі, напр., гарячі джерела Бадену, поблизу Відня; температура гарячих джерел може доходити до 70—90—100°.

Вимірюючи температуру джерел, іноді можна розв'язувати питання про те, є чи нема зв'язку ґрунтової води з сусідньою річкою; коли температура джерел багато нижча чи вища за температуру води в річці, то вода таких джерел не має зв'язку з річкою.

Згадаймо за сворідні переміжні гарячі джерела, що мають назву *гейзерів*; ці джерела через деякий час закипають і тоді викидають потужні водяні стовпи

у вигляді водограїв; звичайного ж часу вода в них цілком спокійна й має температуру близько 80°. Гейзери єсть на острові Ісландії, в Америці, в Новій Зеландії та в інших місцях. Періодичність вибухання води в них пояснюється явищами систематичного перегрівання під тиском води в долішніх шарах вихідних каналів, у наслідок допливання гарячої глибинної води; коли висока температура пошириться до самої поверхні, відбувається закипання, що порушує рівновагу долішньої частини стовпа води, яка обертається на пару та відноситься вгору; після цього канал заповнює вода знову.

**54. Хемічний склад води джерел.** Просочуючись та циркулюючи в надрах землі, підземна вода може розчиняти різні речовини, що входять до складу порід, і збагачується на ті чи ті мінеральні речовини. Проходячи породи, багаті на натрій-хлорид, підземна вода стає солоня (напр., Вологодська губ.). В породах, багатих на гіпс, вода містить різні сульфідні та сульфатні, даючи так звані сірчисті джерела (кол. Оренбурзька губ., Самарська губ., П'ятигорськ). Залістисті джерела мають у розчині солі двовалентного заліза (Жезловодськ, Липецьк). В таких породах, як вапняки, мергелі, біла крейда — підземна вода завжди має в собі більш-менш велику кількість кальцій-карбонату і її звуть вапнистою водою. Найбагатша на кальцій-карбонат вода має назву *твердсі* води. Різний вміст у воді кальцій-карбонату, тобто різну міру її твердості, визначають у так званих градусах. У нас звичайно вживають *німецьких градусів*. Один німецький градус твердості відповідає 10 міліграмам кальцій-оксиду в 1 літрі води. Питна вода з твердістю від 4° до 12° належить до хороших м'яких вод, від 12° до 18° — до вод середньої твердості і, нарешті, від 18° до 35° — до твердих та дуже твердих вод. Вода, що має твердість понад 20°, мало придатна до пиття.

Крім природної мінералізації підземної води, вона здобуває часто делкі домішки й від просочування різних хемічних сполук із поверхні землі. Такі

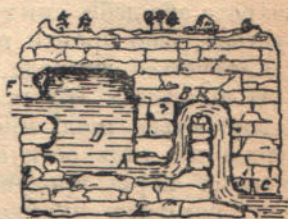


Рис. 31. Переміжне джерело.

домішки через і фільтрацію часто (для джерел із води горішніх рівнів) можуть бути органічного походження, від стічних вод заледнених пунктів, фабричних підприємств тощо.

Отже, використовуючи воду джерел для пиття, в усіх сумнівних випадках конче треба санітарно оцінити як фізичні, так і хемічні властивості води. Найголовніші показники тої чи тої міри забруднення підземної води такі: наявність великого об'єму сухої (або густої) рештки, що залишається після випаровування певного об'єму проби води (повинна бути не більше як 300—400 мг на 1 літр); наявність амоніяку (більше як 0,1 мг на 1 літр); вміст нітритної кислоти, навіть у найменших кількостях; вміст нітратної кислоти; наявність хлору (більше як 10 мг на 1 літр); вміст сульфатної кислоти (більше як 100—120 мг на 1 літр); так звана оксидаційність води, тобто кількість кисню, потрібна на оксидацію тих, що є в воді, органічних речовин (не більше як 2—4 мг кисню на 1 літр води), і, нарешті, твердість води.

Всі зазначені визначення виконують за правилами хемічної аналізи й загальну оцінку якості води роблять на підставі всіх найголовніших характеристик.

**55. Витрата джерел.** Власне кажучи, немає жадного джерела або к витрата або дебіт яких не коливався б. Чим більше треба часу воді, що просочується, щоб пройти під землею від обширу живлення до того місця, де виділюється джерело, тим менші коливання дебіту джерела. Серед деяких і вологосмних водопрохідних порід, а надто щільніуватих, як от вапняки, утворюються іноді многоводні джерела з великими коливаннями дебіту залежно від кількості атмосферних опадів в обширі живлення. Серед вологосмних порід продукційність джерел менша, але вони сталіші. Здебільшого помітити якийнебудь вплив атмосферних явищ у джерелах не щастить.

Поруч із звичайними коливаннями дебіту джерел є зміни особливого порядку. Напр., вода джерела може знайти собі інший, зручніший, підземний шлях і прямувати ним, через що дебіт даного джерела зменшується. Коли постають свіжі яри, що відкривають водовмісні поземи в нових місцях, постають нові джерела, попередні ж зменшують свою видатність, а іноді навіть зовсім зникають. Такі явища можуть привести іноді до цілковитого дренавання в даній місцевості того чи того водовмісного позему й до цілковитого зникнення джерел.

З другого боку, спричиняти повільне зменшення або збільшення дебіту джерел можуть повільне звужування або розширення підземних шляхів до джерела: звужування від забруднень та затикання підземних шляхів (напр., у наслідок осадження розчинених речовин), розширення від розчинюючого впливу води.

Витрату джерел практично визначають, або безпосередньо вимірюючи за допомогою вимірної посудини (напр., відро), або за допомогою переливів, що їх устанавляють тимчасово або постійно (див. літ. X).

### §. 13. БАЛЯНС ПІДЗЕМНОЇ ВОДИ

**56. Загальний баянс підземної води.** Першоджерело підземної води, як видно із сказаного, у великій частині єсть наземні метеорологічні процеси і передовсім атмосферні опади; роллю ювенільної води в утворенні водовмісних рівнів покищо остаточно не з'ясовано і, очевидно, вона невелика.

Отже між підземною водою, наземною водою та атмосферою єсть певний взаємний обмін, що виявляється в перебуванні та спаданні підземної води і зумовлює так званий баянс підземної води.

Прибування підземної води походить від безпосереднього просочування опадів, що падають на землю, від просочування поверхневої води, від проникання в глибини землі води в вигляді водяної пари і, нарешті, від поповнювання запасів підземної води коштом води ювенільної.

Зменшення підземної води виявляється в виході на поверхню землі в вигляді джерел, через підземне вливання в річки, озера, болота та моря, через випаровування ґрунтової води, через транспірацію рослинами, через випаровування безпосередньо з ґрунту; далі частина підземної води втрачається, переходячи в різні породи хемічно (утворення солей та колоїдальних сполук), а також витягає її з надр землі людина штучно — за допомогою колодязів та артезійських свердловин.

Візнаємо, що в загальному вигляді рівняння балансу підземної води за проф.

XIV і XV) можна написати, виходячи з такого.

Введемо, за проф. Коене, поняття *спитомі водовмістності породи*  $\varphi$ , тобто ту кількість води, яка вільна при зниженні рівня ґрунтової води на одиницю міри (напр.  $\varphi = 0,20-0,25$ , ко. н 1 куб. м породи дає 200—250 л води); позначаючи через  $h$  величину піднесення (+) або спадання (—) рівня підземної води, можна зміну нагромаджених запасів підземної води визначити через  $\varphi \cdot h$ ; позначаючи, далі, через  $A$  різницю між прибуванням і стіканням води в басейн, через  $L$  — зміну запасів снігу та льоду, через  $F$  — зміну запасу відкритої води, через  $N$  — кількість опадів, що випадають, а через  $V$  — наслідок зміни запасів вологи від випаровування та конденсації, можна написати:

$$N - V - A = \varphi \cdot h + L + F, \text{ або } \varphi \cdot h = N - V - (A + F) - L.$$

Коли відкрита вода, як це буває звичайно, займає тільки невелику площу, порівнюючи з басейном підземної води, то величини  $F$  можна не брати до уваги і тоді

$$\varphi \cdot h = N - (A + V + L). \quad (47)$$

В окремі роки чи за окремі частини того самого року в басейні підземної води може бути деяке зменшення ґрунтової води, порівнюючи з утратою цього таки періоду, в інші роки або частини року може бути деяка витрата запасів підземної води, далеко більша ніж спад, що випадає, крім нагромаджених запасів поєднаних періодів.

Визначити хід зазначених складових частин загального балансу підземної води у цифрових величинах за сучасних знань не можна.

**57. Інфільтрація в ґрунт снігів.** Один із найголовніших елементів загального балансу підземної води — це інфільтрація в ґрунт атмосферних опадів. Загальну водовмістність вільних вод якогонебудь району можна було б просто характеризувати залежно від загальної кількості опадів, що випадають в районі, якби можна було знати, яка частина опадів, що випадають, просочується пересічно під денну поверхню землі.

З цього приводу єсть деякі дані, що висвітлюють питання з кількісного боку покищо тільки наближено і до того ж тільки для деяких окремих випадків.

Ту частину випалих опадів, яка просочується в ґрунт, оцінюють звичайно в відсотках від кількості випалих опадів; така характеристика інфільтрації має назву *коефіцієнта інфільтрації*. Цей коефіцієнт практично можна визначити наближено за допомогою спостережень у так званих лізіметрах (див. п. 13). Вони являють собою скрині, установлені звичайно в рівень з поверхнею землі; всередині їх уміщують суцільно-вийнятий із землі кусок ґрунту з рослинною покривою або без неї. Інфільтрацію всередину ґрунту частини води випалих опадів облічують, вимірюючи випалі опади, воду, затриману в ґрунті лізіметра (зважуванням), і воду, що просочилася крізь шар ґрунту (збиранням її, напр., у мірчу посудину) (див. літ. XII). Дані лізіметричних замірів не можуть точно відбивати явища в природі вже хоч би через те, що кусок ґрунту в лізіметрах ізольований від решти товщі землі.

Установлено, що коефіцієнт інфільтрації (позначмо його  $\beta$ ) залежить від багатьох чинників; найголовніші з них такі: 1) рід ґрунту й ґрунтової породи (коефіцієнт  $\eta$ ), 2) кількість опадів ( $N$ ), 3) характеристика міри ненасиченості ґрунту водою до його повної водовбирності, або інакше, недостача насичення водовбирності ( $a$ ), 4) температура ( $T$ ). Залежність коефіцієнта інфільтрації від звичайних чинників можна визначити таким способом:

$$\beta = \eta \cdot \frac{N - a}{T}. \quad (48)$$

Величину  $\eta$  дослідив геоботаник Коене.

Практично визначені вартості коефіцієнтів інфільтрації за підрахунком проф. Людеке (літ. XIII) дано в наступній таблиці:

Опади Грунти	Рік (вересень-жовтень)					Холодне півріччя (вересень-лютий)					Тепле півріччя (березень-серпень)				
	500	600	700	800	900	500	600	700	800	900	500	600	700	800	900
Без трави . . . . .															
Суглинок . . . . .	38	44	49	52	55	45	60	68	72	75	15	23	34	41	—
Пісок . . . . .	79	82	81	86	—	80	87	90	92	—	74	76	77	78	—
З травою . . . . .															
Вапняний ґрунт	15	20	24	26	28	13	18	35	40	43	5	10	13	15	—
Підґрунтя . . . . .	26	22	27	41	44	36	46	51	54	56	5	20	27	31	—
Ґрунт . . . . .	27	29	30	31	—	20	28	47	52	—	11	13	25	33	—

Як видно з таблицки,  $\%$  опадів, що просочується, далеко більший за холодного півріччя, ніж за теплого, і збільшується із збільшенням кількості випалих опадів; трав'яне вкриття істотно зменшує коефіцієнт інфільтрації.

Нижче, на рис. 32, дано (за інж. А. А. Труфановим) приблизний хід коефіцієнта інфільтрації по місяцях року; показану криву одержано за пересіченими даними з вісьмох рядів спостережень, переведених у різні роки, у різних країнах (Англія, Німеччина, Швейцарія, Голяндія) і для різних ґрунтів (глина, суглинок).

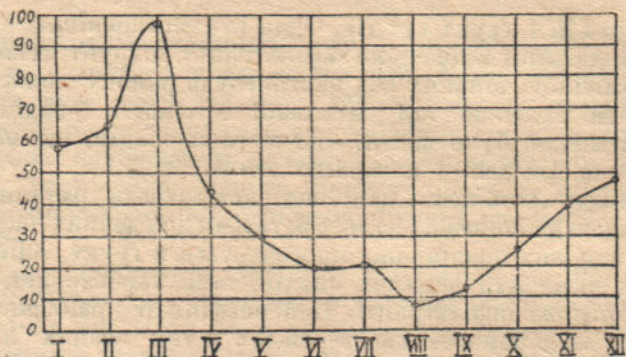


Рис. 32. Хід інфільтрації по місяцях.

Як видно з рисунку (рис. 32), коефіцієнт інфільтрації досягає найбільшої вартості навесні, в березні, потім знижується й досягає мінімуму в серпні, після якого поступово збільшується.

Найбільші вартості коефіцієнта інфільтрації навесні пояснюють тим, що після відтавання ґрунту, коли багато опадів і талої води, швидко стається повне насичення водовбирності ґрунту, тобто недостача насичення водовбирності стає рівна нулеві і відбувається особливо велика фільтрація. Далі ґрунт поволі висихає, чималу частину опадів затримує рослинна покрива і чимале випаровується в атмосферу; недостача насичення ґрунту дуже збільшується і інфільтрація у зв'язку з цим падає, тому що вологу, яка попадає в ґрунт, передовсім затримує водовбирність ґрунту, а цей за теплої пори року, як про це сказано вище, віддає переважно воду знову в атмосферу або через випаровування, або через транспірацію рослинної покриви. Відзначмо, що ходові коефіцієнта інфільтрації в загальних рисах звичайно відповідає хід змін рівнів ґрунтової води; у різних кліматичних і геофізичних умовах, проте, дати наставання мінімумів та максимумів можуть бути зрушені в той чи той бік.



## § 14. ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРО РІЧКИ

**58. Походження річок.** Коли поверхня суходолу не поземна, то опади, що випадають на нього, як відомо, частково просочуються вглиб, частково випаровуються, а частково намагаються стікати до нижчих частин суходолу. Текуча вода, як відомо, має енергію пропорційну до спаду й маси текучої води. Енергія текучої води, з одного боку, може зумовлювати розмиви тих порід, по яких вода протікає, а з другого боку — дає здатність текучій воді переносити разом із собою частки ґрунту, аж до окремих каменів.

Мільйони літ тому земля була таким же розпеченим тілом, як наше сонце або зорі. Після підо впливом холоду світового простору, в якому рухається наша планета, вона стала поволі охолоджуватися.

Внаслідок цього з'явилася колись зовнішня стверділа кора; трохи раніше з'явилася на землі перша вода й перший вологообіг. В процесі дальших геологічних періодів всі явища, що відбувалися на земній корі, почали зумовлюватися головне двома чинниками: 1) тим, що й далі скорочувався об'єм земної кулі і 2) діяльністю води. Перше спричинило утворення западин та пофалдованих гір у земній корі, так званих «тектонічних» витворів, а діяльність води зумовила розмивання цих згорток і перенесення й відкладання продуктів розмивання.

Западини, що первісно утворилися і були шляхами для стікання випалих снігів, проте, мабуть не відразу зумовили появу постійних текучих потоків. Воді, мабуть, треба було довго розмивати, щоб окремі випадкові западини змогли утворити безперервні шляхи для текучої води; з другого боку, окремі простори, що були на початку, перетворилися на постійні річки, очевидно, тільки тоді, коли розмивна енергія текучої води оголила в ряді місць перелічені западини тих водовмісних шарів, які змогли дати первісним потокам джерело їхнього більш-менш постійного живлення. При цьому за ложище річок здебільшого стали не водотривкі породи, а водопрохідні поклади від первісної розмивної діяльності води, що містять безпосередньо в собі підземну воду, яка сполучається з водою в прилежних до річки водовмісних шарах.

Оскільки річки, що існують за нашого геологічного періоду, — єть наслідок дуже тривалих та складних діалектичних процесів, що відбувалися протягом багатьох мільйонів років.

Відзначмо, що за походженням річок розрізняють річки *консеквентні*, напрям стікання яких збігається із напрямом спаду первісного рельєфу, і *субсеквентні*, що течуть уперек до загального спаду шарів землі; ці колись пралики за первісні допливи річок консеквентні їх; допливи субсеквентних річок, що течуть відповідно до загального спаду поверхні землі, мають назву *ресекувентних*.

**59. Характер течії води в річках.** За характерну ознаку кожного потоку, тобто кожної ріки, річки та струмка, що ми об'єднуємо під загальною назвою річок, править безперервна течія води. Безпосередньо спричиняє рух текучої води похилість тієї площі, по якій рухається вода до позему. Умови руху текучої води докладно розглядають у курсах гідравліки. Тут відзначимо тільки деякі риси.

Як відомо, рух течива по похилій площині може бути в двох формах; а саме, рух може бути: а) *лямінарний* і б) *турбулентний*.

Основні характеристики лямінарного руху такі:

- 1) швидкості всіх часток потоку мають один постійний напрям, рівнобіжний з основним напрямом руху всієї маси течива;
- 2) денна швидкість або швидкість біля стінок річища дорівнює нулеві;
- 3) увесь рух безпосередньо залежить від в'язкості течива.

Турбулентний рух являє собою пряму протилежність лямінарному, а саме для турбулентного руху:

- 1) швидкість у кожній точці потоку має непостійний пульсаційний напрям, що утворює з основним напрямом потоку весь час змінні кути змінних знаків;
- 2) швидкість на дуже близькій віддалі від дна або стінок річища має конечні розміри, що мало різняться від інших швидкостей потоку;
- 3) увесь рух потоку не залежить або майже не залежить від в'язкості течива.

Перехід руху течива від ламінарного до турбулентного характеризується граничною «критичною» швидкістю; ламінарні потоки характеризуються числом, що має назву «критерія Рейнольдса»; це число можна одержати тільки експериментально. Практично й дуже наближено, за підрахунками проф. М. А. Великанова (літ. 1—4) коли потік завглибшки 10 см, критична швидкість дорівнює 0,0039 м/сек, а коли потік завглибшки 100 і 200 см, відповідно 0,00039 і 0,00019 м/сек.

У річках та струмках і взагалі в усіх наземних природних потоках швидкість руху води в багато разів більша від наведених приблизних вартостей критичної швидкості; через те в природних потоках завжди буває тільки турбулентний рух води (лямінарні потоки можуть бути в підземних капілярах ґрунту).

З наведених характеристик турбулентного руху особливо важливі перші дві. Пульсаційний рух часток, що одночасно з ним змінюється напрям їхнього руху, зумовлює те, що в кожній точці потоку завжди є сторчові складові швидкості; максимум пульсації струменів, а значить і найбільші величини сторчових складових, бувають біля дна та біля берегів. З другого боку, в турбулентному потоковій швидкість біля дна має цілком реальні конечні розміри. Ці дві причини зумовлюють здатність потоку: 1) нести в собі в змуленому стані тверді частки (або пісок) з питомою вагою більшою, ніж одиниця, 2) пересувати окремі, важчі, ніж вода, частки по дну, 3) перемішувати всю масу текучої води від дна до її поверхні. Всі ці властивості потоку наочно стверджують безпосередні спостереження та виміри: переміщення змулених намулів, тягнення їх по дну (що можна спостерігати в прозорій воді безпосередньо), та вимірювання температур води, практично однакових по всій глибині потоку, відмінно від стоячої води.

Змулення та тягнення твердих часток грає велику роль в деформаціях та формуванні як річкових долин, так і річкового річища.

Незалежність турбулентного руху від в'язкості не можна підтвердити безпосередньо, бо в'язкість змінюється залежно від температури (яка її визначає) дуже поволі, і крім того, сучасні прилади, щоб вимірювати швидкості, не мають достатньої до таких визначень точності. Цей факт, проте, можна підтвердити низкою теоретичних міркувань, що їх наводять звичайно в курсах гідраліки.

**60. Характеристичні елементи річок.** Кожна річка являє собою в відмінах свого режиму щось завжди мінливе; всі ці зміни та їх хід безпосередньо залежать від особливостей окремих характерних елементів кожної річки.

За такі головні характеристичні елементи кожної річки слід уважати нижчезазначені групи головних характеристик.

#### **I. Характеристики, що належать до умов живлення річки:**

1) *басейн або сточище річки*, тобто той обшир, з якого річка здобуває своє поверхнєве й підземне живлення; можна припустити, що обшири підземного й поверхневого живлення річки зовсім не обов'язково повинні збігатися; тому можна від басейну річки відрізнити ще її *водозбір*, тобто ту площу, з якої річка здобуває своє живлення тільки поверхнєво;

2) *довжина річки*, рахуючи від її початку — витоку — до її впаду в іншу річку або в море, тобто до гирла;

3) *долина річки* — вся первісна западина, перетворена далі діяльністю текучої води, по якій річка протікає;

4) *розвиток та характеристика системи річки*, тобто сукупності тих річок та річок, з яких складається дана річка;

5) кліматичні чинники, що є в басейні річки, головне опади й температура повітря. Чинники ці розглянуто вище, в розділі II.

II. Характеристика, що належить до умов проходу та кількості води, що її пропускає річка:

1) *річище річки* — деяка частина долини річки, по якій фактично відбувається річкове стікання;

2) *похили* долини, дна річища й поверхні води;

3) *витрати*, тобто кількість води, що проходить через даний поперечний-перекрій річки за одиницю часу; витрати річки залежать від швидкостей течії та поперечного перекрою річки;

4) *рівні*, тобто висоти водостою біля даного пункту. Рівні та витрати здебільшого можна пов'язати для умов того ж самого поперечного перекрою цілком певною залежністю.

III. Характеристика, що належить до енергії, яку виявляє вода:

1) розмивна чи *ерозійна* діяльність річки;

2) відкладання в річці намулів.

IV. Характеристика самої води, що міститься в річці:

1) хемічний склад річкової води;

2) фізичні властивості води;

3) фауна та флора річкової води.

Майже всі елементи наведених вище груп зв'язані один з одним, хоч цей зв'язок і не завжди покищо можна формулювати досить точно.

Умови живлення річки визначають собою умови проходу води й кількості води, що їх пропускає річка. Умови проходу води та її кількість прямо пов'язані з енергією, що її виявляє текуча вода. Властивості води, що міститься в річці, наявність у ній різних домішок, її флора та фауна в тій чи тій мірі пов'язані як з умовами живлення річки, так і кількістю та умовами проходу текучої води.

## § 15. СТОЧИЩЕ РІЧКИ

61. **Пл. ша сточища.** За межі сточища річки править так звана вододільна лінія — тобто лінія, що відокремлює дане сточище від сусідніх. Вододіли (вододільні лінії) можуть бути явними, як от гірські паєма або великі горби, або ж, як це часто буває в рівних місцевостях, зовсім помітні, виявлювані тільки точним нівелюванням.

В цьому разі лінія вододілу не є взагалі щось незмінне й строго визначене. Поперше, в наслідок роботи води, розмивання й зниження горішніх схилів сточища може бути деяке переміщення вододільної лінії, здебільшого дуже повільне, щоби цього можна було констатувати, але іноді помітне й за малий час. Подруге, трапляється, що між двома суміжними річками різних систем при висшій воді буває прорив вододільної поверхні, що розділяє їх; тоді дана річка розгалужується на дві, що течуть у різні системи; це так звана *біфуркація* річок. За приклад такої натуральної біфуркації може бути, напр., р. Чичиклея, тепершній доплив Південного Бога; колись ця річка (див. рис. 33) текла безпосередньо в Чорне море, де тепер іде р. Березань; доплив, що з'явився коло р. Півд. Бог, розвиваючи енергійно своє верхів'я, дійшов до Чичаклеї й перехопив верхів'я цієї річки.

Таке саме явище було колись на р. Пінезі, що тепер стала допливом Північної Діни (рис. 34), яка впадала раніше в Біле море, там, де тепер протікає річка Кулой.



Рис. 33. Біфуркація р. Чичиклеї.

Нарешті, в умовах рівнинного сточища буває, що частина поверхні сточища даної річки за збільшення атмосферного живлення скидає частину води у сусіднє сточище, і тому вододільна лінія переміщується. Такі явища бувають часто в низовинних сточищах річок Полісся БСРР.

З другого боку, іноді штучно сполучають річки двох різних сточищ, і це також пересуває межі водозбору.

Так, напр., штучно сполучили р. Ольшанку, що впадає в р. Дніпро між м. Каневом та Чигирином, з річкою Росєю, за допомогою Дижового каналу, проритого між обома річками; такі теж деякі канали Полісся, що сполучають річки одного сточища з річками іншого сточища. Напр., два допливи Прип'яті—р. Лань і р. Півн. Случ—сполучені каналом, яким вода йде з р. Лані до р. Півн. Случі.



Рис. 34. Біфуркація р. Півніці.

Зазначені вище обставини мінливості границь сточищ слід особливо мати на увазі, досліджуючи питання стікання в малих сточищах низовинного болотяного характеру без яскраво визначеної вододільної лінії, тому що іноді це може давати досить великі варіації в величинах площ сточища.

Величину площі сточища легко встановити, визначивши положення вододільної лінії.

Для дуже малих сточищ, до сотень кв. км, положення вододільної лінії можна визначити більш-менш точно на основі спеціальних детальних зніммань—знівелюванням; не так точно можна визначити положення вододілів, а відділя й площу, на мані в масштабі 3 версти в цілі.

Для більших сточищ площу їхню зручно визначати на мапі. Звичайно користуються з мап масштабу 3 верст в 1 цілі. Наносити вододіли на мапу зручно так: спочатку обводять кольоровим олівцем (напр., синім) дану головну річку, а також усі її допливи; потім виділяють точно також на мапі допливи річок сусідніх сточищ; після цього положення вододільної лінії в ряді місць визначається само собою, як лінія розділу (її проводять іншим кольором напр. червоним) допливів даної річки та допливів сусідньої річки; в окремих місцях вододільну лінію ведуть відповідно до рельєфу місцевості.

Намісши вододільну лінію, обмежену нею площу виміряють потім за допомогою площоміра; при цьому обводити слід не менше як 2 рази, поки будуть наслідки, що близько збігатимуться. Коли немає площоміра, площу сточища можна обчислювати, поділяючи його на ряд правильних трикутників і підраховуючи суму їхніх площ.

Із сказаного зрозуміло, що площі сточищ річок можна визначити практично тільки з певною мірою наближення, більш-менш близькою до дійсності. Напр., площі сточищ річки Дніпра (до різних пунктів), що їх визначили різні автори за різних часів, виражають такими цифрами:

Площа сточищ у кв. км.

Таблиця 33

№№	Річки	За проф. І. Г. Александровим	За проф. М. І. Максимовичем	За Тілло	За визначенням автора
1	Весь Дніпро . . . . .	502049	518533	510534	—
2	Дніпро до Києва . . . .	328370	—	—	326501
3	Дніпро до Лодманської Кам'янки . . . .	458911	—	—	459107

Ці різниці, здається, можна цілком віднести на рахунок зазначених вище труднощів.

Ріки Європи за величиною площі їхніх сточищ і за їхньою довжиною йдуть у такому порядку:

	Площі сточищ в кв. км	Довжина в км
1. Волга . . . . .	1 459 000	3 690
2. Дунай . . . . .	817 000	2 850
3. Дніпро . . . . .	510 000	2 150
4. Дін . . . . .	430 000	1 860
5. Зах. Двіна . . . . .	539 000	1 780
6. Печора . . . . .	530 000	1 580
7. Нева . . . . .	281 920	1 500
8. Райн . . . . .	224 000	1 300
9. Вісла . . . . .	198 000	1 125
10. Ельба . . . . .	146 500	1 165

Найбільші ріки світу мають такі площі сточищ і довжини:

	Площі сточищ в кв. км	Довжина в км
1. Амазонка . . . . .	7 050 000	5 500
2. Конго . . . . .	3 630 000	4 200
3. Міссісіпі . . . . .	3 248 000	6 530
4. Ля-Плята . . . . .	3 104 000	4 700
5. Об' . . . . .	2 915 000	5 200
8. Ніл . . . . .	2 803 000	5 599
7. Єнісей . . . . .	2 592 000	5 200
8. Лева . . . . .	2 384 000	4 600
9. Амур . . . . .	2 010 000	4 480
10. Ян-цзи-пзян . . . . .	1 775 000	5 200
11. Ганг . . . . .	1 730 000	3 000
12. Мекензі . . . . .	1 660 000	3 700
13. Нігер . . . . .	1 330 000	4 160
14. Волга . . . . .	1 459 000	3 690
15. Св. Лаврентія . . . . .	1 248 000	3 800
16. Оранжева . . . . .	1 020 000	1 860

**62. Характеристики сточищ.** Величина площі сточища — це його перша і основна характеристика, бо, як буде показано далі, процеси стікання на сточищах різної величини відбуваються різно.

Крім величини, сточища річок характеризують низка інших елементів, що їх можна поділити на дві такі великі групи:

- 1) характеристики геометричні і II) характеристики фізично-географічні.

Розглянемо ці характеристики.

**I. Характеристики геометричні.** 1) *Наростання площі сточища* характеризує хід поступового збільшення площі сточища залежно від збільшення довжини річки (див. далі п. 63). Для загальної характеристики зручно попередити визначити довжину річки й відповідні площі сточищ у відсотках від усієї довжини й площі. Тоді можна мати таку схему, як показано для р. Дніпра та р. Десни на рис. 35. Схема ця зручна тим, що дає зміну відносних величин площ та довжин, що їх легко порівняти (за однакових масштабів) для річок різних розмірів.

Щоб докладніше схарактеризувати наростання площ сточища досліджуваної річки, застосовують також докладніші побудовання. Німецький учений *Енгельс* рекомендує таку схему: довжину головної річки в умовленому масштабі зображають у вигляді стовпчастої лінії; площі сточищ, власне річки та її допливів зображають потім в умовленому масштабі у вигляді поземних ліній, ліворуч — для лівих допливів, а праворуч — для правих допливів; ці поземні лінії відкладають починаючи від верхів'я, на віддалях, що відповідають місцям впадання допливів в головну річку. Отже, замична поземна лінія, що проходить через точку гирла річки, повинна визначити собою сумарну площу сточища всієї річки. Приклад такого побудовання для р. Сейму (допливу р. Десни) показано на рис. 36<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> За побудованням її ж. В. А. Назарова, що його опублікував її ж. С. К. Комарницький у бр. смуж. Б «Географічний нарис Десни», Укрмет, Київ, 1926.

За простіше й наочніше побудування цього роду можна вважати таке: на осі абсцис відкладають довжини річки від витoku, а на осі ординат — відпо-відні площі сточища головної річки; площі наростання більших допливів за такою самою схемою зображають на окремих осях, що напрямлені похилим до осі абсцис і прилягають до лінії, яка показує хід наростання сточищ головно-

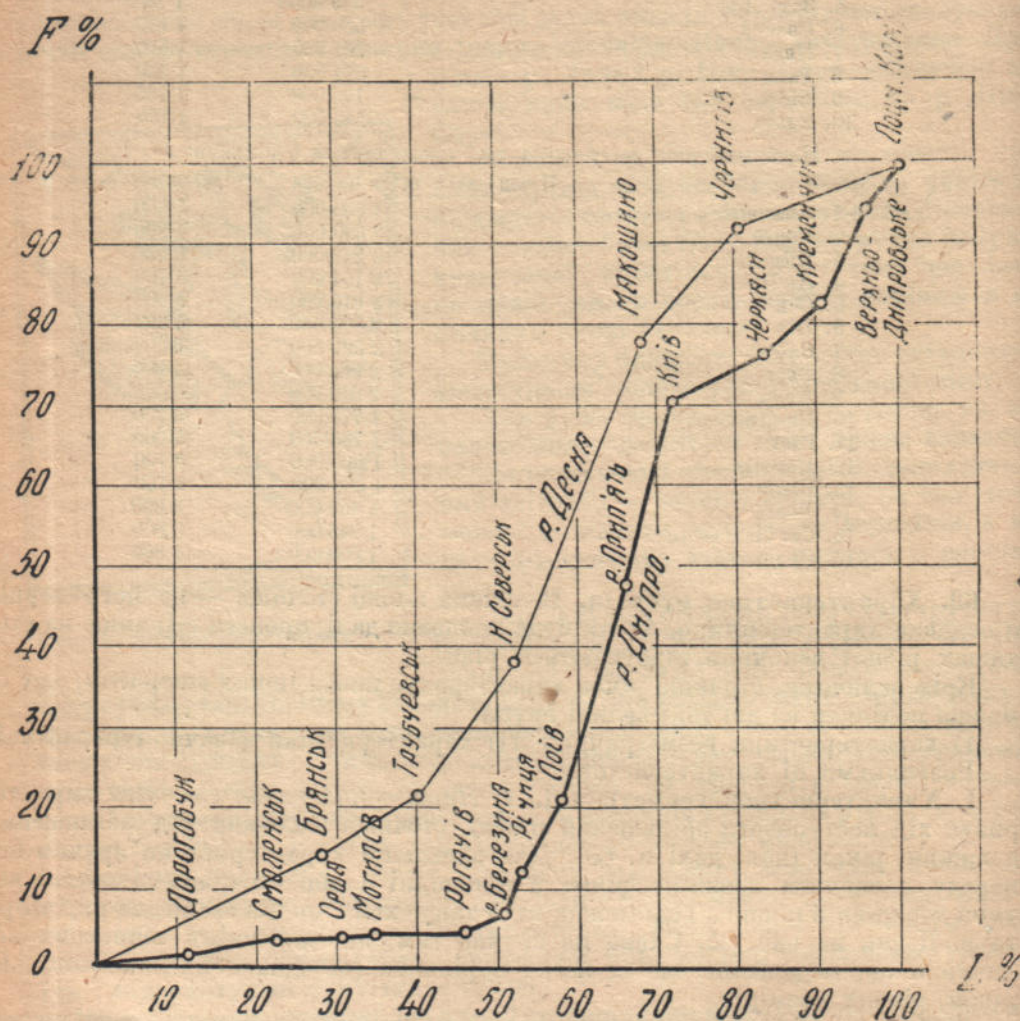


Рис. 35. Відносне наростання сточища р. Дніпра та р. Десни.

ної річки в місцях впадання цих допливів. Приклад такого побудування для р. Дніпра наведено на рис. 37.

2) Конфігурація площі сточища звичайно нагадує форму груші, при чому вузький кінець відповідає гирлу річки. Коли з обох боків допливи розташовані симетрично, то маємо сточища *симетричні*. Коли ж з одного боку допливів більше й вони більшої довжини, ніж з другого боку, то сточище має назву *однобічного*.

Характеризувати конфігурацію площі сточища можна відношенням довжини її периметра, тобто вододільної лінії, до периметра рівного площею кола. Це відношення  $l$  має назву коефіцієнта видовження сточища.

Сейм, площа сточищ 23.802 кв. в.

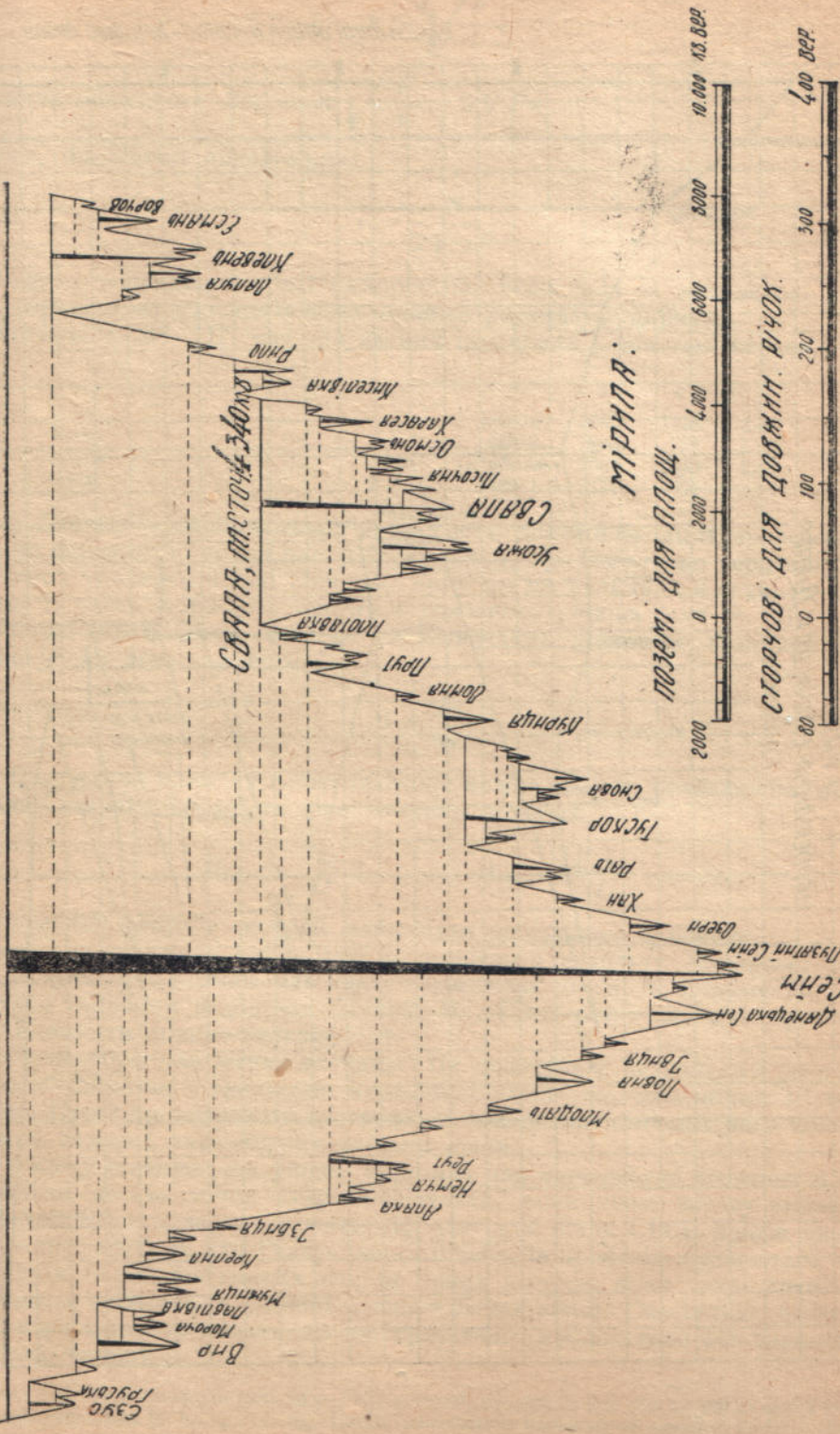
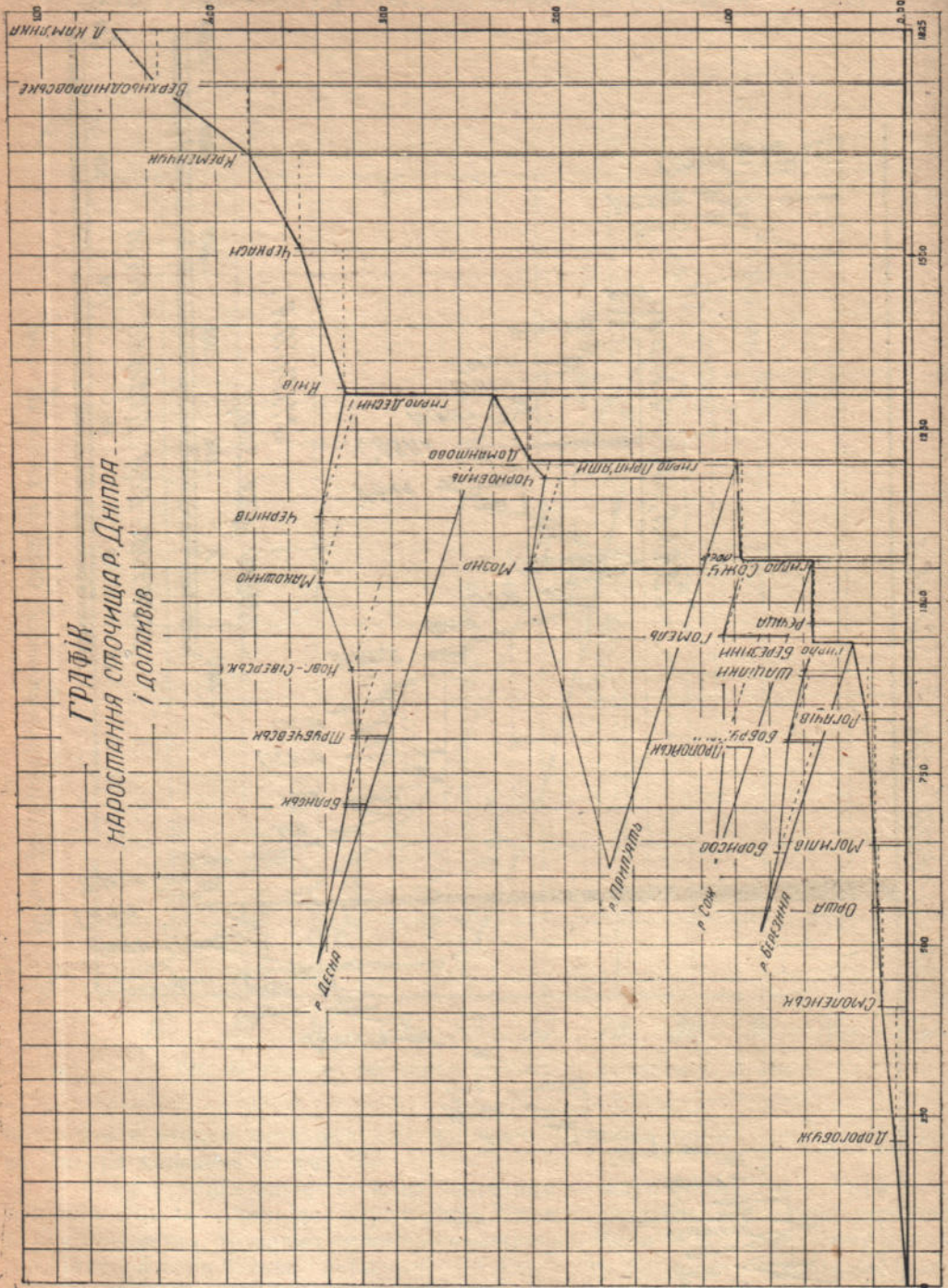


Рис. 36. Проталина сточища р. Сейму за схемою Енгельса.



ГРДІВІК  
НАРОСТАННЯ СТОЧИЩА Р. ДНІПРА  
І ДОЛІВІВ

КІЛОМЕТРАМ ВІД ВІСІВКИ

Рис. 97 Наростання сточища р. Дніпра



Позначмо площу сточища через  $F$ , периметр його (довжину вододільної лінії) через  $S$ ; тоді радіус  $r$  рівного площею кола дорівнює:

$$r = \sqrt{\frac{F}{\pi}},$$

$$\text{а довжина обводу } \varepsilon = 2\pi r = 2\pi \sqrt{\frac{F}{\pi}} = 2\sqrt{F\pi}$$

Отже, коефіцієнт видовження:

$$l = \frac{S}{2\sqrt{F\pi}} \quad (49)$$

Довжину вододільної лінії найпростіше визначати за допомогою курвіметра (кривоміра) або вимірюючи мадами розхилами циркуля.

Величина  $l$  (літ. III) має для деяких німецьких річок такі вартості:

	$F$	$S$	$\varepsilon$	$l$
Райн . . . . .	159516	3360	1416	2,37
Везер . . . . .	45548	1686	757	2,23
Ельба . . . . .	144055	2997	1345	2,23
Одар . . . . .	118611	2178	1221	2,11

3) Протяг площі сточища визначають довжиною лінії, проведеної від гирла до найдальшої точки площі через точки, що лежать по середині ліній, проведених уперек площі сточища. Тому що ця величина є великою мірою умовна, її часто заміняють протягом головного річища (див. п. 63).

4) Пересічну ширину сточища  $B$  визначають діленням величини площі сточища  $F$  на довжину його  $L$ .

$$B = \frac{F}{L} \quad (50)$$

5) Положення річки на площі сточища можна знайти, обчисливши окремо пересічну ширину правої та лівої частини сточища:

$$B_{\text{пр.}} = \frac{F_{\text{пр.}}}{L}; \quad B_{\text{лів.}} = \frac{F_{\text{лів.}}}{L}$$

Положення річки в сточищі може бути центральне й бокове.

Коли річка лежить нормально до головного вододілу (сибірські річки, річки Німеччини), то вона має назву *нормальної* річки; за положення рівнозначного з головним вододілом (Дунай, По, Ганг) річку звуть *поперечною*.

## II. Елементи фізико-географічні.

1) *Географічне положення* сточища. Це положення визначають градусами широти—широтою і градусами меридіанів—довготою, між якими міститься сточище. Простіше визначати географічне положення сточища його положенням щодо відомих характерних районів країв.

2) *Висоту* сточища над рівнем моря або над якоюнебудь умовною площиною можна досить точно схарактеризувати, коли знати висоту якнайбільшого числа точок поверхні сточища. Ці дані для річок СРСР можна одержувати з топографічних мап Генерального Штабу, із профілів залізничних ліній та вишуків, із гіпсометричних мап та інших джерел, коли немає спеціально переведених знімків у районі досліджуваної річки. Спеціальні знімання можна переводити за допомогою топографічного нівелювання або барометричним нівелюванням.

Маючи різні точки висот, діають по них горизонталі, що розбивють усю площу на смуги або замкнені пояси з висотами  $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$ . Потім, визначаючи площоміром площі  $f_1, f_2, f_3, \dots, f_n$ , що відповідають певним висотам, обчислюють пересічну висоту сточища  $H$  за формулою:

$$H = \frac{l_1 h_1 + l_2 h_2 + l_3 h_3 + \dots + l_n h_n}{l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_n} \quad (51)$$

Хід зміни висоти в міру руху вгору річкою наочно визначають графічно; для цього по осі абсцис відкладають послідовні величини окремих водозбірних сточищ річки, в характерних місцях її, а по стовпчовій осі — пересічні висоти відповідних площ і сполучають здобуті точки плавні криві. Така крива має назву *гіпсграфічної кривої* (рис. 38). Коли немає докладних даних про висоту окремих точок площі сточища, обмежуються тим, що наводять висоти вищих і нижчих точок.

3) *Загальний похил поверхні сточища* особливо інтересний для місцевостей підвищених та гірських. Взагалі розрізняють похили: річки, долини і загальний похил сточища. Цей похил може бути зв'язаний ні із похилом річки, ні з похилом долини. Пересічний похил площі сточища можна обчислити, коли єсть мапа сточища в горизонталях.

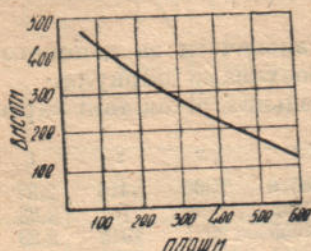


Рис. 38. Гіпсграфічна крива.

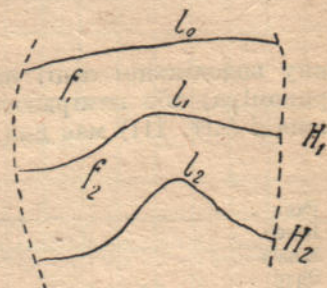


Рис. 39. Схема до обчислення похилу сточища.

Припустимо (рис. 39), що горизонталі  $H_0, H_1, H_2$  проведені в різницю висоти  $h$ , тобто  $H_{n+1} - H_n = h$ . Площі, що містяться між суміжними горизонталями, позначмо через  $f_1, f_2, \dots, f_n$ . Довжини горизонталей позначмо через  $l_1, l_2, l_3, \dots, l_n$ .

Тоді пересічна віддаль  $S_1$  між горизонталями  $H_1$  і  $H_2$  дорівнюватиме:

$$S_1 = \frac{f_2}{(l_1 + l_2) \cdot 0,5} = \frac{2f_2}{l_1 + l_2}$$

Пересічний похил поверхні між цими горизонталями і дорівнюватиме:

$$i = \frac{h_1}{S_1} = h_1 : \frac{2f_2}{l_1 + l_2} = \frac{h(l_1 + l_2)}{2f_2}$$

а пересічний і охил усієї поверхні сточища  $F$ :

$$i = \frac{i_1 f_1 + i_2 f_2 + \dots + i_n \cdot f_n}{l_1 + l_2 + \dots + l_n} = \frac{h \frac{l_1 + l_2}{2} + h \frac{l_2 + l_3}{2} + \dots + h \frac{l_{n-1} + l_n}{2}}{l_1 + l_2 + \dots + l_n} = h(0,5 l_1 + l_2 + l_3 + \dots + l_{n-1} + 0,5 l_n) / F \quad (52)$$

Отже, щоб обчислити пересічний похил площі сточища, треба визначити тільки довжини всіх горизонталей та величину всієї площі.

Коли немає мапи з горизонталями, то щоб визначити пересічний похил сточища користуються іноді в наближенні формули:

$$i = \frac{H-h}{\sqrt{F}}$$

де  $H$  — найвища точка,  $h$  — найнижча точка сточища. Формула ця (дпт. V) у хвилястих місцях сточища дає дуже грубі наслідки, що не мають значення для шуканих характеристик сточища.

4) *Геологічну будову й топографію сточища* можна схарактеризувати на основі даних гідрогеологічних дослідів. Дані ці мають дуже істотну роль в з'ясуванні загальних умов стоку й підземного живлення сточища (див. вище п. п. 33, 34, 56 і 57). Особливе значення мають характеристики переважних порід і ґрунтів, зокрема наявність великих площ боліт або легко водопроникних ґрунтів (пісок).

5) *Об'єм та глибину сточища* обмежує положення тих водотривких шарів, які ізолюють дане сточище від водонепрохідних порід, що лежать нижче. Такі дані можна мати з наслідків гідрогеологічних дослідів, зокрема з даних свердлових робіт. Рідко дно або ложище сточища, а також його підземні границі, щастить намітити досить повно й точно.

Іноді сточище не має такого позему, що його можна вважати за ложище сточища, іноді ж такий позем буває; в умовах Руської рівнини за ложище сточищ звичайно правлять шари водонепрохідних глин.

За даними дослідів геологічного відділу експедиції для дослідження витоків найголовніших річок Росії можна навести три типові приклади (літ. V) з цього погляду. Саме верхів'я Оки мають сточище цілком замкнене на ложищі юрської глини як знизу, так і з боків. Верхів'я р. Дніпра (до впаду Вязми) мають сточище також із певним ложищем непрохідних глин кам'яно-вугільного періоду, але це ложище відкрите з боків, верства глини не виклинується на поверхню, а виходить за межі водозбірної площі, а тому нею може, з одного боку, вступати підземна вода зокола, а з другого боку, вода може проходити за межі сточища. У третьому випадку р. Сизрань має сточище без водонепрохідного ложища, сточище відкрите знизу й з боків.

6) *Рослинна покрива й ґрунти* на площі досліджуваного сточища можна характеризувати за даним органів Наркомзему у вигляді визначень відсотків площ під лісом, луками, орною землею, степом, пісками тощо. Роль рослинної покриви в процесах стоку, а саме щодо випаровування, з'ясовано лише в п. 13 і 14; на цьому питанні докладніше зупинимося далі (див. § 29).

7) *Водні поверхні* на площі сточища грають подвійну роль: 1) впливають на хід випаровування опадів, що випадають (див. п. 12), збільшуючи ці втрати в південних та середніх широтах і зменшуючи їх у широтах північних (через конденсацію), 2) впливають на розподіл стоку по сезонах року, регулюючи його.

Роль водних поверхень з погляду збільшення втрат на випаровування зрозуміла. Водяну пару конденсують води холодних озер у північних широтах через те, що максимальна пружність водяної пари над озерами в таких умовах за літніх місяців менша, ніж дійсна пружність пари над землею; ця конденсація має цілком реальне значення. Напр., за підрахунками А. І. Воейкова багато вологи природно конденсують в СРСР такі озера, як Ладозьке, Байкал, оз. Телецьке, температура яких до кінця липня нижча від 4°, при чому факт конденсування вологи, за Воейковим чимало збільшує стік тих річок, що з цих озер витікають.

Значення, подібне до озер як з погляду випаровування, так і з погляду конденсації, можуть мати також водні поверхні великих річок.

Визначення всіх зазначених елементів, що характеризують сточище, має великий науковий інтерес. Ряд із наведених вище характеристик дуже важливий для безпосередніх практичних висновків, а надто коли немає безпосередніх даних про водостік у річці; до таких найважливіших практичних характеристик слід віднести: 1) величину площі, 2) конфігурацію й нарощування площі, 3) географічне положення, 4) геологічну будову й топографію, 5) рослинну покриву й ґрунти, 6) водні поверхні.

**63. Довжина річки.** Довжину річки можна визначити наближено за мапою, чому треба користуватися з мап якнайбільшого масштабу — 3 вер., 2 вер., або 1 вер. в цілі. Визначають довжину на цей раз або за допомогою курвіметра, або за допомогою малого розхилу циркуля (бо за великого розхилу циркуля не можна облічити малі коліна річки).

Точніше визначити довжину річки можна за даними розвідок, на основі вимірювання в більших масштабах, ніж ті, що маємо на наших мапах. Довжину в цьому разі визначають по осевій лінії річки.

Цифри, що характеризують довжини найголовніших річок, наведено вище п. 61.

**64. Психодження річкових долин.** Річкові долини походять з тих часів, за яких постала річка; обидва ці процеси — постання річок і постання річкових долин, очевидно, йшли рівнобіжно. Річкові долини постали ось із яких причин:

1) насамперед тектонічних процесів — розколин, зсувів, скидів, осідання й вищинування і т. ін. земної кори; 2) механічного чину руху льодовиків, що викривали поверхню землі за післятретинної доби; 3) розмивання земної поверхні текучою водою.

Щоб зрозуміти, як міг відбуватися процес утворення долин через розмивання, слід мати на увазі, що майже кожна частина зовнішньої поверхні землі колись кілька разів була дном моря, при чому на це дно відкладались із води глини, вапно, мергелі, пісок та інші осадові породи. Далі, коли підносилося дно моря, могли утворюватися потужніші потоки води, ніж це буває тепер; за таких піднесень долини могли утворюватися в досить широких межах.

Долини Руської рівнини здебільшого наслідок розмивання; в цьому переконує нас той факт, що на обох боках таких долин є однакові ряди верств, а річище річки лежить у перерві верства, що підстилає та викдиновується на схилах берегів. Долини річок Кавказу та Криму — переважно наслідок того прояву тектонічних сил, що колись був.

Деколи бувають річкові долини, що утворилися в наслідок розмивання водою вододільної горбовини; це розмивання могло йти двояко: 1) з переднього схилу горбовини і 2) з заднього схилу горбовини; такі долини мають назву *прохідних*; за приклад таких долин можуть бути долини річок Тетерева (доплив р. Дніпра) та Уші (доплив р. Прип'яті).

Відзначмо ще, що долини в глибоких річищах річок розвиваються й утворюються ще й тепер; такі явища відбуваються, напр., біля потужних водоспадів, що підмиваючи величезними вирами свої основи, поступово пересуваються вгору, проти води; напр., водоспад на р. Ніягарі (Півн. Америка) відступає вгору на рік пересічно на 1,7 м, утворюючи за собою глибоку долину; колись він може дійти до озера Ері, з якого витікає р. Ніягара, і тоді озеро може спорожнитися й обернутися на широку долину своєї річки.

**65. Характер річкових долин. Тераєи.** У долинах розпізнають порівнюючи рівну знижену частину, що спадає головним спадом до моря — *дно долини*, і порівнюючи круті схили, що облямовують її, — *береги долини*. Пересічну величину подовжнього спаду дна долини, віднесену до одиниці її довжини, звуть *похилом долини*. Найнижча частина долини, взята в подовжньому напрямі, має назву *водотечної лінії*. Дно долини має два спади — подовжній, по її водотечній лінії, і поперечний — з двох її берегів до водотечної лінії.

Подовжній спад долини, як загальне правило, порівнюючи плавкий, поступово зменшувачись від горішньої частини долини до її низових частин біля моря чи океану. Такі долини звуть *нормальними*. В інших випадках у долинах чергуються плоскі поверхні з різкими зниженнями; стікання води в них відбувається так, що спокійні річкові ділянки чергуються з порогами або водоспадами; такі долини мають назву *східчастих*.

Нарешті, можуть ще бути «сліпі» долини, коли в долішній частині долини гори сходяться разом, обмежуючи таким чином долину.

Глибина долин коливається в великих межах — від кількох десятків метрів (у рівнинних країнах) до кількох тисяч метрів (у горяних місцевостях). Крутість берегів може бути найрізноманітніша — від дуже пологістих до зовсім прямовисних. Долини з прямовисними берегами й неширокі мають назву *каньйонів*.

За характером дна й берегів (літ. 1—4) можна розрізнати такі типи долин (рис. 40): 1) угнуті береги та широке дно, 2) угнуті береги й вузьке дно, 3) опуклі береги й широке дно, 4) опуклі береги й вузьке дно, 5) стрімкі береги й широке дно, 6) стрімкі береги й вузьке дно (каньйони).

У сучасному стані земної поверхні можна розрізняти річкові долини молоді, порівнюючи мало розроблені розмивними силами текучої води; ці долини характеризують звичайно різкі зміни падань окремих ділянок (східній часті долини). Старші річкові долини належать звичайно до групи нормальних мулам (див. вище). Долини цього типу дуже часто бувають заповнені різними мулами, що являють собою продукти розмивання і відкладені в долині на первісних матеріалах, що становлять первісне дно долини. Головне річище річки, проходячи в покладах долини, займає звичайно порівнюючи вузьку смугу долини; запліва річки займає наступний по висоті поверх покладів, вище від якого може бути ще один або два поверхи покладів. Такі долини в поперечному перерозрі мають виразно виявлені терасуватий характер; окремі поверхи покладів мають назву *терас*. Крім того, розрізняють терасу першу, відповідну до заплави; далі другу, не затоплювану (він звичайно надлуковою), і третю (іноді називають від надлукової тераси).

Походження річкових терас можна звести собі так. Коли наступали льодові періоди (яких у Європі налічують три — дав. літ. VI), льодовики, що насувалися з потоки, що вибивалися з під льодовиків, виповняли первісні річкові долини до певної висоти мулами: піском, мулом, глинкою, наметнями. Потім, коли відступав льодовик, текуча вода почала промити знову собі в льодовому замулі річище для звичайних вод і для розливу високих вод; таким чином, крім головного річища, утворюється перша, заплавна, тераса, при чому, коли ширина смуги розмиву була менша, ніж ширина стародавньої первісної долини на цьому рівні, то простір між смугою розливу й стародавніми берегами долини утворює другу терасу і т. д. Саме таким способом, — заповненням стародавньої долини покладами і наступним розмиванням їх, що не досягло дна стародавньої долини, пояснюється походження терасуватих річкових долин р. Дніпра в середній течії його, від м. Києва вниз майже до м. Дніпропетровського. Чималу роль в утворенні першої тераси мало мали також переміщення річища річок у межах своєї долини, що сталося раніше. Рис. 41 і 42 дають схеми терас р. Дніпра та Волги.

Описані вище тераси, коли вони замулені, мають назву  *замулених*  чи  *алювіальних* . У відмінну від них можуть бути тераси, що складаються з корінних порід, які розмиває вода; такі тераси звуть  *корінними*  (літ. VI).

Вивчення терас річки приводить до дуже важливих і цікавих висновків про історію фізичних змін даної країни. Вивченню терас річок УСРР приклав низку праць акад.  *С. В. Опіков* , що вперше висвітлив це питання для району кол. Полтавської й Чернігівської губ., а також для р. Дніпра (літ. VIII, IX).

**66. Течія річки в долині.** Загальна причина течії річки в долині — різниця висот початку й кінця долини, тобто спад долини. Висота зниженої частини річища біля гирла річки є та висота, нижче від якої розмивання не може перемістити загальну криву спаду долини, поки ця висота існує. Ця точка має назву  *бази ерозії* , тобто, бази розмиву. Як видно із сказаного, база ерозії не стала в часі: коли збільшиться розмивання, вона зни-

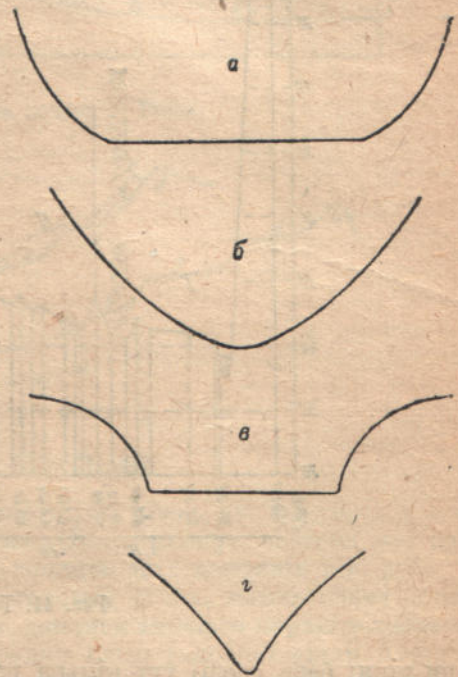
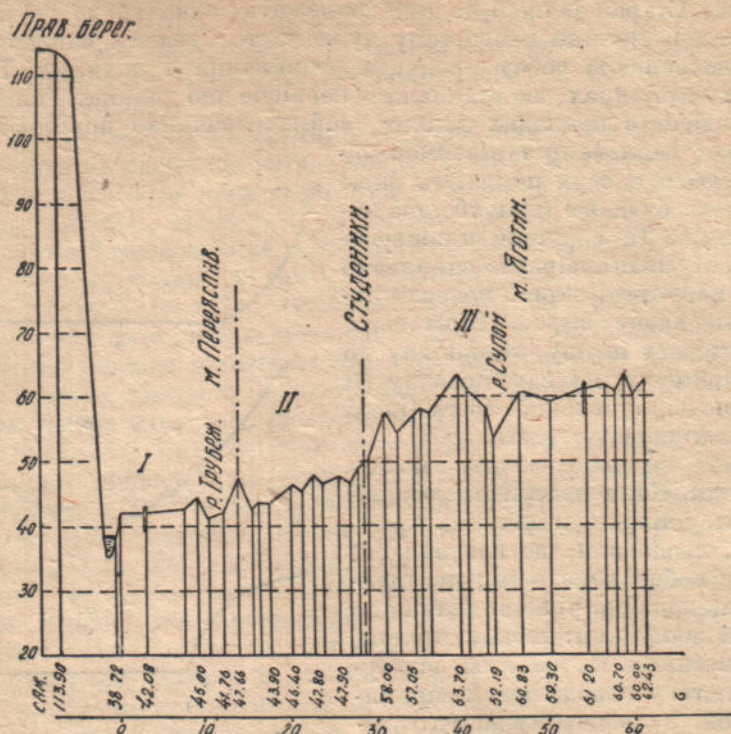
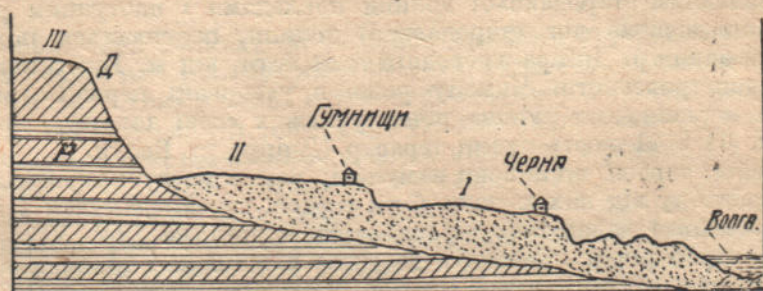


Рис. 40. Схеми різного перерізу долин.

жується. Рис. 43 дає схему змін подовжніх профілів (показаних крапчатком) долини р. Райси (Швайцарія), відновлених за покладами в різних терасах цієї річки; на рис. 43а показані відповідні зміни поперечних перекроїв до-



лини ріки; база ерозії тут кілька разів знижувалася дедалі більше (літ. VI). Річка, здатна до великого розмивання, спонукає до цього й свої допливи. Кожний пункт кривої спаду долини, у найнижчих точках II, є база ерозії для



частини кривої, що лежить вище; бази розмивання для допливів містяться біля їхніх гирл.

З плянового боку річка в долині, коли є відповідні сприятливі умови (як легко розмивані ґрунти), має здебільшого дуже колінкувату форму. При

тому річка утворює розмиви в одних місцях і відкладає намули — в інших. Загальні причини колінкуватості течії річки — це неоднорідність ґрунтів, різний розподіл похилів (див. далі п. 72 та п. 104).



Рис. 43. Подовжній розріз долини р. Рейси.

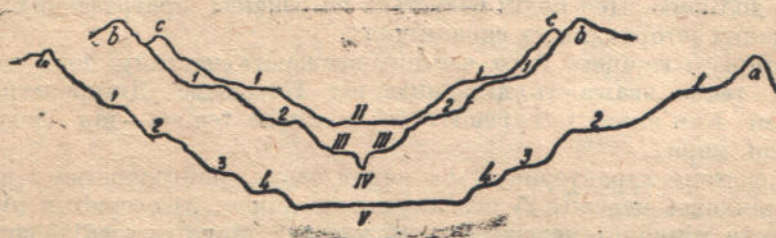


Рис. 43-а. Поперечний розріз долини р. Рейси.

## § 17. РІЧКОВІ СИСТЕМИ

**67. Частина річкових систем.** Сукупність усіх річок, що впадають в одну головну річку, має назву річкової системи. Отже, річкова система має одну головну річку, допливи головної річки, допливи цих допливів і т. д.

Річки, що впадають безпосередньо в головну річку, мають назву допливів першого порядку щодо цієї річки. У допливи першого порядку впадають річки, які зветься допливами другого порядку щодо головної річки й допливами першого порядку щодо тієї річки, в яку вони впадають безпосередньо, і т. д.

Поняття головної річки та її допливів не є досить визначене; є багато випадків, коли та річка, яку вважають за головну, справді уступає якомуньбудь з своїх головних допливів і довжиною, і кількістю води, що в ній проходить. Напр., коли вважати на кількість води, то треба було б уважати Волгу за доплив Дніпрою, а не навпаки; так само, спірне питання з погляду об'єктивних характеристик — чи справді головні річки — Дунай, а не його доплив Інн; Райн, а не його доплив Аар; Міссісіпі, а не Міссурі й т. д.

Отже, з цього погляду питання іноді розв'язують виходячи з фактів чисто побутового характеру, а не з об'єктивно-наукових передумов.

У кожній річці є верхів'я, або *витік*, і нижній кінець, або *гирло*. Можуть бути випадки, коли річка може не доходити до моря або океану, утрачаючи свою воду поволі на випаровування або просочування в ґрунт; тоді річка не має гирла і її нижній кінець має назву *сліпого кінця*. Такі річки зустрічаються часом у Киргизькому степу й почасти в Туркестані або ж у карстових районах. Буває, що річка за вологішої пори року має гирло, а за посушливішої — сліпого кінця; така, напр., Емба, вода якої в деякі місяці доходить до Каспійського моря, а в інші — губиться в пісках; те ж саме може бути в окремому випадку, коли воду річки використовують на зрошення.

Верхнім кінцем або витіком річки може бути: низка струмків та джерел, вододіливик, озеро, болото. В першому випадку місце витіку дуже невизначено, і треба умовитися, де вважати початок річки даної назви.

За витік р. Дніпра вважають укриті мішаним лісом мохове болітце, що лежить у замкненій улоговині між слободами Аксїюною та Клецовою, кол. Бельського повіту кол. Смоленської губ. Із цього болота вода стікає двома напрямками: на південь, даючи витік р. Дніпрові, і на північ, даючи витік річці Обші, сточища Зах. Двіни. Улітку з болітця течії ні в той, ні в той бік немає; тільки трохи на південь, починаючи з досить широкої низини, зайнятої моховим болотом, починається малопомітний, дуже колінкуватий, постійний струмок, що частково губиться в болоті. З цього ж болота витікає друга річка сточища р. Західньої Двіни. Безперервне річище р. Дніпра починається трохи вище від с. Михайлівки, після злиття з ним річки Луб'янки. Далі в Дніпро впадає доплив Дніпрець, а ще далі — на 19 кілометрів від витоку, впадає річка Жердь, що має таку ж саму довжину, як і Дніпро до цієї річки. Ніяких озер верхів'я р. Дніпра не мають. Обшир витоків р. Дніпра, можна вважати, кінчається приблизно на 119 кілометрів від його початку, після впаду р. Вязьми.

Крім витоку та гирла, в кожній річці можна виділити такі частини: горішню, середню та долишню. Цей поділ базується на ознаках орографічних, а також на основі даних історичних та економічних.

В р. Дніпрі за горішню його частину вважають частину його до Києва, за середню течію вважають дільницю від Києва до Дніпропетровського (Людманської Кам'янки) і, нарешті, за долишню течію — від Людманської Кам'янки до моря.

Річкова система характеризується рядом ознак; найголовніші з них такі: 1) густота річкової мережі, 2) колінкуватість річок, 3) озерність річок.

**68. Густота річкової мережі.** Окремі частини сточища здебільшого мають густішу мережу річок, ніж інші частини цього ж таки сточища. За міру густоти річкової мережі  $D$  беруть звичайно відношення вираженого в км загального протягу всіх річок даної системи  $L$ , що є на даній площі, до величини цієї площі  $F$ , вираженої в квадратних кілометрах, тобто:

$$D = \frac{L}{F} \quad (53)$$

Величину цю можна визначити так: досліджувану площу поділяють на квадрати і вимірюють сумарну довжину річок усередині кожного квадрата (спосіб Шефера).

Фельднер (літ. X) дає трохи інше визначення густоти річкової мережі. За міру густоти він рекомендує брати пересічну величину площ, утворених лініями річок і лінією, що сполучає їхні витoki; величини ці знаходять пляніметруванням. Отже він розглядає не відносний протяг водних потоків, а утворену ними розчленованість поверхні суходолу; чим густіша водна мережа, тим менші площі, обмежені річками та їхніми допливами.

Дослідження Бельмана, Ноймана, Шпотлята інших показали, що густота річкової мережі залежить від таких чинників:

1) від ґрунтів сточища; чим більше пропускають ґрунти води, тим бідніше сточище на річкові потоки, 2) від топографії сточища — чим більші похили, тим густота більша, 3) від кількості опадів, що випадають; 4) від рослинної покриви. Проте ці чинники не вичерпують того, від чого залежить густота річкової мережі; це доводять різні цифри, одержані для сточищ, що задовольняють поставленим вище умовам.

Отже питання це ще жде свого розв'язання. На жаль, у нас в СРСР густоту мережі річок ще майже не почали вивчати.

**69. Колінкуватість річок.** Колінкуватість кожної річки складається з колінкуватості орографічної, або колінкуватості річкової долини, та колінкуватості гідрографічної або колінкуватості течії річки в долині. Часто, проте, ці дві колінкуватості не відрізняють одну від одної.

За міру колінкуватості  $\phi$  беруть відношення довжини колінкуватої лінії річки  $l$  до довжини простої, що сполучає дані низовий та горювий пункти річки по «надземній» лінії  $L$ :



$$\varphi = l : L;$$

(54)

число це часто звуть «коефіцієнтом колінкуватости».

Позначивши колінкуватість долини через  $T$ , довжину кривої осі долини через  $l$ , а довжину долини надземній лінії через  $L$ , матимемо для долини:

$$T = l : L; \quad (55)$$

а попередніх позначень для річки, позначаючи колінкуватість річки в долині через  $\lambda$ , матимемо:

$$\lambda = l : t;$$

$$T \cdot \lambda = \frac{l}{L} \cdot \frac{l}{t} = \frac{l}{L} = \varphi.$$

Отже колінкуватість течії річки — це наслідок історичного розвитку долини  $T$  й теперішнього (в геологічному розумінні) розвитку річки ( $\gamma$ ).

Наступна таблиця дає характеристики вищевказаних величин для р. Заал (літ. III):

№№ ділянки	$l$ км	$t$ км	$L$ км	$\lambda^{\circ}/_0$	$T^{\circ}/_0$	$\varphi^{\circ}/_0$	$l^{\circ}/_0$
1	12	11,7	8,4	102,6	139,9	142,7	8,17
2	24	21,5	14	111,6	153,6	171,4	1,58
3	111	107,5	49	103,3	219,4	226,5	2,29
4	105	93	68	112,9	136,8	154,4	1,11
5	174	127	85	137,6	147,7	203,3	0,29

В останій графі таблицьки наведено вартості похилів  $l$  (в промілях) для окремих ділянок; як видно, між  $l$  і  $\lambda$  існує обернено пропорційна залежність; такої залежності немає між  $T$  та  $l$ , що зрозуміло, бо розвиток долини — це наслідок багатьох причин на протязі цілої низки довгих років. Ділянка 3 показує, що при великій колінкуватості долини річка може йти своїми колінами за колінами долини.

Слід рідзначити, що для обчислення колінкуватости річки слід користуватися з плянів або карт досить великого масштабу.

**70. Озерність річок.** Часто до складу річкової системи входять озера. Такі озера грають велику роль в загальному режимові річок системи. Чим більше озер і чим більші самі озера, тим більше впливають вони на течію річки. Вище, в п. 62 вже відзначено, як впливають озера на загальний баланс стоку, а розумінні випаровування й конденсації. Крім цього, озера регулюють течію річок, зменшуючи вплив опадів, що випадають, та розтавання снігу. Далі, озера являють собою прекрасні природні басейни-устійники, даючи можливість осідати на дно каламуті, що приносять річки.

Озерність річкової системи можна визначити коефіцієнтом, поділяючи площу озер у системі на загальну площу басейну цієї системи.

За приклад озерних систем може бути система р. Неви, що витікає з великого Ладозького озера.

## § 18. РІЧКОВЕ КОРИТО

**71. Частина корита.** За корито річки, як зазначалося, править та частина долини річки, по якій фактично відбувається річкове стікання. Через те, що змінювання річки періодично змінюється, то й корито, як таке, є величина змінна. Проте, здебільшого можна виділити такі частини корита. Та частина корита, по якому відбувається стікання протягом усього року, зокрема в період низької та звичайної води, має назву *корінного* або *меженного* корита. Звичайне корінне корито має більш-менш різко окреслені границі; починаючи від крайків корінного корита, буває звичайно трав'яна й кущова рослинність.

Частина долини річки, що її перекидає річкова вода в період високої водної води, що настає від розтавання снігів, або в період чималих надлишків води наслідком злив, — має назву *водопільного* корита або *заплав*

річки. Заплава або водопільне корито може не бути в тих рік та річок, які не мають розвиненої долини, як от гірські річки, що протікають у глибоких та вузьких розколинах гір.

Корито річки править за направний лотік, по якому тече річкова вода. Треба мати на увазі, що в період високої води обриси водопілля впливають на загальний напрям течії незалежно від обрисів корінного річища; отже, в цьому разі є два потоки: один у корінному кориті, а другий — у водопільному кориті;

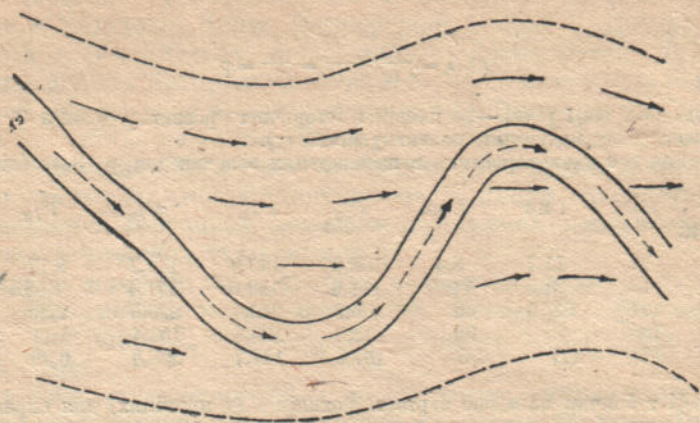


Рис. 44. Напрямок течії в головному кориті і в заплаві.

цей потік йде поверх першого й має свій самостійний напрям. Рис. 44 дає схему такого напрямку течії в високу воду.

Корито кожної річки можна схарактеризувати з таких поглядів:

- 1) щодо розміщення в площині,
- 2) щодо подовжного профілю,
- 3) щодо поперечних профілів.

Далі розглянемо ці характеристики головне щодо корінного корита.

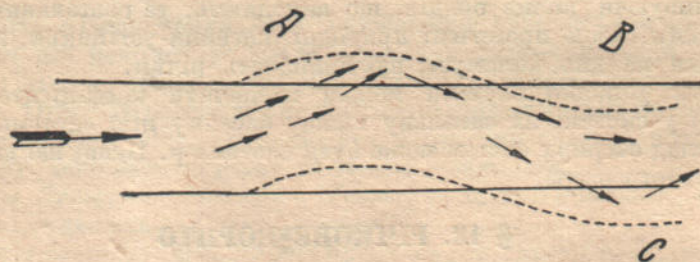


Рис. 45. Схема утворення меандр.

**72. Корито в площині.** В площині річкове корито має здебільшого колінкувату форму, що її звуть *меандрична*. Така форма властива всім річкам рівнинних басейнів, що мають більш-менш добре розвинені річкові долини. Така колінкувата форма єть найстійкіша для річки, що порівнюючи легко розмиває свої береги й дно. Пояснити це можна так. Припустімо, що на деякій ділянці річки, в кориті, складеному з ґрунтів, що легко розмиваються, буває за деякого моменту простолінійний напрям течії, як показано на рис. 45 суцільними лініями. Коли тепер припустити, що в одному якомунебудь місці, напр., біля точки А, береги корита складені з ґрунтів легше розмиваних, ніж проти води й за водою, то досить якоїнебудь випадкової причини, щоб потік

це місце почав розвивати інтенсивніше, ніж сусідні ділянки цього ж берега. Під впливом розмивання утворюється угнутість; удар струменів в угнутість, що утворюється, буде збільшувати вплив розмивання й угнутість; струмені, що виходять із угнутости, вона відхилитиме від лівого берега і вони йтимуть до протилежного берега; в наслідок цього продукти розмивання угнутости *A* будуть складатися десь коло точки *B*, утворюючи опуклість, а берег *C* буде й собі розвиватися інтенсивніше, ніж ті, що прилягають до нього, ділянки, поступово набираючи угнутої форми, відповідної до тієї, що утворилася, опуклості протилежного берега. Угнутість біля точки *C* спричиняє далі скривлення річкових струменів, що полегшує розмивання протилежного берега нижче за водою, і т. д. Отже, процес розмивів та відкладання, що скривлює нарис корита в ціані, може тривати безперервно, доти, доки вся річка не набере меандричної форми, або поки цей процес не зупинять якінебудь зовнішні чинники.

Чинники цього роду (літ. I — I) можна указати такі:

1) Річка, розвиваючи свою колінкуватість, тим самим зменшує свій подовжній похил; від похилу річки (див. далі, п. 75) залежить швидкість її течії; тому може настати момент, коли швидкість течії, навіть на закругленнях, буде недостатня для дальшого розмивання. В цьому випадку річка набирає стійкого меандричного обрису.

2) Розвиток меандр зупиняється тим, що корито річки підходить до берегів долини з нерозмиваними породами. Коли береги нерозмивані, меандри взагалі можуть зовсім не утворюватись.

3) Меандри річки можуть зблизитися між собою так (рис. 46), що за високих рівнів вода може йти з одного коліна меандри просто через долину річки до другого коліна, минаючи корінне корито. Коли тут є розмивані ґрунти, річка може поступово проробити собі нове, далеко коротше корито; при цьому в кінцевих частинах залишеної потоком *луковини* поступово будуть відкладатися замули в наслідок загасання швидкостей у них (див. п. 104); замули кінець-кінцем можуть зовсім ізолювати *луковину*, що була колись корінним коритом-річки, від нового корита, що його заново утворює річка, і тоді *луковина* обертається на *старика*, а річка розвиває й далі меандри в іншому, новому напрямі. У таких випадках річка має нестійкий меандричний обрис.

Коли меандричні обриси річки обмежені в усіх боків розмиваними ґрунтами, то безперервний процес розмивання угнутих берегів і відкладання нахулів біля опуклих берегів призводить до того, що меандри поступово пересуваються за водою, як це видно з рис. 47.

Тому, що таке пересування може відбуватися за відзначених умов безперервно, то за досить довгий час уся річка може переміститися на довжину близько меандри, тобто набути угнутості, спрямовані в протилежні боки.

Отже, коли процеси переміщення довготривалі, всю свою долину може проробити річка, й усе її дно, на глибину розмиву річки, стає тоді однорідне, складаючись із тих же самих річкових покладів.

В цьому випадку на запливі залишаються у великій кількості всякі *старика*, що або цілком ізолювані від річки і перетворилися на озера, або зв'язані з річкою, або, нарешті, зв'язані з річкою при деяких середніх рівнях; деякі ж із стариків поступово замулюються покладами й заростають рослинністю, нагадуючи про свою колишню роль тільки загальною своєю формою й зниженим рельєфом, порівнюючи з іншими частинами долини.

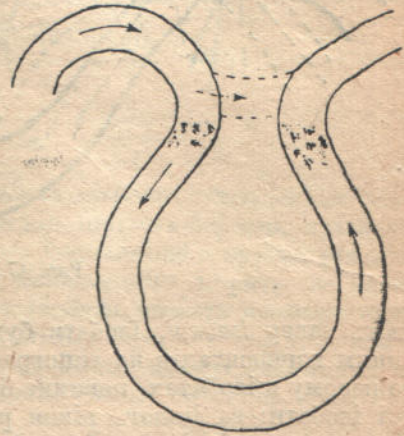


Рис. 46. Луковина.

заний розподіл його глибин. Глибини корита визначають промірами, способи виконувати які подається у курсах гідрометрії (літ. XI). Коли точки з однаковими глибинами сполучити лініями однакових глибин, то матимемо цілком наочну картину розподілу глибин у кориті; лінії однакових глибин

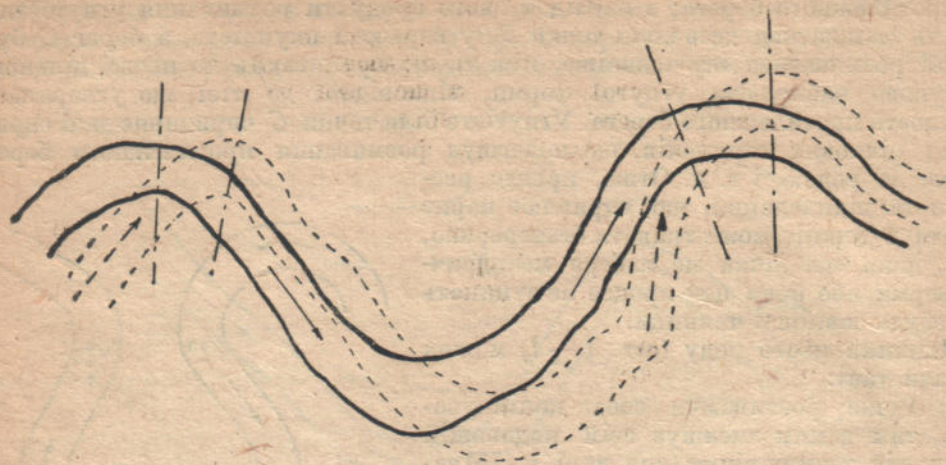


Рис. 47. Схема пересування меандр.

мають назву *ізобат*. Ізобати будують за правилами, аналогічними з побудуванням горизонталів на топографічних планах. Завжди при пляні річки, зображеному в ізобатах, повинні бути вказано, до якого рівня належать побудовані ізобати; за іншого рівня розміщення ізобат та їхні назви будуть інші, бо за площину відліку глибин править рівень річки в момент побудування ізобат.

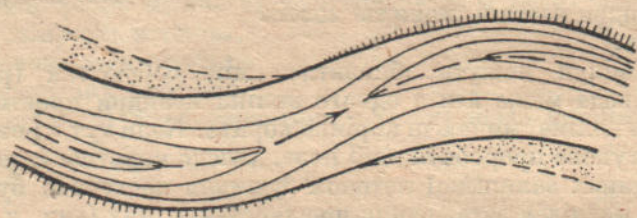


Рис. 48. Нормальна переміля.

Відповідно до підсиленої розмивної діяльності текучої води на закругленнях, глибини коло них звичайно бувають далеко більші ніж на прямих ділянках, що сполучають закруглення. Глибокі частини корита річки, відповідні до зігнутих у пляні частин корита, мають назву *плес*; більш-менш простолінійні ділянки, що являють собою переходи від одного плеса до другого, мають назву *перемілів*.

Лінію найбільших глибин, що має особливе значення в питаннях судноплавства, звать *фарватером*. Через те, що плеса містяться біля угнутих берегів, то фарватер навперемінно притискається то до одного, то до другого берега, утворюючи лінію трохи більшої кривини, ніж геометрична вісь корита, що йде посередині обрису корита.

Коли зобразити корито річки в ізобатах, то переміль виявляється в проміжку між замкненими лініями великих глибин плес (рис. 48 і 49). При цьому можливі два головні випадки: 1) фарватер плавко переходить з одного плеса в друге, і осі ізобат плесів містяться на продовженні однієї лінії (рис. 48); в цьому випадку ми маємо *нормальну переміля*; 2) в іншому разі осі ізобат

плесів можуть бути зсунуті одна до одної в поперечному напрямі і фарватер являє собою скривлену лінію (рис. 49); в цьому разі переміль має назву *зсунутої*. З погляду судноплавства нормальну переміль звуть гарною, а зсунуту — поганою, бо глибини на першій бувають більші, ніж на другій.

В умовах рівнинних річок обриси корита та ізобат взагалі плавкі, обводи ізобат мають вигляд системи еліпс, що переходять одна в одну, і більша вісь їх витягнена вздовж течії.

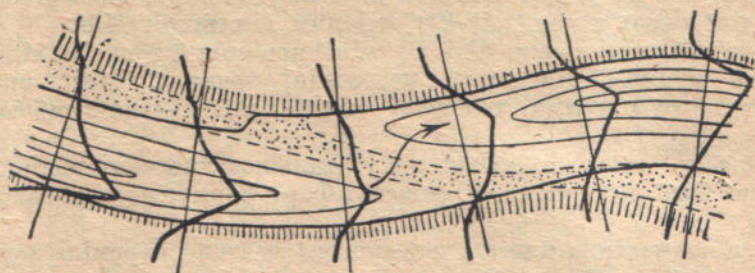


Рис. 49. Зсунута переміль.

Такі самі плавкі обриси мають у таких випадках острови; затоплені острови, що їх звуть *осередками*; поклади, що тягнуться від опуклих берегів, які звуть *хвостами*, та інші річкові витвори (їх розглядають докладніше в курсах річкової лоції). Річки гірські або ті, що протікають у каменястому кориті, не мають відзначених особливостей обрису в пляні: тут ізобати можуть не мати плавкого вирівняного характеру, береги мають вигляд ламаних ліній, глибини змінюються різкими стрибками, — мілкі місця часто вкриті камінням, що частково витикається із дна, а частково накидане самим потоком, коли проходять високі води.

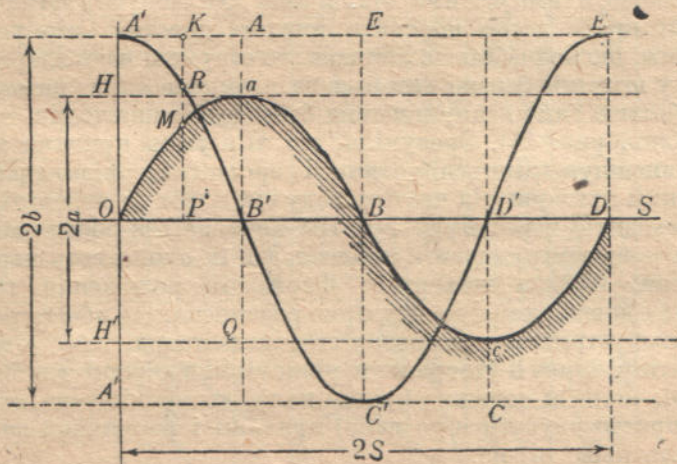


Рис. 50. Схема до «законів» Фарґа.

**74. «Закопи» Фарґа.** В умовах рівнинних річок з легкорухливим ложисом, як виявляється, є деякі закономірності у взаємному розміщенні глибини річки та її обрисів у пляні. Ці закономірності, що не завжди виявляються у природних умовах досить чітко, помітив французький інженер Фарґ ще минулого століття, на підставі своїх численних та довголітніх спостережень над річкою Гаронною, а також на підставі лабораторних досліджень, які він спеціально перевів (літ. XII та I—I); закономірності ці Фарґ назвав «законами».

Суть головних Фарґових положень ілюструє наочно таке побудування (рис. 50). Припустімо, що відтинок  $OS$ , взятий за вісь абсцис, являє собою дов-

жину дільниці річки, що складається з плеса та перемілі. Відкладімо по ординатах: 1) криву  $A^1 B^1 C^1 D^1 E^1$ , що являє собою зміну кривини угнутого берега; величини кривини відкладаємо вниз від  $A^1 E^1$  і визначаємо змінним відтинком  $KR$ ; кривину Фарґ одержував як частку від ділення одиниці на радіус кривини в кілометрах, тобто у вигляді так званої, «кілометричної» кривини; 2) криву  $Oa Bc D$ , що являє собою зміну глибин по осі річки, відлічуваних від тієї самої прямої  $A^1 E^1$  змінним відтинком  $KM$ .

На одержаній схемі точки  $A^1$  і  $E^1$  лінії кривини й точка  $a$  лінії глибини відповідають прямим дільницям перемілів, точка  $C$  лінії кривини — вершку угнутості плеса, а точка  $C$  лінії глибин — найглибшому місцю плеса.

Відповідно до наведеної схеми, що узагальнює численні подібні Фарґові діаграми для його дійсних спостережень, Фарґ формулює свої головні положення так:

1) Найглибша частина плеса і наймілкіша частина перемілі зсунуті щодо точок найбільшої й найменшої кривини корита вниз за водою приблизно на чверть довжини (плесо плюс переміль), рахуючи цю довжину між вершками двох послідовних угнутостей плес.

2) Чим більша кривина угнутого берега, тим більша й глибина плеса.

3) Плавкій зміні кривини відповідає плавка ж зміна глибини, кожна різка зміна однієї спричиняє різку зміну другої.

4) Коли при даній кривині збільшується довжина кривої, то глибина спочатку збільшується, а потім зменшується; для кожної дільниці є якась переїчна вартість довжини кривої, що найбільше сприяє глибинам.

Наведені Фарґові положення не можна підтвердити поки математично (за сучасного стану гідравліки); як емпіричні тільки закономірності, ці положення повністю для дійсних річок, як відзначалося, строго не додержуються, а тільки приблизно, з тими чи тими відхидами, змальовують загальний хід явищ. Положення ці проте легко пояснити низкою простих міркувань. Справді, вже згадувалося, що коли більша кривина, то струмені води вдаряють під гострішим кутом у вгнутий берег і тим більша розмивна сила потоку; одночасно ясно, що найбільша сила вдару повинна бути трохи нижче від місця найбільшої кривини (див. рис. 45). Зрозуміло, що чим зміна кривини плавкіша, тим рівномірніше зменшуватиметься розмив і зростатиме відкладання намулів, бо із зменшенням кривини під час переходу від плеса до перемілі розмив зменшується, переходить через нуль і потім починається відкладання намулів. Отже, цілком можна уґрунтувати процеси, що їх охоплюють перші три Фарґові положення. Щождо четвертого Фарґового положення, то можна собі уявити, що коли довжина кривої надмірно розвинена, то обшир розмиву також непомірно збільшується, і сила потоку стає недостатня, щоб рівномірно переносити продукти розмиву й утворювати рівномірні й хороші глибини на всьому протязі кривої; коли ж довжина кривої мала, то розміщення струменів може не поспівати пристосовуватися до даної кривини і розмивний вплив може не виявитися достатньою мірою.

**75. Подовжній профіль корита.** Подовжній профіль річки утворюється під складним впливом багатьох чинників; найголовнішу роль тут грають склад та властивості порід та ґрунтів, у яких лежить корито річки, зокрема спад її долини.

Подовжній профіль річки характеризується похилом дна її та похилом поверхні води в річці.

Похил  $J$  дорівнює відношенню різниці висот (дна або поверхні води) на початку та наприкінці даної дільниці ( $H_1$  та  $H_2$ ), що звуть спадом річки на цій дільниці ( $H_1 - H_2$ ), до поземної віддалі між початком та кінцем дільниці по геометричній осі річки ( $L$ ):

$$J = \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (56)$$

Похил річки звать іноді «відносним спадом», тому що він визначає величину спаду на одиницю довжини річки. Визначають похил або відносною цифрою

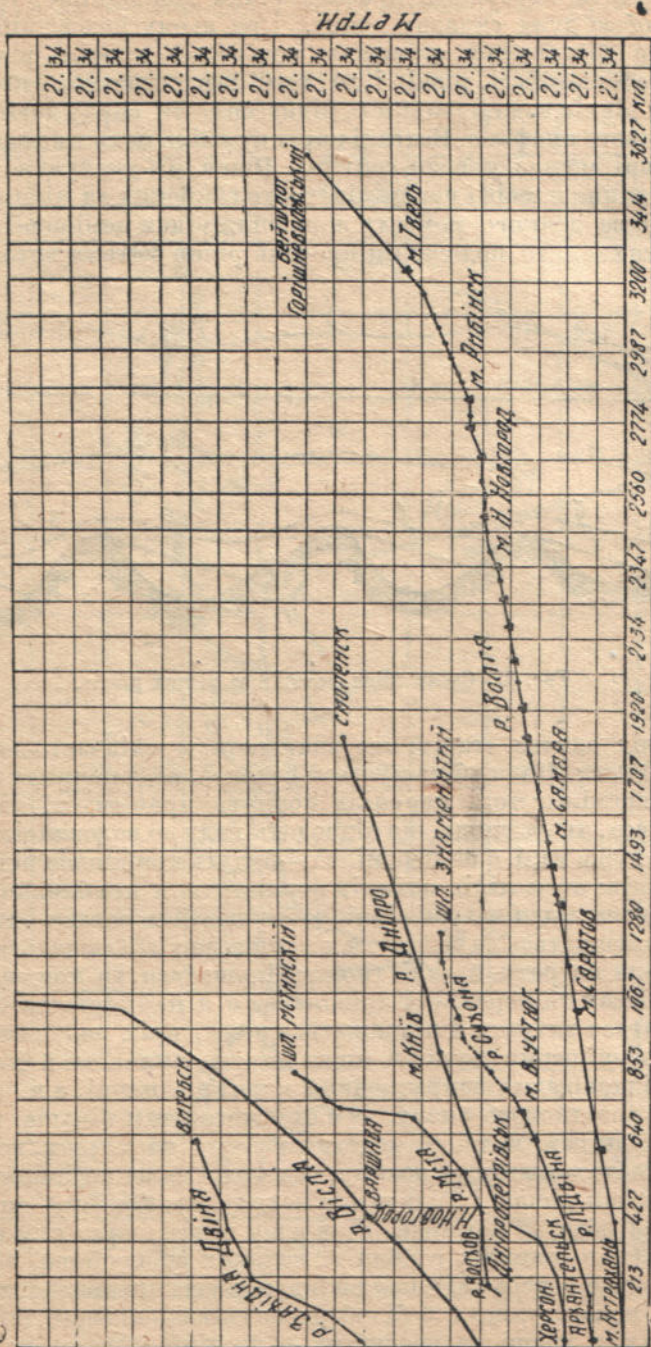


Рис. 51. Подовжній профіль деяких річок.

за вищенаведеною формулою, або у вигляді спаду на одиницю довжини; 0,00064 або 0,64 м на 1 км (0,64 м/км).

Подовжній профіль дна та поверхні води в річці, коли взяти річку на її протязі, дуже близькі до обрису подовжнього профілю самої річкової долини. Звичайний вигляд подовжніх профілів річок, відповідно до гіпсомет-

ричної структури материків, такий, що крива подовжнього профілю має вигляд деякої угнутої кривої, крутішої в витоків річки й положистішої ближче до гирла.

Рис. 51 показує подовжні профілі деяких річок європейської частини СРСР.

Коли розглядати подовжній профіль річки докладніше, то виявляється що він являє собою дуже складну криву. При цьому подовжній профіль дна річки лишається більш-менш сталий, а подовжній профіль рівнів води змінюється, коли змінюються рівні, і до того неодназначно, при чому самий характер зміни рівнів води, швидкість піднесення чи спаду дають різні обриси кривої подовжнього профілю. Взагалі картину зміни похилів води в річці, коли змінюються рівні, можна уявити собі так. Річка, як указувалось вище, — це звичайно чергування плесів і перемілів, тобто глибоких та мілких місць. Коли припустити, що за деякого моменту живлення річки дорівнює нулеві (тобто, що річка пересихає), то подовжній профіль річки матиме вигляд ряду роз'

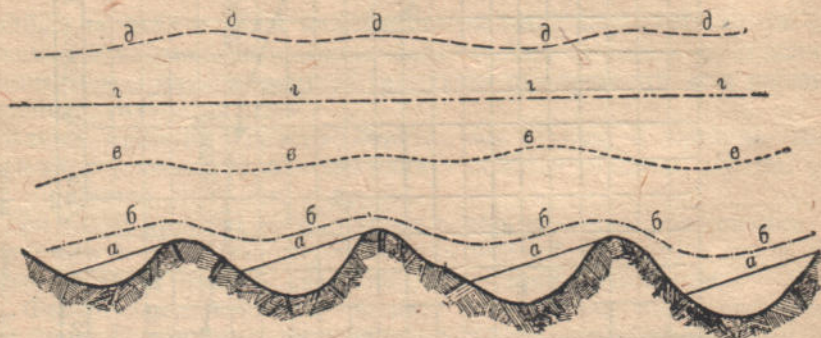


Рис. 52. Схема зміни похилів за різних рівнів.

єднаних один від одного ставів, що знижуються східчасто до гирла річки (рис. 52) по лінії *аааа*. Коли збільшується витрата, вода починає переливатися через гребінь перемілів; тоді перемілі почнуть працювати, як незатоплені водозливи, а плеса, як «точина», що підводять воду до водозливів; похили води в плесах будуть дуже малі, а на перемілях — будуть приблизно відповідати спадам дна перемілів; отже лінія похилів розміститься приблизно по лінії *бббб* (рис. 52). Коли далі підвищаться рівні, тобто ще збільшаться витрати, похили на перемілях зменшаться, а на плесах відповідно збільшаться, приблизно по лінії *вввв*; коли витрати й далі трохи збільшаться, то можна припустити, що похили на плесах та перемілях зрівняються й набудуть вигляду *гг*. Коли ще знов збільшаться витрати й підвищаться рівні, крім подовжнього профілю дна річки, на розміщення похилів може істотно впливати й форма корита в плані. Плеса відповідають закругленням корита в плані, а на закругленнях рух води зазнає додаткового опору, тим більшого, чим більша швидкість потоку; тому, щоб подолати такий додатковий опір на плесах, потрібне збільшення напору, тобто збільшення похилу, тим часом як на перемілях додаткового опору від закруглень немає, і збільшення похилу, що його цей опір спричиняє, для проходження води не потрібне. У зв'язку з цим коли є великі витрати, що спричиняються до великих глибин та великих швидкостей, вплив обрисів корита в плані може переважати над впливом перегинів дна; тому, за деяких високих рівнів можна уявити собі обернене співвідношення похилів: великі похили на плесах, а менші на перемілях — по лінії *дддд* на рис. 52.

Розгляньте вище можливе обернення похилів за високих рівнів спричиняється до перерозподілу швидкостей течії, а в зв'язку з цим і до перерозподілу процесів розмивання й відкладання; за високих рівнів може відбуватися розмивання дна плес і нарощування перемілів, а за низьких рівнів звичайно відбувається розмивання гребенів перемілів і підвищення дна плес.



Зазначена зміна похилів може відбуватися, коли річка й за підвищення рівнів залишається в корінному кориті. Коли є затопна заплава, як уже відзначається (див. п. 71), коліна корінного корита відходять на другий плян, і поверх

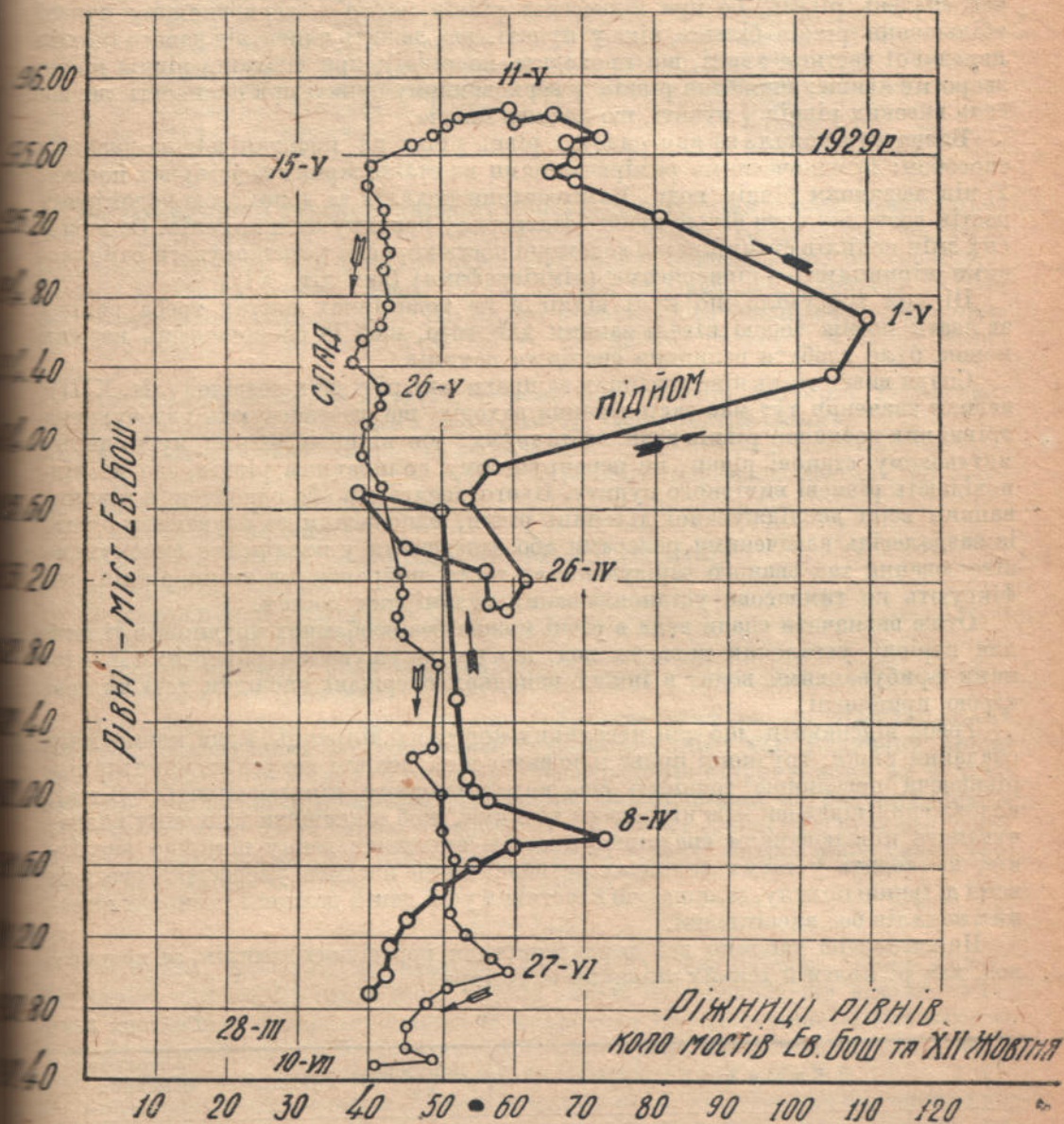


Рис. 53. Зміна спадів, коли проходить весняна хвиля (р. Дніпро біля Києва).

річки в корінному кориті єсть другий водошільний потік, що його напрямляють береги заплави. В цьому разі найкрутіші спади будуть у найвузких частинах заплави.

Особливо різкі зміни похилів бувають за швидких прибувань та спадань води під час весняного водошлля, або для невеликих річок — під час піднесенень від злив. Рис. 53 дає картину таких змін для р. Дніпра біля м. Києва (на рисунку показано зміну спадів), для ділянки між мостом ім. Євг. Бош та мостом XII Жовтня.

Картина змін похилів у цьому останньому разі великою мірою може варіювати від таких випадкових обставин, як відсутність чи наявність того чи того розміру інтенсивного притікання води нижче від того пункту, від якого йде вода зверху, яке підпірає горішні води; розтікання тієї, що йде згори, хвилі по заплаві річки та ін. В цьому разі зміна похилів може відбуватися дуже швидко.

В загальному випадку похили при піднесенні повинні бути більші, ніж під час спадень рівнів, бо при піднесенні рівнів маємо в верховинному пункті збільшення рівнів більше, ніж у пункті, що лежить нижче від даного (похил передньої частини хвилі, що проходить по річці); при спаданні рівнів маємо зворотне явище: зниження рівнів у верховинному пункті при наявності ще досить високих рівнів у пункті, що лежить нижче.

Визначити похили за якогонебудь рівня річки на практиці можна двоюким способом: 1) одночасними вимірюваннями на стаціонарних водомірчих постах, 2) нівелюванням рівнів води. Вимірювання похилів за допомогою водомірчих постів дозволяє мати більш-менш безперервну картину змін похилів. За швидких змін похилів стаціонарні водомірчі пости корисно устатковувати самописними мірницями — рівнерисами (лімніграфами) (див літ. XI).

Цілком зрозуміло, що нулі відліків на водомірчих постах треба раніше зв'язати поміж собою нівелюванням для того, щоб із спостережень на них можна було здобути величини спадів та похилів.

Спади визначають нівелюванням за правилами річкових розвідок (літ. XIII); велике значення тут має застосування заходів, що забезпечують здобування зрівняних позначок рівнів води, тобто таких, що відповідають якомусь одному миттєвому станові річки, не перекрученому коливанням рівнів, що не відповідають рівневі вихідного пункту. Цього досягають або одночасним нівелюванням всієї досліджуваної ділянки річки, одночасним зв'язуванням рівнів із задалегідь наміченими реперами або заведенням у послідовно виконуване нівелювання так званого «зрізування», тобто поправок на зміни рівнів, що фіксують по тимчасово установлюваних водомірчих постах.

Отже визначити спади води в річці можна без особливих труднощів, тільки для періоду усталених низьких вод, що не порушуються раптовими й рідкими прибуваннями води; в інших випадках одержані наслідки тою чи тою мірою приблизні.

Треба відзначити, що для невеликих коротких ділянок, коли маємо малі спадання річки, труднощі правильно визначити похили ще ускладнюються порівнюючи невеликою точністю способів технічного нівелювання (2—3 мм); подовження віддалей між кінцевими точками, щоб підвищити величину визначуваного нівелюванням спадання, з метою зменшити деяку помилку наслідків, приводить у таких випадках до визначення якогось упересічного для всієї ділянки похилу, залишаючи властивий усій даній довжині розподіл окремих похилів без висвітлення.

Нижчеподана таблиця дає характеристики пересічних похилів, за низьких вод, для р. Волги й деяких ділянок р. Дніпра.

Таблиця 34

Ділянки	Довжина км	Похил	Абсолютне спадання в м
I. Р. Волга			
1. Від витоків до м. Твері . . . . .	448	0,00017	74,6
2. " Твері " " Рибінська . . . . .	390	0,00011	44,5
3. " Рибінська до м. Юр'євця . . . . .	341	0,00003	11,7
4. " Юр'євця до м. Н. Новгород . . . . .	141	0,00006	8,5
5. " Н. Новгород. до впаду р. Ками . . . . .	457	0,00005	25,0
6. " впаду р. Ками до рукава Ахтуби . . . . .	1180	0,00004	50,0
7. " рукава Ахтуби до м. Астрахані . . . . .	514	0,00002	10,5

Ділянки	Довжина км	Похил	Абсолютне спадання в м
П. Р. Дніпро			
1. Від м. Смоленська до м. Орші . . . . .	—	0,00011	—
2. " " Орші до м. Могилева . . . . .	—	0,00011	—
3. " " Могилева до м. Речіци . . . . .	—	0,00008	—
4. " " Речіци до гирла Сожу . . . . .	—	0,00010	—
5. " гирла Сожу до гирла Прип'яті . . . . .	—	0,00007	—
6. " гирла Прип'яті до гирла Тетерева . . . . .	—	0,00007	—
7. " гирла Десни до м. Києва . . . . .	—	0,00009	—
8. " с. Лодманська Кам'янка до Нікополя . . . . .	—	0,00042	—
9. " с. Кахівки до Херсона . . . . .	—	0,00001	—

**76. Поперечний перекрій корита.** Поперечний перекрій корита обмежується зісподу дном річки, а з боків — споховинами корита. Коли згори обмежити розлядану частину поперечного перекрою корита рівнем води, що спостерігається в річці в даний момент, то ця частина поперечного перекрою корита має назву *чинного* перекрою. Як видно з наведеного [визначення, величина чинного перекрою мінлива й залежить від висоти стояння в ньому рівня води.

Поперечний перекрій корита, зокрема його чинний перекрій, характеризується низкою його елементів, що їх звать «морфометричними».

До таких основних елементів належать:

- 1) площа чинного перекрою (або поперечного перекрою взагалі, до якої-небудь узятої в ньому висоти);
- 2) змочений периметр;
- 3) ширина чинного перекрою (або взагалі корита);
- 4) пересічна глибина;
- 5) гідравлічний радіус;
- 6) шерехатість корита;
- 7) форми поверхні води в перекрої.

Розгляньмо ці елементи.

1) *Площу чинного перекрою* можна зобразити графічно на підставі даних вимірів, виконуваних за правилами гідрометрії (літ. XI). Величину площі чинного перекрою можна визначити безпосередніми підрахунками за даними вимірів або пляніметруванням графічного обриса площі на рисунку. Маючи вартості величин площ чинного перекрою для різних рівнів (або величин поперечного перекрою корита для різних висот від дна), можна побудувати графічну залежність величин площ  $F$  від рівнів  $H$ :

$$F = f(H). \quad (57)$$

Ця крива, показана, як приклад, на рис. 54, має вартість, рівну нулеві, на висоті найнижчої точки профілю; на висоті ж переходу від корінного корита до заплави ця крива (звать її скорочено «кривою площі») має перегин і стає положистіша. Для правильного корита крива площ може мати правильний плавкий хід, що легко вкладається в аналітичний вираз.

2) *Змоченим периметром*  $p$  звать довжину лінії, що обмежує змочену водою частину чинного перекрою, тобто довжину обводу чинного перекрою по споховинах берегів і дну. Цю довжину легко можна обчислити після поділення чинного перекрою сторчковими лініями (звичайно вони відповідають виконаним вимірам) на прямокутники й два кінцеві трикутники, — як суму довжин відповідних простих із указаних елементарних фігур.

3) *Ширину чинного перекрою*  $B$  при даному рівні визначають шириною перекрою по лінії рівня води; цю величину також можна побудувати у вигляді кривої залежно від висот рівнів:

$$B = f(H) \quad (58)$$

4) *Пересічну глибину*  $H_{перес.}$  маємо, як частку від ділення площі чинного перекрою на ширину:

$$H_{перес.} = \frac{F}{B}. \quad (59)$$

5) *Гідравлічний радіус*  $R$  одержують як частку від ділення площі чинного перекрою на довжину змоченого периметра:

$$R = \frac{F}{P}. \quad (60)$$

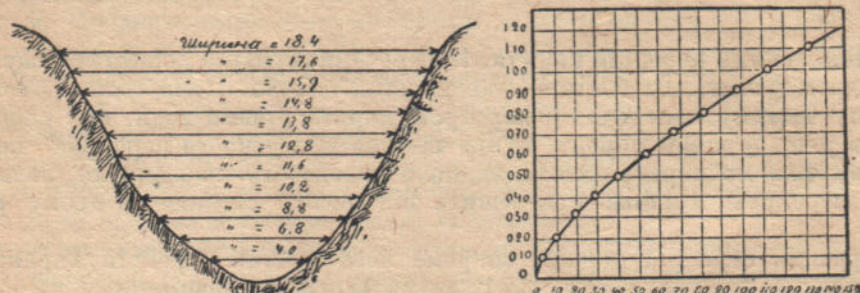


Рис. 54. Крива залежності  $F = f(H)$ .

Для широкої річки і взагалі для річок, у яких ширина в багато десятків разів більша ніж глибина, довжина змоченого периметра дуже мало різниться від ширини річки; напр., коли ширина 500 м і глибина біля берегів 1 м, довжина змоченого периметра буде 502 м, а ширина річки — близько 500 м; відділя видно, що для указаних річок величини: гідравлічний радіус  $R$  і пересічна глибина  $H_{перес.}$  практично збігаються.



Рис. 55. Схема для порівняння пересічної глибини та гідравлічного радіуса.

Проф. М. А. Великанов (літ. I—I) начоно доводить, що для річок пересічна глибина, взагалі кажучи, ближче характеризує форму чинного перекрою, ніж гідравлічний радіус. Справді, візьмімо, напр., два чинні перекрої (рис. 55): 1)  $ABCDEFGG$  і 2)  $ABFJH$ . Беручи  $AB$  за одиницю довжини, знаходимо для першого  $F = 4$ ;  $P = 6$ ; для другого перекрою обидві величини мають ті ж самі вартості. Відділя гідравлічні радіуси обох узятих перекроїв (вузького, глибокого, й широкого, мілкового) в даному разі рівні. Пересічна ж глибина

першого вдвоє більша, ніж другого. Отже, гідравлічний радіус у зазначених двох випадках не має на увазі зовсім різної форми обох перекроїв, а пересічна глибина це характеризує. Зрозуміло, що умови течії води в наведених двох перекроях будуть різні: у першому треба сподіватися далеко більших швидкостей, ніж у другому.

6) *Щерехатість корита* характеризує рід ґрунту в кориті й стан його в розумінні опорів воді, що протікає. Чим більша щерехатість корита, тим помініше впливає корито на швидкості. З другого боку, чим більша глибина потоку, то менше повинні впливати нерівності в кориті на пересічні швидкості потоку. У зв'язку з цим розрізняють щерехатості: абсолютну й відносну. Абсолютна щерехатість  $\rho$  — це лінійна величина, що вимірює пересічне підвищення часток ложища над пересічною плавкою кривою дна. Відносна щерехатість  $\rho_1$  — це відношення абсолютної щерехатости до глибини, тобто:

$$\rho_1 = \frac{\rho}{H} \quad (61)$$

Отже, відносна шерехатість із підвищенням рівня води зменшується; вона показує на зміну опорів течії в кориті із зміною рівнів.

7) *Форма поверхні води в перекрої*, взагалі кажучи, звичайно не має строго поземного обрису й нерідко досягає практично помітних відхилів у цьому напрямі; тоді можна розрізняти такі перекручення поземної поверхні: 1) наявність поперечного похилу, 2) складніші перекручення по опуклих та вгнутих кривих.

Поперечний похил води в поперечному перекрої є наслідок двох причин: 1) від відосередкової сили на закругленнях, 2) від впливу обертання землі навколо своєї осі; за так званим *законом Коріоліса*.

Від відосередкової сили на закругленнях потік притискається до вгнутого берега, даючи біля нього перевищення рівня над рівнем біля опуклого берега; тому що річка поперемінно, від плеса до плеса, переходить від угнутості біля одного боку до вгнутості біля другого боку, то поверхня води поперемінно перекошується то в один, то в другий бік.

Щоб оцінити можливі цифри поперечного похилу від відосередкової сили на закругленнях, вкажемо такі приблизні підрахунки. Позначмо швидкість, з якою рухається вся маса потоку, через  $U$ ; цим ми робимо грубе спрощення, тому що справді окремі частки рухаються з різними швидкостями.

Відосередкова сила, віднесена до одиниці маси витрати води, дорівнюватиме  $\frac{U^2}{R}$ , де  $R$ —радіус кривини. Сила ваги, віднесена також до одиниці маси потоку, дорівнює  $g$ . Поверхня потоку встановиться нормально до вислідної обох сил, відкля для кута поперечного похилу  $\alpha$  матимемо:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{U^2}{Rg} \quad (62)$$

Коли взяти, напр., річку завширшки  $B = 400$  м і припустити, що вся маса цієї річки рухається з швидкістю 1,5 м/сек, то на закругленні радіусом 2000 м перевищення рівня вгнутого берега над опуклим ( $\Delta H$ ) можна одержати так:

$$\Delta H = \frac{U^2}{Rg} B = \frac{1,5^2 \cdot 400}{2000 \cdot 9,81} = 4,6 \text{ см,}$$

тобто поперечний похил і *лог* дорівнюватиме 0,000115. Взятим характеристикам річки відповідає би подовжній похил (обчислений, напр., за емпіричною формулою *Базена*) приблизно щось 0,0008, тобто поперечний похил буде приблизно в 7 разів менший.

Вартості поперечного похилу, коли круті коліна та великі швидкості, можуть досягати чималих абсолютних величин, але при цьому звичайно поперечний похил лишається менший від подовжнього.

Це видно з таких наближених зіставлень. Вираз для подовжнього похилу із формули Шезі можна записати так:

$$i_{\text{под.}} = \frac{U^2}{C^2 H}, \quad (\text{бо } U = V = C\sqrt{Hi}).$$

де  $H$  — пересічна глибина річки;

$$i_{\text{поп.}} = \frac{U^2}{Rg}; \quad i_{\text{под.}} : i_{\text{поп.}} = \frac{U^2 Rg}{C^2 H \cdot U^2} = \frac{R \cdot 9,81}{C^2 H}$$

Відношення  $\frac{9,81}{C^2}$  можна взяти приблизно для пересічних умов 0,006. Тому що ширина потоку звичайно в багато десятків разів перевищує глибину, а радіус кривини рідко буде в менший від потоку ширини, то співвідношення  $i_{\text{под.}} : i_{\text{поп.}}$  найчастіше повинне бути не менше від двох.

Друга причина, що допомагає утворити поперечний похил, впливає в *законах Коріоліса*, за яким пришвидшення  $\rho$  відхилів від обертання землі для різних широт має такий загальний вираз:

$$\rho = 2\omega \cdot U \cdot \sin \varphi, \quad (63)$$

де  $\omega$  — кутова швидкість обертання землі,  $\varphi$  — географічна широта місця; або, тому що  $2\omega = 0,0001458$ :

$$p = 0,0001458 \cdot U \sin \varphi.$$

Аналогічно з попереднім можна мати:

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{p}{g} = \frac{U \sin \varphi}{67200},$$

а для середньої широти  $\varphi = 45^\circ$ :

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{U}{95000}. \quad (64)$$

Для числових даних вищеврозгляненого прикладу маємо:

$$i_{\text{пол.}} = \operatorname{tg} \beta \cdot B = \frac{1,5 \cdot 400}{95000} = 0,6 \text{ см.}$$

о менше, ніж від відосередкових сил на закругленнях.

Відношення похилів подовжнього та поперечного, взявши  $\frac{9,81}{c^2} = 0,006$ , матимемо таке:

$$\frac{i_{\text{под.}}}{i_{\text{пол.}}} = \frac{U^2}{c^2 H} : \frac{U}{95000} = 60 \frac{U}{H}$$

тобто це відношення більше, ніж від відосередков. і сили на закругленнях і поперечний гсхил від Кріолісового припущення далеко менший за подовжній.

Перекручування поперечних поверхень води в перекрої корита не обмежується тільки перекосом поземних поверхень. На поперечний профіль води впливають також сили, що постають від різного розподілу швидкостей течії як на поверхні річки, так і на глибинах. Тому поперечні профілі можуть бути складніші. Особливо складні бувають форми поперечних профілів поверхні води, коли проходить висока вода, коли вона різко підноситься та різко спадає. Під час різких піднесень швидкості течії в середній частині річки збільшуються швидше, ніж біля берегів; гідравлічний тиск на шарі, що лежать нижче, через це в середній частині зменшується, і тоді тут утворюється опуклина, що знижується до берегів річки. Коли вода спадає, буває зворотний хід перерозподілу швидкостей, від чого з'являється вгнутість поверхні води.

Ці явища потверджує часто спостережуваний факт скупчення якихнебудь речей, що вільно пливають річкою (напр., колод, крижин), під час піднесення рівнів річки біля її берегів, а під час спадання — посередині річки; з цього користуються між іншим сплаваючи дрова або ліс розсіпом; складені на березі дрова піднімає річка, що розливається, і під час спадання рівнів, тобто коли утворюється угнутість, дрова й ліс захоплюються до середньої частини річки.

## § 19. ШВИДКОСТІ ТЕЧІЇ

**77. Розподіл швидкостей на дільницях.** Властивий природним річкам колінкуватий обрис їхній у плані, чергування різних глибин, зокрема перемілів та плес, а також різниця в похилах на окремих дільницях зумовлюють дуже складну картину звичайного розподілу швидкостей течії. Теоретичні міркування гідравліки поки не спроможні висвітлити цю картину скількинебудь вичерпно та близько до дійсності і в кращому разі допомагають тільки трохи орієнтуватися в цьому складному питанні.

Дослідження ряду вчених (і передовсім російського інженера *Н. С. Леляського* — 1893 — 1894) показали, що в усіх точках чинного перекрою струменя води або сходяться, або розходяться як у поземному, так і в сторчовому напрямі, не збігаючись при цьому в точності ні з нормалю до перекрою, ні одна з одною. Найбільші відхилення навіть на порівнюючи правильних дільницях

можуть доходити до  $75^{\circ}$  —  $78^{\circ}$ , а в сторчовому напрямі вгору — до  $18^{\circ}$ , вниз — до  $26^{\circ}$  (за дослідями на р. р. Дніпрі та Десні інж. Н. С. Лелявського). В окремих випадках може бути навіть зворотний напрям течії деяких струменів, як от у вирах. Такі неправильності в напрямі швидкостей течії особливо яскраво виявляються на неправильних дільницях річкового корита. Інж. Н. С. Лелявський також уперше висвітлив детальну картину розподілу швидкостей на плесах та перемілях.

В угнутому плесі частки води (рис. 45), що безпосередньо прилягають до берега, відхиляються ним і рухаються вздовж кривої берега; дальші струмені упираються вже не в берег, а в відхилені ним струмені. Ці струмені відхиляються також від берега, приблизно підлягаючи закономірності рівності кутів падання та відбиття; з послабленими відбиттям швидкостями вони неспроможні протистояти рядові поверхневих струменів, що натискають на них з річки і спускаються вниз, утворюючи приденний рух від берега вглиб і до річки; в поперечному перекрої профілю цей рух поверхневих струменів, що набігають, та відхиленіх денних утворює одну циркуляцію (рис. 56), в якій швидкості в дільниці *a* будуть, очевидно, найбільші, в дільниці *b* послаблені, а в дільниці *c* — ще послабленіші. Такий розподіл швидкостей буває через те,

що біля вгнутого берега маємо згущення струменів, що проходять обтісненим перекроєм; біля другого берега струмені йдуть у ширшому просторі і, значить, швидкості їхні повинні бути менші; до того ж поверхневі струмені, що спускаються вниз і вільні від змулених намулів, тобто легші, в дорозі розмивають угнутий берег, обтяжуються змуленими частками й підносяться вгору обтяженими, залишаючи поступово біля опуклого берега більшу частину намулів.

Отже, згідно з розгляненою схемою, у зігнутому плесі є гелікоїдальний гвинтуватий рух проти годинникової стрілки в плесах, зігнутих уліво (як на рис. 45 і 56), і за годинниковою стрілкою — в плесах зігнутих управо. Самий характер струменів, що сходяться біля вгнутого берега, Лелявський назвав *збійною* течією.

На перемілях розміщення струменів зовсім інше. Через те, що немає виразно виявленої кривини, струмені не можуть натискати та спускатись в якійнебудь певній дільниці чинного перекрою; подруге, через зменшення глибин, і до того іноді досить чимале, не може бути різкої різниці в струменях різних глибин. В наслідок цього на перемілях струмені, поперше, розкидаються по всьому чинному перекрою, а подруге, неначе перемішуються, набуваючи порівнюючи одноманітного характеру; отже, течія тут далеко менше упорядкована, ніж збійна в плесах; напрям окремих струменів, що не регулюється обрисом берегів, має ніби випадковий характер, що не підлягає жадним закономірностям. Таке розміщення струменів, властиве перемілям, інж. Лелявський назвав *віялуватою* течією.

Установлена картина звичайного розподілу швидкостей на плесах і перемілях ускладнюється коливаннями рівнів води в річці. За найнижчого рівня можуть бути на плесах дуже малі швидкості і порівнюючи великі на перемілях; в цьому випадку гелікоїдальний рух у плесах може бути виявлений дуже мало й майже не супроводиться процесами розмивання та відкладання; на перемілях же струмені пересуваються окремими рівчаками, утворюючи розмив та викидаючи продукти розмиву в плеса, що лежать нижче.

Коли підвищуються рівні, збільшується відосередкова сила на закрученнях, збільшується перекошення поверхні води і збійна течія набуває різкіше виявленої форми; середні швидкості течії на плесі також починають



Рис. 56. Схема циркуляції води на плесах.]

збільшуються через збільшення як спадів, так і глибин. На перемілях же, коли підвищуються рівні, збільшення швидкостей іде повільніше, ніж на плесах, у зв'язку з різноманітністю тут течії й меншим збільшенням спадів. За деяких рівнів швидкості на плесах доганяють швидкості на перемілях і, нарешті, випереджають їх. Ще раніше від цього, на плесах починається посилене розмивання, тому що збійні струмені діють особливо інтенсивно, а продукти цього розмивання починають відкладатися на перемілях, бо тут, за тих самих і навіть більших середніх швидкостей струмені розкидані вільно по широкій площі й не можуть нести тягара замулених намулів, узятих річкою в плесі, що лежить вище; так відбувається намулювання перемілі.

Такий хід перерозподілу швидкостей продовжується до максимального рівня, що лежить у корінному кориті річки. Тільки на річка виступає з берегів і заливає заплаву, характер течії ще більше ускладнюється. Як уже відзначено (див. п. 66), загальний напрям течії в заплаві намагається погодитися з загальним напрямом долини річки, а не меандр її корінного корита; тому утворюються два потоки: горішній (заплавний) і долишній — у корінному кориті річки. Їхній взаємочин має дуже складний характер, зовсім недосліджений. Мабуть, у площинах доторкання горішнього потоку з долишнім можуть утворюватися денні вири, косі струмені і т. ін., що дуже впливають на процеси деформації корита.

**78. Швидкості на вертикалях.** Звичайна загальна картина розподілу пересічних швидкостей окремих струменів (вони мають пульсаційну й несталу вартість, коли ці швидкості брати для окремих коротких моментів) така: звичайно найбільші швидкості бувають ближче до середини річки й до поверхні води, ніж до берегів і до дна, бо біля берегів гальмівний вплив тертя часток об поверхню корита виявляється дужче. Безпосередньо біля берегів та дна річки швидкості течії можуть бути зовсім невеликі.

Щоб докладніше вивчити звичайний розподіл швидкостей у чинному перекрої річки, розглянемо розподіл швидкостей на окремих сторчових лініях, що лежать у площі чинного перекрою, на так званих *сторчах (вертикалях)*.

До того ж умовмося, що під швидкостями розумітимемо власне *пересічні вартості швидкостей*. Вище, в п. 59, вже відзначено пульсаційний характер швидкостей в окремих точках або струменях перекрою річки, при якому швидкості в окремих точках безперервно міняються як своєю величиною, так і напрямом; проте, коли вимірювати такі пульсаційні швидкості, властиві кожному турбулентному рухові, досить довго (кілька хвилин), то можна мати цілком стійку характеристику пересічної переважної величини (і напрям) швидкості в даній точці. Цю вислідну швидкість і звуть пересічною швидкістю в окремій точці.

Питання про характер розподілу швидкостей на різних глибинах того самого сторча чинного перекрою притягало увагу дуже багатьох дослідників, починаючи з Галілея та Леонардо да-Вінчі. Цю залежність наочно можна зобразити графічно, побудувавши криву розподілу швидкостей по сторчу, так званий *графік швидкостей на сторчі* або *годограф*; для цього на сторчовій осі відкладають у відповідному масштабі вниз від поверхні води ті глибини, на яких вимірювали швидкості води; проти кожної вартості глибини, на поземних осях — відкладають (також у масштабі) у вигляді відтинків виміряні швидкості; кінці швидкісних відтинків сполучають плавкою кривою лінією; тому, що конструкція гідрометричних приладів для вимірювання швидкостей не дозволяє вимірювати швидкість безпосередньо біля самого дна потоку, то доводиться криву продовжувати до дна по екстраполяції.

Рівняння графіка швидкостей має такий вигляд:

$$V_s = f(h), \quad (65)$$

де  $h$  — глибина сторча.

Вигляд цієї функції залежить від дуже багатьох чинників: напрям і швидкості вітру; єсть льодове вкриття чи немає; характеру стінок та дна річища;



від подовжнього похилу корита; стану корита вище й нижче від чинного пере-  
зрою; може також впливати температура води, її склад щодо змунених речо-  
вин і тиск повітря.

Перші дослідники питання про теоретичний вигляд функції  $V = f(h)$  гадали, що швидкості на сторч  
змінюються по простій лінії (Кастеллі, 1628 р.); це припущення спростовано після того, як винайдено  
гідрометричні млиники й трубки. Далі висували теорію, що крива розподілу швидкостей по сторчу являє  
собой параболу. Одні з дослідників, як от американці Хемфріс і Аббот (1851—1858 рр.) гадали, що ця  
парабола має поземну вісь, що збігається з напрямом найбільшої швидкості, яка пібл єсть на 0,297  
глибини, рахуючи від поверхні води (рис. 57).

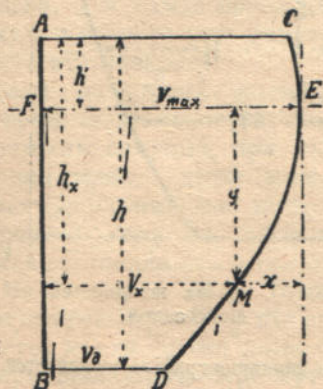


Рис. 57. Графік швидкостей за  
Гемфрісом і Абботом.

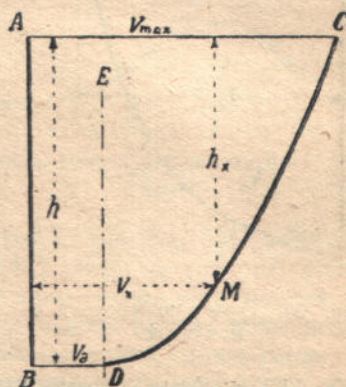


Рис. 58. Графік швидкостей за  
Хаґеном.

Рівняння такого графіка швидкостей:

$$v^2 = 2p x,$$

$$(h_x - h)^2 = 2p (V_{max} - V_x), \text{ відділяя:}$$

$$V_x = V_{max} - \frac{1}{2p} (h_x - h)^2 \quad (66)$$

$V_x$  і  $h_x$  — координати довільної точки на кривій  $M$ ; інші позначення показано на рисунку.

Хаґен, у наслідок всіх досліджень, дійшов висновку, що ближчі наслідки дає параболу із сторчу  
вісю (рис. 58), вершок якої на дні потоку, за найбільшої швидкості на поверхні.

Рівняння для цього випадку має вигляд:

$$(V_0 - V_x)^2 = 2p (h - h_x)$$

$$\text{і } V_0 = V_x + \sqrt{2p (h - h_x)}. \quad (67)$$

Асмунд на підставі чисельних вимірів на Ельбі біля Маґдебургу (р. 1880—1885) запропонував для  
графіка швидкостей логаритмічну лінію з рівнянням вигляду (рис. 59):

$$V = a + b \lg v, \quad (68)$$

$y$  — віддаль від дна (висота), а  $a$  й  $b$  — сталі для кожної кривої коефіцієнти, визначувані за швид-  
костями, що їх виміряють у двох точках на довільних глибинах.

Хиба цього рівняння та, що швидкість дорівнює нулеві коло дна й навіть трохи више від дна, чого  
справді не буває: те, що річка розвиває себе дно й переміщує по дну навіть грубі піщинки та ринь, до-  
водить існування навіть чималих швидкостей біля дна; при  $y = 0$  виходить:  $V = -\infty$  що явно безглузде.

Асмунд же дав і інше рівняння:

$$[V] = [a] + b \lg (y + c) \quad (69)$$

Ця логаритмічна лінія передбачає існування деяких швидкостей,  
тут коефіцієнти  $a$ ,  $b$  й  $c$  обчислити дуже важко.

Івж. Мойсевич в наслідок досліджень на р. Чусовій (1911—1912 рр.) запропонував рівняння логар-  
итмічної кривої іншого вигляду (рис. 60):

$$h = a + b \lg(B - V), \quad (70)$$

де  $a$ ,  $b$  і  $B$  — сталі для даної кривої коефіцієнти, визначувані по трьох швидкостях, виміряних у трьох рівно віддлених по висоті точках; коефіцієнти обчислювати легко, і крива де в наслідки дуже близькі до дійсності.

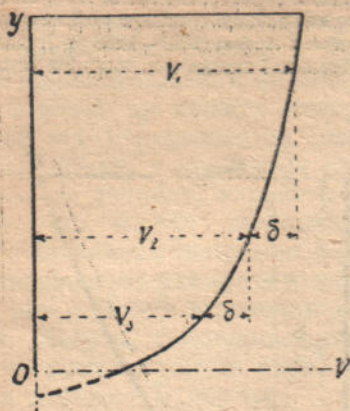


Рис. 59. Графік швидкостей за Ясмундом.

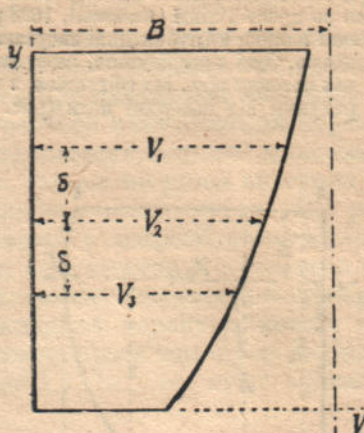


Рис. 60. Графік швидкостей за Мойсейєнком.

Недавно (р. 1921) професор Великанов запропонував нове рівняння графіка швидкостей вигляду:

$$V = U_n \frac{\sin \varphi}{\varphi_0} \quad (71)$$

де  $U_n$  — швидкість на глибині  $H$ ,

$\varphi$  — змінний кут, що має максимум біля дна і мінімум біля поверхні<sup>1</sup>.

Проф. С. Колупайло (літ. XLIV) останніми часами опублікував роботу, де показує, що досить добре відповідає різним в падкам розподілу швидкостей по сторчовині рівняння параболі вищих ступенів, а саме:

$$V = a \sqrt[m]{H - h}$$

де:

$H$  — глибина сторча,  
 $a$  та  $m$  параметри, різні для різних випадків; вартість  $m$  коливається звичайно в межах 2—10. Вісь параболі збігається із сторчем, вершок лежить коло дна; початок координат узято на поверхні води.

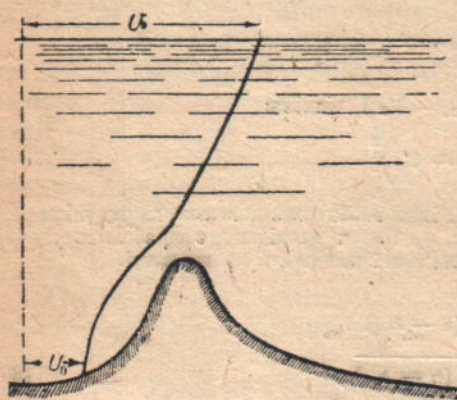


Рис. 61. Графік швидкостей біля перешкоди

бути ближче до істини; важко сподіватись, щоб можна було одноманітно розв'язати це питання.

Інакше кажучи, вигляд графіка швидкостей може бути той або той, залежно від умов течії в даному місці.

На рис. 61 показано тип кривої для того випадку, коли дно різко підвищується; в кривій буде перегин приблизно на висоті гребеня перешкоди, нижче від нього вона різко спадає, і інколи коло дна може навіть мати нульову швидкість.

Чималої різниці в розподілі швидкостей на сторчах можна сподіватись для плес і перемілів. Перемілі можна порівняти з порогами передливів, що через

<sup>1</sup> Проф. М. А. Великанов, Гидрология суши, Москва, 1925, Ст. 57.

них вода переливається із басейнів-плес. Як визначає гідраліка, найбільші швидкості в переливах лежать ближче до дна, ніж до поверхні води.

Тому на перемілях графіки швидкостей, взагалі кажучи, можуть мати максимуми швидкостей унизу, а не ближче до поверхні, як це буває на плесах. В плесах, узагалі кажучи, графік швидкостей тим більше вигнутий донизу, чим глибше плесо в відношенні до перемілі. Рис. 62 показує поступову зміну графіка швидкостей з переходом від плеса до перемілі; безпосередньо вище від перемілі верхня частина кривої починає загинатися вліво, а в самій перемілі максимум міститься вже помітно нижче від поверхні.

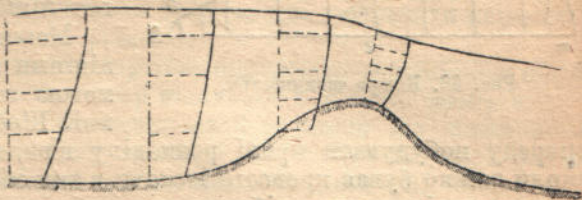


Рис. 62. Зміна швидкостей на ділянці від плеса до перемілі.

Цілком особливий вигляд мають графіки швидкостей, коли є крижана покрива, при чому вигляд кривої дуже залежить від будови нижньої частини крижаної покриви; коли під кристалічною кригою буде губчаста крига, максимальна швидкість може бути на 0,6 і 0,7 глибини (згори), як то виявив проф. М. Великанов на р. Томі. На рис. 63 дано графік швидкостей для річки, заритої кригою, при чому під останньою є губчаста крига; коли немає дрібної губчастої криги, цебто коли буде сама тільки рівна поверхнева крига, то максимум швидкості буде тут набагато ближче до поверхні.

На рис. 64 дано зіставлення пересічних із численних вимірів графіків для вільної річки і для річки під кригою, збудованих за американськими даними.

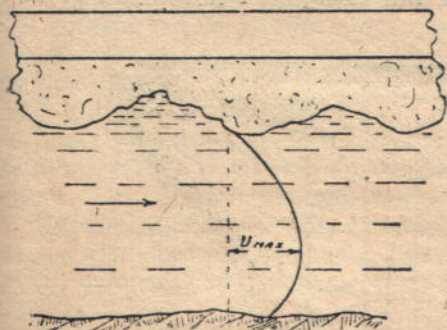


Рис. 63. Графік швидкостей під льодом.

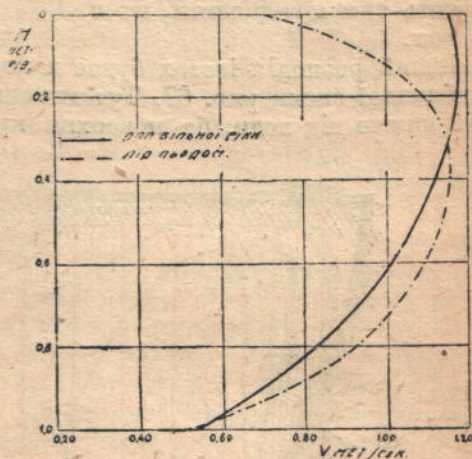


Рис. 64. Порівняльна схема пересічних графіків швидкостей, коли є й коли немає льоду.

**79. Швидкості в поземних площинах. Ізотакси.** Подібно до графіків швидкостей, що показують розподіл швидкостей у чинному перекрої в глибину по сторчках, можна показати графічно і розподіл швидкостей в одній поземній площині чинного перекрою; такі графіки мають назву *епюр швидкостей*. Щоб побудувати їх, поземні віддалі від одного берега до другого в площині чинного перекрою відкладають на поземній осі (рис. 65), а швидкості проводять у відповідних точках у формі сторчкових відтинків вгору або вниз від зазначеної поземної осі; кінці відтинків сполучають плавкою кривою, яку продовжують до точок А й В, що лежать біля берегів річки; крива, яку матимемо від цього, і буде еюра швидкостей.

Загалом, епюри швидкостей — це криві, близькі до параболічних кривих, з максимумом близько середини річки; обриси їх часто йдуть відповідно до обрисів річкового дня. Вигляд епюр швидкостей міняється для різних глибин

даного чинного перекрою. На закругленнях плес максимуми швидкостей повинні бути десь між вигнутим берегом та серединою річки. Отже, взагалі кажучи швидкості в окремих точках чинного перекрою залежать від положення цих точок щодо ширини річки ( $l$ ) і щодо висини ( $h$ ), де бто  $V = f(l, h)$ .



Рис. 65. Епюра швидкостей.

попереду побудувати криві розподілу швидкостей по сторчах і поземінах. Інколи важко буває провести ізотахи в тих місцях чинного перекрою, які виобразяться в ізотахах подібно до верхів і сідловин земної поверхні; тоді доводиться зважати на загальний характер розподілу швидкостей у чинному перекрої.

На рис. 66 дано, як приклад, схему розподілу ізотах в одкритому кориті річки; як видно, максимальні швидкості лежать близько до середини та поверхні чинного перекрою.

Написи при ізотахах відповідають тим швидкостям, що є на них.

Інший розподіл ізотах буває в кориті, вкритому кригою, як це видно із приблизної схеми рис. 67. Тут максимум швидкостей звичайно лежить набагато нижче від води, бо поверхня криги так само, як і поверхня річкового

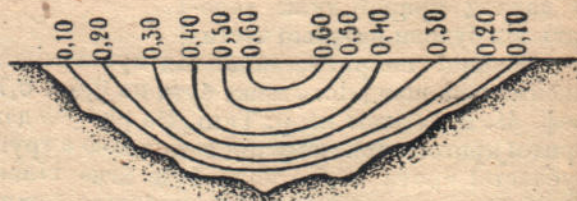


Рис. 66. Ізотахи при відкритому кориті.

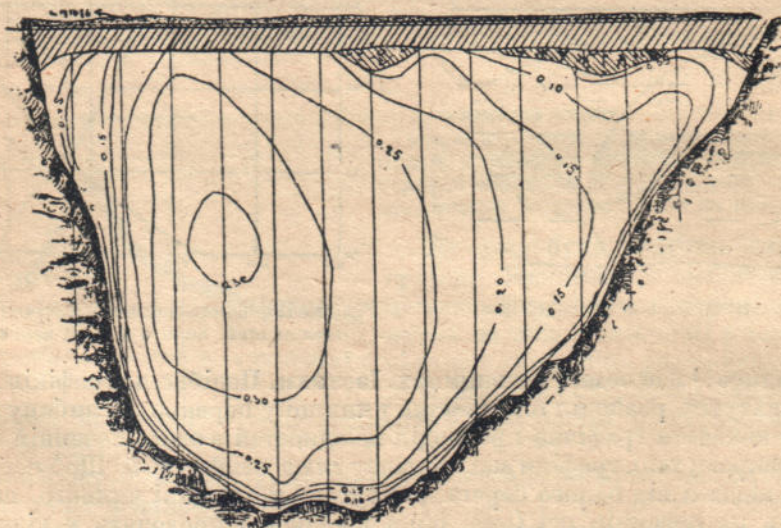


Рис. 67. Ізотахи, коли є лід.

корита, або навіть більше, затримує швидкості течії через те, що частинки води труться об неї.

**80. Поняття про виміри швидкостей.** Способи безпосередньо виміряти швидкості розглядають у курсах гідрометрії (літ. XI). Тут ми зазначимо тільки те, що всі поширені сучасні способи можна розбити на дві групи:

1. способи, що дають змогу визначити пересічну швидкість у даній точці чинного перекрою,

2. способи, що визначають пересічну швидкість даного струменя, на тому чи тому його протязі.

До першої групи належать виміри, що ґрунтуються на вживанні таких гідрометричних струментів:

1) гідрометричні млинки, — прилади з обертовими лопатями, що із швидкості їхнього обертання за певний інтервал часу можна визначити пересічну швидкість у тій точці, де установлено млинок;

2) гідрометричні трубки; вони дають вартість швидкості за вишиною підіймання в них води, що його спричиняє напір швидкостей у точці вимірів;

3) батометри; вони дають вартість швидкостей залежно від швидкості, з якою наповнюється водою даний обсяг прилада, з умовою, що вода надходить у батометри через отвір підвідної трубки певного діаметра.

До другої групи вимірів швидкостей належать виміри за допомогою:

1) поплавців поверхневих, глибинних і таких, що інтегрують швидкості на певній висоті шару струменів;

2) за допомогою метод хемічних і електричних вимірів, впускаючи в потік хемічні домішки або електроліти й фіксуючи далі, відповідними пробами, час поширення домішок до якогось пункту, що лежить нижче від того місця, де було впущено домішки. Цими самими способами (а також і іншими) можна виміряти відразу всю пересічну вислідну швидкість течії в усьому чинному перекрої, а також усю витрату.

Виміряючи швидкості в окремих точках, далі звичайно обчислюють пересічні швидкості на окремих сторчах чинного перекрою. Щоб полегшити такі обчислення, точки окремих визначень швидкостей на сторчах беруть на певних висотах; є багато емпіричних формул, що, як для практики, досить точно зв'язують вартості швидкостей у таких точках з вартістю пересічної швидкості на всьому сторчі; або ж визначають пересічні швидкості на сторчах іншими, складнішими графічними або аналітичними способами.

**81. Емпіричні формули.** Коли немає справжніх вимірів швидкостей у потокові, наближену вартість пересічної швидкості для всього чинного перекрою річки можна дістати із низки емпіричних формул.

Ці формули можна поділити на дві великі групи: 1) групу, де беруть на увагу різну можливу шерехатість корита і 2) групу, де коефіцієнта, що оцінював би шерехатість і фізичні властивості корита, немає. Нижче наводимо деякі формули обох груп, всі — для метричних розмірів (швидкості в м/сек.).

1. Перша група має на увазі головні штучні потоки — труби та канали; групу цю вживають на практиці і до природних корит, але точно вибрати коефіцієнти, що характеризували б фізичні властивості корита, так важко, що, коли вживати формули ці для природних корит, вони іноді не гарантують від можливості великих і істотних помилок.

Більшість загально вживаних формул першої групи дають не вартості пересічних швидкостей, а величину опорів у кориті (каналів або труб), що входить у відому формулу швидкості Шезі:

$$V = c \sqrt{Ri},$$

дебо вартість коефіцієнта  $c$  Шезі.

Із цих формул назвемо такі.

1) Формула Куттера:

$$c = \frac{100}{1 + \frac{b}{\sqrt{R}}} \quad (72)$$

Цю формулу (так звану «стару формулу Куттера») останнім часом дуже рекомендує німецька література (літ. XIV).

Вартості  $b$  коливаються від 0,15 (канали з різним тинькуванням із чистого цементу) до 2,50 (канали в поганому стані і дуже зарослі; природні потоки з наріжуватим дном); для каналів з земляним дном  $b$  має такі вартості: правильний, дбайливо виконаний канал без рослинності  $b = 1,75$ ; з невеличкою кількістю рослин або з забрудненим чи каменястим дном, коли ширина по дну більша за 2 м, а також для річок і струмків:  $b = 1,75$ ; канал, що заріс рослинами, коли ширина по дну менша за 1,5 м,  $b = 2,00$ .

2) Формула *Базена* (так звана «нова»):

$$c = \frac{87}{1 + \frac{\gamma}{\sqrt{R}}} \quad (73)$$

Вартості  $\gamma$  (коефіцієнта шерехатости) мають тут мінімальну величину — для дуже рівних стінок — 0,06; для земляного корита в звичайному стані  $\gamma = 1,30$ ; для земляних стінок, що дають виключний опір  $\gamma = 1,75$ .

3) Запропонована недавно формула *Форхгаймера*:

$$V = c_0 R^{2/3} \cdot I^{2/3} \quad (74)$$

де:  $c_0 = \frac{1}{n}$ , а  $n$  беруть з таблиці *Гангільє-Куттера*, і воно коливається в межах від 0,01 до 0,030 ( $\frac{1}{n}$  — у границях від 100 до 33,3); для земляного корита каналів, річок і струмків  $n = 0,025$ ,  $\frac{1}{n} = 40,0$ ; для природних потоків з дном із грубого наріжку, зарослих рослинами і ін.:  $n = 0,030$  і  $\frac{1}{n} = 33,3$ .

4) Відзначмо ще так звану повну формулу *Гангільє-Куттера*, куди, крім  $n$  входить також  $J$ ; на підставі багатьох дослідів тепер визнано, що формула ця незадовільна для річок у природному стані (літ. XIV і XVI), хоч вона зберігає своє значення найуживанішої формули для штучних каналів (літ. XV).

$$C = \frac{23 + \frac{1}{n} + \frac{0,00155}{J}}{1 + \left(23 + \frac{0,00115}{J}\right) \frac{n}{\sqrt{R}}} \quad (75)$$

Вартості  $n$  коливаються в межах від 0,009 до 0,040 ( $\frac{1}{n}$  — від 111,1 до 25,0); для річок і струмків вартості  $n$  коливаються від 0,025 ( $\frac{1}{n} = 40,0$ ) до їхньої граничної вартості. Користуватись формулою легше через те, що є детально розроблені (в підручниках та довідниках з гідравліки) таблиці та графіки (літ. XV).

II. Друга група формул для пересічної швидкості течії має на увазі, як говорилося, відкинути коефіцієнти, зв'язані з характеристиками шерехатости корита. Відкинути ці коефіцієнти для природних річок можна через те, що чинник шерехатости корита річки сам повинен бути певною функцією похилів, глибин і швидкостей, а не незалежною величиною, як у штучних коритах. Справді, річка сама проробляє собі корито: процеси розмивання та відкладання відбуваються доти, доки не встановиться хоч би приблизна рівновага, за якої розмивання й відкладання в цілому компенсують одне одного. Правда, ця рівновага цілком ніколи не буває досягнена, але для нашої геологічної доби можна з певною мірою наближення вважати, що вона є. Це значить, що співвідношення між швидкостями, глибинами та похилами для кожної річки відповідає загалом ґрунтам, що ними вона протікає, і отже, що їхні характеристики шерехатости залежать само собою від глибин та похилів річки.

Такі формули зручні тим, що тут немає непевності й довільності, які бувають, коли вживати формули першої групи, в процесі призначення величин коефіцієнтів шерехатости. Із формул другої групи наведемо такі:

1) Формула шведського інженера Гессле:

$$V = 25 \left( 1 + \frac{1}{2} \sqrt{R} \right) \sqrt{Ri}, \quad (76)$$

де  $i$  похил,  $R$  — гідравлічний радіус; формула ця для звичайних рівнинних річок із похилом  $i < 0,0005$  дає досить задовільні наслідки.

2) Формула Ліндбюе:

$$V = K_1 \left( m_1 - \frac{H}{B} \right) H^n i^r, \quad (77)$$

де  $H$  і  $B$  відповідно пересічна глибина й ширина чинного перекрою,  $K$ ,  $m$ ,  $n$  та  $r$  — коефіцієнти, що їх дає Ліндбюе для різних співвідношень глибин, ширин та похилів. Тому загальна формула Ліндбюе (літ. XVII) практично розпадається на ряд таких окремих формул:

$$i < 0,0006$$

$$\frac{H}{B} < 0,028$$

$$\frac{H}{B} > 0,028$$

$H < 1,12$ м	$v = 23,37 \left( 0,822 - \frac{H}{B} \right) H^{0,9} i^{0,42}$	$v = 8,19 \left( 2,293 - \frac{H}{B} \right) H^{0,9} i^{0,42}$
$1,12 < H < 3,65$ м	$„ 24,11 \left( 0,822 - \frac{H}{B} \right) H^{0,63} i^{0,42}$	$„ 8,45 \left( 2,293 - \frac{H}{B} \right) H^{0,63} i^{0,42}$
$H > 3,65$ м	$„ 27,45 \left( 0,822 - \frac{H}{B} \right) H^{0,53} i^{0,42}$	$„ 9,62 \left( 2,293 - \frac{H}{B} \right) H^{0,53} i^{0,42}$

$$0,0006 < i < 0,005$$

$$\frac{H}{B} < 0,028$$

$$\frac{H}{B} > 0,028$$

$H < 1,12$ м	$v = 33,86 \left( 0,822 - \frac{H}{B} \right) H^{0,9} i^{0,47}$	$v = 11,86 \left( 2,293 - \frac{H}{B} \right) H^{0,9} i^{0,47}$
$1,12 < H < 3,65$ м	$„ 34,94 \left( 0,822 - \frac{H}{B} \right) H^{0,63} i^{0,47}$	$„ 12,24 \left( 2,293 - \frac{H}{B} \right) H^{0,63} i^{0,47}$
$H > 3,65$ м	$„ 39,77 \left( 0,822 - \frac{H}{B} \right) H^{0,53} i^{0,47}$	$„ 13,94 \left( 2,293 - \frac{H}{B} \right) H^{0,53} i^{0,47}$

Ці формули Ліндбюе перевірено на ряді справжніх вимірів і вони дають цілком задовільні наслідки.

3) Формула Зідека:

$$V = \frac{H\sqrt{i}}{\sqrt[20]{B} \sqrt{0,001}} + \frac{H - H_n}{\alpha} + \frac{i - i_n}{\beta(i + i_n)} + \frac{H\sqrt{i}}{\sqrt[20]{B} \sqrt{0,001}} \cdot \frac{H_n - H}{\gamma}. \quad (78)$$

В цьому детально розробленому загальному рівнянні (літ. XVII) величини  $H_n$  та  $i_n$  є так звані «нормальні» величини пересічної глибини та похилів, що їх визначають із таких рівнянь:

$$H_n = \sqrt{0,0175 B - 0,0125} \quad (79)$$

$$i_n = 0,0010222 - 0,00000222 B, \quad (80)$$

де  $B$  — ширина чинного перекрою, при чому границі  $B$  для уживання цих формул:

$$10 \text{ м} < B < 415 \text{ м};$$

а саме  $B > 415$  м, за «нормальну» вартість  $i$  беруть  $i = 0,0001$ .

При $H$ , коли $H > H_n$ , або при $H_n > H$ [метри]	$\alpha$	$\beta$				$\gamma$		
		Коли похил $i$		для	для	Коли різниця $H_n - H$	Для $i > i_n$ та $i < i_n$ $\left\{ \begin{array}{l} > 0,001 \\ < 0,001 \end{array} \right.$	Для $i < 0,001$ $\left\{ \begin{array}{l} < i_n \\ < i_n \end{array} \right.$
		від	до	$i > i_n$	$i < i_n$			
0,0 — 0,3	1	0,006	0,005	6 — 5	—	+1,0 до +0,7 м	2	1
0,3 — 0,5	1,5	0,005	0,004	5 — 4	—	+0,7 " +0,5 "	2	0,75
0,5 — 1,0	2	0,004	0,003	4 — 3	5	+0,5 " +0,0 "	1	0,5
1,0 — 1,5	3	0,003	0,002	3 — 2	5	-0,0 " -1,0 "	10	10
1,5 — 2,0	4	0,002	0,001	2 — 1	5	-1,0 " -2,0 "	15	15
2,0 — 2,5	6	0,001	0,0009	1	5	вище -2,0 "	20	20
2,5 — 3,0	10	0,0009	0,0008	1,5	5			
3,0 — 3,5	15	0,0008	0,0007	2,0	5			
3,5 — 4,0	20	0,0007	0,0006	2,5	5			
4,0 — 4,5	30	0,0006	0,0005	3,5	10			
4,5 — 5,0	40	0,0005	0,0004	4,5	$\infty$			
5,0 — 5,5	60	0,0004	0,0003	6	$\infty$			
5,5 — 6,0	80	0,0003	0,0002	8	$\infty$			
6,0 — 6,5	100	0,0002	0,0001	10	$\infty$			
вище 6,5	$\infty$	менше	0,0001	$\infty$	$\infty$			

Для ширини річки  $B < 15 H$  Зідек додає до свого основного рівняння ще додатковий член:

$$\Delta V = \frac{H_n - H}{\sqrt{B}} \quad (81)$$

Для ширин  $3 - 10$  м Зідек дає, щоб визначити  $i$ , інше рівняння, ніж наведене вище, а саме:

$$i_n = 0,01166 - \sqrt{0,000058195 + 0,00000552B}$$

Таблиця вартостей  $V$  за ф

Пересічна глибина $H$	Похили $i$ в метрах							
	0,25	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6
0,1	0,028	0,040	0,0560	0,080	0,095	0,108	0,120	0,129
0,2	0,056	0,079	0,111	0,159	0,189	0,215	0,239	0,258
0,3	0,082	0,115	0,161	0,230	0,275	0,312	0,346	0,374
0,4	0,101	0,141	0,198	0,283	0,383	0,385	0,426	0,461
0,5	0,119	0,167	0,234	0,334	0,399	0,454	0,503	0,544
0,6	0,136	0,190	0,266	0,381	0,455	0,517	0,573	0,620
0,7	0,151	0,211	0,295	0,422	0,504	0,574	0,635	0,687
0,8	0,166	0,232	0,325	0,465	0,555	0,631	0,699	0,756
0,9	0,180	0,252	0,353	0,505	0,603	0,686	0,760	0,822
1,0	0,195	0,273	0,383	0,547	0,653	0,742	0,823	0,890
1,25	0,231	0,324	0,454	0,649	0,775	0,882	0,977	1,056
1,50	0,264	0,369	0,517	0,739	0,883	1,004	1,112	1,203
1,75	0,296	0,413	0,580	0,828	0,990	1,126	1,250	1,349
2,0	0,326	0,456	0,639	0,913	1,091	1,241	1,374	1,486
2,50	0,383	0,536	0,751	1,074	1,283	1,459	1,616	1,748
3,0	0,433	0,606	0,850	1,214	1,451	1,650	1,827	1,976
3,50	0,480	0,672	0,942	1,347	1,610	1,830	2,026	2,192
4,0	0,525	0,734	1,030	1,471	1,758	1,999	2,214	2,395
4,50	0,567	0,794	1,113	1,590	1,900	2,161	2,393	2,588
5,0	0,605	0,846	1,186	1,695	2,026	2,304	2,551	2,760
5,50	0,671	0,898	1,258	1,799	2,149	2,443	2,706	2,927
6,0	0,677	0,947	1,328	1,898	2,268	2,579	2,856	3,089
7,0	0,743	1,039	1,458	2,083	2,489	2,830	3,134	3,390



Для ширин 1 — 3 м Зідек пропонує спрощену формулу:

$$V = \frac{H \sqrt{i}}{\sqrt[20]{B \sqrt{0,001}}} \quad (82)$$

Формулу Зідека вважають за одну із найкращих серед тих, що існують зараз; деяка її хиба — складність її вигляду, а також складність обчислень за нею. Похил  $i$ , що входить в його формулу, Зідек рекомендує, коли  $B > 10$  м, визначати завжди за похилом дільниці, починаючи з віддалі  $2B$  вище від міста вимірів і кінчаючи на довжину  $B$  нижче від місця вимірів, цебо для загальної довжини  $3B$ .

4) Формула польського вченого Матакевіча:

$$V = \frac{116 i^{0,493 + 10 \cdot i}}{2,2 + H^{2/3} + \frac{0,15}{H^2}} H. \quad (84)$$

Формула ця ґрунтується на численних вимірах (коло 300); складний вигляд її компенсує те, що можна користуватись таблицею, яка відразу дає шукану вартість  $V$  за  $H$  та  $i$ ; нижче наводимо цю таблицю в скороченому вигляді (літ. XVII).

Останні три наведені формули другої групи можна найкраще рекомендувати для наближених розрахунків для природних корит. Отже, щоб користатися цими формулами, треба знати тільки гідравлічні характеристики чинного перекрою:  $i$ ,  $B$  та  $H$ . Можливі помилки можна оцінювати пересічно в  $15\%$ — $25\%$ , хоч, проте, ймовірні будуть і трохи більші відхилення, до  $40\%$  і навіть більше, а надто для малих вартостей швидкостей.

Таблиця 36

Матакевіча

на 1 км довжини

0.7	0.8	0.9	1.0	1.25	1.5	2.0	2.5
0,139	0,148	0,155	0,163	0,179	0,194	0,217	0,236
0,278	0,295	0,309	0,325	0,356	0,386	0,433	0,471
0,403	0,428	0,449	0,472	0,517	0,560	0,628	0,682
0,497	0,527	0,554	0,581	0,636	0,690	0,774	0,881
0,586	0,622	0,653	0,685	0,751	0,814	0,913	0,991
0,668	0,709	0,744	0,781	0,856	0,927	1,040	1,130
0,741	0,786	0,825	0,867	0,949	1,029	1,154	1,253
0,815	0,865	0,909	0,954	1,045	1,132	1,270	1,380
0,866	0,940	0,987	1,036	1,135	1,230	1,380	1,499
0,959	1,018	1,069	1,122	1,229	1,332	1,495	1,622
1,138	1,208	1,269	1,332	1,459	1,581	1,773	1,927
1,297	1,367	1,445	1,517	1,661	1,801	2,020	2,195
1,454	1,542	1,620	1,700	1,862	2,019	2,264	2,460
1,602	1,700	1,785	1,874	2,052	2,225	2,496	2,711
1,884	1,999	2,099	2,193	2,413	2,616	2,934	3,188
2,130	2,260	2,374	2,492	2,729	2,959	3,319	3,605
2,362	2,507	2,633	2,764	3,027	3,281	3,680	3,998
2,581	2,739	2,877	3,020	3,307	3,585	4,021	4,368
2,790	2,961	3,109	3,264	3,574	3,875	4,346	4,721
2,975	3,156	3,315	3,480	3,811	4,131	4,634	5,034
3,154	3,347	3,515	3,691	4,041	4,381	4,914	5,338
3,330	3,534	3,711	3,896	4,266	4,625	5,187	5,635
3,654	3,877	4,072	4,275	4,681	5,075	5,692	6,183

Треба мати на увазі те, що в цьому випадку конче треба особливо дбайливо виміряти похили і до того ж безпосередньо в районі тієї ділянки, на якій бажають обчислити швидкість течії.]

## § 20. ВИТРАТИ

**82. Поняття про витрату.** Витратою потоку біля даного пункта звать кількість води, що протікає за одиницю часу через даний чинний перекрій; за одиницю часу скрізь приймають секунду; за одиницю кількості (обсягу) в нас тепер беруть кубічний метр; перед революцією витрати в нас визначали в куб. саж./сек. В Західній Європі беруть куб. м/сек., а в Америці та Англії — куб. фут/сек.

Витрата води в річці є найважливіша її характеристика. Через зміну витрати змінюються рівні, розподіл швидкостей, розмивна та відкладна здатність річки тощо.

Витрата води в річці є кінцевий наслідок процесів стоку, що відбуваються в сточищі річки, як з поверхні, так і через підземне просочування підземної води. Тому що хід процесів і поверхневого і підземного стоку міняється майже непереривно, то й витратам річок звичайно властиві ті або ті непереривні коливання в часі.

Візьмімо, що елементарний видаток  $q$  через безконечно малу площу чинного перекрою  $d\omega = dh \cdot dl$  на глибині  $h$  і на віддалі від берега  $l$  дорівнює обсягові призми з площею перекрою  $d\omega$  і з вишиною, що дорівнює пересічній елементарній швидкості  $V'$  в загальному випадку ця

швидкість дорівнює справжній швидкості в цій точці  $V$ , помноженій на косинус кута її відхилу від нормального до  $d\omega$  положення:

$$V = V' \cdot \cos \alpha. \quad (85)$$

Отже

$$q = d\omega \cdot V' \cdot \cos \alpha$$

при чому  $V' = f(h, l)$ , як було показано вище.

Тоді витрату через усю площу чинного перекрою матимемо, як суму всіх елементарних витрат  $q$ , або в границі

$$Q = \int V' \cos \alpha \cdot d\omega = \int_0^l \int_0^h V' \cdot \cos \alpha \cdot dh \cdot dl,$$

або

$$Q = \int_0^l \int_0^h V \cdot dh \cdot dl. \quad (86)$$

Геометрично цей подвійний інтеграл (рис. 68) визначає обсяг водяного тіла, що міститься між: площею чинного перекрою, криволінійною поверхнею  $V = f(h, l)$ , поземною поверхнею води в річці та коритом річки.

Це водяне тіло, що дорівнює витраті, має назву «*модель витрати*». Відзначмо тепер, що ізотахи (п. 79) є по суті обриси рельєфу моделі витрати на площині чинного перекрою річки і їх можна розглядати, як наслідок перетину моделі витрати рядом рівновіддалених площин, рівнобіжних із чинним перекроєм.

Перетин моделі витрати сторчовою площиною, нормальною до площини чинного перекрою, дає площу швидкостей по сторчу, з графіком швидкостей. Перетин моделі витрати поземною площиною, нормальною до площини чинного перекрою, дає епюри розподілу швидкостей на даній глибині; зокрема крива перетину поверхневою поземною площиною дає епюру поверхневих

швидкостей; епюру денних швидкостей із моделі витрати можна дістати, розгорнувши на площині перетин поверхні річкового корита з криволінійною поверхнею  $V = f(h, l)$ .

Коли уявити собі, що параболічне тіло моделі витрати замінено рівним обсягом простішого тіла, побудованого на площині чинного перекрою так, щоб його обмежували: поверхня води, поверхня річкового дна та дві рівні площами рівнобіжні площини, що з них одна — площина чинного перекрою, і коли позначити віддаль між цими останніми площинами через  $V_{пер.}$ , то матимемо такий вираз для  $Q$ :

$$Q = F \cdot V_{пер.}, \quad (87)$$

де  $V_{пер.}$  дістає вартість пересічної швидкості для всього чинного перекрою річки. Як видно із сказаного, величина  $V_{пер.}$  має уявну вартість.

В зв'язку з цим пересічну швидкість  $V_{пер.}$  наведеного вище виразу витрати ще можна досить точно одержати як пересічне арифметичне із справді вимірюваних швидкостей в окремих точках чинного перекрою; вартість швидкостей у кожній точці чинного перекрою входить у загальну суму витрати в вигляді добутку на відповідну до цієї точки елементарну площу чинного перекрою, і питома вага окремих елементарних швидкостей в окремих точках неоднакова. Тому пересічну швидкість  $V_{пер.}$ , що входить у загальний вираз витрати  $Q = F \cdot V_{пер.}$  і є певною уявною швидкістю, можна одержати точно тільки із співвідношення:

$$V_{пер.} = \frac{Q}{F} \quad (88)$$

**83. Поняття про вимірювання витрат.** Є кілька спеціальних підходів до вимірів витрат; детально ці способи розглядають у курсах гідрометрії (літ. XI). Тут ми тільки коротко перерахуємо ці способи.

#### 1. Величину інтеграла

$$Q = \int_0^l \int_0^h V \cdot dh \cdot dl.$$

Можна було б визначити, якби була відома залежність  $V = f(h, l)$ ; тому що остання залежність не має точного розв'язання, то величину витрати, цебто обсяг моделі витрати, можна обчислити наближено: модель витрати ділять рівнобіжними площинами на ряд простіших тіл і її обсяг знаходять сумуванням таких елементарних витрат  $q$ :

$$q = \frac{\omega_i + \omega_{i+1}}{2} \cdot a,$$

де  $\omega_i$  та  $\omega_{i+1}$  — дві сусідні рівнобіжні площі, а  $a$  віддаль між ними.

Відповідно до трьох можливих напрямів перекроїв — сторчових рівнобіжно з площиною чинного перекрою, сторчових — нормально до площини чинного перекрою і поземних — нормально до площини чинного перекрою, — існують три основні методи обчислення витрату:

1) за ізотахами, 2) за графіками швидкостей, 3) за епюрами швидкостей.

Найрозробленіша із цих метод друга; третьої методи майже не вживають.

Отже, щоб обчислити витрату за вказаною схемою, цебто розчленовуючи модель витрати, треба знати витрати окремих елементарних частин усього обсягу витрати. Ці елементарні витрати можна обчислити, знаючи пересічні швидкості в окремих точках чинного перекрою; способи визначати такі швидкості було згадано в п. 80.

Користуючись найуживанішим способом розчленовувати моделі витрати сторчовими площинами, нормальними до площини чинного перекрою (див. рис. 68), елементарні обсяги витрати обчислюють, як добуток з півсуми пересічних швидкостей на двох сусідніх сторчачах на віддаль  $a$  між ними:

$$q = \frac{V_n + V_{n+1}}{2} a \quad (89)$$

В цьому випадку треба вміти переходити від пересічних швидостей  $V$ , що їх виміряно в окремих точках на сторчі, до пересічної швидкості  $V_B$  для всього сторча; найпростіші емпіричні формули для такого випадку (див. п. 80) мають такий вигляд:

1) Коли вимірюють в одній точці — на  $0,6 H$ , рахуючи від поверхні, де  $H$  повна вишина сторча:

$$V_B = V_{0,6H} \quad (90)$$

при чому через  $V_{0,6H}$  позначено виміряну швидкість на  $0,6 H$ .

2) Коли швидкості вимірюють у двох точках на вишині сторча, на  $0,2H$  і  $0,8H$ , рахуючи від поверхні, при чому  $H$  — повна вишина сторча:

$$V_B = \frac{V_{0,2H} + V_{0,8H}}{2} \quad (91)$$

3) Коли вимірюють у трьох точках:

$$V_B = \frac{V_{0,2H} + 2V_{0,6H} + V_{0,8H}}{4} \quad (92)$$

4) Коли вимірюють у 5 точках:

$$V_B = \frac{V_{0,08H} + V_{0,31H} + V_{0,5H} + V_{0,69H} + V_{0,92H}}{5} \quad (93)$$

Отже, щоб обчислити витрату за зазначеною схемою, треба: 1) виміряти глибини окремих сторчів і віддалей між ними, цебто виміряти геометричні елементи площини чинного перекрою річки, 2) виміряти швидкості в окремих точках сторчів, вибраних при цьому відповідно до того способу обчислювати витрату, який гадають застосувати.

II. Практика встановила також низку залежностей, за допомогою яких можна наближено обчислювати вартість пересічної швидкості відразу для всього чинного перекрою (цебто  $V_{пер.}$ ), виходячи із простіших, ніж в описаній вище схемі, визначень швидкостей самих тільки поверхневих струменів чи навіть із максимальної поверхневої швидкості; тоді вимірювання витрати полягатиме в тому, щоб виконати дві операції: 1) вимірювання площин чинного перекрою, 2) вимірювання поверхневих швидкостей  $V_{пов.}$ .

Тоді витрату обчислюють за формулою:

$$Q = K \cdot F \cdot V_{пов.} \quad (94)$$

де  $K$  — емпіричний коефіцієнт для переходу від виміряної поверхневої швидкості до уявної пересічної в усьому чинному перекрої.

III. Відповідно до сучасних способів виміряти відразу вислідну пересічну швидкість у перекрої хемічним способом (або за допомогою спостережень над пересуванням щитів, що перекривають майже весь чинний перекрій), витрату можна виміряти, визначаючи відразу  $V_{пер.}$ , а також на підставі вимірів  $F$ :

$$Q = V_{пер.} \cdot F.$$

IV. За останньою ж формулою можна наближено одержати вартість витрати, коли пересічні швидкості в перекрої обчислити за наближеними емпіричними формулами, що їх наведено в п. 81. Підкреслимо тут, що тоді витрату треба обчислювати окремо для головного корита й для заплави, цебто за формулою:

$$Q = V'_{пер.} F_{гол. кор.} + V''_{пер.} F_{пр. запл.} + V'''_{пер.} F_{лів. запл.} \quad (95)$$

бо пересічні швидкості течії в кориті і в кожній частині заплави можуть бути різні і визначати їх можуть різні вихідні дані:  $H$  і  $B$ . Щоб наближено обчислити витрату, в цьому разі треба вимірювати:  $F$ ,  $i$ ,  $B$  і  $H$  окремо для головного корита й заплави (крім  $i$ ).

V. Витрати води через греблі можна визначити на підставі залежностей, що їх дає гідравліка в теорії переливів; тут треба виміряти низку характеристик переливів або отворів, що через них вода проходить у греблях.

VI. Нарешті, витрати малих потоків можна виміряти або за допомогою штучно споруджених і установлених переливних пристроїв та отворів, або просто вимірювати їх, збираючи воду протягом певного інтервалу часу  $T$  в посудину певної місткості  $A$ ; тоді величину витрати визначають так:

$$Q = \frac{A}{T} \quad (96)$$

VII. Окремо треба поставити способи вимірювання витрат за методом змішування — способи хемічний, електрохемічний, кольорометричний. В основі цих способів лежить введення до потоку якогось концентрату (соли або барвника) та визначення потім ступеня розбавлення цього концентрату водою потоку.

Отже, всі сучасні способи вимірювати витрати можна поділити на такі головні групи:

1) посереднє вимірювання витрат (п. VI); вживання цих способів обмежене величиною тих витрат, що їх треба виміряти;

2) визначення витрат через вимірювання швидкостей течії річки та площі чинного перекрою (п. п. I, II і III); способи ці найпоширеніші, бо дають змогу визначати витрати різних величин; у способах цих, а саме в найдосконаліших із них, треба мати спеціальний струментарій та устаткування, інколи досить складне й дороге;

3) визначення витрат через вимірювання певних елементів, що входять у формули, які виробила гідравліка (п. п. IV і V); способи ці прості й досить точні для малих потоків і до того ж тоді, коли вживати формули переливів; коли ж уживати формули для пересічних швидкостей залежно від  $i$ ,  $H$  та  $B$ , способи цієї групи грубі й наближені і їх можна вживати тільки тоді, коли не можна визначити витрату якимсь іншим способом;

4) визначення витрат методами змішування (п. VII); способи ці дуже точні, але потребують особливого устаткування; найбільш зручно їх застосовувати для потоків зі швидкою течією.

Пункти, що їх устатковано для вимірювання витрат і що відповідають усім хоча б частково потрібним для таких вимірів умовам, мають назву *гідрометричних простеців*.

## § 21. РІВНІ

**84. Коливання рівнів.** Рівні поверхні води в річках не лишаються незмінні, а зазнають майже неперервних коливань. Збільшенню витрат загальном відповідає підвищення рівнів, а зменшенню — зниження. Проте можуть бути такі випадки, коли рівні змінюватимуться не через зміну витрат, а з причин цілком іншого характеру. Такі випадки:

1) зміна корита через розмивання або відкладання намулів, що за ними може бути зниження або підвищення рівнів саме через ці явища; 2) коли на річці є джерело змінного підпору, яке може утворюватись або від штучних споруд (напр., загати та греблі водочинних устав), або від природних умов, напр., від прибування води в головній річці, що приймає дану річку, або в тих допливах, що впадають біля розгляданого місця; 3) коли в річці є розвинена водна рослинність, що її кількість, а значить і вплив її на течію річки міняється в різні періоди вегетації; 4) коли в річці є чи з'являється крига різних виглядів, як поверхнева, так денна й пливуча (див. далі п. 101).

Отже коли відкинути зазначені окремі умови, загальний характер коливань рівнів води залежить від характеру живлення річки, цебто від усіх тих чинників, що визначають мінливість витрат річки.

Серед звичайних коливань рівнів води можна виділити: 1) многорічні, 2) періодичні-сезонні, 3) випадкові.

*Многорічні коливання* в ході рівнів зв'язані з ходом кліматичних циклів; наприклад, німецький учений *Брікнер* (див. п. 6а) визначив приблизно 35-річні періоди коливань вологости на землі, що на них припадає ряд сухих і теплих років, а також ряд вологих і холодних, з одним максимумом і одним мінімумом. Є також гадки про те, що існують 11-річні коливання кліматичних циклів, зв'язані з періодичним підсиленням і послабленням утворення плям на сонці і т. ін.

Такі многорічні коливання в кліматі можуть підсилювати або послаблювати поводі й високі водопілля, або спричиняти особливо низькі рівні в літні періоди для посушливих років. Але зв'язок многорічного ходу зміни рівнів з коливаннями кліматичними звичайно ускладнюється від багатьох інших чинників і безпосередньо виявляється звичайно недосить виразно.

*Періодичні сезонні коливання* залежать від періодичної або сезонної зміни водоносності річки, що властива особливостям клімату даної країни. Для річок, що течуть у різних умовах, такі коливання можуть наступати в різні сезони; напр., у наших широтах можна виділити звичайно: а) період весняного водопілля, коли в річку надходить вода, що утворюється від звичайного швидкого розтавання снігу, який збирається за зиму; б) період літнього мінімуму, коли опади майже цілком витрачаються на випаровування та просочування в ґрунт і річка живиться переважно з ґрунту; в) період осіннього прибування; г) період зимових порівнюючи малих коливань, а надто в суворі зими.

Для річок тропічних країн період високої води припадає на період найбільших дощів, цебто звичайно влітку. Для передгірних річок — на період розтавання льоду та снігу в горах, цебто теж улітку і т. д.

*Випадкові коливання* бувають від явищ (випадкових, не періодичних, цебто таких, що не зв'язані виразно з сезоном; такі, наприклад, прибуття води від зливових опадів, що можуть бути протягом усієї теплої половини року, але не щороку, від одлиг узимку тощо.

За частковий приклад випадкових коливань рівнів можуть бути *зашерети та спори* (див. п. 101); різке прибуття води буває в таких випадках від накопичення криги, що затримує течію.

Відзначмо, що раптові, сильні й швидкі прибування води через зливи мають звичайно назву *поводів*, щоб відрізнити це явище від *водопіль*, що бувають у наслідок розтавання зимових запасів снігу.

Вишина прибуття води над низьким рівнем звичайно буває вельми різною, як для різного часу для того самого пункту даної річки, — так і для одного періоду, але для різних річок чи навіть для різних пунктів одної річки. При цьому в різні роки для тих самих сезонів вишина прибуття води теж буває різною. Отже навіть для того самого пункту роковий хід рівнів у цілому ніколи точно не повторюється; кожний рік дає свою своєрідну картину, що повсякчас відповідає мінливому взаємочинності ходу тих численних чинників, що визначають умови живлення та проходження в кориті річки витрат води.

В різних пунктах однієї річки різний характер коливань рівнів залежить від різних умов проходження навіть тих самих витрат води. Напр., на дільниці з широким коритом якоесь збільшення витрати спричиняє підвищення рівнів на одну величину; на сусідній дільниці, де корито вужче, а похил той самий те саме збільшення витрати може спричинити більше підвищення рівнів.

Отже кожній дільниці одної річки, як і загалом різним річкам, властивий буде своєрідний характер зміни рівнів, що лежать у певних, але різних для зазначених різних випадків границях.

Різниця між найвищим і найнижчим рівнями для даного пункту, можливими чи спостереженими, має назву *амплітуди* коливань рівнів. Величина амплітуди коливань рівнів може бути чимала.

Нижченаведена таблиця характеризує амплітуди рівнів, що їх спостерігали на деяких річках за багаторічний період (здебільшого з 1881 р. до цього часу):

№№	Назва річки	Пункт	Амплітуда в метрах
1	р. Дніпро . . . . .	Орша	9,23
2	р. Дніпро . . . . .	Речіца	4,80
3	р. Дніпро . . . . .	Київ	8,74
4	р. Дніпро . . . . .	Лодманська Кам'янка	8,32
5	р. Дніпро . . . . .	Херсон	3,00
6	р. Прип'ять . . . . .	Мозир	7,58
7	р. Десна . . . . .	Чернігів	8,64
8	р. Сож . . . . .	Гомель	7,08
9	р. Волга . . . . .	Тверь	10,9
10	р. Волга . . . . .	Рибінськ	12,1
11	р. Волга . . . . .	Нижній Новгород	12,8
12	р. Волга . . . . .	Сімбірськ	14,2
13	р. Волга . . . . .	Астрахань	14,0
14	р. Ока . . . . .	Калуга	12,3
15	р. Ока . . . . .	Рязань	7,5
16	р. Дністер . . . . .	Тираспіль	118,9

Із таблиці видно, що закономірності в розподілі амплітуди, залежно від положення пункту по довжині річки, немає; щоправда, в гирлових ділянках річок амплітуди звичайно набагато менші, ніж у середній чи горішній частині цієї самої річки.

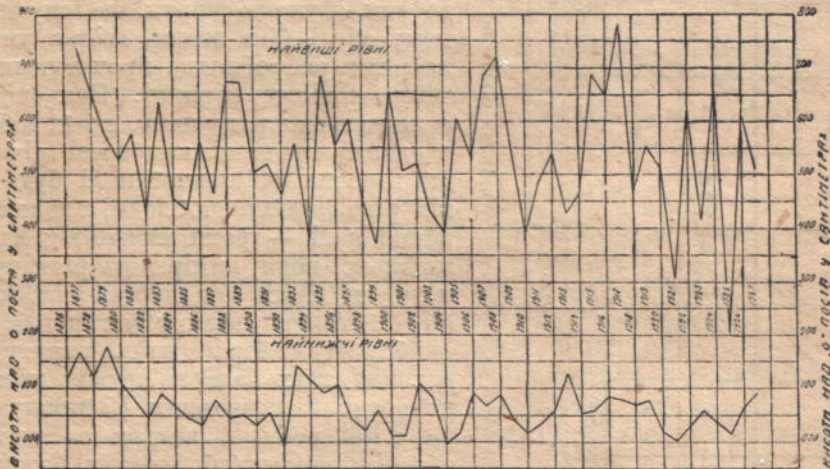


Рис. 69. Графік ходу найвищих і найнижчих рівнів на р. Дніпрі біля Києва.

Як приклад багаторічних коливань рокових найнижчих і найвищих вод на рис. 69 дано графіки ходу зазначених величин для р. Дніпра біля м. Києва. Звертає на себе увагу деяке зниження в ході низьких рівнів під кінець періоду спостережень; як було встановлено, зниження це сталося через те, що корито р. Дніпра біля м. Києва протягом низки років поступово знижувалося як через те, що воно складається з алювіяльних пісків, що легко розмиваються, так і через те, що проходження води стіснили споруджені тут у 80-х роках гідротехнічні споруди.

Рис. 70 дає рух пересічно-рокових рівнів р. Волги біля Сталінграда (Царицина) та Саратова, що їх вираховано було за послідовно взяті п'ятирічки (цебто як пересічні з послідовно взятих п'ятирічок); тут теж відбулися де-

формації корита приблизно на 0,50—0,80 м, видимо в обох пунктах, бо, якби не припустити цього, то щодо Сталінграда довелось б дійти висновку про поступове падіння водоносності р. Волги, а щодо Саратова — про поступове збільшення водоносності за той самий період, а це неможливе (літ. XVIII).

**85. Поняття про вивчення рівнів.** Рівні, що їх спостерігають у річці, коли розглядати їх незалежно від того, чи перекручують їх чи ні зміни корита, змінний підпір, водна рослинність

(див. п. 84), цебто рівні, що їх розглядають незалежно від того, чи відбивають вони хід зміни водоносності річки чи ні — мають назву *побутових* рівнів.

Щоб вивчати побутові рівні, влаштовують водомірчі пости. Кожен водомірчий пост складається з пристроїв для спостережень над рівнями та принаймні двох надійних реперів, цебто постійних вишиних знаків. Устаткування для спостережень над рівнями роблять відповідно до мети й старанности спостережень, що потрібні в даному разі, і особливостей річки біля місця спостережень; простіший випадок буде тоді, коли устанавлюють *мірничні* або *пальові* водомірчі пости. Вимірча частина мірничного поста складається з постійної мірниці, що її непорушно прикріплюють до спеціальної забитої палі або до тих штучних споруд, що існують у даному місці (бик моста, стінка укріплення); виміри роблять, прочитуючи намочену поділку мірниці. Пальовий пост складається з ряду паль, що їх забивають в одному простеці на березі річки так, що головка найнижчої палі буде нижче від рівня найнижчої води, а головка найвищої палі — трохи нижче від найвищої можливої води; вимірюють рівні тут, прочитуючи відлік на переносній мірниці, яку в момент виміру устанавлюють на найближчу до берега палю, вкриту водою; головки всіх паль зв'язують між собою попередню нівелюванням. Найнижча точка, що з неї роблять виміри на пальовому або мірничному (або іншому) водомірчому пості, має назву *нуля спостережень*; крім нуля спостережень, для кожного водомірчого поста можна призначити так званий *нуль графіка*, цебто умовну вишину, що її беруть за нуль у графічних та інших оброблених даних вимірів; різниця між нулем спостережень та нулем графіка має назву *зведення*. Положення нуля графіка незмінне для даного поста; положення нуля спостережень, цебто фактичної точки, над якою вимірюють, може мінятися від якихось пошкоджень чи перероблень, що можуть бути на пості. Спостерігати на постах доручають спостерігачам із місцевих мешканців. Терміни й порядок спостережень визначають залежно від характеру зміни рівнів; напр., для спокійніших судоплавних річок один раз на добу, а в періоди водопіль та поводів — не менше трьох разів на добу; на річках, що їхні

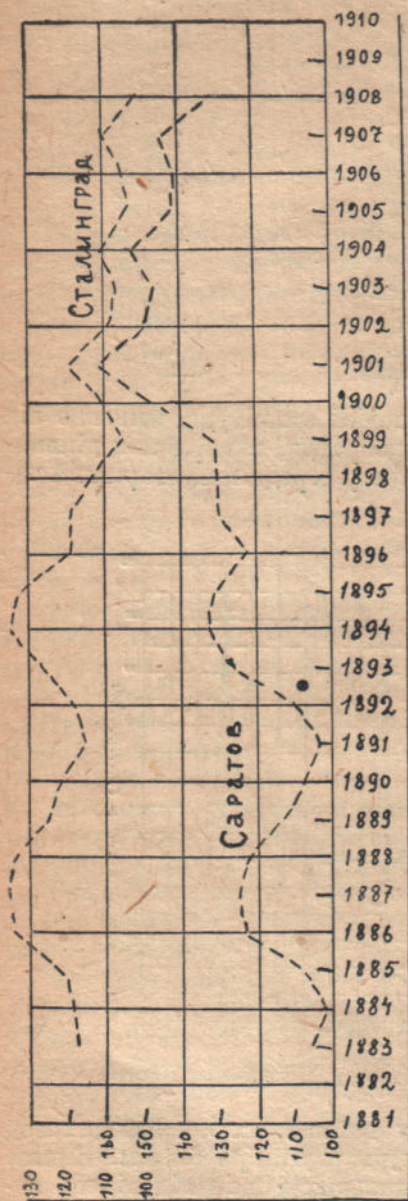


Рис. 70. Рух пересічно-п'ятирічних рівнів по Сталінграду та Саратову на р. Волзі.

фіка має назву *зведення*. Положення нуля графіка незмінне для даного поста; положення нуля спостережень, цебто фактичної точки, над якою вимірюють, може мінятися від якихось пошкоджень чи перероблень, що можуть бути на пості. Спостерігати на постах доручають спостерігачам із місцевих мешканців. Терміни й порядок спостережень визначають залежно від характеру зміни рівнів; напр., для спокійніших судоплавних річок один раз на добу, а в періоди водопіль та поводів — не менше трьох разів на добу; на річках, що їхні



рівні різко міняються, краще треба установлювати або додатково мінімально-максимальні мірниця або, ще краще, самописці-лімніграфи, що записують непереривно. Термін і порядок спостережень визначає також мета й намічена тривалість досліджень; наприклад, на тимчасових водомірчих постах, що їх роблять під час річкових розшуків для потреб цих розшуків, можна організувати щогодинні спостереження (або лімніграфні), навіть і тоді, коли хід зміни рівнів порівнюючи спокійний.

Коли водомірчий пост має за завдання спостерігати рівні, щоб виявити водоносність річки, то безпосередньо біля водомірчого поста або трохи оддалік від нього (залежно від місцевих умов) треба устаткувати гідрометричний простець (див. п. 83).

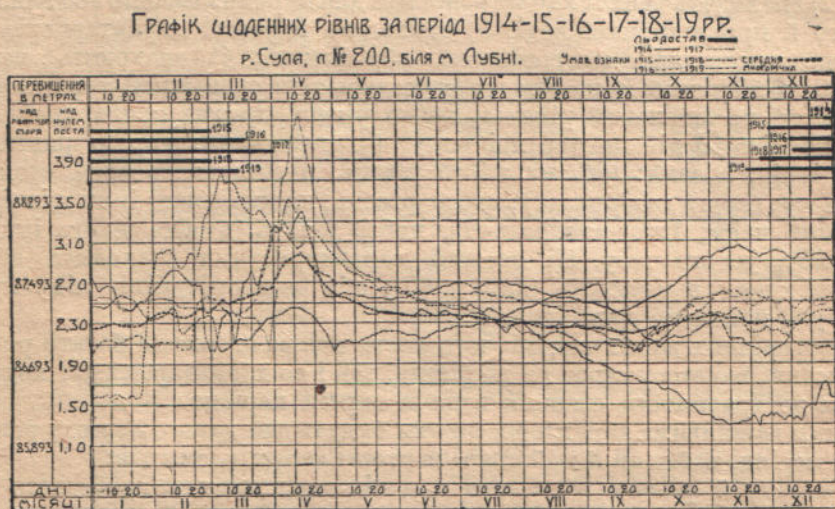


Рис. 71. Хід рівнів р. Сули біля Лубень.

Щоб довгорічно й непереривно одержувати характеристики зміни рівнів та витрат, злагоджують *опорну мережу* спостережних пунктів, що охоплює звичайно всі найважливіші й найцікавіші річки в країні.

Опорна мережа в УСРР складається тепер із понад 300 водомірчих постів з гідрометричними простецями в більшості їх. Мережа ця працює на р. Дніпрі та найголовніших його допливах здебільшого з 1878—1880 рр.; регулярні водомірчі спостереження на малих несудноплавних річках УСРР почалися з 1912—1914 рр., а почасті й зовсім недавно. Опорною мережею УСРР та СРСР видають Гідрометеорологічні Комітети при НКЗС СРСР та УСРР.

Пункти, де постійно й частіше вимірюють витрати, а інколи й інші характеристики, мають назву *гідрометричних станцій*. Коли в програму робіт таких станцій входять і деякі спеціальні гідрологічні дослідження, вони мають інколи назву *гідрологічних станцій*.

Конкретні вказівки про організацію та виконання спостережень над рівнями наводять у курсах і підручниках з гідрометрії (див. літ. XI—XIX).

**86. Характерні вартості рівнів.** Після того, як дані спостережень на водомірчих постах одержано від спостерігачів, їх звичайно перевіряють і зводять до нуля постового графіка, коли останній не збігається з нулем спостережень (літ. XIX). Далі виводять пересічні вартості рівнів для кожного дня або як пересічне арифметичне з кількох термінових спостережень, або іншими способами (див. літ. XI). Далі звичайно будують графіки щоденних коливань рівнів для окремих років; ці графіки дуже наочно показують характерні особливості в змінах рівнів даного року, в різні його сезони. Графіки водо-

мірчих постів, що стосуються до однієї річки, зручно розташовувати один під одним на одному аркушику, через що легше їх порівнювати, або ж поєднують їх на одному рисунку для кількох років. Рис. 71 дає хід зміни рівнів р. Сули біля міста Лубень за 1914—1919 рр. (див. також далі рис. 88).

Графіки водомірчих постів дають відповіді на багато питань гідрологічного характеру, напр., про деформацію хвиль поводів або водопіль, про швидкість пересування цих хвиль; зіставивши графіки рівнів з метеорологічними даними, можна спробувати визначити безповідні рівні, що відповідають періодові посухи, і виявити таким способом розміри ґрунтового живлення річки, тощо.

Дані рокових спостережень звичайно обробляють так: 1) знаходять по місяцях пересічні місячні й місячні крайні (максимальні та мінімальні) вартості рівнів; 2) знаходять ті самі характеристики для окремих сезонів або для піврічч—зимового й при відкритій воді; 3) знаходять вартості характеристик, що їх зазначено нижче для многорічного оброблення; 4) знаходять пересічно-рокові вартості рівнів; 5) інколи ще знаходять такі спеціальні характеристики: а) «низький промисловий рівень», цебто рівень, нижче якого рівні стояли не більше ніж 10 діб на протязі року; б) статистичні характеристики розподілу рівнів, а саме: *медіану*, цебто рівень, нижче якого вода стояла 50% усього часу; *першу квадрилляну*, цебто рівень, нижче якого інші рівні стояли 75% усього часу; *другу квадрилляну*, цебто рівень, нижче якого інші рівні стояли 25% усього часу. Ці останні характеристики знаходять або з побудованої *кривої тривалості* (див. п. 87), або безпосередніми підрахунками, як це буде показано далі (див. п. 94).

Із многорічних даних водомірчого поста можна одержати багато різних характеристик, що стосуються як до рівнів, так і до характерних дат ходу явищ, а також до тривалості стояння води в окремі періоди.

Такими важливими характеристиками будуть для даного періоду років пересічні за період, найвищі й найнижчі вартості таких елементів:

1) Найвищий рівень весняного водопілля (позначка гребневого шпилья) і дата, коли він настав.

2) Найвищий рівень весняного кригоплаву без зашеретів криги і його дата.

3) Найвищий рівень весняного кригоплаву з зашеретами криги і його дата.

4) Найвищий рівень осіннього кригоплаву без зашеретів криги і його дата.

5) Найвищий рівень весняного кригоплаву з зашеретами криги і його дата.

6) Найнижчий рівень весняного кригоплаву з зашеретами і без зашеретів, їхня дата.

7) Найнижчий рівень весняного кригоплаву, з зашеретами і без зашеретів, і їхня дата.

8) Найвищий рівень літньої поводи і його дата.

9) Найнижчі літні або осінні рівні (без криги) і їхня дата.

10) Найвищі й найнижчі зимові рівні, коли є крига і без неї (для південних річок), і їхні дати.

11) Найсталіші рівні за час, вільний від криги, і їхні дати.

12) Число днів, протягом яких вода стоїть нижче від найсталіших рівнів.

13) Пересічний рівень у періоди: літній, осінній, зимовий, весняний, з зазначенням дат для границь періодів, що їх взято.

14) Пересічні рокові рівні.

15) Дата скресу річки і цілковитого очищення її від криги.

16) Дата першого осіннього кригоплаву й остаточного замерзання.

Крайні вартості характеристик, що їх одержуємо після зазначеного оброблення, мають такі назви:

1) Найнижчий рівень за ряд років (періоду оброблення),—абсолютний мінімум— $H_{\text{мін. абс.}}$

2) Найвищий рівень—абсолютний максимум— $H_{\text{макс. абс.}}$

4) Пересічний із найвищих рівнів—пересічний максимум— $H_{\text{макс. пер.}}$

Величина  $H_{\text{макс абс.}} - H_{\text{мін. абс.}} = S$  має назву абсолютної амплітуди.

До пересічно-многорічних характеристик обов'язково треба додавати вказівки про той період, що до нього вони стосуються, напр., 1910—1920 рр.

Коли обробляють дані за один рік, то назви лишаються ті самі і зазначається, за який рік оброблено дані.

Найсталіші рівні зручно знаходити так. Випишують по даному пункту для даного року через 1 см назви вартостей рівнів, що поступово зростають, починаючи від найнижчого і кінчаючи пересічно високими вартостями, що бувають біля кінця кривої падіння весняного гребеня; далі за відомостями рівнів підраховують число днів стояння кожного з рівнів за весь розглядааний період; далі визначивши інтервал, що в його межах мають не брати до уваги коливання рівнів (напр., 5 см), складають суми числа днів стояння для амплітуд, що їх призначають поступово і що мають охопити вибраний інтервал, напр. (при  $\pm 5$  см): 33—42, 34—43, 35—44 і т. д. З усіх членів, що входять в зазначені інтервали, сумують тільки першу згори групу цифр, а дальші поступові суми знаходять, віднімаючи з попередньої суми перший її член і додаючи останній член (цебо першу дальшу цифру) нової суми.

За таким способом підрахунку визначити найсталіший рівень для даного періоду дуже просто, бо він відповідатиме найбільшому числу днів стояння, що його матимемо в наслідок переробленого послідовного сумування.

Після таких обчислень по окремих роках найсталіший рівень для ряду років знаходять із співвідношення:

$$H_{\text{пр}} = \frac{h_1 n_1 + h_2 n_2 + h_3 n_3 + \dots + h_n n_n}{h_1 + h_2 + h_3 + \dots + h_n}, \quad (97)$$

де  $h$  і  $n$  — найсталіші рівні і відповідні до них числа днів стояння для окремих років.

Зазначені вище характерні рівні й дати потрібні на цілий ряд практичних застосовань у гідрології. Наприклад, рівні водопіль потрібні, щоб розрахувати затоплення; рівні кригоплаву — щоб проєктувати гідротехнічні споруди в річці; літні поводи — щоб розрахувати перегатки, що захищають споруджані в річці греблі тощо, або для розрахунків в висушній практиці, коли дана річка є водоприймач водовідвідних каналів; низькі літні рівні й тривалість стояння найсталіших рівнів цікаві для судноплавства; зимові мінімуми — щоб визначити мінімум гідравлічної енергії тощо.

Треба відзначити, що пересічні вартості рівнів, які знаходять як пересічні арифметичні з відповідних окремих вартостей, своєю природою не враховують:

1) особливостей у частоті розташування додатків, з яких їх взято, і 2) величини й порядку змін окремих додатків.

Це видно з порівняльних даних нижченаведеної таблички, де для р. Ельби біля деяких пунктів наведено: пересічні рокові вартості рівнів ( $h_0$ ) і тривалість стояння рівнів трьох категорій — низьких, середніх і високих, що їх виділено за одним спільним принципом.

Таблиця 37

Пункт	Рік	Тривалість стояння рівнів			Пересічні рокові рівні $h_0$
		низьких	середніх	високих	
Ленцен . . . . .	1906	42	257	67	242
	1907	18	246	101	243
Альтенберг' . . .	1906	45	256	64	170
	1907	26	233	106	173
Альтенберг' . . .	1901	129	180	56	129
	1905	102	211	52	128

Отже, пересічно-рокові рівні  $h_0$  можуть бути однакові за цілком різних розподілів рівнів протягом року.

Через це пересічні величини рівнів не мають значення самостійних вичерпних характеристик ходу явищ.

**87. Повторність, тривалість.** В зв'язку з висновками попереднього п. 86 останніми часами дедалі більшого значення набувають характеристики зміни рівнів, що базуються на підрахунках їхньої повторності й тривалості.

*Повторність* або *частотою* стояння рівнів обчислюють відповідно до сказаного вище про обчислення найсталіших рівнів (див. п. 86). Дуже часто підрахунки роблять для інтервалів 20 або 10 сантиметрів; в цьому разі рівні, що укладаються у взятому інтервалі, позначають вартістю рівня, що відповідає середині інтервалу.

Повторність треба обчислювати окремо для літнього періоду, цебто для періоду вільної води, і для періоду з льодовими явищами.

Обчислені повторності стояння рівнів для різних їхніх вартостей (або інтервалів) зручно зображати графічно. Для цього на осі ординат відкладають вишину рівнів, а на осі абсцис — число відповідних днів, протягом яких ці рівні тривали. Напр., (рис. 72), коли рівні в границях  $K-N$  (середина інтервалу  $S'$ ) тривали  $S-S'$  днів, рівні в границях  $N-P$  (середина інтервалу  $T$ ) тривали  $T'-T$  днів, а рівні в границях  $P-R$  (середина інтервалу  $V$ )— $V'-$ днів, то крива повторності (або частоти) рівнів буде крива  $KSTV$ .

Відмітьмо, що крива повторності (частоти) має в математичній статистиці назву *кривої розподілу*.

Криву *тривалості* (або таблицю тривалості) одержують із кривої повторності, сумуючи послідовно число днів, що відповідають послідовно взятим інтервалам кривої повторності; отже абсциси кривої тривалості при вказаному порядкові її побудови показують число днів, протягом яких рівні були нижче від даного. Отже, крива тривалості є інтеграл кривої повторності. Напр. (див. рис. 72), коли крива повторності  $KSTV$ , криву тривалості одержуємо так:

$$NV = SS' = a; \quad PW = NV + T'T = a_1 + a_2; \\ RX = PW + VV' = a_1 + a_2 + a_3.$$

і кривою тривалості в даному разі буде крива  $KVWX$ . Криву тривалості зручно будувати так, щоб початку координат — нулеві — відповідала вартість  $H_{\min}$ ; тоді ординатами будуть  $H - h_{\min}$ , а максимальна ордината дає  $H_{\max}$ . Як сказано, при вказаному порядкові побудови, число днів  $n$  показує, що рівні води протягом  $n$  днів трималися нижче рівня  $H$ ; можна назвати  $n$  *нижньою границею тривалості* (*Unterschreitungsdauer*); число  $(N - n)$ , де  $N$  — увесь період спостережень (напр., 365 днів), відповідатиме тоді тому самому рівневі  $H$ , але характеризуватиме число днів, протягом яких вода стояла вище рівня  $H$ ; це число днів має назву «період змочування» (німецьке *Benetzungsdauer*).

Частіше вираховування та побудову кривої тривалості виконують в іншому, зворотному порядкові, ніж це зазначено вище, а саме: виконують послідовне підсумовування числа днів, починаючи з інтервала, що відповідає найвищим рівням; в цьому разі абсциси кривої тривалості показують число днів, протягом яких рівні не спускалися нижче від даного, цебто дорівнювали даному або були вище за нього. Побудовану в такому вигляді криву звуть також кривою *забезпеченості* або кривою *затоплення*, бо вона показує забезпеченість даного рівня (або вищих за нього) протягом періоду обробки, або кількість днів, протягом яких місцевість з позначкою, що дорівнює даному рівневі, може затоплюватися такими або в щими рів-

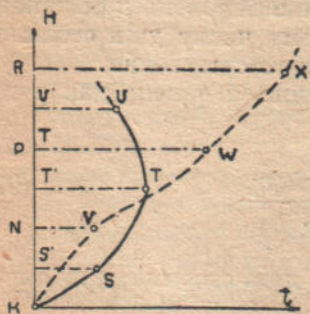


Рис. 72. Криві повторності й тривалості.

нями. Легко бачити, що таку побудову можна одержати з побудови по першому способу (за рис. 72), якщо абсциси в цьому останньому замінити на їхні доповнення до тривалості усього періоду обробки, цебто замість « $n$ » брати  $(N-n)$  днів.

Коли позначити площу кривої тривалості через  $F$ , час всього періоду розрахунків через  $T$ , а пересічний рівень за період  $T$  через  $h_0$ , то матимемо:

$$h_0 T = F, \text{ цебто } h_0 = \frac{F}{T}.$$

Коли взяти за базу ординат  $H_{\text{макс.}} - H_{\text{мін.}} = S$ , то

$$S(T - T_0) = F,$$

де  $(T - T_0)$  матиме вартість пересічної тривалості змочування, а  $T_0$  — пересічну вартість вливної труни і тривалості, цебто пересічну вартість числа днів, протягом яких рівень тримався нижче, ніж за решту періоду.

Коли позначити  $(T - T_0)$  через  $\delta_0$ , то

$$S\delta_0 = h_0 T,$$

відки:

$$\delta_0 = T - T_0 = \frac{h_0 T}{S},$$

цебто  $\delta_0$  можна одержати до побудування кривої тривалості простим обчисленням за  $T = N$ ,  $S = H_{\text{макс.}} - H_{\text{мін.}}$  і  $h_0 =$  пересічний рівень для даного періоду.

Коли  $S$  виражено в см, то число інтервалів  $n$  з розмірами по 0,1 всієї амплітуди зміни рівнів дорівнюватиме:

$$n = 0,1 S.$$

Тоді пересічна тривалість стояння води в границях одного інтервалу або пересічна частота  $f_0$  матиме вигляд:

$$f_0 = T : n = T : 0,1 S = \frac{10T}{S};$$

через те що  $\delta_0 = \frac{h_0 T}{S}$ , маємо:

$$\delta_0 = 0,1 f_0 h_0. \quad (98)$$

Такі характеристики деякі німецькі гідрологічні установи дають для багатьох річок.

Щоб можна було легко порівнювати наслідки обчислень тривалості, що стосуються до періодів різної довжини, на осі абсцис інколи відкладають тривалість, узятую в відсотках від усього періоду оброблення. З такої побудови легко визначити величини рівнів, що відповідають медіані, першій та другій квадрильям (див. п. 86).

Побудова рис. 73 дає приклад такого оброблення. В наведеному прикладі (із «Щорічника Гідрометричної Служби НКЗС УСРР», Київ, 1927), на жаль, в обробленні не виділено окремо рівні вільної води і рівні з льодом.

**88. Границі виських і низьких вод.** Через те що вартість пересічного рівня води невиразна й нехарактерна, є пропозиція про те, як відмежувати середні рівні від високих і низьких.

На Ліндській Гідрографічній Конференції (1909 року) Німеччини, Австрії, Угорщини та Швайцарії були прийняті такі способи виділяти зазначені границі:

$$\left. \begin{array}{l} \text{границя вищих вод: } h_2 = \frac{1}{2} (h_{\text{макс.}} + h_0) \\ \text{границя нижчих вод } h_1 = \frac{1}{2} (h_{\text{мін.}} + h_0) \end{array} \right\} \quad (99)$$

де  $h_{\text{макс.}}$  і  $h_{\text{мін.}}$  — пересічні арифметичні відповідно з рокових максимумів і мінімумів;  $h_0$  — пересічне арифметичне з пересічних рокових рівнів.

Акад. Е. В. Оппоков запропонував такі характеристики:

$$\left. \begin{array}{l} h_2 = \frac{1}{2} (h_{0\text{макс.}} + h_0) \\ h_1 = \frac{1}{2} (h_{0\text{мін.}} + h_0) \end{array} \right\} \quad (100)$$

де  $h_{\text{мін.}}$  і  $h_{\text{макс.}}$  — відповідно найбільші й найменші висини рівнів із пересічних рокових вартостей за ряд років. Границі, що їх запропонував акад. *Є. В. Оппоков* (літ. XX), гнучкіші, ніж німецькі (німецькі інколи не дають змоги правильно виділяти мокрі й сухі роки). Так, для р. Десни за період 1884—1922 рр., коли вживати німецькі границі, то виділиться тільки один маловодний рік (1921), а повноводних років не було жадного, що, звичайно, неправильно. Границі *Є. В. Оппокова* дають змогу досить певно розподіляти роки на повноводні, маловодні й середні.

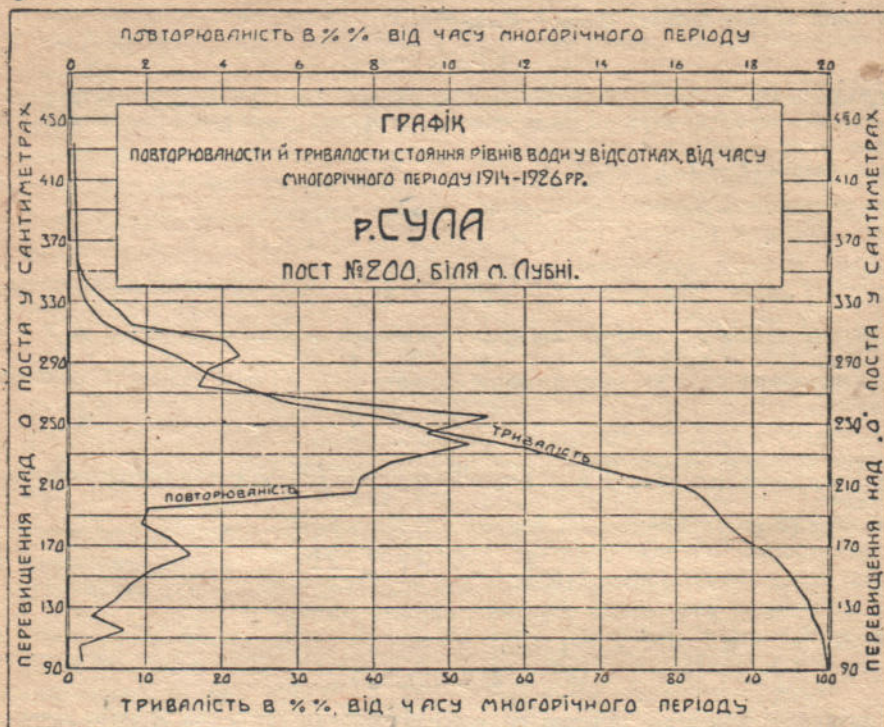


Рис. 73. Криві повторюваності й тривалості для р. Сули біля м. Лубень

Інж. *М. Чеботарьов* (Харків) 1928 року запропонував інший підхід до цього питання (літ. XXI), а саме, щоб виходити і з характеристик тривалості стояння рівнів.

При цьому мається досягти виконання таких умов:

- 1) границі високих і низьких вод повинні бути досить сталі, коли змінюється довжина періоду спостережень;
- 2) тривалість стояння рівнів між границями повинна зростати разом з подовженням періоду спостережень;
- 3) границі ці повинні бути такі, щоб число років повноводних і маловодних було приблизно однакове.

Для цього інж. *М. Чеботарьов* пропонує виходити із тривалості границь, визначених у відсотках до числа даного періоду років. Перед тим будують дві криві тривалості: одну, горішню — для рівнів, що лежать вище від пересічного многорічного рівня, другу, нижню — для рівнів, що лежать нижче від пересічного многорічного; за вісь абсцис править скаля часу (в роках), осі ординат — рівні, а початок координат відповідає пересічному многорічному рівневі.

Приклад такої побудови для р. Десни біля м. Чернігова для двох періодів — 1884—1922 (39 років) і 1884—1908 (25 років) дано на рис. 74. За

Границі високої й низької води М. Чеботарьов пропонує брати рівні, що відповідають 12,5% усього періоду спостережень («октавіани»). Знаючи тривалість (у відсотках), легко перейти до років і з кривих тривалости визначити відповідні вартості рівнів. На рис. 74 ці границі для обох оброблених періодів позначено лініями I—I і II—II. Отже, для Чернігова знайдено:

Таблиця 38

	Перший період (39 р.)		Другий період (25 р.)		Різниця
	Рівні саж.	Число років	Рівні саж.	Число років	
Границя високої води . . . . .	0,825	3	0,830	5	0,00
Границя низької води . . . . .	0,360	3	0,375	5	0,01

За такими даними легко виділити окремі конкретні повноводні й маловодні роки.

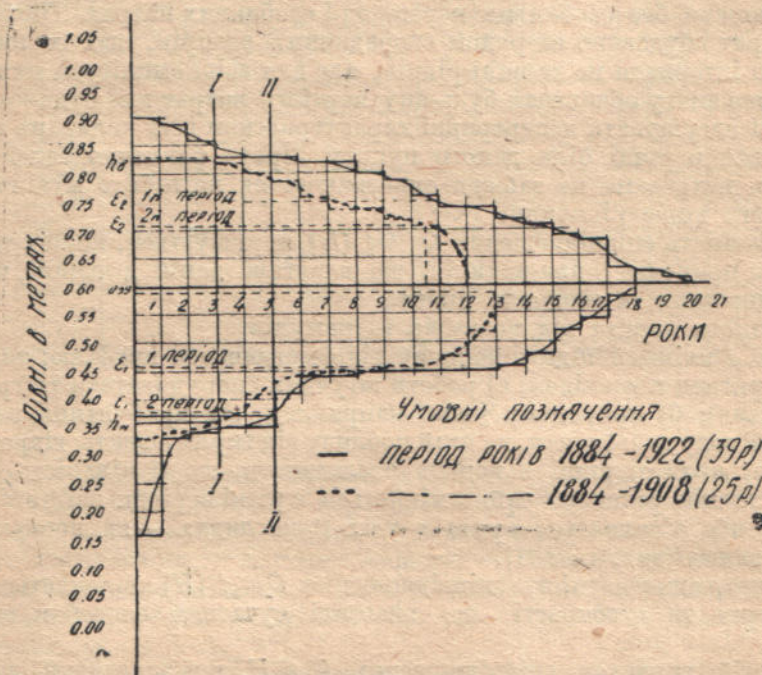


Рис. 74. Границі високої й низької води за Чеботарьовим.

Так само можна виділити границі високої й низької води в якомусь окремому році, збудувавши верхню й нижню криві тривалости і оперуючи з тривалістю в днях.

Пропозиція інж. М. Чеботарьова безперечно цікава, тому що її вихідні характеристики стали й об'єктивні.

Відзначимо, нарешті, що багато авторів зробили пропозиції ще детальніше поділяти спостережені коливання рівнів, ніж описано вище. До таких пропозицій належать пропозиції поділяти рівні на *гідроградуси*, під якими розуміють 0,01 спостереженої амплітуди. За проф. Гравеліусом за 0° у таких обробленнях беруть абсолютний найнижчий рівень, а за 100° — абсолютний найвищий; за проф. В. Г. Глушковим — 0° — пересічний низький рівень 100° — пересічний високий.

89. Зв'язок між рівнями та витратами. Вище було наведено такий загальний вираз для витрати:

$$Q = FV_{\text{пер.}}$$

В цьому виразі, як було показано,  $F = f(H)$ .

Вартості пересічних швидкостей залежать від: 1) геометричних характеристик корита, 2) характеристик шерехатості корита, 3) похилу річки. На досвіді встановлено, що взаємний вплив цих чинників такий, що загалом можна прийняти:

$$V_{\text{пер.}} = f(H).$$

Тоді маємо:

$$Q = f(H) \quad (101)$$

Коли таку залежність витрат від рівнів зобразити графічно, то вона матиме назву *кривої залежності витрат від рівнів*, або, скорочено, *кривої витрат*.

Практичне значення такої залежності величезне. Непереривно й безпосередньо виміряти витрати води в річці або зовсім не можна, або можна тільки за допомогою спеціальних, досить дорогих пристроїв (переливів в лімніграфом) на малих потоках. Непереривно ж (або досить часто) виміряти рівні технічно можна без особливих перешкод і особливих витрат. Після того, як криву витрат збудовано за рядом спорадичних вимірів, що їх виконується через певні інтервали по висині рівнів, але для всієї амплітуди цих рівнів, — ця крива дає змогу обчислювати будь-яку вартість витрат для будь-яких рівнів, а значить і одержувати непереривні характеристики всіх коливань витрат, що відбуваються в річці біля даного пункту. Проте фактично залежність між рівнями та витратами не завжди однозначна, як це нібито мусило виходити з наведеного вище рівняння.

Однозначність співвідношення  $Q = f(H)$  порушується, коли є такі умови:

1) різка природна зміна похилів, що властива даній ділянці, наприклад, коли є піднесення та спадання рівнів,

2) змінність корита від розмивів та намулів;

3) коли є змінний підпір поблизу гідрометричного профілю; такий підпір може утворитися в наслідок: а) роботи штучних споруд (загати та греблі водочинних устав); б) природних умов, наприклад, від перебування води в річці, що приймає воду даної річки, на якій поблизу від гирла лежить гідрометричний профіль; в) коли в річці є водяна рослинність, що її кількість, а значить і вплив на течію річки звичайно міняється в різні періоди вегетації; 2) коли на річці є або з'являється крига в усіх її виглядах — як поверхнева, так пливна й денна (див. п. 101).

Крім того, однозначність співвідношення  $Q = f(H)$  порушується (порівн. п. 84) і через ті неточності, що властиві сучасним способом вимірювати витрати.

Справжній характер співвідношень  $Q$  з  $H$ , що властивий даній ділянці річки, дуже просто можна з'ясувати рівнобіжною аналізою ходу вартостей  $Q$ ,  $V$  і  $F$  залежно від  $H$ , що її роблять, графічно побудувавши (літ. XIX) всі ці характеристики на одному рисунку і з однією скалею  $H$  (див. рис. 75). Над точками окремих вимірів треба давати написи дат вимірів, а також зазначати, чи виміряно їх при спаданні чи при піднесенні (на рисунку ці позначення не нанесено, щоб його не ускладняти). Коли точки  $Q$ ,  $F$  і  $V$  розміщуються по намічених правильних кривих, то виміри зроблено правильно і умов, що порушували б однозначність співвідношень  $Q$  і  $H$ , немає. Коли точки  $V$  і  $F$  лягають розкидано, а точки  $Q$  — правильно, то тоді в чинному перекрої простеця є зміни похилів і чинних перекроїв, але корито та похили біля водомірного поста, що до його показів стосуються виміряні витрати, лишаються незмінні. Коли точки  $F$  лягають правильно, а точки  $V_{\text{пер.}}$  і  $Q$  розкидано, то або незадовільно зроблено виміри, або існують умови, зазначені вище в п. 3, або ж, коли намічається правильне розмежування точок  $V_{\text{пер.}}$  й  $Q$  відповідно до наяв-



ности спадань та піднесень, то значить існують умови п. 1. Нарешті, може бути такий випадок, коли точки  $V_{пер.}$  лягають правильно, а точки  $F$  і  $Q$  — розкидані; тоді будуть розмиви або намули в кориті, що міняють вартості площ чинного перекрою ( $F$ , значить, вартості  $Q$ ) при різних рівнях, але лишають в той самий час правильний хід у змінах похилів.

В курсах гідрометрії зазначено способи, що за їхньою допомогою можна організувати додаткові спостереження та виміри, які дають змогу знайти неоднозначні співвідношення витрат до рівнів, що відповідають розгляненим вище випадкам (див. літ. XI). Суть цих способів сходить до того, щоб урахувати додаткові чинники, які порушують однозначний характер залежності ви-

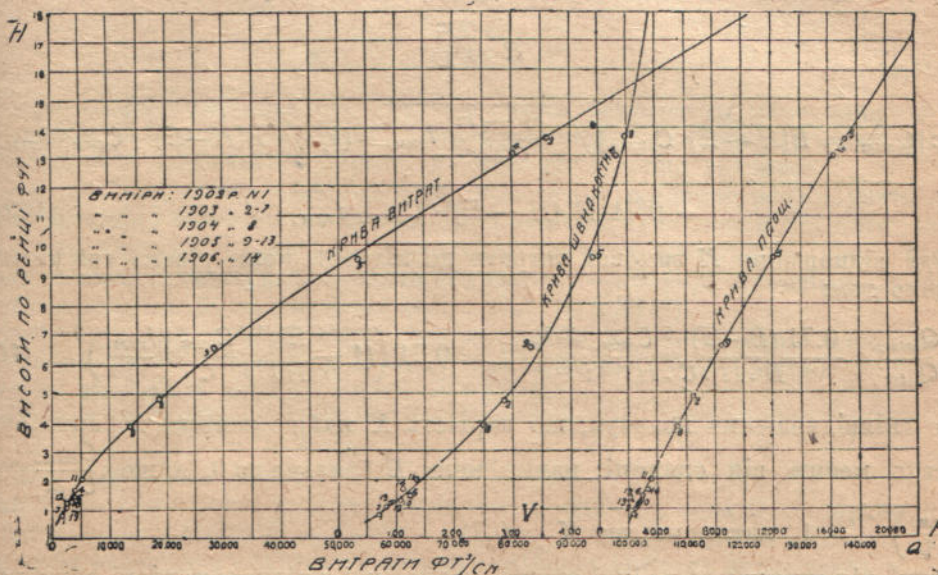


Рис. 75. Криві  $Q = f(H)$ ,  $v = f(H)$  та  $F = f(H)$ .

трат від рівнів; отже, такими чинниками будуть: 1) спадання чи піднесення, 2) похил і 3) зміна площі чинного перекрою від розмивів або намулів. В першому випадку матимемо дві галузки кривих витрат — одну для спадання і другу для піднесення; в другому випадку — громаду кривих, що відповідають різним вартостям змінних похилів; у третьому вводимо поправки на змінність корита за допомогою ряду способів, що їх виробила практика (методи Ставта, Больстера та ін.).

Особливо складне буде питання про те, як знайти залежність витрат від рівнів для зимового періоду, цебто коли є лід. Точки виміряних зимових витрат лягають тоді майже завжди лівіше від літніх вимірів, до того ж більш-менш розкидано; точки  $V_{пер.}$  і  $F$  теж звичайно розміщуються майже зовсім без закономірності.

Нижче буде показано (див. п. 101), що взимку в текучій воді утворюється не тільки поверхневий лід, але ще й лід підводний, денний, цебто такий, що примерзає до дна та споховин корита, і лід, що тримається в воді в змуденому стані, так званий *шерех*; кількість підводного льоду в перекрої може бути в кілька разів більша, ніж поверхневого.

Позначмо глибину льоду в чинному перекрої річки: поверхневого, цебто тієї його частини, що занурена в воду, через  $e_n$ ; підводного, зведено до одиниці ширини чинного перекрою, через  $e_x$ ; тоді вся кількість льоду в перекрої дорівнюватиме:  $e_n + e_x = E$ .

Загальний вираз для витрат при відкритому кориті можна написати так (з певним наближенням до дійсності):

$$Q = V_{\text{пер.}} F = FC\sqrt{Hi}, \text{ бо } V_{\text{пер.}} = C\sqrt{Hi} \text{ (формула Шезі),}$$

при чому  $\hat{F} = HB$ , де  $H$  — пересічна глибина річки,  $B$  — ширина річки.

Коли є лід, матимемо:

$$F_{\text{зим.}} = H(B-E); V_{\text{зим.}} = C_{\text{зим.}} \sqrt{R_{\text{зим.}}} i_{\text{зим.}} = C_{\text{зим.}} \sqrt{\frac{H-E}{2}} i_{\text{зим.}}$$

бо гідравлічний радіус  $R$  можна замінити пересічною глибиною без grubини льоду, а коли є поверхневий лід, — половиною цієї величини, бо матимемо нову другу (крім поверхні корита) поверхню в вигляді поверхневого льоду, відповідно до поняття гідравлічного радіуса:

$$R = \frac{F}{P}$$

$$\begin{aligned} \text{Отже: } Q_{\text{зим.}} &= B(H-E) C_{\text{зим.}} \sqrt{\frac{H-E}{2}} i_{\text{зим.}} = (1/2)^{0,5} B(H-E)^{1,5} C_{\text{зим.}} i_{\text{зим.}}^{0,5} = \\ &= 0,71 B (H-E)^{1,5} C_{\text{зим.}} i_{\text{зим.}}^{0,5} \end{aligned} \quad (102)$$

Тоді відношення  $K$  зимової витрати до літньої, коли рівень той самий, знайдемо так:

$$K = \frac{Q_{\text{зим.}}}{Q_{\text{літ.}}} = \frac{0,71 (B-E)^{1,5} C_{\text{зим.}} i_{\text{зим.}}^{0,5}}{B \cdot H \cdot C \cdot H^{0,5} i^{0,5}} = 0,71 \left( \left(1 - \frac{E}{H}\right)^{1,5} \frac{C_{\text{зим.}}}{C} \left(\frac{i_{\text{зим.}}}{i}\right)^{0,5} \right) \quad (103)$$

Це співвідношення показує, що вартість  $K$  майже завжди повинна бути набагато менша від одиниці; навіть коли  $E$  близьке до 0, якщо  $\frac{C_{\text{зим.}}}{C_{\text{літ.}}} = 1$  й  $\left(\frac{i_{\text{зим.}}}{i}\right)^{0,5} = 1$ , матимемо, що  $K = 0,71$ .

Отже, лід спричиняє в річці явища, аналогічні з підпором; рівні води прибувають через те, що з'являється додаткова шерехатість корита і зменшується чинний перекрій коштом льоду. В різних умовах замерзання й для різного руху температур величини  $C_{\text{зим.}}$ , і  $i_{\text{зим.}}$  можуть бути різні; звідси стає зрозуміла та звичайна розкиданість точок зимових вимірів витрат, а також  $F$  та  $V_{\text{пер.}}$ , що про неї говорилося вище (див. далі п. 101).

Є багато способів, що їх запропоновано, щоб обчислювати зимові витрати на підставі вимірів як рівнів, так і деяких інших характеристик режиму. Способи ці можна поділити на дві великі групи:

1) такі, що передбачають можливість тільки інтерполяційних обчислень у границях серії вимірів, що їх виконано було в дійсності;

2) що мають на увазі можливість обчислювати зимові витрати за ті роки, коли зовсім не вимірювали зимових витрат.

Одна з метод першої групи способів рекомендує обчислювати зимові витрати за літніми кривими витрат, але раніш зводити зимові рівні до рівнозначних їм щодо витрат літніх рівнів, стинаючи зимові рівні на величину зимового підпору  $\Delta H$ ; величини такого стинання визначають по точках справді вимірних зимових витрат, а в промежках — інтерполюють їх відповідно до ходу рівнів, температур і опадів (спосіб *Нойт'а*). Інший спосіб першої групи (проф. С. І. Колупайло) рекомендує замість  $\Delta H$  користуватись зазначеними вже вище характеристиками  $K$ , визначаючи їх із справжніх вимірів, а для періодів без вимірів — по інтерполяції далі знаходять вартості зимових витрат на підставі співвідношення  $Q_{\text{зим.}}$  до  $Q_{\text{літ.}}$ , по літній кривій, множачи літні витрати на вартості  $K$ , що їх інтерполюють. Інші способи першої групи пробають ввести в розрахунок grubину поверхневого льоду, зимові похили або співвідношення пересічних швидкостей, зимових і літніх; способи ці мусять нех-

увати тим, що є підводний лід, який важко визначити без безпосередніх вимірів, і припускають помилково, що  $C_{зим.} = C$ .

До другої групи можливих способів покищо можна залічити гідрометеорологічний спосіб автора цієї праці.

Спосіб цей виходить із того, що гідравлічні й гідрологічні умови окремих ділянок загалом лишаються майже незмінні у впливі на хід процесів льодотворення в цих ділянках: змінною величиною серед чинників, що обумовлюють хід зимового режиму річки, є головню, температура повітря. Вплив чинників першої групи виявляється в певному для даної ділянки їхньому впливі на льодовий режим, і вплив цей залежить безпосередньо від тривалості льодового впливу. Тому в загальному вигляді можна написати:

$$Q_{зим.} = K Q_{літ.}$$

$$K = f(\Sigma t, H, N, T), \quad (104)$$

де  $\Sigma t$  — накопичення додатних та від'ємних температур,  $H$  — рівні,  $N$  — фаза льодового явища або інакше природний період у зимовому житті ріки,  $T$  — тривалість зазначеного періоду до дати обчислення витрати.

Автор дає ряд конкретних вказівок про спосіб графічно розв'язувати зазначену загальну залежність; методи ці з успіхом було вжито для того, щоб знайти розрахункові схеми для обчислення зимових витрат за ті роки, коли задних вимірів зимових витрат не виконувалось, — для ряду пунктів р. Дніпра та найголовніших його допливів (літ. XXII і XXIII).

Дуже часто для кривих витрат при відкритій воді намагаються підібрати аналітичний вираз витрат, як функції від висини рівнів. Загальна форма найчастіш уживаних виразів така:

- 1)  $Q = a(b + H)^n$
- 2)  $Q = aH + bH^2 + cH^3 + d$
- 3)  $Q = aH + bH^2 + c$ .

Так само аналітичні вирази аналогічного вигляду можна підібрати для функцій  $V_{пер.} = f(H)$  і  $F = f(H)$ .

Способи знаходити аналітичні вирази подібного вигляду викладають у курсах гідрометрії та в спеціальних інструкціях (див. літ. XI). Мета таких обчислень — полегшити інтерполяцію між виміряними вартостями витрат та рівнів. Але, виходячи з практичної точності вимірів витрат та неоднорідності даних по цих вимірах, можна вважати підбір аналітичного виразу для кривих витрат у більшості випадків за цілком зайвий; відповідна аналіза матеріалів вимірів та графічна побудова функції  $Q = f(H)$  краще та точніше доводять до мети. До тогож, не кожна природна крива витрат може й повинна укладатися вся цілком в якесь одне рівняння; так само можуть бути дуже різні показники й коефіцієнти першого з наведених рівнянь, бо природні умови можуть дуже змінювати справжній хід функції  $Q = f(H)$ . Тому в багатьох випадках криву витрат можна визначити аналітично тільки в вигляді системи рівнянь, що їх підбирають для кількох окремих ділянок кривої витрат. Напр., для кривої витрат р. Десни біля м. Чернігова автор склав такі рівняння:

1. Для  $H \leq 3,00$  м.:  $Q = 17,29(2,50 + H)^{2,038}$
2. »  $3,20 \leq H \leq 5,40$  м.:  $Q = 171,10^{-6}(3 + H)^{7,527}$
3. »  $H > 5,10$  м.:  $Q = 167,97(H - 2,73)^{2,34}$

В закордонній практиці далеко не завжди обов'язково знаходити аналітичний вираз для кривих витрат; напр., цього зовсім не практикують в обробленнях гідрологічних організацій ПАСШ.

Після того, як визначено вигляд кривої витрат (як сказано, краще та простіше — уважним графічним побудуванням), треба скласти так звану *розрахункову таблицю* кривої витрат. В цій таблиці дають вартості  $H$ , що поступово зростають, через інтервали 1 або 2 см в границях всієї можливої амплітуди рівнів для даного пункту, і відповідні до них вартості  $Q$ , взяті з кривої витрат. Щоб полегшити складання такої таблиці, коли при цьому користуються гра-

фічним виразом кривої витрати, зручно складати її так: виписавши в таблицю всі можливі вартості  $H$ , беруть із кривої витрат (яку, звичайно, треба побудувати в досить великому масштабі, що відповідав би точності вимірів) тільки ті вартості витрат, що відповідають інтервалам на 10 або 20 см, відповідно до того, на протязі якого інтервалу дільниці кривої витрат можна уважати досить близько до дійсності за просту лінію.

Для проміжних же вартостей  $H$ , що лежать у границях взятих інтервалів, шукані вартості  $Q$  визначають, обчислюючи по інтерполяції між тими, що відповідають границям інтервалів; такий спосіб забезпечує плавкий хід зміни витрат із зміною рівнів і усуває можливість тих деяких коливань в останніх знаках величин витрат, які можуть бути, коли всі послідовні вартості  $Q$  взяти безпосередньо з рисунка, через неточність окремих відліків.

Складаючи розрахункові таблиці, беруть вартості витрат з таким числом вартісних цифр, що відповідає точності вимірів; напр., коли виміри зроблено млинком, треба дробові числа вживати тільки для вартостей витрат, менших за 30—50 м /сек.

Склавши розрахункову таблицю, перевіряють, чи правильно її складено, а також чи правильно побудовано криву витрат, обчислюючи пересічну квадратичну помилку для табличних даних, порівнюючи із справжніми вимірами. Для цього знаходять різниці між виміряними в дійсності витратами й табличними вартостями витрат, що відповідають їм по рівнях; коли позначити ці різниці через  $\Delta Q$ , то пересічну квадратичну помилку  $\sigma$  знайдемо

$$\sigma = 0,674 \sqrt{\frac{\sum (\Delta Q)^2}{n - 1}}$$

Число окремих додатних відхилів повинне бути при цьому приблизно рівно числу від'ємних відхилів від дійсності.

Дуже часто трапляються випадки, коли справжні виміри витрат не охоплюють усієї можливої амплітуди змін рівнів і постає потреба екстраполювати побудовану криву витрат за границі вимірів.

Таку екстраполяцію можна виконати так:

1) Коли є дані вимірів (проміри та нівелювання), що характеризують площі чинного перекрою в гідрометричному простеді при рівнях, що відповідають дільницям потрібної екстраполяції, то криву  $F = f(H)$  можна продовжити за границі рівнів, що відповідають вимірам витрат, на підставі обчислень за зазначеними даними; далі екстраполюють хід кривої  $V = f(H)$ ; вартість  $Q = f(H)$  для дільниць екстраполяції знаходять тоді, перемножаючи екстрапольовані по попередньому вартості  $F$  і  $V_{\text{пер.}}$  із кривих площ і пересічних швидкостей.

2) Для невеличких дільниць екстраполяції інколи буває досить обмежитись безпосередньо екстраполяцією як  $V_{\text{пер.}} = f(H)$ , так і  $F = f(H)$ .

3) Досить певні наслідки, але лише для глибоких річок ( $H_{\text{пер.}} > 3,0$  м), дає спосіб будувати криві витрат, що його запропонував американець *Стівенс* (літ. XXIV). Якщо взяти вираз

$$Q = F \cdot c \sqrt{R \cdot i},$$

то можна написати:

$$Q = F \cdot \sqrt{R} \cdot c \sqrt{i}$$

при чому для згаданих умов величина  $c \sqrt{i}$  єсть майже стала; отож можна вважати:

$$Q = \alpha \cdot f(F \sqrt{R}),$$

де  $\alpha$  = стала величина. Таким чином, спосіб Стівенса полягає в тому, що спочатку будують криву  $H = f(F \sqrt{H_{\text{пер.}}})$ , де  $H_{\text{пер.}}$  означає пересічні глибини чинного перекрою; цю криву можна цілком точно побудувати для дільниць

екстраполяції тоді, коли є вартості  $F$  і для висин рівнів поза границями вимірів витрат. Далі будують криву  $Q = f(F\sqrt{H}_{пер.})$ ; через те що ця остання крива має властивість зберігати простолінійні обриси для окремих чималих ділянок чинного перекрою (по висині), особливо в границях відсутності переломних точок в  $F = f(H)$ , то екстраполяцію такої кривої можна виконати просто й певно.

З екстрапольованої кривої  $Q = f(F\sqrt{H}_{пер.})$  далі не важко одержати залежність  $Q = f(H)$  для потрібних ділянок. Цю побудову легко виконувати згідно з показаним на рис. 76.

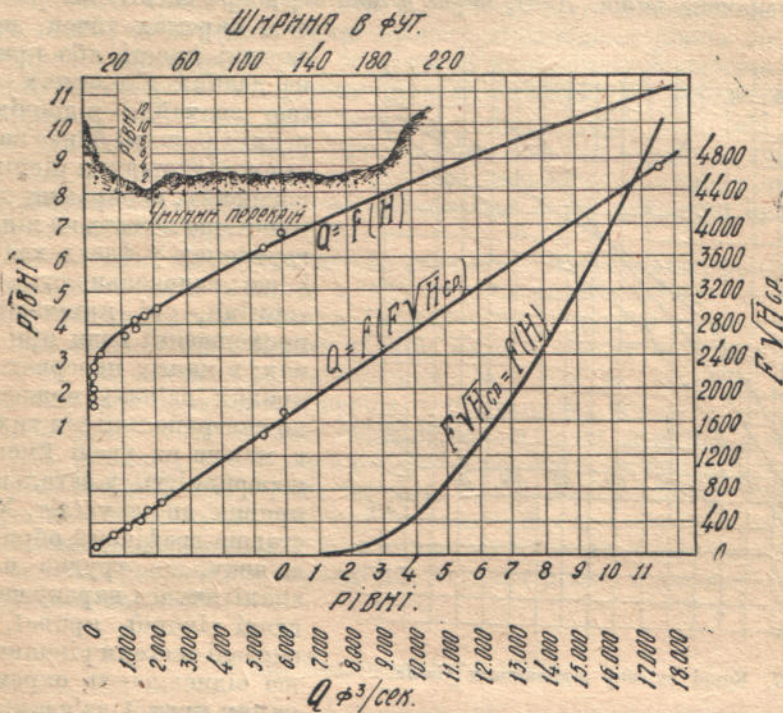


Рис. 76. Будування кривої витрат за Сівенсом.

**90. Криві зв'язку відповідних рівнів.** Вище було зазначено (див. п. 84), що в різних пунктах одної річки і амплітуди і теми коливань рівнів можуть бути різні, залежно від характеристик пропускної здатності корит біля цих пунктів, цебто від особливостей профілів чинних перекроїв, похилів води та характеристик шерхатости.

Співвідношення пропускних здатностей корита біля якихось двох пунктів одної самої бездопливної річки можна знайти, побудувавши так звані *криві зв'язку відповідних рівнів*; коли тлумачити їх ширше, то криві зв'язку відповідних рівнів можна наближено побудувати і для пунктів, що лежать на ділянці з допливами, і навіть для пунктів, що лежать на різних річках. В останньому випадку криві зв'язку відповідних рівнів можуть визначати загальний характер співвідношень у взаємному ході коливань рівнів біля порівнюваних пунктів.

Під відповідними рівнями практично розуміють рівні, що відповідають однаковим фазам ходу рівнів в порівнюваних пунктах. За такі однакові фази можна брати:

- 1) гребені найвищої води або інших різко виявлених прибувань води;
- 2) найнижчі точки в западинах низької води;
- 3) інші переломні точки; в усіх випадках рівні однакових фаз теж повинні задовольняти умову, щоб фази

ці були взаємно відповідні щодо часу їхнього настання, цебто відповідні рівні пункту, що лежить нижче, повинні настати в цьому пункті пізніше, ніж у горішньому, і до того ж на певний термін, що відповідає можливій пересічній швидкості проходження води від верхового пункту до низового. Отже кожна крива зв'язку відповідних рівнів передбачає певну закономірність в датах, коли рівні настають у низовому пункті, порівнюючи з датами верхового.

Криву зв'язку відповідних рівнів будують звичайно так. Взавши в прямокутних координатах вісь ординат за вісь для верхового пункту, а вісь абсцис— для низового пункту, наносять далі точки відповідних рівнів, вибраних так, як було зазначено вище. Далі, через дільниці, добре висвітлені розташуван-

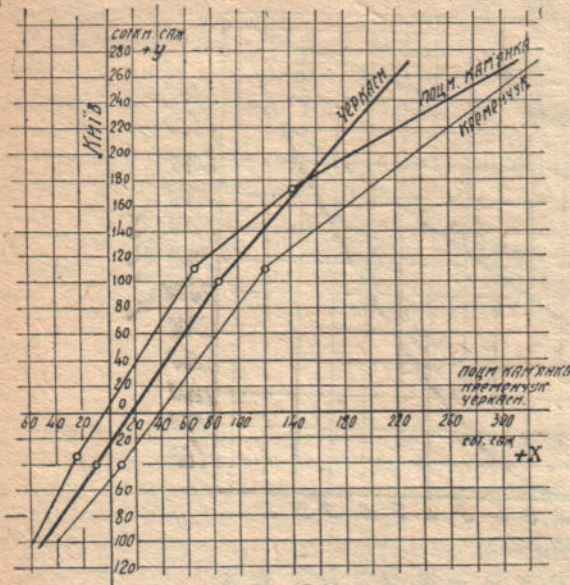


Рис. 77. Криві зв'язку відповідних рівнів.

Швидкості проходження води, будучи функцією рівнів, звичайно міняються залежно від рівнів. Пересічні вартості швидкості проходження води, що відповідають проходженням шпилів гребенів, звичайно лежать посередині між швидкостями проходження для спадання й прибуття, при чому швидкість проходження під час прибуття звичайно більша, ніж під час спадання.

Рис. 77 показує вигляд кривих зв'язку відповідних рівнів, що їх було одержано для ряду пунктів р. Дніпра; як видно, співвідношення рівнів різних пунктів різне.

Відповідно до способу їхнього побудування криві зв'язку відповідних рівнів однозначні тільки для тих фаз, за якими їх побудовано, а надто при більш чи менш значних віддалях між зв'язуваними пунктами. Для інших фаз у ході рівнів криві зв'язку можуть давати іноді досить значні відхилення. Такі відхилення обумовлені: 1) змінністю термінів перебігу, що її зазначалося вище і що її не беруть до обрахунку пересічні терміни, 2) можливими іншими вартостями додаткового стоку з допливів проміжної дільниці, що лежить між зв'язуваними пунктами, цебто вартостями проміжного стоку, що відрізняється від тих вартостей, які звичайно властиві фазам, що по них виконано побудову. Проте, дуже часто, а надто коли віддалі між зв'язуваними пунктами малі, можна нехтувати тим, що немає суворо витриманої однозначності. В цьому разі криві зв'язків відповідних рівнів можна по-різному добре використати. А саме: 1) маючи криву зв'язку відповідних рівнів для двох пунктів, можна криву витрати, побудовану для одного з пунктів, або окре-

ним окремих точок, проводять середні прості або криві; коли на деяких дільницях амплітуд (що звичайно відповідають середнім рівням) буває надто мало точок відповідних рівнів, їх доповнюють, вибираючи додаткові точки, що лежать на відповідних переломах у фазах ходу рівнів, і що задовольняють пересічні терміни, які намічаються при проходженні води при цих рівнях; в малих перервах дільниці кривих зв'язку можна вивести по екстраполяції від тих, що вже є, маючи на увазі ймовірну неперервність у загальному ході кривих зв'язку (літ. XXV). Діставши графічний обрис кривих зв'язку, не трудно надати їх аналітичного виразу чи то в вигляді рівнянь кривої, чи то в вигляді системи рівнянь прямих, що відповідають окремим дільницям кривої зв'язку.

витрати біля цього пункту звести до показів водомірного поста в другому пункті, цебто перенести на цей останній пункт; близькі до істини наслідки можна мати тут тільки тоді, коли між обома пунктами немає помітно значного проміжного стоку або коли його можна врахувати (наприклад, ввівши певні відсоткові поправки); 2) далі, криві зв'язку відповідних рівнів можуть придатися на те, щоб поповнити дані, що їх не вистачає за якийсь період, проміжний одного з пунктів; 3) в інших випадках криві зв'язку дають змогу легко виявити помилки в записах даних про рівні по якомусь з ненадійних пунктів спостереження, коли по цьому пункту єсть період з правильними даними і коли можна установити криві зв'язку між цими даними та показами найближчого сусіднього поста; 4) нарешті, криві зв'язку відповідних рівнів широко вживають у гідрологічних прогнозах, бо ці криві дають змогу визначити за рівнями верхнього пункту ті рівні в низовому пункті, зв'язаному з верхнім, які повинні наступити там, коли закінчиться термін перебігу води від верхнього пункту до низового. Практика гідрологічних прогноз виробила також низку способів, які усувають неточності від неоднозначності кривих зв'язку для час, що різняться від тих, на основі зіставлення яких виконано було побудування кривих зв'язку (див. п. 135).

Треба відзначити, що, відповідно до сказаного, побудування кривих зв'язку рівнів не за відповідними рівнями, а за спостереженими водночас (одноденними), яке інколи практикується, повинне майже завжди давати зв'язок, що різниться від зв'язку відповідних рівнів; коли в основу побудови покладено більше точок спадання, ніж прибування, то крива зв'язку, що утвориться від цього, лежатиме правіше ніж перша, в протилежному ж разі — лівіше. В таких випадках поле точок завжди виявляє більш-менш помітну розкиданість, і до того тим різкішу, чим більший буває справжній пересічний термін перебігу між пов'язаними пунктами, що його ігнорують у такому побудуванні. В зв'язку з цим така крива зв'язку повинна значно грубіше враховувати справжні співвідношення рівнів у зв'язуваних пунктах, ніж крива, що її побудовано за співвідношенням справді відповідних рівнів і дотримуючись пересічних термінів перебігу.

## § 22. Водоносність річок

**91. Обчислення й оброблення витрат.** Перед тим як обчислювати стік або водоносність річки біля даного пункту, треба: 1) побудувати криву витрат залежності витрат від рівнів для зимового періоду, 2) скласти розрахункові таблиці залежності витрат від рівнів (див. п. 89). Маючи розрахункові таблиці витрат, щоденні пересічні вартості рівнів не важко звести до відповідних вартостей витрат. За пересічно-добові вартості рівнів беруть звичайно пересічно-аритметичні спостереження або (для великих і спокійних річок) навіть постійні термінові спостереження, напр., ранкові. За даними про щоденні витрати можна побудувати, аналогічно з графіками рівнів, графіки витрат або інакше, *гідрографи*, що показують хід зміни витрат протягом оброблених періодів.

Можна побудувати графіки витрат, не обчислюючи попередно шостених витрат, а чисто графічно; для цього на рисунку (див. рис. 78) рисують криву витрат поруч із графіком рівнів так, щоб поділки показів ординат обох кривих збігалися.

Тоді на поземних лініях, проведених через дані вартості рівнів, крива витрат відтворює відповідні вартості витрат у вигляді поземних відлічків.

Проводячи під кутом  $45^\circ$  до осі ординат лінію повороту (див. рис. 78), легко переводити поземні відлічки величини витрат у сторчіві і відкладати їх на ординатах у масштабі, що відповідає масштабіві витрат. На рис. 78 хід побудування для двох точок показано крайчаком із стрілками. Щоб побудувати весь гідрограф зазначеним вище способом, досить визначити поділення точок гідрографа тільки для деяких характерних його точок; виконавши це, сполучають окремі зламні ординати плавкою суцільною кривою.

За гідрографом зручно обчислювати деякі характерні величини стоку. Обсяг води, що пройшов через поперечний перекарій річки біля даного пункту, про-

тягом якогось періоду, визначимо з площі гідрографа, обчисленої для даного періоду (плянїметруванням), помноженої на число секунд у добі (86 400). Пересічну величину секундної витрати за той самий період визначимо поділивши площу, що її буде знайдено плянїметруванням, на число днів у періоді.

Сумарні й пересічні вартості стоку можна обчислювати також без графічних будовань — самичні обчисленнями. Звичайно обчислюють місячні суми та пересічно-місячні вартості стоку, далі роблять те сама для сезонів і, нарешті, для окремих років. В зв'язку з тим, що початок звичайного природного

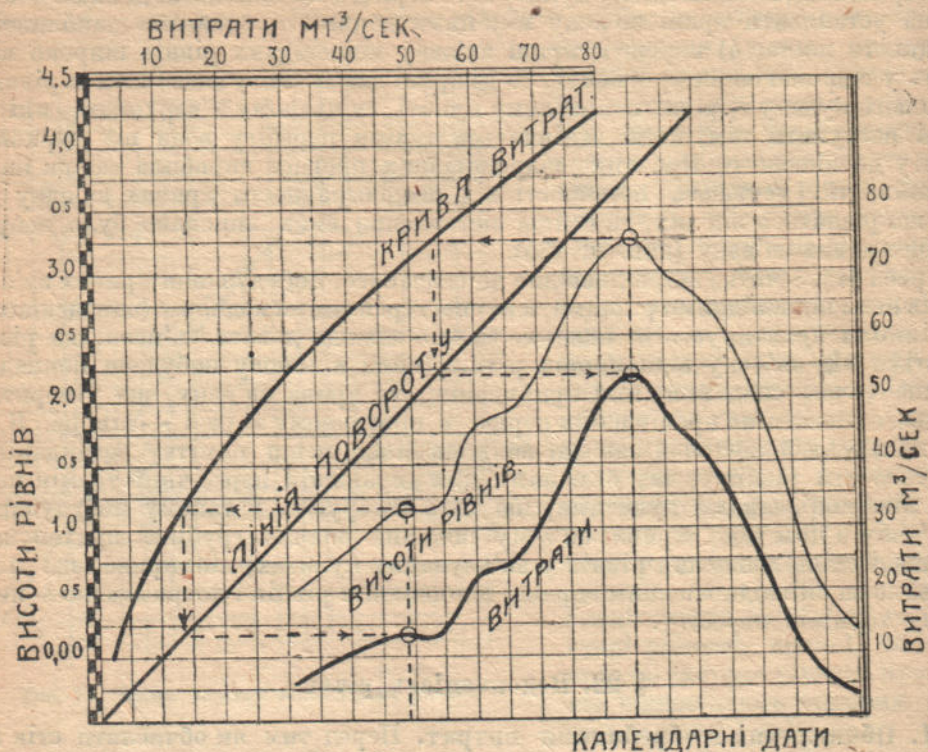


Рис. 78. Графічна побудова гідрографа.

циклу в режимові річки (в наших широтах) не збігається з початком календарного року, рокові оброблення провадять звичайно для так званих *гідрологічних років* (див. п. 103).

За початок гідрологічного року беруть звичайно початок зими, цебто початок того періоду, коли річка переходить на живлення майже самою ґрунтовою водою і в той же час починається накопичування опадів у сточищі в вигляді снігу. Пересічно для умов середньої частини УСРР за початок гідрологічного року можна вважати 1 листопада; за кінець гідрологічного року в такому разі буде 31 жовтня наступного року. Інколи беруть ковзний гідрологічний рік, цебто початок його відносять щороку до справжніх дат переходу на зимовий режим, цебто до дат замерзання.

Сезони також доцільно виділяти за природними ознаками; зимовий — від початку замерзання до початку весняного прибування води, весняний — до кінця спадання, літній — до початку звичайного осіннього прибування; границі сезонів, щоб зручніше було обробляти, добре брати так, щоб вони збіглися з початком місяців.

Дальші рокові й багаторічні оброблення вартості витрат ведуть загалом відповідно до сказаного вище про оброблення рівнів (див. п.п. 86 і 87), цебто



знаходять: 1) характерні вартості крайніх і пересічних витрат для різних характерних моментів у режимові річки, а також для сезонів і років, 2) повторність і забезпеченість витрат.

Графіки або таблиці забезпеченості витрат дають змогу легко визначати вартості витрат, що відповідають призначеним вартостям забезпеченості за період: напр., не менше 9 місяців на рік, не менше 6 місяців і т. д.; детальніше розглянемо їх далі (див. п. 94).

Треба відзначити, що пересічні вартості витрат, обчислені із вартостей цих останніх, звичайно не збігаються з тими вартостями витрат, що їх можна одержати за кривими витрат із пересічних вартостей рівнів. Справді (див. рис. 79), якщо  $A$  й  $B$  буде  $C$ :

$$C = \frac{A + B}{2}$$

Пересічному рівневі  $C$  відповідає витрата  $Q_C$ ; а фактично пересічна витрата з витрат  $Q_A$  і  $Q_B$ , що відповідають рівням  $A$  й  $B$ , дорівнюватиме

$$Q_{AB} = \frac{Q_A + Q_B}{2} = Q_{AB}$$

Із рисунка видно, що

$$Q_{AB} > Q_C$$

при чому рівність  $Q_{AB} = Q_C$  може бути тільки в тому окремому випадку, коли дільниця кривої витрат між  $A$  і  $B$  буде простою лінією.

Отже із звичайного криволінійного вигляду кривих витрат виходить, що витрати, обчислені за пересічно арифметичними рівнями, завжди повинні бути менші, ніж обчислені, як пересічні з вартостей витрат же, цебто будуть переменшені.

Зауважмо, що витрати, взяті за рівнями з кривих витрат, дають секундні вартості стоку. Звичайно в секундних вартостях обчислюють вартості стоку пересічно-місячні, пересічно-сезонні й пересічно-рокові, а також пересічно-многорічні вартості стоку. Щоб перейти від секундних вартостей до справжніх, вартість секундної витрати для даного періоду треба помножити на число секунд у даному періоді, цебто, напр., для доби на 24. 60. 60 сек. = 86 400 сек., для місяця в 30 діб — 2 592 000, для місяця в 31 добу — 2 678 400 і т. д.

Вартості цього останнього вигляду не дуже зручні для вжитку через те, що вони дуже великі.

**92. Характеристики стоку.** 1. *Витрата* є секундна характеристика стоку; для цілого періоду секундна витрата визначає пересічне для цього періоду.

2. Щоб перейти до справжньої кількості стоку за період, як уже зазначалося, вартість витрат множать на число секунд у даному періоді; тоді матимемо другу характеристику стоку, в куб. метрах (або куб. кілометрах, 1 куб. км = 10<sup>9</sup> куб. м), або, скорочено, *в кубатурі*.

Є також інші способи характеристики стоку або водоносності річки, подеколи зручніші, ніж характеристики секундними або сумарними обсягами (м<sup>3</sup>/сек або куб. метр). Крім перших вище зазначених характеристик, такими характеристиками будуть: 3) вишина стоку  $A$ , 4) модуль стоку  $M$  і 5) коефіцієнт стоку  $a$ . Розглянемо ці характеристики.

3. *Вишина стоку* дає стік за певний період у вигляді вишини того рівномірного шару води, який дістанемо, коли весь спостережений за певний час  $T$  стік розподілимо по всій площі річного сточища, що лежить вище від пункту вимірів; вишину стоку визначають завжди в мм.

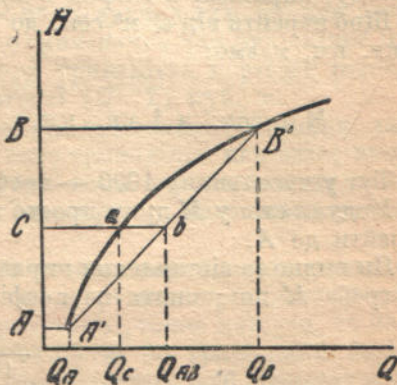


Рис. 79. Схема співвідношення пересічних витрат і витрат за пересічними рівнями.

Коли маємо стік, виражений у м<sup>3</sup>/сек. —  $Q$ , то, коли площа сточища  $F$  кв. км і тривалість періоду  $T$  сек, для переходу від  $Q$  в м<sup>3</sup>/сек до  $A$  в мм маємо:

$$A \text{ мм} = \frac{Q \text{ м}^3/\text{сек.} \cdot T \text{ сек.} \cdot 10^3}{F \text{ кв. км.} \cdot 10^6} = \left[ Q \text{ м}^3/\text{сек.} \cdot \frac{T \text{ сек}}{F \text{ кв. км.} \cdot 1000} \right] \text{ мм.} \quad (105)$$

Тут у чисельнику:  $10^3$  — коефіцієнт переведу лінійних метрів у мм, в знаменнику  $10^6$  коефіцієнт переведу кв. км в кв. м.

( $\frac{Q \text{ м}^3/\text{сек}}{F \text{ кв. км} \cdot 10^3}$  дає лінійні метри).

4. *Модуль стоку*  $M$  дає секундні вартості стоку, пересічні для того чи того періоду, виражені в літрах і віднесені до 1 кв. км площі сточища.

Щоб перейти від  $Q$  м<sup>3</sup>/сек. до  $M$  у л/сек. з 1 кв. км, коли площа сточища  $F$  кв. км, маємо:

$$M \text{ л/сек. з 1 кв. км} = \left[ \frac{Q \text{ м}^3/\text{сек.} \cdot 1000}{F \text{ кв. км}} \right] \text{ л/сек. з 1 кв. км} \quad (106)$$

Тут у чисельнику 1000 — коефіцієнт переведу м<sup>3</sup>/сек. в літри.

Модуль стоку  $M$  дуже просто зв'язаний з вишиною стоку  $A$  і від  $M$  легко перейти до  $A$ .

Як видно із зіставлення виразів для  $A$  і  $M$ , щоб мати з  $M$  характеристику  $A$ , треба  $M$  помножити на коефіцієнт:

$$\frac{T}{1000 \cdot 1000} \quad (107)$$

Тому від  $M$  до  $A$  переходять за такими співвідношеннями:

1) для року з 365 діб:  $A_{\text{рок.}} = \frac{365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60}{10^6} M = 31,536 M$

2) для року з 366 діб (переступний рік):  $A''_{\text{рок.}} = 31,622 M$ ,

3) для пересічного року (365  $\frac{1}{4}$  доби):  $A'''_{\text{рок.}} = 31,56 M$ ,

4) для 28 днів (лютий звичайного року):  $A_{28} = 2,419 M$ ,

5) для 29 днів (лютий переступного року):  $A_{29} = 2,506 M$ ,

6) для пересічного лютого:  $A_{\text{л.}} = 2,44 M$ ,

7) для 30 днів (IV, VI, IX, XI місяці):  $A_{30} = 2,59 M$ ,

8) для 31 дня (решта місяців):  $A_{31} = 2,68 M$ .

Звідси видно, що наведені перевідні коефіцієнти при вартостях  $M$  являють собою вартості стоку в мм, які відповідають модулеві стоку величиною 1 літр за секунду з 1 кв. км, відповідно до періодів з відповідним числом днів.

Інженер Д. І. Кочерін (літ. XXIX) завів до практики такі характеристики стоку, похідні від модуля стоку:

а) Пересічно-роковий модуль стоку, або норма стоку  $M_0$ .

б) Рокові модульні коефіцієнти  $K$ , що являють собою відношення модулів  $M_i$  за окремі роки до норми стоку  $M_0$ ;

$$K = \frac{M_i}{M_0},$$

звідки  $M_i = M_0 \cdot K$ .

(108)

в) Місячні модульні коефіцієнти  $k$ , що являють собою відношення пересічно-місячних модулів стоку  $\mu$  до норми стоку:

$$k = \frac{\mu}{M_0},$$

звідки  $\mu = k \cdot M_0$ .

(109)

Ці останні характеристики, як буде показано далі (див. п. 125), зручні тим, що вони набагато сталіші, ніж модулі.

5. *Коефіцієнт стоку*  $\alpha$  дає вартості стоку за певний період у частках від кількості опадів, що випали в сточищі за той самий період, або інакше: для

певного періоду відношення кількості стоку до кількості випадих опадів. Маючи  $Q$  м<sup>3</sup>/сек,  $F$  у кв. км і висину шару опадів  $h$  у мм, маємо:

$$a = \frac{Q \text{ м}^3/\text{сек.} \cdot T \text{ сек.} \cdot 10^3}{F \text{ кв. км} \cdot 10^6 \cdot h \text{ мм}} = \frac{Q \text{ м}^3/\text{сек.} \cdot T \text{ сек.}}{F \text{ кв. км} \cdot h \text{ мм} \cdot 1000} = \frac{A}{h}$$

Тут у чисельнику  $10^3$  — коефіцієнт переведу лінійних метрів у мм, в знаменнику  $10^6$  — коефіцієнт переведу кв. км до кв. метрів.

Про кожен із наведених вище характеристик стоку можна зауважити ось що:

1) Стік  $Q$  у м<sup>3</sup>/сек. є секундна характеристика; тому для періодів різної тривалості ці величини не однозначні і в такому разі їх не можна ні віднімати, ні додавати. Характеристика  $Q$  м<sup>3</sup>/сек дуже зручна тим, що для однакових періодів її можна порівнювати і вона буде однозначна для будь-яких пунктів тої самої річки або різних річок. Коли тривалість періодів різна, то порівняльними і однозначними будуть вартості  $(Q \cdot T)$  куб. м.

2) Висини стоку порівняльні незалежно від тривалості періодів, що до них вони стосуються, бо вони включають в себе тривалість періодів; висини стоку будуть характеристики відносні, бо по суті вони відносяться до одиниці площі сточища. Ці характеристики зручно одержувати, щоб виводити коефіцієнти стоку.

3) Модулі стоку характеризують питомий стік за період і відносяться до одиниці площ сточищ. Тому ці характеристики добрі для порівняльної оцінки водоносності тої чи тої річки, але в такому розумінні, точно кажучи, їх можна зживати тільки для періодів однакової тривалості, бо тривалості періодів прямо до обрахунку в них не беруть. Модулі стоку зручні, щоб обчислювати водоносність якоїсь частини сточища, коли відомі модулі по другій частині, аналогічній умовами водоносності. При цьому стік у м<sup>3</sup>/сек одержуємо з вартості  $M$  так:

$$Q \text{ м}^3/\text{сек} = \frac{M F \text{ кв. км.}}{1000}$$

а стік  $Q$  м<sup>3</sup>/сек. з частини сточища  $F_1$  буде:

$$Q_1 \text{ м}^3/\text{сек.} = \frac{M \cdot F_1 \text{ кв. км.}}{1000},$$

цебто

$$\frac{Q}{Q_1} = \frac{M \cdot F \text{ кв. км} \cdot 1000}{1000 \cdot M F_1 \text{ кв. км}} = \frac{F}{F_1}$$

і

$$Q_1 = Q \frac{F_1}{F} \text{ м}^3/\text{сек} \quad (111)$$

Треба мати на увазі, що модулі характеризують водоносність річок незалежно від кількості опадів, що випадають в їхні сточища. Тим то, порівнюючи модулі різних сточищ, треба зважати для повноти порівнянь на різний можливий характер живлення річок у цих сточищах, насамперед на кількість тих опадів, що там випадають.

4) Коефіцієнти стоку вигідні тим, що зразу показують, яка частина опадів, що випадає в сточище, стікає річкою, цебто дають відносні характеристики величини стоку в сточищі від тих опадів, що в ньому випадають. Проте, треба зважати, що для малих періодів — місяців, сезонів і навіть окремих років, коефіцієнти стоку є тільки умовні характеристики. Насправді ж стік, що буває в річці протягом даного місяця, сезону або року, залежить від кількості опадів, що випадають протягом не самих цих періодів, а протягом періодів довших. Отже стік весняних місяців (у наших широтах) залежить від опадів, що збираються протягом цілої зими; стік осінніх місяців буває почасти коштом

опадів, що випадають ще влітку; стік зимових місяців буває почасти коштом опадів осінніх тощо. Роковий стік у цілому також не залежить тільки від опадів за даний рік (див. п. 114), а відбувається і коштом набутих у басейні запасів вологи від попереднього року і навіть ряду попередніх років.

З цього погляду коефіцієнти стоку для коротких періодів є характеристичні.

Порядок величини всіх наведених вище характеристик можна ілюструвати такими цифрами <sup>1</sup>.

Стік у м<sup>3</sup>/сек для деяких пунктів системи р. Дніпра дорівнює для різних характерних моментів за період 35 років з 1895 по 1929 рік:

Таблиця 39

№№	Річка	Пункт	Пересічно-многорічні вартості в м <sup>3</sup> /сек.					Крайні вартості		Площа сточища в кв. км	Віддалі від витоку
			Осінь	Зима	Весна	Літо	Рік	Абс. макс.	Абс. мін.		
1	Дніпро	Київ	716,7	726,2	2753,8	754,9	1373,9	17500	244	326500	1309
2	Прип'ять	Мозир	212,7	234,3	738,2	234,3	388,0	5020	39,0	100283	455
3	Десна	Чернігів	149,8	151,9	710,1	162,9	331,2	8030	39,0	79373	685
4	Сож	Гомель	99,3	119,1	426,1	95,6	200,7	5128	25,6	37540	350
5	Дніпро	Речіца	230,8	222,3	754,4	227,1	388,7	4604	92	55159	969
6	Дніпро	Орша	71,4	53,0	267,4	74,1	131,6	1806	19,2	17394	554

Модулі стоку за період 25 років для тих же самих пунктів дорівнюють:

Таблиця 40

№№	Річка	Пункт	Пересічно-многорічні вартості модулів стоку в літр/сек. з 1 кв. км					Граничні вартості стоку в модулях	
			Осінь	Зима	Весна	Літо	Рік	Абс. макс.	Абс. мін.
1	Дніпро	Київ	2,3	2,3	8,6	2,4	4,3	54	0,75
2	Прип'ять	Мозир	2,2	2,5	7,1	2,3	4,0	52	0,41
3	Десна	Чернігів	2,0	2,0	9,4	2,2	4,3	156	0,72
4	Сож	Гомель	2,9	2,9	12,0	2,7	5,7	186	0,91
5	Дніпро	Речіца	4,2	3,6	14,2	4,0	7,3	85	1,7
6	Дніпро	Орша	4,1	15,6	15,6	4,2	7,5	104	1,1

Отже, найбільшу питому відносність у роковому підсумку має сточище верхнього Дніпра біля міста Орші і біля міста Речіци, найменшу — зболотнілий басейн річки Прип'яті. В сезонних підсумках максимумами маємо наведені вище значення в ряді пунктів — восени. Характеристики вишини стоку в пересічному многорічному підсумку можна було б дістати з попередньої таблиці, помноживши, наприклад, всі числа пересічно-рокового стоку (7-сторчовий стовпець) на 31,56, а числа сезонів — на відповідні до них перевідні коефіцієнти за кількістю місяців, що входять у сезони. Якби окрім цього, помножити указані вище числа ще на 25 (число років), то можна б було одержати вишини стоку сумарні за весь період.

Дані про коефіцієнти стоку для ряду пунктів системи Дніпра і за різні періоди наведено в такій таблиці.

<sup>1</sup> За обчисленнями автора.

№ №	Річка	Пункт	Коефіцієнти стоку					Період років	Число років
			Рік	Осінь	Зима	Весна	Літо		
1	Дніпро	Київ	0,236	0,134	0,183	0,452	0,089	1878—1924	46
2	Прип'ять	Мозир	0,213	0,136	0,202	0,371	0,089	1881—1917	36
3	Десна	Чернігів	0,242	0,138	0,150	0,495	0,087	1884—1886 1894—1917	23
4	Дніпро	Львів	0,351	0,236	0,255	0,684	0,137	1900—1917	17

Наведені коефіцієнти стоку для окремих пунктів, строго кажучи, непорівняльні, бо стосуються до різних періодів, проте практично їх можна вважати за досить сталі. В наведеній таблиці весняні та зимові коефіцієнти стоку не відбивають, безперечно, дійсного розміру опадів, що стікали за ці періоди, як говорилося про це вже вище.

Треба мати на увазі, що коефіцієнти стоку в окремих випадках, а надто для коротких періодів, можна одержати навіть більші за одиниці; напр., для посушного місяця, або навіть періоду, кількість опадів може бути мала, а стік, що відбувається коштом живлення річки ґрунтовою водою, може перебільшувати кількість опадів в 1,5 і навіть більше разів; таке ж саме співвідношення може бути й у весняні місяці.

Щоб уникнути уявних характеристик коефіцієнтів стоку, деякі автори пропонують визначати коефіцієнти стоку, виводячи їх не з календарного зіставлення стоку та опадів, а намагаючись обрховувати справжній час, за який опади добігають до річки. Розв'язання завдання в такому вигляді проте залежатиме великою мірою від індивідуального підходу.

Відзначмо ще, що обчислюючи коефіцієнти стоку в багаторічних висновках, вартості коефіцієнтів стоку можна одержати двома способами: 1) пересічний багаторічний коефіцієнт стоку  $\alpha_0$  можна знаходити (наприклад, для року), як пересічне арифметичне з обчислених щорічних вартостей коефіцієнтів стоку; 2) ту саму багаторічну характеристику можна одержати з сумарних вартостей опадів та стоку за цілий період.

Звичайно вживають першого способу. Неважко помітити, що другий спосіб правильніший. Справді, припустімо, що маємо для окремих років:

$$\alpha_1 = \frac{A_1}{h_1}, \alpha_2 = \frac{A_2}{h_2}, \alpha_3 = \frac{A_3}{h_3}, \dots, \alpha_n = \frac{A_n}{h_n}$$

Тоді за способом другим:

$$\alpha_0 = \frac{\sum_{i=1}^n A_i}{\sum_{i=1}^n h_i}, \quad (A)$$

що якраз і відповідає визначенню коефіцієнта стоку.

За способом же першим маємо:

$$\alpha'_0 = (\alpha_1 + \alpha_2 + \alpha_3 + \dots + \alpha_n) \frac{1}{N}$$

де  $N$  — число років вимірів, цебто:

$$\begin{aligned} \alpha'_0 &= \left( \frac{A_1}{h_1} + \frac{A_2}{h_2} + \frac{A_3}{h_3} + \dots + \frac{A_n}{h_n} \right) \frac{1}{N} = \\ &= \frac{A_1 (h_2 \cdot h_3 \cdot \dots \cdot h_n) + A_2 (h_1 \cdot h_3 \cdot \dots \cdot h_n) + \dots + A_n (h_1 \cdot h_2 \cdot \dots \cdot h_{n-1})}{h_1 \cdot h_2 \cdot h_3 \cdot \dots \cdot h_n} \frac{1}{N} \end{aligned}$$

Щобто дійсну вартість  $\alpha'_0$  одержимо тільки тоді, коли  $h_{i-1} = h_i$ , бо тоді маємо:

$$\alpha'_0 = \frac{\sum A}{N \cdot h_i} = \frac{\sum A}{\sum h}$$

Практично різниця, коли вживати обох способів для досить довгих рядів, звичайно буває незначна, а надто для пересічно-рокових висновків, але може також в окремих випадках бути цілком реальна. Напр., для випадків, наве-

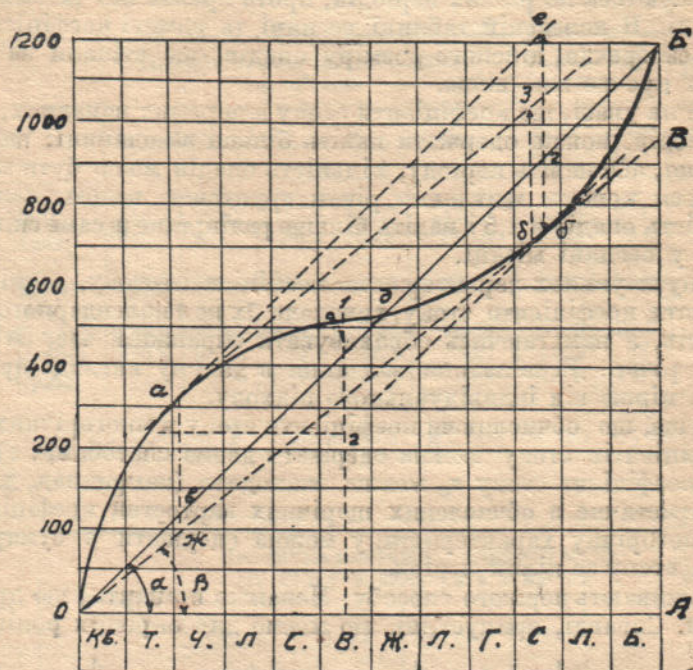


Рис. 80. Інтегральна крива.

дених у таблиці 41 (див. вище), дані обчислень якої одержано способом другим, маємо такі вартості коефіцієнтів стоку з найбільшим відхилом, коли їх обчислювати способом першим. Для цілого року — для Чернігова — 0,232 (проти 0,242); для осені — для Лосва — 0,315 (проти 0,236); для зими — для Мозиря — 0,228 (проти 0,202); для весни — для Мозиря — 0,391 (проти 0,371); для літа — для Кисва — 0,091 (проти 0,089).

**93. Сумарна крива витрат.** Коли послідовні хронологічно вартості витрат додавати, то матимемо величини, що характеризують послідовне зростання вартостей витрат від початку розгляданого періоду. Коли взяти вісь ординат за скалю для ростучих вартостей витрат, а вісь абсцис — за вісь послідовних періодів, то крива, одержана послідовним додаванням витрат, має назву сумарної або інтегральної кривої витрат.

Таку криву, наприклад, показано на рис. 80 (крива *ОаδбБ*); по осі ординат тут відкладені величини стоку в мільйонах кубічних метрів. Із способу побудови ясно, що кожна ордината такої сумарної кривої дає безпосередньо кількість води, яка протікала від початку розгляданого періоду, щобто для кожної ординати  $y$ , що відповідає моментів  $t$  від початку періоду, маємо

$y = \sum_{i=1}^{i=i} Q_i$ . Обсяг води, що протекла за будь-який проміжок часу, дорівнюватиме різниці ординат, виміряних для кінця й початку розгляданого періоду.

Інтегральна крива витрат дає змогу просто розв'язати графічним способом різні питання, зв'язані з регулюванням витрат води та з аналізом розподілу витрат: Коли початок і кінець інтегральної кривої для будь-якого періоду сполучити простою ( $OB$  на рис. 80), то така проста характеризує ту постійну на весь період витрату, за якої загальний обсяг збіглої води був би такий, як і за нерівномірного розподілу витрат. Величина цієї постійної витрати дорівнюватиме частці від ділення ординати всього обсягу  $AB$  на число секунд у всьому періоді  $OA$ . Через те що

$$\frac{AB}{OA} = \operatorname{tg} \alpha$$

то  $\operatorname{tg} \alpha$  характеризує пересічну секундну витрату за тієї умови, що для будь-якого моменту протягом даного періоду ця витрата рівномірна.

Відповідно до вищенаведеної залежності тангенс кута нахилу до осі абсцис дотичної до будь-якої точки інтегральної кривої показує величину витрати для того моменту, що відповідає ординаті цієї точки.

Коли кут дотичної  $\beta$  буде менший від  $\alpha$ , то й витрата для даного моменту буде менша від пересічної, і, навпаки, в точках де  $\alpha = \beta$  справжня витрата дорівнює пересічній.

Цю цікаву властивість інтегральної кривої видно також ось з чого:

для будь-якої ординати  $y$  можна написати:  $y = \int_0^t Q dt$ ; звідци виходить:

$$\frac{dy}{dt} = Q = \operatorname{tg} \alpha, \quad (112)$$

цебто те ж саме, що наведено вгорі.

Вищезгадані властивості інтегральних кривих роблять їх дуже зручними для графічних розрахунків регулювання збігу по річках. В такому разі по рисунку сумарної кривої рисують хід кривої (або простої) «використання» або «споживання» збігу. Просту  $AB$ , що її зображено на рис. 80, можна розглядати як криву (або просту) використання для найпростіших умов забезпечення однакової витрати, що дорівнює  $\operatorname{tg} \alpha$ , протягом усього періоду споживання. В багатьох випадках крива використання може мати складніший вигляд (напр., при комбінованому використанні води для гідроелектровні, на зрошення або на водопостачання).

Аналіза взаємного ходу сумарної кривої збігу та кривої використання дає можливість графічно визначити обсяг водосховища, потрібний на регулювання справжнього збігу. Такі графічні побудови дозволяють також визначити лишок дійсного збігу крім потрібного для використання (так званий «скид»), або недостачу збігу в окремі сезони розгляненого періоду.

На підставі наведеного вище, наприклад, завдання: забезпечити протягом деякого періоду рівномірну витрату, визначену простою  $OB$ , можна розв'язати так. Точки  $a$  й  $b$  (де дотичні рівнобіжні з  $OB$ ) є якраз ті точки, між якими поставлена умова не справджується; в цих точках кути дотичних до них  $\beta_1$  й  $\beta_2$  якраз рівні кутів  $\alpha$ , стаючи більші від кута  $\alpha$  перед і після точок  $a$  й  $b$  і менші від кута  $\alpha$  в інтервалі  $ab$ . Щоб до точки  $d$ , де проста  $AB$  перетинає інтегральну криву, була витрата, рівна пересічній, треба забезпечити додатковий обсяг, рівний  $a e$ , а для ділянки  $db$  — ще й обсяг  $gb$ . Отже, щоб забезпечити такий обсяг води, щоб при ньому витрата не зменшувалась проти пересічної, треба мати запасне водоїмище з обсягом  $ae + gb = be$ . В цьому останньому випадку припускають, що обсяг  $be$  повинен бути заповнений водою до початку розрахункового періоду.

Коли провести через початок координат просту, дотичну до нижньої опуклості кривої в точці  $\delta$ , то  $\operatorname{tg}$  кута  $\beta$ , що його утворює ця дотична з віссю абсцис (і що дорівнює відношенню  $AB : OA$ ), дасть величину секундної витрати, яку можна забезпечити запасним об'ємом води  $аж$ . Справді, коли провести через точку  $a$  просту, рівнобіжну з  $OB$  —  $az$ , то, щоб між точками  $a$  і  $b$  встановилася незмінна витрата, рівна  $\operatorname{tg} \beta$ , треба додати з водоймища об'єм води  $bз = аж$ .

Зрозуміло, що інтегральну криву можна будувати також для секундних вартостей витрат.

Іноколи доводиться складати інтегральну криву для довшого періоду часу. Якби її складати в звичайних прямокутних координатах, то вона вийшла б доволі велика, тому в цих випадках іноколи користаються похилими координатами, щоб мати змогу на одному місці нарисувати всю інтегральну криву. При цьому вісь абсцис відкладають під таким кутом до поземі, щоб інтегральна крива витяглась по поземній осі аркуша. Треба зауважити, що для такої побудови співвідношення (112) вже не має місця.

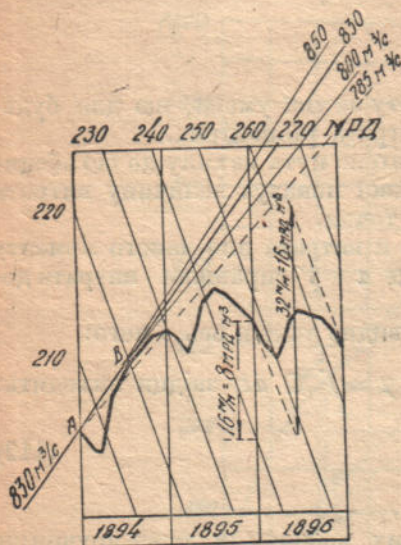


Рис. 81. Схема інтегральної кривої в скієнокутних координатах.

Так, наприклад, було збудовано інтегральну криву для місячних вартостей стоку річки Волхова, що обіймає 44 роки (літ. XXVI). Невелику частину цієї побудови показано на рис. 81. Щоб визначити за таким графіком кількість води, що протекла в річці від початку періоду, треба масштабом виміряти сторчову віддаль, що відповідає даному моментові часу, від сумарної кривої до ближчої для неї похилої осі координат і одержану величину додати до позначки зазначеної похилої осі, показаної на верхній рамці графіка. Наприклад, повний стік від початку періоду до початку 1896 року дорівнює  $240 + 8 = 248$  мільярдів куб. метрів.

Кількість води, що протекла за певний проміжок часу, вимірюють за масштабом сторчовою віддаллю між двома простими, проведеними рівнобіжно з похилою віссю абсцис, через початкову й кінцеву точки відповідного відтинка сумарної кривої. Наприклад (див. рис. 81), кількість води, що протекла за 1896 рік, становить 16 мільярдів куб. м.

**94. Характеристики забезпеченості.** Розподіл різних витрат протягом року або іншого періоду найкраще виявляється з характеристик так званої *забезпеченості витрат* (або тривалості). Під забезпеченістю можна розуміти *ймовірність настання* (на протязі взятого періоду) *витрат не менших за дану*. Цебто тих, що дорівнюють даній витраті або перебільшують її. Отже, щоб знайти забезпеченість даної витрати для даного періоду, треба знайти *число випадків*, що відповідають витратам, які або дорівнюють даній витраті, або перебільшують її; відношення цього числа випадків до всього числа випадків (що мали місце на протязі розгляданого періоду) дасть забезпеченість даної витрати у відсотках від усього числа випадків (коли помножити на 100). Отже характеристики забезпеченості можна одержати з характеристик *частоти* або *повторности* витрат; якщо інтервали витрат у цьому випадку розставлені а порядку спадання, то забезпеченість обчислюють тоді для окремих граничних вартостей витрат (з інтервалів повторности) *підсумовуючи* послідовно вартості частоти або повторности, що відповідають долішній границі даного інтервалу. З цього боку забезпеченість є інтегральна величина щодо повторности. Якщо інтервали витрат у таблиці повторности розставлено в порядку зростання, то



характеристики забезпеченості можна одержати для граничної витрати кожного інтервалу, віднімаючи послідовно окремі вартості повторності від усього числа випадків.

Коли розставити спостережені в даному періоді витрати в ряд у спадному порядку, від найбільшого до найменшого, то такий ряд являтиме найпростіший вигляд таблиці розподілу щодо забезпеченості.

Така таблиця показує, що витрати, рівні будь-якому з окремих членів ряду, можуть мати місце за цілий період спостереження стільки разів, скільки членів ряду стоїть вище від узяті в таблиці витрати, цебо забезпеченість у цьому випадку зображає черговий номер даного члена — в абсолютних числах, а в відсотках — відношення номера цього члена до загального числа всіх членів. Отже, коли маємо в ряді 15 членів, витрата, що відповідає 8-му згори членові, мала місце протягом половини всіх випадків, або інакше, забезпечена на 50%; витрата, рівна тій, що стоїть на 12-му місці згори, була (коли її величина рівна або більша, ніж величина 12-го члена) в 12 випадках з усіх, цебо 80% усіх випадків, або інакше, забезпечена на 80% і т. ін.

За вживаними в американських обробленнях способами забезпеченість, що відповідає будь-якому членові такого ряду і визначену у відсотках можна знайти за формулою:

$$p = \frac{m - 0,5}{n} \cdot 100, \quad (113)$$

де:  $n$  — число всіх членів ряду,  
 $m$  — місце даного члена в ряді.

Наприклад, коли маємо 15 членів ряду, то для середнього члена, що стоїть на восьмому місці від початку ряду, маємо:

$$p_8 = \frac{8 - 0,5}{15} \cdot 100 = \frac{7,5}{15} \cdot 100 = 50\%$$

Це значить, що взятий член відповідає 50% забезпеченості; витрати, вищі за узяті або рівні їй, бувають в 50% від усіх випадків.

Так само для першого й останнього члена матимемо:

$$p_1 = \frac{1 - 0,5}{15} \cdot 100 = \frac{0,5}{15} \cdot 100 = 3,3\%$$

$$p_{15} = \frac{15 - 0,5}{15} \cdot 100 = \frac{14,5}{15} \cdot 100 = 96,7\%,$$

цебо витрата, що відповідає першому членові, забезпечена на 3,3%, а останньому членові — на 96,7%.

Легко бачити, що коли членів дуже багато, забезпеченість останнього найменшого члена наблизатиметься до 100, а першого члена, найбільшого — до 0.

В цьому полягає зручність наведеної системи характеристик забезпеченості; вона дає крайнім членам ряду вартості забезпеченості тільки близькі до 0 і 100% і тим ближчі, чим довший період оброблення, цебо відповідно до відомих нам характеристик особливостей гідрологічних вивчань: чим довший ряд спостережень, тим більші шанси за те, що спостережені крайні вартості справді є крайні.

З рівняння (113) можна одержати:

$$m = \frac{p \cdot n}{100} + 0,5 \quad (113a)$$

Характеристики забезпеченості в відсотках часто позначають для деяких характерних членів розподілу узятими з математичної статистики термінами.

Є дві головні системи таких термінів: 1) система, що виділяє сім головних членів ряду розподілу, 2) система, що виходить із поділу; усього ряду на 100 частин — перцентиль і дає назву окремим членам у формі нумера відповідної перцентилі.

Система назв першого ряду й найголовніші в системі другого роду, а також відповідні забезпеченості наведено в поданій нижче таблиці (в інтерпретації статистичних термінів, що її дав інж. Д. І. Кочерін) (літ. XXVIII).

Таблиця 42

Забезпеченість у відсотках	Головні характеристики		Характеристики в перцентилях	
	Назв и	Позначення	Назв и	Позначення
0	Найбільша	нб	Нулева перцентиль	0 пц
5	»		П'ята »	5 пц
10	Горішня дециля	г. дц.	Десята »	10 пц
15	»	»	П'ятнадцята	15 пц
20	»	»	Двадцята	20 пц
25	Горішня квадрильяна (квартиля)	г. кв.	Двадцять'ята	25 пц
50	Медіана	мед.	П'ятидесята	50 пц
75	Нижня квадрильяна (квартиля)	н. кв.	Сімдесят'ята	75 пц
80	»	»	Вісімдесята	80 пц
85	»	»	Вісімдесят'ята	85 пц
90	Нижня дециля	н. дц.	Дев'яноста	90 пц
95	»	»	Дев'яностоп'ята	95 пц
100	Найменше	нм	Сота	100 пц

Як видно з наведеної таблиці, найбільша й найменша забезпеченість, розуміючи їх суто по-статистичному, не сходиться з тим, що було наведено вище; тут забезпеченості крайніх членів взято відповідно до 0% до 100%; деякі невзначні розходження є також і для інших членів, крім медіанного.

Місце членів, що відповідають головним характеристикам розподілу (перша система (табл. 42), мають знайти в ряді за такими формулами: номер квадрильяни  $K$ , рахуючи від крайніх членів ряду:

$$K = \frac{n-1}{4} + 1 = \frac{n+3}{4}, \quad (114)$$

де  $n$  — число всіх членів ряду;  
або для 2 квадрильяни, рахуючи зверху

$$K_2 = 1 + \frac{3}{4}(n-1) \quad (114a)$$

номер медіани:

$$m = 1 + \frac{1}{2}(n-1) \quad (115)$$

Нумери крайніх дециль  $d$ , рахуючи від крайніх членів ряду, знаходять за формулою:

$$d = \frac{n-1}{10} + 1 = \frac{n+9}{10}. \quad (116)$$

Нумер будь-якого члена, що відповідає даному відсотковій забезпеченості  $p$ , знаходять за формулою:

$$m = \frac{p}{100} (n - 1) + 1, \quad (117)$$

відкіля

$$p = \frac{m - 1}{n - 1} \cdot 100 \quad (117a)$$

Легко помітити, що для розподілу щоденних витрат за роковий період заведені в таблиці характеристики відповідають певним вартостям забезпеченості за те чи те число місяців; так, медіанну витрату можна назвати забезпеченою шестимісячною; верхню квадрильянну — тримісячною; нижню квадрильянну — дев'ятимісячною; найменшу — дванадцятимісячною.

Наведений на початку спосіб знаходить характеристики забезпеченості зручний тоді, коли ряд, що його доводиться обробляти, складається з окремих членів вартостей витрат, що становлять собою пересічні вартості величин для окремих часткових періодів. Тому цей спосіб дуже поширився, щоб виявляти забезпеченість пересічно-рокових характеристик стоку в розподілі їх за багаторічні періоди.

Коли треба схарактеризувати *детальний розподіл щоденних вартостей витрат* як протягом року, так, ще більше, протягом ряду років, зручніше вживати методу, що запропонував інж. Д. І. Кочерін. Цю методу можна назвати в відміну від першої, теоретичної, — *методом добору послідовних вартостей витрат*.

Спосіб, що його запропонував інж. Д. І. Кочерін, базується на тому, що забезпеченість даної витрати можна визначити з частоти витрат окремих категорій (про це вже згадувалося вище, див. п. 87), як різницю між усім числом спостережених випадків та сумарною частотою випадків, що відповідають вартостям витрат, меншим за дану витрату. Наприклад, коли маємо всього 365 випадків різних витрат (на рік) і при тому частота витрат різних величин, не менших від даної, дорівнювала в сумі 50 випадкам, то забезпеченість узяті вартості дорівнюватиме в днях  $\frac{315}{365} = 86, 2\%$ .

Спосіб цей дає змогу зручно характеризувати забезпеченість розподілу витрат не тільки в окремі роки, але й виводити вартості забезпеченості для деякого пересічного щодо розподілу року.

Обчислення при цьому проводять так.

Спочатку для кожного року обчислюють частоту або повторність витрат у днях відповідно до вибраних інтервалів мінливості. Інтервали мінливості зручно призначати неоднакові, беручи для менших витрат менші інтервали, а для більших — більші.

При цьому зручно, призначаючи інтервали у витратах, керуватися певним відсотком різниць у витратах, заокругляючи одержані числа до цілих одиниць.

Забезпеченість зручно відносити до нижніх границь інтервалів.

Маючи частоту витрат, забезпеченість для кожного інтервалу в днях знаходять, як різницю між усім числом днів на рік і тим числом днів, що характеризує сумарну частоту всіх витрат, менших за відповідну до даного інтервалу (цебто його нижньої границі).

Забезпеченість за цілий період оброблення для будь-якого інтервалу витрат далі можна знайти сумуванням забезпеченостей за кожний окремий період, цебто рік; одержані таким способом абсолютні вартості забезпеченостей не важко звести до деякого пересічного року; ділячи окремі сумарні вартості забезпеченостей на число років оброблення для кожного даного інтервалу; ці пересічно-багаторічні забезпеченості зручно подавати у відсотках від числа днів одержаного таким способом пересічного року.

Щоб ілюструвати описаний спосіб визначати характерні витрати за кілька років, наведемо, як вказує, витяг з підрахунків, що їх виконав інж. Д. І. Кочерін (літ. XXVIII) для річки Дніпра біля Лопманськ і Кам'янки за три роки, і пересічного року з цих трьох років. В цій таблиці верхні границі витрат вилучено, забезпеченість стосується до нижчих границь інтервалу.

## Частота й забезпеченість витрат ріки Дніпра біля Лоцманської Кам'янки

Витрати саж <sup>3</sup> на сек.	1920—1921		1921—1922		1922—1923		Частота		Забезпеченість				Екстремі забезпеченості	
	Час-тота	Забезпеченість	Час-тота	Забезпеченість	Час-тота	Забезпеченість	Сума-рна	Пере-січна	Сума-рна	Пере-січна	Теж у відсо-тках	нб	нм	
														1
18—20	—	365	13	365	—	365	13	4,3	1095	365,0	100,0	365	365	
20—22	—	365	8	352	—	365	8	2,7	1082	360,7	98,8	365	352	
22—24	7	365	42	344	—	365	49	16,3	1074	358,0	97,9	365	344	
24—26	8	358	42	302	—	365	50	16,7	1025	341,7	93,6	365	302	
26—28	7	350	—	261	—	365	7	2,3	975	325,0	89,0	365	260	
28—30	14	343	1	260	—	365	15	5,0	968	322,7	88,5	365	260	
20—32	15	329	—	259	—	365	15	5,0	953	317,7	87,0	365	259	
32—34	7	314	—	259	—	365	7	2,3	938	312,7	85,8	365	259	
34—36	32	307	2	259	—	365	34	11,3	931	310,4	85,2	365	259	
36—38	27	275	10	257	—	365	37	12,3	897	299,1	82,0	365	257	
38—40	17	248	22	247	—	365	39	13,0	860	286,8	78,9	365	247	
30—42	21	231	3	225	—	365	24	8,0	821	273,8	75,0	365	225	
42—44	18	210	12	222	—	365	30	10,0	797	265,8	72,8	365	210	
44—46	17	192	1	210	—	365	18	6,0	767	255,8	70,2	365	192	

Легко бачити, що медіанний член у роковому розподілі повинен бути для 365 днів на 183 місці, а для 366 днів — на 183  $\frac{1}{2}$  місці, цебто дорівнюватиме пересічному з 183 і 184 членів. Нумер місця квадратна буде: для 365 днів — 92 (згори для г. кв; низу для н. кв); для 366 днів — 92  $\frac{1}{4}$ , цебто в цьому разі горішня кв. дорівнюватиме 92 члену згори плюс одна чверть різниці між 92 й 93 членом а н. кв. — дорівнюватиме 92 членові низу плюс одна чверть різниці між 92 і 93 членом низу. Нумер крайній дециль для 365 днів буде 37,4, а для 366 днів — 37,5 (згори і низу).

Якщо користуватись з порядку обробки за таблицею 43, то можна добрати низку характерних витрат для кожного року (по інтерполяції), користуючись графою 12 (наведеної основної таблиці) і мати таку таблицю:

	нм	н. дц.	н. кв.	мед.	г. кв.	г. дц.	нб
Витрати пересічного щодо розподілу року (саж <sup>3</sup> /сек) . . .	18,4	25,6	40,0	78,4	136,7	340,2	1007,5
Забезпеченість . . . . .	100%	90%	75%	50%	25%	10%	0%

Інж. Д. І. Кочерін відзначає, що наведені вище характерні вартості пересічного щодо розподілу року дещо істотно не збігаються з тими пересічними та багаторічними характеристиками, що їх можна одержати з тієї самої основної таблиці 43, коли виписати раніш за нею характерні вартості для кожного окремого року, а далі пересічні характеристики знайти, як пересічно-аритметичні з однойменних характерних вартостей; роблячи так, з рядків 3, 5 і 7 основної таблиці маємо;

Таблиця 44

Роки	нм.	н. дц.	н. кв.	мед.	г. кв.	г. дц.	нб.
1920—1921	22,8	30,1	36,1	45,1	63,4	193,0	266,0
1921—1922	18,4	22,7	25,3	61,7	165,8	432,0	1007,5
1922—1923	67,5	79,5	90,4	113,1	212,5	373,5	488,3
Пересічно . . .	36,2	44,1	50,6	73,3	147,2	349,5	587,3

Таблиця 45

Витрати водн	20	40	60	80	100	150	200	250	300	500	1000
Забезпеченість середня	360,7	273,8	219,5	179,1	138,3	83,3	70,7	58,7	46,7	11,3	1,3
найбільша	365	365	365	326	233	111	93	86	70	34	3
найменша	352	225	94	77	67	45	33	11	0	0	0

Такі середні багаторічні характеристики (їх маємо в останньому рядку таблиці 44) втрачають певність щодо забезпеченості за весь період. Напр., витрата  $нм$  на  $36,2$  саж.<sup>3</sup>/сек виходить забезпечена не на  $100\%$ , а на  $82\%$  (див. рядок 12 основної таблиці), витрата  $н. дц.$  — на  $69,5\%$  (а не на  $90\%$ ) і т. д. При цьому відношення однойменних характерних витрат, що їх дістаємо за першим способом, цебто, за середнім щодо розподілу роком, і за другим способом, цебто як середні в ряду років — можуть дорівнювати приблизно до 2,0 і більше. Тому, першому способу треба віддати перевагу перед другим, щойно викладеним.

Криві розподілу, що відповідають даним основної таблиці 43 для кожного з років і для середнього щодо розподілу року ( $aa$ ), а також для середньо-багаторічного року ( $bb$ ), показано на рис. 82.

Характер крайніх або екстремальних умов забезпеченості можна детальніше змалювати на підставі таблиці 45 (що її наведено і нижче) рядом інших зведень. Напр., можна легко визначити граничну й середню забезпеченість будь-яких вибраних витрат у днях.

Із наведеної таблиці видно, що, напр., витрата  $60$  саж.<sup>3</sup>/сек середньо за даний період забезпечена  $219\frac{1}{2}$  днів на рік і що в деякі роки вона забезпечена цілком ус.  $365$  днів, а в інші тільки  $94$  дні і т. д.

Виразючи забезпеченість у відсотках, матимемо замість попередньої таблиці уміщену нижче таблицю 46.

Ця таблиця показує, що, напр., витрата в  $60$  саж.<sup>3</sup>/сек забезпечена середньо за даний період на  $63\%$ , в деякі роки — цілком на  $100\%$ , а в інші роки тільки на  $25,7\%$ ; витрата в  $150$  саж.<sup>3</sup>/сек забезпечена середньо на  $22,8\%$ , максимум на  $30,4\%$  і мінімум на  $12,3\%$  на рік і т. д.

Далі з основної таблиці 43 можна одержати характеристики крайніх границь забезпеченості для характерних витрат середньо рокового розподілу, як це видно з таблиці 47.

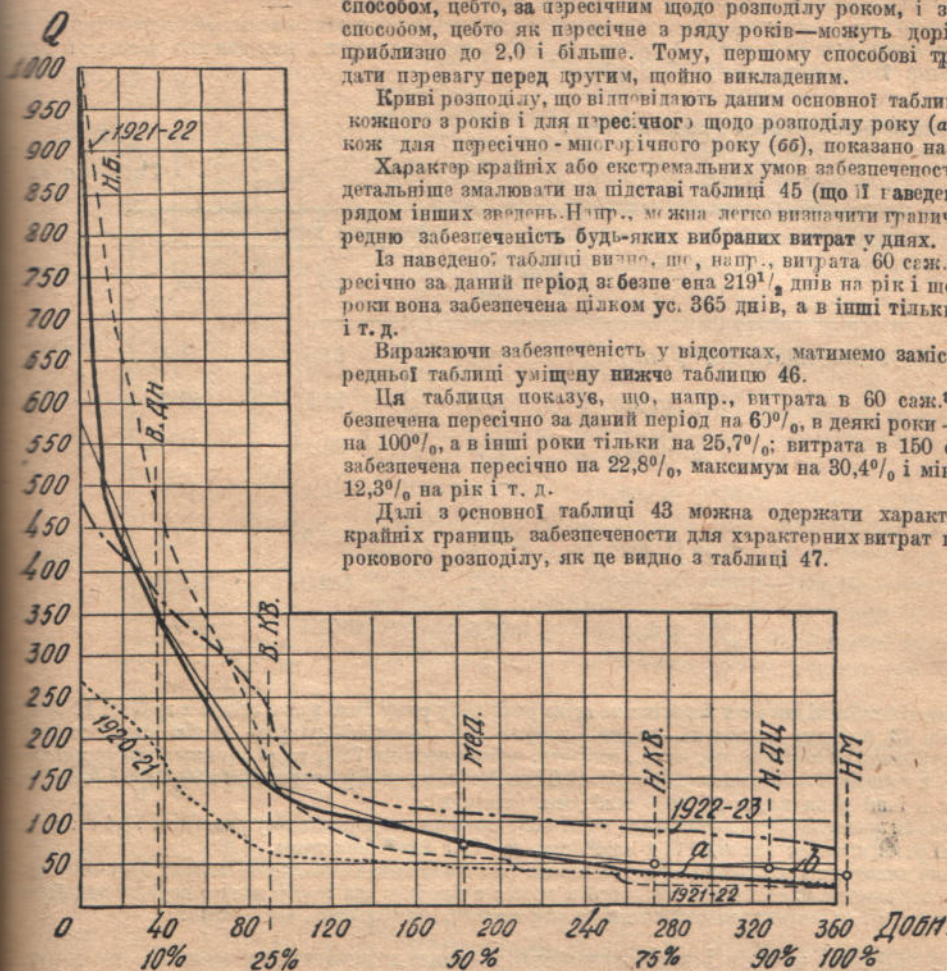


Рис. 82. Криві розподілу.

Таблиця 46

Витрати води	20	40	60	80	100	150	200	250	300	500	1000	
Забезпеченість у відс.	середня	98,8	75,0	60,1	49,1	37,9	22,8	19,4	16,1	12,8	3,1	0,3
	найбільша	100	100	100	89,3	63,8	30,4	25,5	23,5	19,2	19,3	0,8
	найменша	96,3	61,6	25,7	21,0	18,3	12,3	9,0	3,0	0	0	0

Таблиця 47

	нм	н. дц.	н. кв.	мед.	г. кв.	г. дц.	нб
Витрати води	18,4	25,6	40,0	78,4	136,7	340,2	1007,5
Забезпеченість у відс.	середня	100	90	75	50	25	10
	найбільша	100	100	100	91,5	35,0	16,6
	найменша	100	73,7	61,7	21,4	13,4	0

Із цієї таблиці виходить, що, напр., медіанна витрата, забезпечена на 50<sup>0</sup>/<sub>0</sub> у пересічний щодо розподілу рік, фактично в різні роки була забезпечена від 91,5 (максимум, 1922—23 р.) до 21,4<sup>0</sup>/<sub>0</sub> (мінімум); так само нижня-децильна витрата 25,6 саж<sup>3</sup>/сек, забезпечена пересічно на 90<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, фактично в деякі роки була забезпечена цілком на 100<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, а в інші роки тільки на 73,7<sup>0</sup>/<sub>0</sub> тощо.

В наведених вище випадках границі забезпеченості зазначалося для окремих або характерних витрат. Можна виходити не з витрат, а з різних вартостей забезпеченості і вже для них зазначати місяльні границі їхніх коливань у різні роки.

Тоді можна мати таблицю такого вигляду:

Таблиця 48

	Витрати води		
	В пересічний рік	нб	нм
Забезпечність 100 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (нм)	18,4	67,5	18,4
" 90 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (н.дц.)	25,6	79,5	22,7
" 75 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (н.кв.)	40,0	90,4	25,3
" 50 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (мед.)	78,4	113,1	45,1
" 25 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (г. кв.)	136,7	212,5	63,4
" 10 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (г. дц.)	340,2	482,0	193,0
" 0 <sup>0</sup> / <sub>0</sub> (нб.)	1007,5	1007,5	266,0

В наведеній таблиці витрати пересічного щодо розподілу року було взято згідно з графою 12 основної таблиці 43, витрати найбільші—згідно з графою 13 і найменші—графою 14 тієї самої таблиці. Укладена таблиця 48 показує, що, напр., витрата, забезпечена на 75<sup>0</sup>/<sub>0</sub> на рік (нижня квадриляна) становить у пересічний щодо розподілу рік 40,0 саж<sup>3</sup>/сек, в деякі роки доходить 90,4 саж<sup>3</sup>/сек (максимум), а в інші роки падає до 25,3 саж<sup>3</sup>/сек. (мінімум).

Так само витрата, забезпечена на 50<sup>0</sup>/<sub>0</sub> (медіана), становить в пересічному розподілі 78,4 саж<sup>3</sup>/сек а в окремі роки коливається від 113,1 саж<sup>3</sup>/сек. до 45,1 саж<sup>3</sup>/сек тощо.

Так само виходячи з основної таблиці 43, можна зазначити границі коливань витрат будь-якої вбраної забезпеченості, напр., через 10<sup>0</sup>/<sub>0</sub> небо можна в значити для всього даного періоду найбільшій і найменшій вартість витрат, забезпечених на рік на 90<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, 80<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, 70<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, 60<sup>0</sup>/<sub>0</sub> тощо.

Отже таблиці частот і забезпеченості витрат дають змогу давати вичерпні й точні характеристики розподілу витрат будь-яких градацій.

Приклад наслідків оброблення за багато років (період 46 років) для Дніпра біля Лоцманської Кам'янки (що його виконав інж. Д. І. Кочерів) показано на рис. 83; тут наведено екстремні забезпеченості—горішню й нижню, і криву забезпеченості пересічного щодо розподілу року (а); криваком (б) показано криву пересічно-рокових характеристик забезпеченості.

Відзначаю, що часто практикована характеристика розподілу витрат в трьох вибраних конкретних характерних роках—многоводному, маловодному й середньому, має ту хибу, що вона дуже невиразна й досить суб'єктивна.

Вибрати конкретні роки, що давали б середні або крайні вартості воденосності, важко значною мірою через те, що окремі роки дуже різноманітні і характер воденосності в різні сезони конкретних років звичайно різний; найвищі літні витрати в реальному році часто комбінуються з низькими зимовими, середніми весняними тощо.

Треба ще згадати, що розглянені вище в цьому параграфі оброблення, щоб виявити розподіл витрат (щодо їхньої забезпеченості), можна робити не тільки з вартостями витрат в м<sup>3</sup>/сек (або саж<sup>3</sup>/сек), але і з іншими характеристиками витрат; щоб зручніше було зіставляти наслідки для окремих річок, вислідити таблиці зручно давати для витрат, що їх віднесено до одиниці площі сточища, як модулі або модульні коефіцієнти (див. п. 92).

**95. Розподіл стоку за дев'ятьма річками.** В різних місцях своєї течії річка має звичайно різні витрати. При цьому витрати звичайно зростають у міру віддалення від витоків, а надто там, де в дану річку впадають великі допливи.

Проте може бути й так, що витрати річки зменшуються вниз, від якогось її пункту. Таке явище може бути тоді, коли річка протікає в місцевості, що не дає ні підземного, ні поверхневого стоку, а в той самий час спричиняє чималі втрати на просочування та випаровування; такі будуть, наприклад, деякі річки в напівпустинних районах Туркестану, що починаються в передгір'ях цих районів; деякі з цих річок не доходять до моря і губляться кінець-кінцем у пісках.

В інших випадках частина води з річки може виходити підземними шляхами; такі випадки бувають у місцевостях з дуже розвиненими карстовими явищами.

Для періоду проходження найвищої води, а саме гребенів водопіль або поводів, зменшення витрат, що йдуть з верхів'їв може статися через утрати, що постануть від заповнення западин і стариків широких заплавл; коли хвиля, що йде згори, виявлена досить різко, а під час її проходу не мається поверхневого стоку з проміжних ділянок сточища, то зменшення найбільших витрат (що бувають за найвищих рівнів) через зазначені причини може бути досить значне; при цьому можуть бути утрати ще й іншого

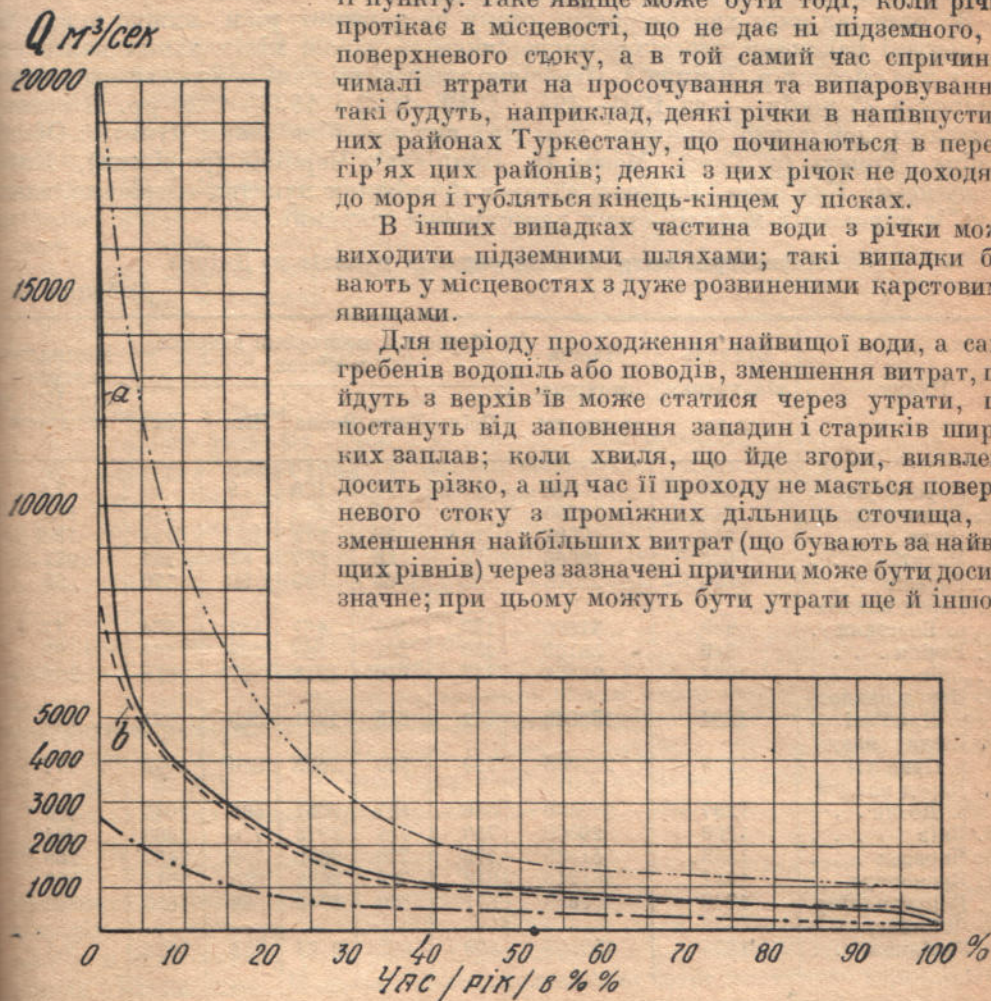


Рис. 83. Криві розподілу для Лоцманськ і Кам'янки за 46 років. ]

воду — на насичування водою піщаних відкладів заплави та річкової долини, що їх було дренажовано в попередні періоди низької води.

В зимовий період, коли річка широка, можуть бути великі втрати в тій воді, що йде згори, на льодотворення. Такі втрати особливо великі в період замерзання річки, а далі, коли на річці буде суцільна льодова покрива, вони поступово зменшуються. Коли взяти гущину льоду в 0,9166 і позначити пересічну ширину річки через  $B$  км, інтенсивність льодотворення, виражену в висині водяного шару, через  $U_e$  в см/добу, то на довжині ділянки  $L$  км втрати від льодотворення  $q_k$  дорівнюватимуть (літ. XXVI):

$$q_k = 0,9166 \cdot \frac{U_e}{24 \cdot 60 \cdot 60 \cdot 100} \cdot B \cdot 1000 \cdot L \cdot 1000 = 0,10609 U_e B L \text{ м}^3/\text{сек.} \quad (118)$$

Якщо  $B = 1$  км,  $U_e = 4$  см/добу і  $L = 500$  км., це дає:

$$q_k = 0,10609 \times 4 \times 500 = 220 \text{ м}^3/\text{сек.}$$

Нарешті, деякі втрати бувають від випаровування з водяної поверхні річки; в наших широтах найбільшої величини вони набувають у період поводи на початку літа. Орієнтовно ці втрати можна оцінювати як менші, ніж утрати від льодотворення, в період замерзання і, мабуть, більші, ніж утрати від льодотворення, після того як установиться поверхнева льодова покрива.

За приклад змін характеристик стоку по довжині ріки нижче наводимо послідовні величини пересічно-многорічних, а також мінімальних вартостей стоку для системи р. Дніпра<sup>1</sup>. Пересічно-многорічні дані стосуються до одного періоду в 25 років — за 1901—1917, 1919—1922 і 1923—1926 рр. В основу обчислень покладено справжні дані про витрати біля таких пунктів: Орша, Речіца, Гомель (р. Сож), Мозир (р. Прип'ять), Чернігів (р. Десна), Київ, Лодманська Кам'янка. Вартості стоку в проміжних пунктах одержали, виходячи із справжніх модулів стоку для окремих діляниць.

#### Характерні витрати біля окремих пунктів р. Дніпра

Таблиця 49

Пункт	Віддаль від витoku в км	Площа сточища в кв. км	Пересічні многорічні витрати в м <sup>3</sup> /сек					Мінімальні витрати літа 1921 р. в м <sup>3</sup> /сек.
			Осінь	Зима	Весна	Літо	Рік	
1. Дорогобуж . . . . .	213	6800	27,5	21	106	29	51	7,5
2. Смоленськ . . . . .	411	14700	59	45	230	62	110	16,2
3. Орша . . . . .	554	17394	70,6	53	272	73,5	131	19,2
4. Могилів . . . . .	646	19066	78	58	297	81	144	21
5. Рогачів . . . . .	830	22818	92	69	355	96	170	25
6. Перед впадом р. Березини . . . . .	940	31680	133	109	467	131	224	47
7. Речіца . . . . .	969	55159	233	201	783	223	402	92
8. Лоїв . . . . .	1064	97584	343	312	1245	327	619	128
9. Перед впадом р. Прип'яті . . . . .	1204	100043	344	313	1251	329	621	129
10. Після впаду р. Прип'яті . . . . .	1205	219533	577	575	2005	580	1036	177
11. Перед впадом р. Десни . . . . .	1297	229400	586	587	2051	596	1045	184
12. Київ . . . . .	1309	26500	750	748	2815	776	1393	224
13. Черкаси . . . . .	1513	51585	779	770	2929	796	1452	265
14. Кременчук . . . . .	1647	381246	812	795	3082	820	1513	289
15. Верхньодніпр.	1748	434639	871	840	3340	862	1623	332
16. Лодманська Кам'янка . . . . .	1825	459107	899	862	3463	882	1676	353

Як видно з таблиці, на протязі 1096 км від Орші до Києва стік зростає в пересічно-річному підсумку, майже в 27,4 рази, а на протязі дальших 516 км — від Києва до Лодманської Кам'янки тільки до 4,5 рази.

Такий закон зростання стоку тісно зв'язаний з тим, що сточище р. Дніпра вище від Києва багато розвиненіше, ніж нижче від Києва, і до того ж стає більше опадів; вище від Києва в Дніпро впадають 4 потужні судноплавні допливи: Березина, Сож, Прип'ять і Десна, а нижче від Києва — тільки рівнюючі невеличкі річки, несудноплавні й навіть несплавні на чималій своїй протязі.

### §23. РІЗНІ ФАЗИ ВОДОНОСНОСТІ В РЕЖИМІ РІЧКИ

**96. Фази в режимі річки.** Водоносність річки цілком визначають умови її живлення. Основне джерело живлення річок — це випадні опади. Опади зумовлюють кількість води, що надходить у річку, безпосередньо стікаючи по

<sup>1</sup> За даними автора.



поверхні землі, а також ті кількості води, що попадають у річку підземним шляхом — із запасів підземної води, що утворюється в сточищі. Щодо цього можна розрізнити два основні джерела живлення річки:

- 1) стік поверхневий
- 2) стік підземний.

Хід процесів стоку (поверхневого й підземного) цілком залежить від багатьох умов, що походять з основних особливостей даного сточища; ми розглянемо його детальніше далі (див. розділ V).

Проте, в режимі кожної річки можна виділити низку характерних моментів, що відбуваються незалежно від окремих умов процесів стоку в даному сточищі. Ці моменти залежать від переважної ролі в тому чи тому періоді режиму річки або поверхневого живлення, або живлення підґрунтовою водою, а також від загальних кліматичних умов країни.

В наших широтах у режимі річок можна виділити такі характерні фази:

- 1) весняне водопілля,
- 2) поводі,
- 3) літній період або межень,
- 4) осінній період,
- 5) зимовий режим.

Особливості режиму річок у зазначені фази розглянемо далі.

**97. Весняне водопілля.** В період весняного водопілля річка звичайно більш-менш різко збільшує свої витрати; рівні води прибувають і текуча вода заповнює не тільки головне меженне корито, але часто заливає й заплаву. Водосносність річок збільшується через дуже інтенсивний і чималий поверхневий стік, що походить від швидкого розтавання зібраних протягом зими запасів снігу.

Кожне весняне водопілля характеризується рядом елементів; найголовніші з них такі: 1) дата початку прибування, 2) дата, в яку настає максимум, 3) максимальна висина прибування по мірній водомірчому поста або над низьким попереднім рівнем, 4) максимум витрати, 5) дата кінця спадання, 6) тривалість прибування, 7) тривалість і характер спадання, 8) загальна тривалість весняного водопілля, 9) загальна кубатура весняного стоку.

Кожна з указаних характеристик залежить від складного взаємочину багатьох причин.

Дата початку прибування залежить від того, як розвиваються передвесняні типи погоди. Коли перехід до весняного тепла буває без повернення зимових холодів, то початок весняного прибування води позначається більш-менш різко; в противному разі рівні підвищуються повільно й послідовно, починаючи з кінця зими. В цьому разі справжній початок весняного водопілля виділити трудніше і доводиться помічати його умовно, зважаючи на те, що можуть бути переломи в темпах прибування води.

В обох випадках дата початку весняного водопілля звичайно не зв'язана з датою початку весняного рогоплаву. Для річки Дніпра біля Києва початок весняного прибування припадає звичайно на квітень або кінець березня.

Дата, коли настає максимум, залежить від ходу весни в різних частинах сточища, а для річок, що мають велике сточище й розвинену мережу допливів, також і від міри синхронізму в розвитку водопілля на головних складових допливах, що лежать вище від розгляданого пункту. Наприклад, для річки Дніпра біля Києва момент настання максимуму, крім ходу весни, залежить від моменту одночасного підходу до Києва таких фаз окремих хвиль в горішнього Дніпра, Прип'яті та Десни, які в сумі давали б найбільші вартості; це може бути, наприклад, коли максимум підходить з Десни та горішнього Дніпра і вода спадає на Прип'яті або навпаки. На річці Дніпрі біля Києва більша частина дат весняних максимумів припадає на кінець квітня й початок травня.

Максимальна висота весняного водопілля й максимальна весняна витрата залежать деякою мірою також і від збігу фаз у розвитку водопілля на окремих

складових допливах; проте, головну роль тут грає ряд інших причин. Найголовніші з них такі: 1) кількість снігових запасів у сточищі на початок розтавання снігу, цебто глибина снігової покриви та її щільність, 2) інтенсивність весняного розтавання, 3) більш-менш значна насиченість водою ґрунту сточища перед розтаванням снігу, 4) мерзлота або талість ґрунтів сточища перед розтаванням, 5) кількість та інтенсивність весняних опадів, 6) більша чи менша одночасність всіх чинників, що сприяють зростанню водопілля, по всій площі сточища.

Кожен з указаних чинників, діючи в той чи той бік, може міняти максимальну вишину весняного водопілля в певних межах. Тому що можливих комбінацій зазначених причин може бути дуже багато, максимальні висини весняного водопілля в різні роки можуть бути взагалі дуже різні. Переважну роль проте грають перші два з перелічених чинників; всі інші впливають далеко менше, а надто взяті окремо.

Найвищого з можливих для даної річки весняного максимуму можна сподіватися, очевиднож, коли одночасно найенергійніше діятимуть усі причини, що сприяють збільшенню максимуму. Таке сполучення сукупного найгострішого діяння всіх чинників в один бік спостерігається дуже рідко; тим то особливо великі максимуми рівнів та витрат припадають звичайно всього кілька разів на сторіччя, й ніколи не можна ручитися, що їх не може бути перевищено.

Для р. Дніпра біля м. Києва абсолютний максимум за період з 1845 до 1930 року, цебто за 85 років, був року 1845 і дуже близький до нього — року 1917. Року 1917 рівень за мірицею підвищився до 7,85 м над нулем поста, цебто майже на 5,8 м вище від найнижчого весняного максимуму (року 1925) і був вищий від найближчого висотою (року 1908) на 0,66 м. Витрата за максимального рівня 1917 року підвищилась до 17 500 м<sup>3</sup>/сек, проти максимальної витрати найнижчого водопілля (1925 р.) в 1320 м<sup>3</sup>/сек. Але року 1931 мав місце на р. Дніпрі коло м. Києва максимум, що далеко перебільшив усі попередні, а саме 8,53 м над нулем поста.

Коли припустити, що спостережені в дійсності за 50 років (до 1930 р.) абсолютні максимуми водопілля на головних допливах р. Дніпра вище від Києва — на горішньому Дніпрі, Прип'яті та Десні — колинебудь можуть збігтися часом свого підходу до Києва, то тоді максимальна можлива витрата біля Києва дорівнювала б близько 24 000 м<sup>3</sup>/сек.; це приблизно відповідає дійсній витраті надзвичайно катастрофічного водопілля 1931 р., але максимум цього водопілля був у наслідок надзвичайно інтенсивного та великого піднесення тільки на р. Десні та Гор. Дніпрі, при відносно невеликому піднесенні на р. Прип'яті. Отже, для р. Дніпра біля м. Києва можуть бути ще вищі максимуми.

Дату кінця спадання рідко можна виділити з цілковитою неввістю. Найчастіше досить різкий спочатку темп спадання змінюється на повільніший, що відбувається аж до настання літнього мінімуму. Інколи весняне спадання перебивається новими підвищеннями від обложних дощів або від злив. Тим то кінець спадання доводиться виділяти здебільшого штучно, беручи за нього або настання рівнів близьких до тих, що були перед початком весняного прибування, або ж пристосовуючи його ще штучніше до початку якогонебудь з літніх місяців. На р. Дніпрі біля м. Києва за кінець спадання найближче до правди можна вважати початок липня.

Можна відзначити, що спадає вода звичайно тим інтенсивніше, чим вища була максимальна висота гребеня. Таку мінливість виявлено дуже виразно для р. Дніпра біля м. Києва. Темп спадання, окрім того, залежить від кількості опадів у місяці спадання, а ще більше від температур.

Тривалість прибування буває звичайно далеко менша, ніж тривалість спадання. Звичайне пересічне співвідношення близько 2,0—2,5. Особливо невелика тривалість прибування спостерігається в разі високих водопіль, що зрозуміле із сказаного вище. Далі, значну тривалість спадання можна пояснити очевидно, тим, що стік у період спадання підтримується в цьому разі коштом

води, що її поглинають під час перебування піщані відклади та старики річкової долини, а також коштом води, що назбиралася у влоговинах та западинах сточища.

Загальна тривалість водопілля звичайно більша для великих річок і може бути дуже коротка для малих річок та річечок. Тривалість водопілля для р. Дніпра біля м. Києва можна вважати пересічною за  $2\frac{1}{2}$ —3 місяці; на малих же річках, що впадають у р. Дніпро нижче від Києва, як от Сула, Пело, Рось, тривалість водопілля всього тільки  $1\frac{1}{2}$ —2 місяці.

З тривалістю перебування та спадання й максимальною вишиною водопілля тісно зв'язана інтенсивність перебування та спадання й загальна конфігурація хвилі водопілля: гостра, тупа, розпластана.

Загальна кубатура води, що проходить річкою за час весняного водопілля, звичайно становить дуже значний відсоток від загального рокового стоку; пересічно для річок наших широт цей відсоток коливається в межах від 60 до 80% від усього рокового стоку, — звичайно, з рядом відхилів у той чи той бік.

Отже період весняного водопілля є вирішний період для величини всього рокового стоку річки; великому весняному збігу відповідає звичайно в наших умовах великий річний збіг та навпаки.

**98. Поводі.** Відрізняючи від водопіль, повіддю ми звемо раптові й сильні перебування води, що бувають у річці від підсиленого поверхневого стоку, який постає від великих злив або затяжних обложних дощів або з будь-яких інших причин, але не від розтавання зимових запасів снігу (наприклад, від розтавання льодовиків для гірських річок).

Поводи відмінно від весняних водопіль, можуть бути в усяку пору року; з цього погляду можна розрізняти поводи літні, осінні, зимові та весняні.

Строго кажучи, дуже часто важко провести різку межу між перебуваннями, що їх звать поводами, і тими перебуваннями, що бувають у річці взагалі від підсиленого підземного або поверхневого стоку. В таких випадках поводами можна звать умовно перебування з різкішими та значнішими темпами, ніж інші, властиві даний річці, або перебування, що досягають більшої вишини, ніж звичайні; цебто під поводами можна розуміти перебування, що відрізняються від інших, звичайних.

Щодо походження звичайних поводів можна розрізняти (літ. ХХХ):

- 1) поводи горові,
- 2) поводи місцеві.

Горові поводи постають у наслідок підсиленого стоку у верхів'ях річок або взагалі в районах, що лежать вище від виучуваного місця річки і пересуваються далі всією річкою до її гирла. Поводи місцеві постають через підсилений стік безпосередньо в районі виучуваної річкової дільниці. Отже, горові поводи можуть бути місцеві для того району, де вони формуються, а місцеві — горовими для районів, що лежать нижче. Відзначмо, що в гірських районах (Кавказ) під час великих і раптових злив бувають так звані «селеві» поводи, що несуть звичайно багато мулу та змучених речовин.

З погляду умов формування повідні хвилі можна розбити на дві головні категорії:

- 1) одиничні та
- 2) складні.

Одиничні повідні хвилі мають тільки одну різко окреслену хвилю; в складних повідних хвилях ряд хвиль накладається одна на одну.

Рис. 84 показує ряд повідних перебувань води року 1903 на р. Дністрі біля ряду пунктів, починаючи від горового (в межах України — Жванець) і кінчаючи гирловим (Маяки, щось із 800 км. від Жванця). Як видно, всі поводи р. Дністра наведеного року були своїм походженням горові, а умовами формування — складні.

Вивчаючи повідні явища, можна виділити такі окремі сторони:

- 1) хід розвитку окремих поводів біля даного пункту річки;
- 2) пересування повідних хвиль уздовж річки (для горових поводів);

3) деформація повідних хвиль у міру пересування їхнього річкою (також для горових повідів).

Хід розвитку окремих повідів біля даного пункту річки характеризується тими самими елементами, що й хвилі водопілля, цебто датою початку прибування; максимальною вишиною прибування (за мірницею водомірчого поста, або над попереднім низьким рівнем); датою пересування гребеня й т. д. (див. вище п. 97). Деталі в ході розвитку окремих повідів найкраще з'ясувати з їхнього графічного образу у формі графіка рівнів.

КОЛИВАННЯ ЩОДЕННИХ РІВНІВ р. ДНІСТРА БІЛЯ ОКРЕМИХ ПУНКТІВ ПРОТЯГОМ 1903 р.

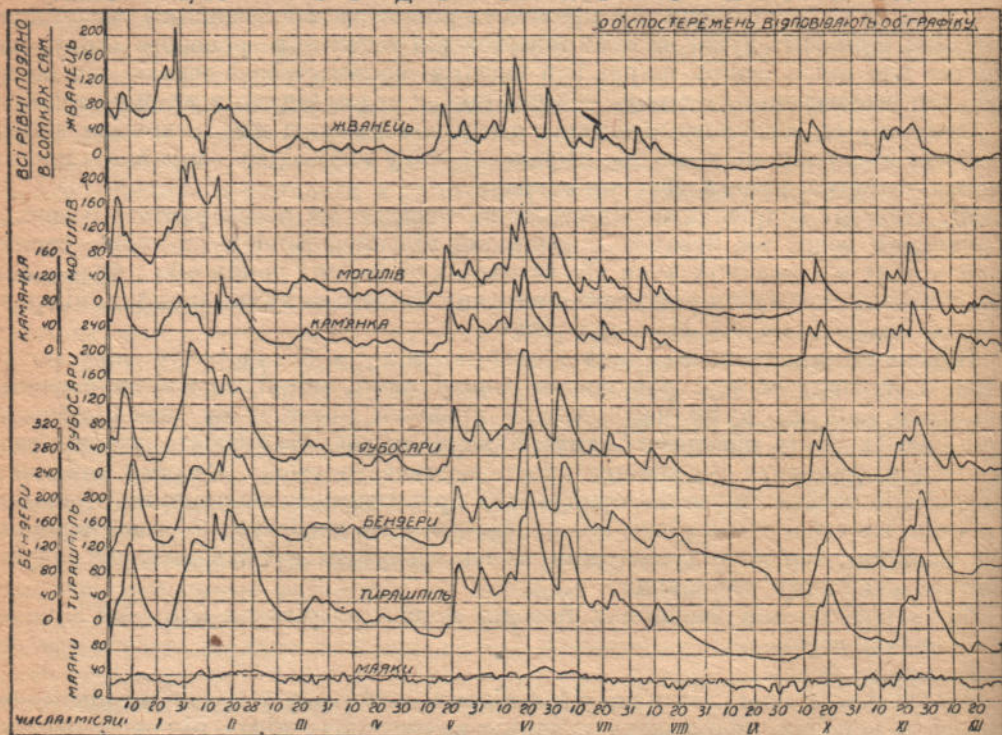


Рис. 84. Повіди на р. Дністрі 1903 року.

Пересування горових повідних хвиль уздовж річки, а також їхні деформації вивчають звичайно на підставі графічного зіставлення повідних хвиль для ряду послідовно взятих пунктів річки. Наприклад, з рис. 85 видно, що гребінь повіді 16/VII 1908 р. пересувався від Жванця до Тирасполя всього 4 доби (лінія I—I на рис. 85), при чому відносна вишина прибування води над попереднім низьким рівнем у міру пересування повіді з верхів'їв зростала очевидно, з зв'язку зі зменшенням похилу річки (див. рис. 85 праворуч).

Такі самі рисунки повідних хвиль біля послідовних пунктів можна наносити в одній системі координат, як показано схематично на рис. 86. Коли при цьому вартості рівнів  $h$  відкладати від певного усталеного безповідного рівня, то з такого рисунку, окрім форм хвиль і дат настання окремих фаз, можна зразу одержати додаткове повідне спадання, а значить і похил (додатний або від'ємний); це додаткове спадання дорівнює в даному разі різниці вишин  $h$ , взятих на один день.

Щоб краще з'ясувати деформацію повідних хвиль, зручно суміщати на одному рисунку хвилі окремих пунктів, взявши за вісь суміщення дати гребеня, як показано на рис. 87; на цьому рисунку зіставлено хвилі повідів р. Дністра біля м. Жванця (позначені літерою Ж) і біля м. Тирасполя (позначені літерою Т).

# РУК ПАВОГІ Р. ДНІСТРА ЗА VII-VIII 1908 РОКУ

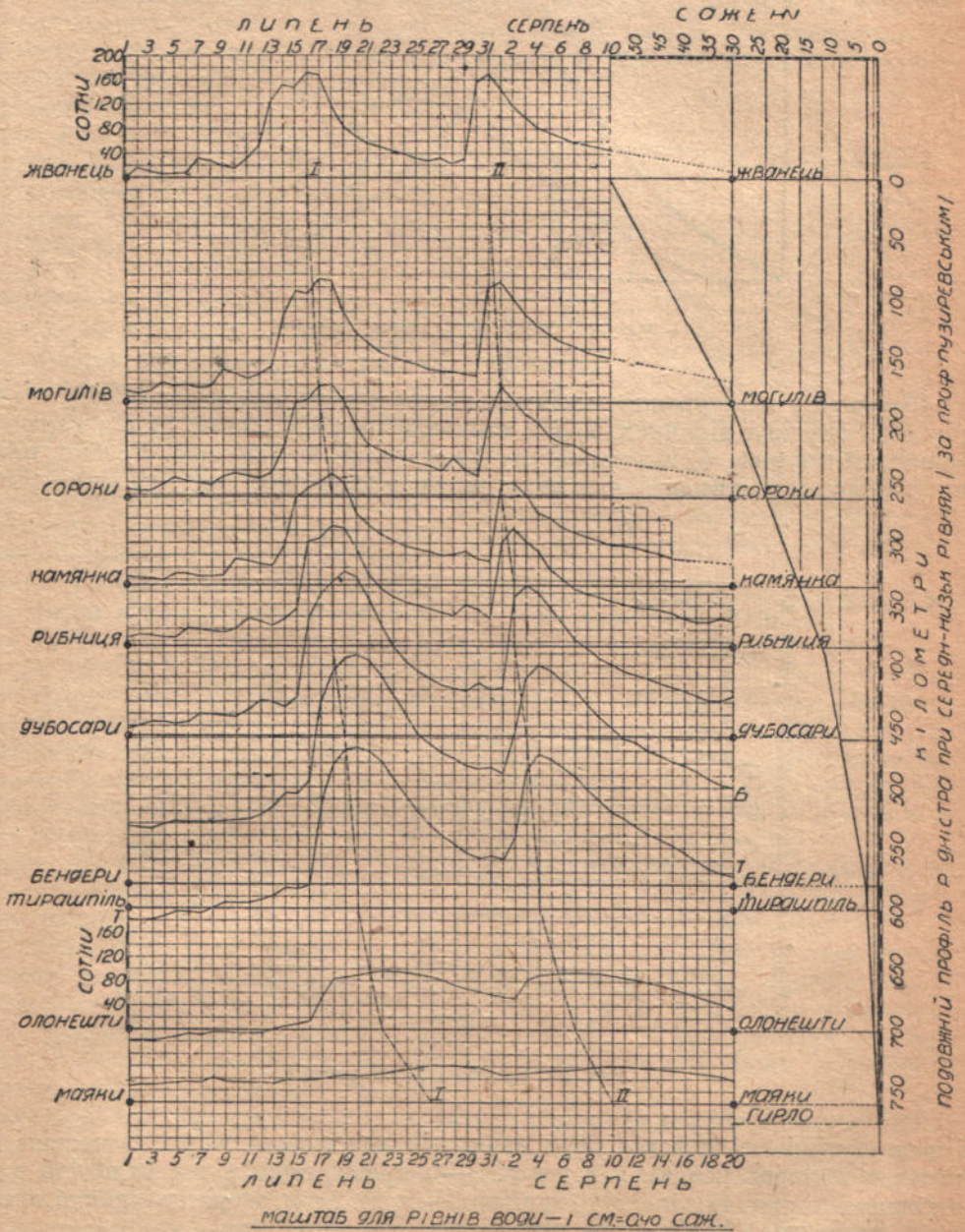


Рис. 85. Приклад пересування повідних хвиль.

чено літерою T); як видно, хвилі Жванця мало деформуються біля Тирасполя.

Хід розвитку окремих поводів біля даного пункту річки цілком залежить як від ходу метеорологічних процесів, що спричиняють підсилення поверхневого стоку, так і від попереднього стану сточища та річки.

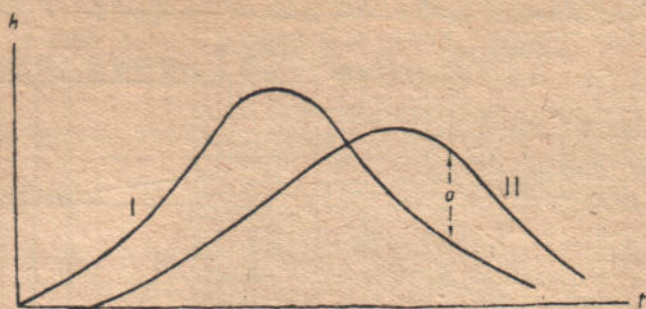


Рис. 86. Схема зображення поводів.

Швидкості пересування повідних хвиль річкою залежать: 1) від похилів річки на окремих ділянках, 2) від чинних перекроїв корита, 3) від характеру заливої заплави, 4) від характеру формування хвиль тощо. Гребінь повіді посувається тим швидше, чим вище він розташований над усталеним рівнем

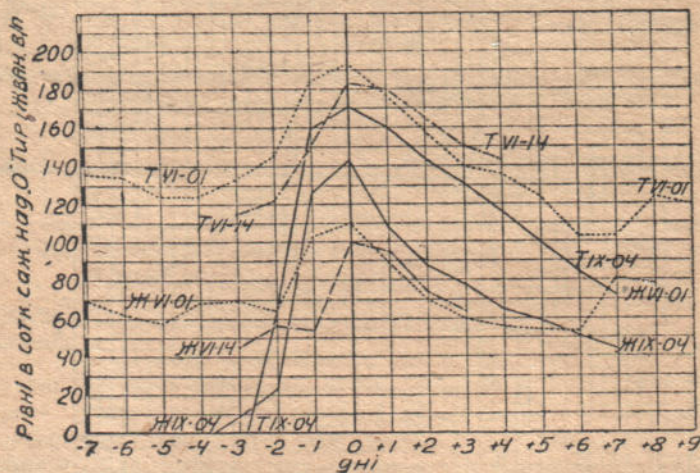


Рис. 87. Суміщені хвилі поводів.

і чим крутіші схили поводи; при цьому він посувається звичайно швидше, ніж початок і кінець поводи, а подеколи — зокрема, коли річка виходить з меж головного корита та заливої заплави, — може бути зворотнє явище: гребінь може посуватися повільніше, ніж кінцеві частини.

Рис. 88 дає приклад, як залежить швидкість пересування повідних гребенів від висоти цих гребенів для р. Дністра на дільниці Жванець — Тираспіль (близько 604 км).

Трансформування повідної хвилі в міру її руху вниз річкою залежить також від ряду різних умов; найголовніші з них: 1) інтенсивність прибування в горovому пункті, 2) тривалість прибування, 3) вишини рівнів за мірницею

перед прибуванням. Повідна хвиля може як поволі розтікатися, цебто зменшуватись своєю вишиною, так і навпаки, —повідна горова хвиля може і збільшуватись вишиною, в міру її просування вниз, коли перепускна здатність корита в низових дільницях менша, ніж у горових, як це наприклад, буває на р. Дністрі.

В першому випадку за одиначної повідної хвилі в кожному перекрої потоку спочатку настає максимум швидкості, а потім максимум витрати і, на решті, максимум вишини; всі три максимумами (вишини, швидкості та витрати) посуваються при цьому з різними швидкостями, що й собі різняться від швидкості самого потоку. В другому випадку між моментами настання зазначених максимумів можна припустити інше співвідношення.

Рис. 89 дає графічну картину деяких характерних елементів поведінки, що спостерігаються на р. Дністрі біля м. Тирасполя у висновках за період 1877—1926 рр., для різних категорій їх вишини.

**99. Межень.** Поняття «межень» по суті є дуже невизначене. Цим терміном звичайно позначають період низької літньої води в більш-менш загальному розумінні. Точного формулювання поняття «межень» нема. Можна умотивувати розуміти під меженню той період, коли річка живиться майже з самого ґрунту і поверхневого стоку майже нема, принаймні в помітній формі. З цього погляду за початок межені треба брати кінець спадання весняної хвилі, цебто перехід від спадання до стояння рівнів, цебто до літнього періоду, коли чимала частина опадів витрачається на випаровування або транспірацію; такий момент, проте, можна виділити далеко не кожного року, бо безпосередньо за весняним спаданням може початись нове прибування від підсиленого поверхневого стоку коштом опадів, що інтенсивно випадають. Кінець межені звичайно виявляється певніше, бо в річках наших широт звичайно досить інтенсивно підвищуються рівні восени.

Тому часто меженний період доводиться виділяти штучно, відносячи його до певних літніх місяців, незалежно від того, є чи немає помітного поверхневого стоку.

Щодо переходу річки в межень на ґрунтове живлення, то до межені можна генетично відносити також ряд випадків зимового періоду, а надто в суворі зими, коли стік відбувається також переважно коштом ґрунтового живлення.

На меженний період звичайно припадають абсолютний роковий мінімум витрат, а інколи й рівнів; часто абсолютний мінімум сходиться з початком льодових явищ на річці (див. п. 101).

Для малих річок межень часто характеризується паданням витрат до нуля; на далекій півночі це має місце в зимовий період, через промерзання; на півдні улітку, через пересихання; на півдні й південному сході СРСР літнє пересихання річок поширюється навіть на річки з чималими сточищами, порядку тисячі, ба навіть десятків тисяч кв. км (літ. XXXI).

Меженний період можна схарактеризувати: 1) пересічною витратою за період, 2) абсолютною мінімальною витратою (та рівнем), 3) датою наступання останньої, 4) тривалістю періоду, 5) датою його наступання та закінчення, 6) відношенням характерних витрат межені до рокових. В багаторічній перспективі вигідно характеризувати меженні періоди таблицями розподілу характерних членів (див. п. 94).

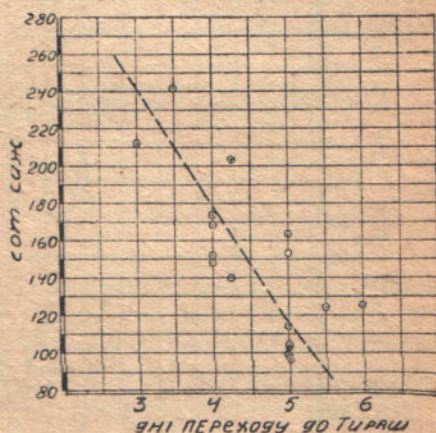


Рис. 88. Залежність швидкостей ходу гребеня від вишини рівня (р. Дністер).

Треба зазначити, що термін «меженний збіг» деякі автори вживають для позначення збігу в усі періоди гідрологічного року, крім весни.

**100. Осінній період.** В осінній період у наших широтах витрати звичайно збільшуються. Випаровування й транспірація зменшуються і поверхневий стік збільшується. Витрати збільшуються інколи досить інтенсивно, інколи ж практично збільшення немає. Початок осіннього періоду в режимі річки різних років припадає на різні дати залежно від загальних умов у ході метеорологічного процесу.

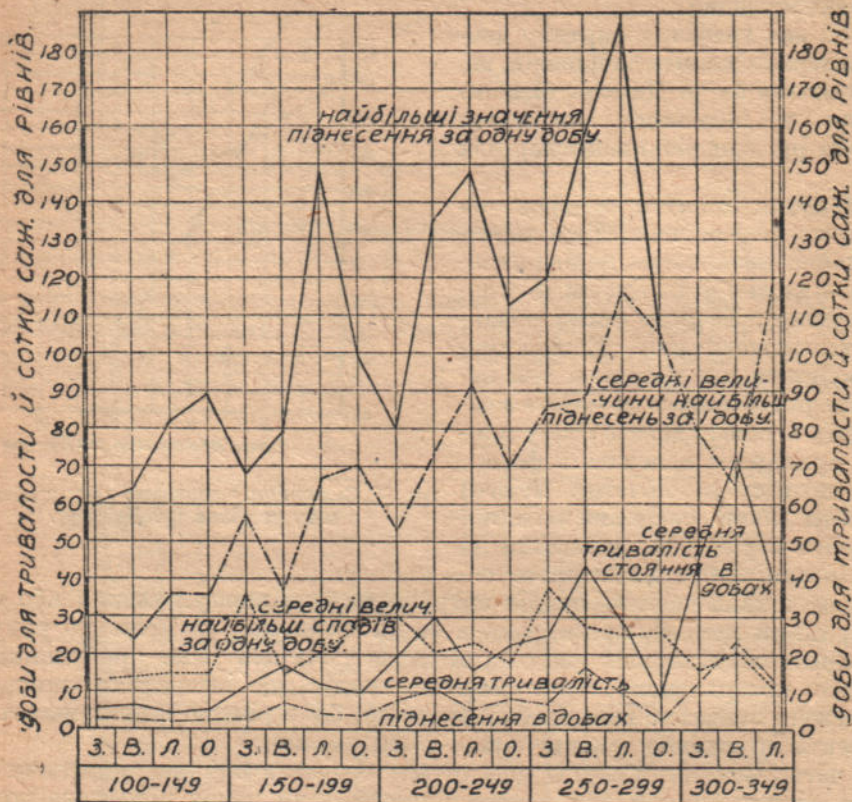


Рис. 89. Деякі характерні елементи поводів р. Дністра.

Можуть бути випадки, коли восени бувають сухі місяці, з малою кількістю опадів; в цьому разі осінь може бути продовженням [меженного періоду, аж до пересихання малих річок.

Тим то осінні періоди часто доводиться відрізняти від літніх меженних штучно, беручи за початок якийсь певний місяць, що відповідає пересічному наступанню кліматичної осени. За кінець осіннього періоду вигідно брати дату початку осіннього кригоплаву. Коли ця остання дата відповідає початковій кригоплаву, що не передусь остаточному зимовому кригоставу, то умовно можна перенести кінець осени далі, до дати останнього передзимового кригоплаву; проте, зручніше цього не робити, бо тоді для південних річок за теплих некригоставних зим, що перериваються тільки тимчасовими кригоплавами, осінній період включав би в себе фактичну кліматологічну зиму..

Осінній період можна характеризувати: 1) тривалістю, 2) датами кінця й початку, 3) пересічними вартостями витрат (і рівнів), 4) найнижчими й найвищими вартостями витрат (і рівнів), 5) датами наступу останніх тощо.



**101. Зимовий режим.** Зимовий режим річки починається з того моменту, коли з'являється на ній крига. Кінець періоду зимового режиму не такий певний; можна вважати за кінець зимового періоду момент остаточного зникнення криги, проте, правильніше вважати, що зимовий період кінчається тоді, коли починається перше інтенсивне прибування весняної талої води. На малих річках дуже часто (в наших широтах) навіть за максимуму весняного водопілля бувають льодові явища — кригоплав і з цього погляду вважати за кінець зимового періоду кінець весняного кригоплаву було б запевне не правильно.

Отож взагалі певніше початок та кінець зимового періоду брати виходячи з кліматичних ознак.

Зимового періоду за суворої зими буває звичайно дуже малий стік; річка живиться тоді самою ґрунтовою водою. На півдні ж, і за теплих зим у північніших країнах, може мати місце чималий поверхневий стік, аж до зимових поводів.

Особливості зимових періодів складаються з таких характеристик:

- 1) дати початку й кінця,
- 2) тривалість зимового періоду,
- 3) льодові явища,
- 4) характер зміни рівнів,
- 5) стік.

*I. Дати початку й кінця* залежать від ходу кліматичних елементів, головню температур повітря. Вода в річках холоне поволі й плавко, не відбиваючи в собі тих різких коливань у температурі повітря, що часто бувають у передзимовий період. А через те, що маса води у великих річках дуже чимала, то інерція в ході температур виявляє себе тут дужче, ніж на малих річках; тим то в малих річках за рівних інших умов швидше з'являються температури, що сприяють появитися кризі.

*II. Тривалість зимового періоду* коливається в дуже широких межах; у наших широтах (УСРР) початок зимового режиму здебільшого падає на листопад, а кінець на березень.

*III. Льодові явища* можна поділити на такі головні категорії:

Група I — звичайні льодові явища:

- 1) поява на річці забереж,
- 2) поява денної криги,
- 3) поява сала,
- 4) осінній кригоплав,
- 5) кригостав,
- 6) весняний кригоплав.

Група II — особливі льодові явища.

- 1) зашерети,
- 2) спори.

Процес льодотворення в текучій воді істотно різниться від такого ж процесу в воді стоячій. В стоячій воді зниження температури повітря спричиняє охолодження тільки поверхневого шару води, а безпосередньо нижче від поверхні є шари з вищою температурою. Тим то в стоячій воді льодова покрива утворюється тільки з поверхні поволі, спочатку в формі окремих крижин, далі в формі тонкого шару, що грубує потім у міру того, як збільшиться число днів з від'ємними температурами (див. п. 146).

Американський учений *Барнес* дав емпіричну формулу, що враховує хід замерзання в стоячих водоймищах. Ця формула така:

$$t = \frac{L \cdot S}{K \vartheta} \cdot E \left( 1 + \frac{E}{2} \right)^t \quad (119)$$

де  $E$  — глибина льоду;  $t$  — час утворення льоду при температурі  $\vartheta$  градусів Цельсія в секундax;  $S$  — густина льоду (0,9161);  $L$  — заховане тепло танення (80);  $K$  — теплопровідність льоду (0,00573); всі величини в системі сантиметр, грам, секунда.

Отже інакше:

$$t = \frac{80 \cdot 0,9161 E}{0,00573 \vartheta} \left(1 + \frac{E}{2}\right) \quad (120)$$

Згідно з цією формулою, наприклад, при температурі повітря  $-5^{\circ}\text{C}$  лід завгрубшки 1 см утворюється за одну годину, а завгрубшки 10 см — за 40 год. Звідси видно, що теплопровідність льоду грає величезну роль, а що ця теплопровідність дуже невелика, то із збільшенням глибини льоду він повинен грубшати дедалі повільніше. Винадання снігу на поверхню льоду повинне ще більше затримувати грубшання льодової покриви.

В текучій воді лід утворюється інакше.

Через турбулентність течії річок тут не можуть холонути самі тільки поверхневі шари, текуча вода холодне поволі у всій своїй масі.

Одна із спроб урахувати зростання глибини поверхневого льоду емпіричною формулою належить інж. Н. П. Поривкіну (літ. XXXII). Формула інж. Н. П. Поривкіна має такий вигляд:

$$t_{\text{лоб}} = A \frac{0,1489E \left(1 + \frac{E}{2}\right)}{\vartheta} \cdot C, \quad (121)$$

де  $A = 0,6 + 3,6 \sqrt{V}$  (121 а)

$$C = 1 + \frac{\delta_1}{\gamma_1} \frac{K}{E \left(1 + \frac{E}{2}\right)} \quad (121б)$$

при чому:  $V$  — пересічна швидкість течії в м/сек.;

$\delta_1$  — пересічна глибина снігової покриви в см;

$\gamma_1$  — коефіцієнт теплопровідності снігу, що залежить від його глибини і що його можна визначити за особливими таблицями;

$K$ ,  $E$  і  $\vartheta$  мають ті самі значення, що й у формулі Барнеса.

За цією формулою можна визначити глибину льоду  $E_1$  в кінці періоду  $T = t + t_1$ , при чому  $E_1$  знаходять послідовними обчисленнями так, щоб  $\frac{T - t + E_1}{2}$  відповідало одночасно рівнянням (121) і (121б).

Перед льодоутворенням у текучій воді з'являються звичайно так звані забережжя, цебто тонкий лід на тихих заводях і ділянках з тихою течією або майже стоячою водою біля берегів.

Через турбулентність руху води в річках перед утворенням суцільної льодової покриви з'являється далі дрібна крига, що пливе по поверхні й суспендована в воді, а також утворюється біля дна і споховин у вигляді на шарувань — так званий денний лід.

Денний лід грає в процесах льодових явищ дуже важливу роль. Поява в річках денного льоду в період перед замерзанням була відома здавна. Лід цей не раз спричиняв дуже неприємні перебої в роботі водогосподарських устав, забиваючи всисні труби міських водогонів (Ленінград, Варшава), забиваючи ґратниці водопровідних каналів до турбін гідроелектровень тощо.

Явище це вивчали багато вчених.

Барнес гадав, що денний лід утворюється через переохолодження дна промінюванням в атмосферу (крізь шар води). Це збив той факт, що денний лід є на дуже великих глибинах (десятки метрів), через що промінювання повинне було б затримуватись у вищих шарах води; теорії Барнеса заперечував також і той факт, що денного льоду немає здебільшого в стоячих водоймах.

Російський інженер Лохтін виступив з теорією, що елементарні кристалики льоду можуть утворюватись тільки на вільній поверхні потоку, там, де вода безпосередньо дотикається до далеко холоднішого повітря. Ці кристалики льоду, за Лохтіним, сторчові складові швидкості відносять на дно річки, де за-

тримуючись біля нерівностей дна, вони стають за основні ядра дальшої кристалізації. Критика цієї теорії відзначає цілком слушно, що не можна припустити, щоб кристалики льоду, утворюючись на поверхні, могли пройти іноді дуже довгий шлях від поверхні води до дна, — не розтанувши, а надто коли глибина велика.

Недавно російський учений *В. Я. Альтберг* висунув нову теорію.

За Альтбергом для того, щоб утворились початкові кристалики льоду, кінче потрібні тільки дві такі передумови: 1) переохолодження води, 2) відносна непорушність того шару води, де відбувається кристалізація. Через турбулентне перемішування потоку перша передумова є одночасно на всій його глибині; друга — в двох шарах потоку: коли течія спокійна в поверхневому шарі, зв'язаному поверхневим натягом течива, і при судь-яких швидкостях — у шарі біля дна, що складається з частинок, які безпосередньо обгортають нерівності дна.

Але вилучання початкових кристаликів, як кінче потрібний наслідок, спричиняє вилучання захованого тепла в розмірі, що дорівнює числу калорій, потрібних на танення льоду (цебто 80 калорій на 1 грам льоду). В непорушній воді заховане тепло замерзання, вилучаючись, нагріває воду і тим перешкоджає дальшому льодотворенню, коли поблизу немає постійного джерела, що забиравало б усе тепло, напр., біля поверхні води — повітря.

Але коли оточення рухається, то тепло, що вилучається від кристалізації, відносить далі вода потоку, кристалик доторкається до нових переохолоджених мас води і кристалізація відбувається далі. Як було вже з'ясовано, під час турбулентного руху потоку біля дна є швидкості кінцевих розмірів і тим більші, чим більша пересічна швидкість потоку.

Точними вимірами встановлено, що в текучій воді, перед тим як з'являться льоду, часто буває переохолодження води, що дорівнює, правда, тільки сотим часткам градуса. Отже в період замерзання в річках є всі умови для утворення денного льоду: 1) переохолодження води, 2) відносна непорушність води біля нерівностей дна, 3) знесення тепла кристалізації. Тільки на річка вкриється всуціль поверхневим льодом, зникає одна із умов — переохолодження води; тоді перестав утворюватись денний лід. Коли в річці лишилися пролизи або незамерзлі бистрі порігги тощо, то перша умова залишається, і денний лід утворюється й далі.

Коли ляже суцільна льодова покрива, переохолодження води припиняється, поперше, через малу теплопровідність поверхневого льоду і, подруге, через тепло, що надходить у річку в вигляді ґрунтового живлення підземною водою, температура якої вища за нуль.

Утворюючись спочатку в вигляді найдрібніших кристаликів, денний лід при одкритій текучій воді поступово збільшує свою масу, примерзаючи до окремих нерівностей і висупів дна. Біля місць, де він утворюється, денний лід затримують сили зчеплення; через те, що питома вага льоду менша, ніж води, з моменту примерзання з'являються сили плавучості; сили зчеплення зростають пропорційно до поверхні дотику льоду з місцем його прикріплення, сили ж плавучості — пропорційно до обсягу льоду, що наростає. Тому настає момент, коли сили плавучості стануть більші за силу зчеплення; утворені маси денного льоду тоді відриваються й спливають нагору в вигляді губчастих мас, часто захоплюючи з собою куски породи, каміння тощо. Відзначимо, що в Англії та Америці денний лід має назву *кітєвого льоду* (*anchor ice*); назва ця постала з того, що було зареєстровано багато випадків, коли денний лід, спливаючи нагору, піднімав з собою величезні затоплені кітви.

Із сказаного видно, що теоретично денний лід може утворюватись у будь-якій текучій воді.

Спостереження останнього часу стверджують це; денний лід було виявлено навіть у таких порівнюючи спокійних дільницях річок, як плавні р. Кубані (інж. *Гончаров*). Зрозуміло, що найсприятливіші умови для утворення денного льоду будуть на швидких дільницях з кам'янистим дном; такі місця — порожисті дільниці — є справжні фабрики денного льоду.

На річках з рухливим піщаним дном денний лід, видно, утворюється не так інтенсивно; особливо це треба сказати про великі скучення денного льоду.

Денний лід, що спливає на поверхню води на самому початку льодотворення, утворює звичайно окремі невеличкі маси порівнюючи негустого губчастого льоду, що й пливають униз річкою; тоді саме, чи навіть трохи раніше, на поверхні річки утворюються окремі крижинки від замерзання поверхневих кристаликів льоду, що особливо інтенсивно відбувається під час снігопадів. Такі невеличкі негусті крижинки, що пливають річкою, мають назву *сала*.

Дотикаючись до холодного повітря, окремі крижинки сала змерзаються одна з одною і одночасно переходять з губчастих негустих у густі кристалічні. Тоді на річці починається *кригостав*, спочатку *рідкий*, а під кінець — *суцільний*.

Щоб рух окремих крижин спинився, треба, щоб крижини, пливучи, спинились хоч би на короткий час, після чого вони змерзаються одна з одною і настає кригостав. Крижини, пливучи, спиняються звичайно з двох причин: тому, що площа окремих крижин збільшується через змерзання їх одної з одною, коли вони майже всуціль укривають поверхню річки, а також тому, що крижини затримуються на деякий час на поворотах річки, в місцевих звуженнях корита, на дрібних перемілях, біля острівців, біля штучних споруд тощо.

Коли на ділянці бистра течія, то через змерзання окремі крижини можуть насуватися одна на одну, через що утворюється дуже нерівна верхня поверхня, так званий «торос». В інших випадках поверхня річки вкривається відносно рівною льодовою покривою.

Одриваючись від дна, маси денного льоду збираються під поверхневим льодом, утворюючи шугу або *шерех*; на різних річках цей перемішаний з водою пливучий лід має різні назви.

Коли поверхнева покрива тільки починає утворюватися, шуги буває найбільше; далі, коли на річці, поблизу даного місця, не лишилося проливів та незамерзалих місць, підводний лід — шуга — поступово розмоктується, почасти через те, що його зносить течія, а почасти розтаючи від допливання ґрунтової води. Нижченаведена таблиця (50) показує зареєстровані під час вимірів витрати кількості шуги в різні послідовні дати біля різних пунктів системи р. Дніпра. Щоб зручніше було порівнювати, абсолютні кількості поверхневого та денного льоду в чинних перекроях зведено до одиниці ширини річки в даному пункті (стовпчики 7 і 8). Повна вишина льодового шару  $E$ , яка припадає на одиницю ширини річки, складається з вишини шарів підводного льоду ( $e_x$ ) та поверхневого ( $e_n$ ).

Як видно з таблиці, в умовах наведених пунктів, у міру ходу зими кількість шуги, як правило, помітно зменшується. Кількості підводного льоду можуть бути в кілька разів більші за кількість льоду поверхневого.

В міру поступу зими збільшується глибина поверхневого льоду; згори лід часто наростає коштом випалих снігових опадів; вони утворюють горішній шар — сніговий лід, що лежить безпосередньо над шаром кристалічного льоду; інколи, коли вода швидко прибуває, вона часом виступає на поверхню льоду і, змерзаючись із льодом, утворює нові шари його згори.

Треба зауважити, що в різних гідрологічних умовах глибина поверхневого льоду при тому самому ході температур повітря може бути зовсім різна. Головну роль тут грають: 1) швидкість течії, 2) характер ґрунтового живлення (як кількість, так і температура). Тому на двох сусідніх річках чи навіть на різних ділянках однієї річки глибина льоду протягом тої самої зими зростає неоднаково. Так за спостереженнями 1925—1926 рр. максимальна глибина льоду на болотяних ділянках річок Ірпінь, біля села Мостища, та Остра, біля хутора Кривицького, досягала тільки 20—30 см, тимчасом як поруч на р. Десні й р. Дніпрі максимум був 42—50 см. Там само максимальна глибина льоду на р. Дніпрі біля м. Орші та м. Глібівки, цебто на північ від Києва, була того ж таки 1925/1926 р. набагато менша за Київську (31 і 33 см проти 50 см) (літ. XXXIII).

## Кількість криги в перекроях

Пункт	Дата	Рівень $h$ в см	Площа льоду в перекрої в кв. м		Пере- січна ширина річки $B$	$\frac{W_n}{B} = e_n$	$\frac{W_n}{B} = e_x$	$e_n + e_x = E$	Площа чинного перекрою	Пересічна глибина під льодом
			поверх- невого $W_n$	підвод- ного $W_x$						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1 Дніпро Лецманська Кам'янка	1917									
	23/І	98	165,5	325,4	828,2	0,20	0,39	0,59	3078	3,72
	1917									
	21/ІІ	55	344,9	137,9	818,2	0,42	0,17	0,59	2697	3,30
	1917									
	23/ІІІ	51	337,2	45,5	818,0	0,41	0,05	0,46	2917	3,57
1926	21/І	132	168,1	37,1	824,7	0,20	0,04	0,24	3746	4,54
	1926									
	17/ІІ	58	161,0	—	817,4	0,20	—	0,20	3139	3,84
	1917									
2 Дніпро Київ	1917									
	8/І	294	84,7	567,6	402,6	0,21	1,41	1,62	1536	3,81
	1917									
	1/ІІІ	183	151,6	367,1	394,8	0,38	0,93	1,31	1183	3,00
	1926									
	5/І	177	106,8	178,0	391,0	0,27	0,46	0,78	1460	3,73
1926	13/ІІ	191	126,9	105,0	391,2	0,32	0,27	0,59	1467	3,75
	1927									
	17/І	170	126,7	28,8	356,5	0,36	0,08	0,44	1221	3,42
3 Прип'ять Мозир	1927									
	24/ІІ	71	150,6	—	340,0	0,47	—	0,47	810	2,38
5 Дніпро Рвчица	1917									
	7/І	269	72,5	11,9	168,5	0,43	0,07	0,50	550	3,26
	1917									
28/І	211	107,0	0,91	162,3	0,65	0,01	0,66	424	2,61	

Коли зимова погода переходить на весняну і температура повітря підвищується, починається спочатку загаяння зростання глибини льоду, а далі поступове, але звичайно дуже повільне зменшування.

Рис. 90 дає приклад, як змінюється глибина поверхневого льоду на р. Дніпрі біля м. Києва та Лецманської Кам'янки (1928—29 р.).

Глибина льоду зменшується під впливом таких чинників: 1) теплових процесів в атмосфері: соняшна інсоляція, теплі дощі, вітри, 2) механічного впливу ростучої витрати води і 3) під впливом того, що в річку надходить тепла тала вода з річкового сточища. Перш за все розтає з льоду сніг; від цього збільшується вплив атмосферного тепла на лід. Далі лід звичайно відтає біля берегів і через те тут утворюється сила вільних обширів; при цьому маси льодової покриви можуть почати рухатись і відбувається *перший порух льоду*. Нарешті, від дальшого прибування води не зв'язаний з берегами лід підіймається разом з водою, розбивається на крижини і починається *весняний кригоплав*.

Така звичайна картина скресу, що відбувається на річках, які течуть з півночі на південь.

На річках, що течуть з півдня на північ, процес скресу перебігає часто бурхливіше. Через енергійне розтавання снігу в горючих частинах сточища починає прибувати вода в низових ділянках, що на них ще майже не вплинула тепла погода. Прикріпленій до берегів лід під впливом прибулої води вигинається вгору і, нарешті, тріскається, даючи розколини. Після цього льодова покрива розкришується на дрібні частинки, звичайно від середини річки до берегів і, коли вода прибуває й далі, починається кригоплав.

Той чи той тип скресу може бути інколи, залежно від ходу хвиль тепла на річках різних типів, цебто тих, що течуть з півночі на південь і в зворотному напрямі.

В період весняного, а також осіннього кригоплаву часто можуть утворюватись *зашерети*.

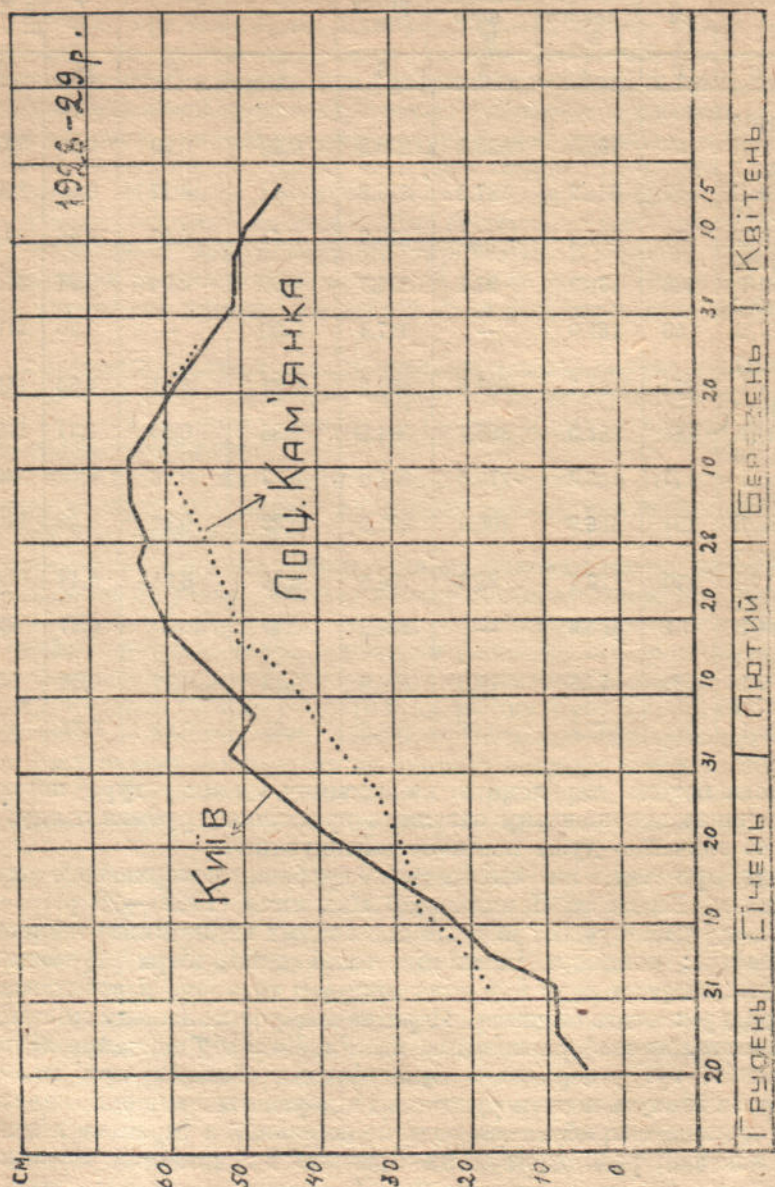


Рис. 90. Зміна товщини льоду.

Зашеретами звать скупчення льоду, що утворюються під час кригоплаву і загороджують течію річки; такі скупчення бувають, коли крижини, плывучи, затримуються в своєму русі якимись перешкодами: чи то в формі звуження річкового корита, чи мілької перемілі, чи великого заокруглення, чи штучні перешкоди (опори моста). Крижини нагромаджуються одна на одну, течія затуляє їх під поверхневий лід і скупчена маса утворює щось на зразок льодової греблі, що майже перегороджує шлях воді, яка прибуває зверху. Тому

вище від зашерету рівні води різко підвищуються, а нижче від зашерету — так само різко спадають. Після того, як прибуття води вище від зашерету доходить таких розмірів, що сила напору води стає більша за силу стійкості накопичених льодових мас, зашерет проривається і рівні води швидко доходять норми.

На річках, де скрес починається з верхів'їв, а надто коли корито їхнє дуже вигнуте або порожисте, льодові зашерети навесні є звичайне явище і інколи виявляються в дуже різких формах. Такий величезний зашерет утворився 1909 року на р. Єнісеї; менше ніж за добу вода прибула в вишину коло 12 метрів, прорвався ж зашерет за кілька годин, при чому судна, що зимували в протоці, вода затягла в річку з такою силою, що їй не могли протистати ніякі льодоли, і кілька суден загинуло.

Зашерети часто дуже руйнують берегові укріплення, деформують береги й корито, викликають затоплення близьких заселених місць і спричиняють інші шкідливі явища; особливо змінюється корито річки від зашеретів на перемілях.

Зашерети, як було сказано, можуть бувати під час кригоставів.

*Спори*, відмінно від зашеретів, називають накопичення криги, що перешкоджають вільному рухові води і бувають тоді, коли є поверхневий лід. Тоді затримуються в своєму русі через якісь перешкоди маси підводного—денного льоду; забиваючи чинний перекрій річки, великі накопичення підводного льоду можуть перегородити шлях воді, що прибуває зверху, так само, як це буває і від зашеретів, спричиняючи всі ті явища, що бувають від зашеретів. Спори, як це ясно із сказаного, можуть бути на тих дільницях, вище від яких збереглися незамерзлі пролизи або бистрі, що можуть спричинятися до формування великих мас денного льоду.

Із сказаного ясно, що ознаки зашеретів і спорів такі:

1) короткочасність усього циклу явища,

2) різка зміна рівнів — різкий шпиль (прибуття-спадання) для місця, що лежить нижче від зашерету або спор, і різко виявлена западина (спадання-прибуття) для місця, що лежить вище від місця утворення зашерету або спор.

Льодові явища на річках вивчають або рівнобіжно з водомірними спостереженнями, або в процесі спеціальних робіт. Спеціальні виміри можуть бути стаціонарні й експедиційні. До стаціонарних належать насамперед виміри гребини льоду, що їх виконують за допомогою особливих льодомірних мірниць (див. літ. XXXIII — XXXIV). Експедиційне вивчання має завдання детально вивчити всі явища, зв'язані з льодом (див. літ. XXXV).

*IV. Характер зміни рівнів* протягом зимового періоду залежить від двох головних причин:

1) зміни витрат річки,

2) від того, що в річці, коли є лід, з'являються додаткові опори течії води.

Витрати змінюються під впливом: 1) зміни поверхневого стоку (або цілковитого припинення його в суворі зими); 2) в зв'язку з деякою безперечною зміною кількості ґрунтової води, що надходить у річку; 3) в зв'язку з витратою деякої кількості води на утворення льоду. На початку зими ця остання величина може досягати цілком реальних і великих величин (див. вище п. 95), зменшуючи загальну величину витрати до 50—75% і навіть більше (літ. XXII).

Про додаткові опори, що їх утворює лід, було сказано вище в п. 89.

Отже в кожний даний момент зимового періоду спостережена вишина рівня в річці  $H_3$  складається з двох величин: 1) вартості рівня, що відповідала б витраті, якби в річці не було льоду  $H_g$ , 2) вартості підпору, що перекичує цей останній рівень через те, що є лід,  $\Delta H$ , цебто

$$H_3 = H_g + \Delta H. \quad (122)$$

На початку зимового періоду величина  $\Delta H$  зростає поступово від нуля в момент безпосередньо перед кригоставом до  $\Delta H_{\text{макс}}$  у перші дні, коли річка вкрилася суцільним льодовим покривом. Вартості  $H_g$  падають одночасно більш-менш різко на певні величини  $\Delta H$  на самому початку зимового періоду як від того, що поверхневий стік з початком від'ємних температур різко зменшується, так головню в

зв'язку з утратами на льодоутворення. Для річок з різними умовами льодотворення та живлення може бути різний одночасний хід вартостей  $H_0$  і  $\Delta H$ ; коли  $\Delta H_0 < \Delta H$ , цебто коли вартості спадання справжніх рівнів менші за вартості підпіру, матимемо піднесення рівнів під час кригоплав та кригоставу; коли  $\Delta H_0 = \Delta H$  — стояння, а коли  $\Delta H_0 > \Delta H$  — спадання кригоплавних рівнів до тих, доки не настане нерівність  $\Delta H_0 < \Delta H$  (рис. 91).

Такі три типи руху рівнів на початку зими звичайно й можна спостерігати в дійсності на рівних річках.

Наприкінці зими зимові рівні (під льодом) звичайно дещо спадають; спадання це відбувається переважно через зменшення опорів льоду в кориті, цебто через зменшення  $\Delta H$  у наслідок того, що підводний і денний лід розсмо-

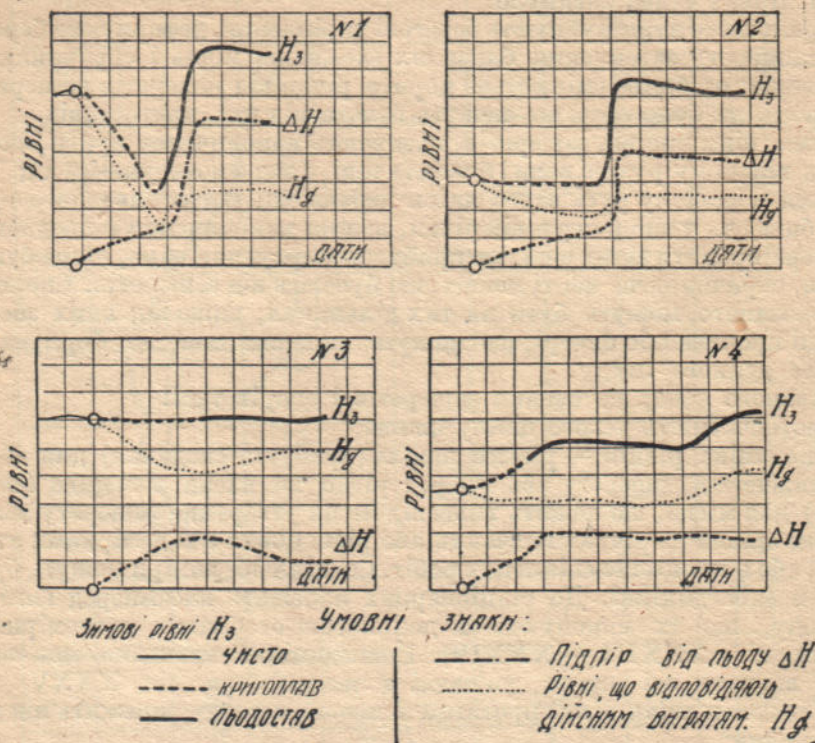


Рис. 91. Хід рівнів і витрат на початку зими.

туються і вода відносить їх геть, а також від того, що нижня поверхня поверхневого льоду згладжується. Треба відзначити, що підпір  $\Delta H$  звичайно буває значною мірою більший за кількість льоду в чинному перекрої, зведеному до вишини рівномірного шару.

Під час весняного кригоплаву, так само, як і під час осіннього, часто бувають певні скоки в ході рівнів: піднесення від прибування води перед кінцем кригоплаву перериваються інколи досить різкими заглибинами — спаданнями (рис. 92); ці западини можна пояснити тим, що витрати різко зменшуються через те, що перестає прибувати вода від того, що зимові накопичення льоду в річці перетворюються на воду.

V. Загалом зимовий стік приблизно дорівнює межньому—літньому стокові річки. Коливання зимових витрат протягом зимового періоду залежать від умов зими, а від них і собі залежать або цілковита відсутність поверхневого стоку, або, а надто в умовах півдня, чималий поверхневий стік від розтавання снігів у періоді відлиг. В загальному випадку мінімальні зимові витрати припадають майже завжди на самий початок зими, збігаючись із періодами найбіль-



ух утрат на льодотворення; проте, ці періоди зимових мінімумів бувають  
 частіше короточасні, кількадевні. Другий період мінімумів зимових витрат  
 буває звичайно наприкінці зими, збігаючись із часом деякого виснаження за-  
 сівів ґрунтової води в долині річки.

На рис. 92 вгору показано хід щоденних зимових рівнів та витрат р. Дні-  
 пра біля Лозманської Кам'янки в сувору зиму 1916/1917 р.; вгорі показано хід  
 температури повітря (за Дніпропетровською метеорологічною станцією).

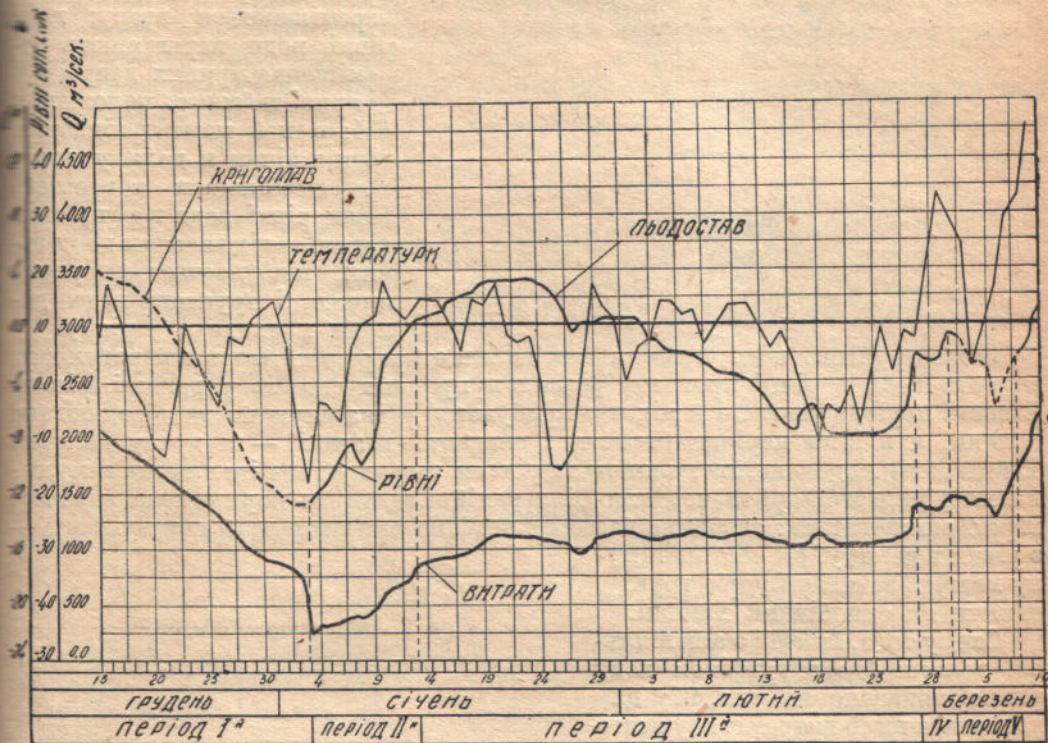


Рис. 92. Хід зимових рівнів і витрат.

Характерну особливість співвідношень між зимовими рівнями та витра-  
 тами — те, що між ними немає однозначної залежності, — було вже зазна-  
 чено вище (див. п. 89); отже піднесення зимових рівнів далеко не завжди зв'я-  
 зане із збільшенням витрат, так само як спадання рівнів може не призводити до  
 спадання витрат.

Зимовий режим річок багато де в чому ще не висвітлено в достатній мірі  
 його треба ще багато й детально вивчати.

**102. Ґрунтове живлення.** Секундну витрату  $Q$  в кожній річці можна по-  
 дати як суму витрат: від поверхневого стоку  $Q_{\text{пов}}$  та від ґрунтового живлення  
 $Q_{\text{ґвн}}$ .

$$Q = Q_{\text{пов}} + Q_{\text{ґвн}} \quad (123)$$

Більшість річок (рівнинні річки) течуть у широких долинах, складених  
 із алювіяльних пісків, куди легко проходить вода. Такі долини здатні вбирати  
 в себе чимало води, а далі поступово віддавати цю воду річці. Найбільші за-  
 паси води в пісках алювіяльних долин збираються в періоди високої весняної  
 води, що заливає частину долини — заплаву, [надто коли весняна вода стікає  
 в долину повільно й до того ж тоді, коли ґрунт відтанув; частина води попа-  
 дає в долину також безпосередньо від просочування з річки. Віддання зібраної  
 ґрунтової води з долини річки йде тим інтенсивніше, чим дужче спадають  
 рівні води в річці.

Схему допливання води з річки в'їщану долину, а також із долини в річку дано на рис. 93. Рівні ґрунтової води в долині не збігаються кожного даного моменту з рівнями води в річці, бо рівні в річці міняються порівнюючи швидко, а рівні ґрунтової води (через набагато менші швидкості руху води в ґрунтах долини) дуже повільно. Тому рівні ґрунтової води в долині зв'язані з рівнями води в річці за певними кривими депресії. Коли рівні річки підносяться від низьких до високих, криві депресії AA переміщуються вгору; далі рівні води переганяють переміщення кривих депресії і ці криві займають положення BA; в цей момент віддання води з річки в долину досягає найбільших вартостей. Коли рівні води в річці знижуються від високих до низьких, відбувається зворотне явище, і ґрунтова вода долини надходить у річку.

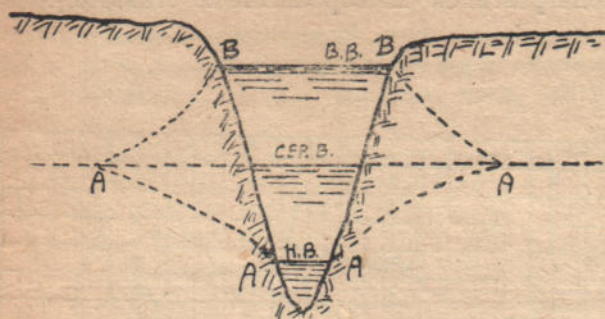


Рис. 93. Схema допливання води в річку з долини.

Отже ґрунтова вода алювіяльних долин є природний сезонний регулятор витрати води в річці протягом різних природних сезонів у режимі річки. В певні періоди (навесні й під час перебувань) річка служить за обводнювача долини, а в інші періоди (межень і спадання взагалі) — за дрена долини. Такий обмін водою поміж долиною та річкою затримується інколи від замулювання річкового корита, через що фільтраційна здатність корита може значною мірою знижуватись; особливо часто це помітно при зворотній витраті води — в річки в долину, бо частинки мулу можуть затикати пори ґрунту, чинячи як односторонній хлипак.

Схему того, як стік з алювіяльної долини йде в графіком ходу рівнів, показано на рис. 94; для ясності масштаб витрат стоку взято такий, що не відповідає масштабові рівнів.



Рис. 94. Хід унутрішнього стоку та витрат.

Крім ґрунтової води долини, в річку завжди стікає ґрунтова вода дальшого походження — з водовмісних шарів, що виклинюються безпосередньо в корито або в долину і живляться від атмосферних опадів, що випадають у сточищі річки.

Схема рис. 95 дає приклад такого живлення річки. Тут показано два водовмісні шари, що виклинюються в річку; другий, глибший може живитися не тільки з атмосферної води дуже віддалених районів, але навіть і інших річок або з водоем (озер).

Допливання ґрунтової води з водовмісних шарів буває більш-менш рівномірне і в усякому разі зазнає набагато повільніших коливань, ніж допливання води з алювіяльних долин. Тим часом як останні коливання мають сезонний характер і навіть залежать від коливань рівнів води в річці, допливання ґрунтової води з водовмісних шарів сточища коливаються, видно, тільки протягом окремих років чи навіть ряду років.

Отже коли позначити ґрунтову воду долини через  $Q_d$ , а ґрунтову воду водовмісних шарів сточища — через  $Q_c$ , можна написати:

$$Q_{Вн} = Q_d + Q_c \quad (124)$$

відкіля:

$$Q = Q_{пов.} \pm Q_d + Q_c \quad (125)$$

Величина  $Q_g$  залежить як від характеру відкладів, глибини та ширини долини, так і від характеру коливань рівнів води в річці; вона збільшується, коли заплава поперерізувана стариками замкненого характеру, де після спадання довго затримується вода, якщо, звичайно, старики не замулені так, що фільтрація не відбувається.

Величина  $Q_g$  може бути як додатна, так і від'ємна: в період прибування води, як установлено вище, частина витрати річки може проходити в долину.

Величина  $Q_c$  залежить від загальної геологічної будови сточища, ґрунтово-ботанічних його характеристик і загальних кліматичних умов окремих районів у сточищі чи навіть у сусідніх сточищах.

В зв'язку з цим величини  $Q_g$  й  $Q_c$  можуть бути кількісно в різних умовах дуже неоднакові.

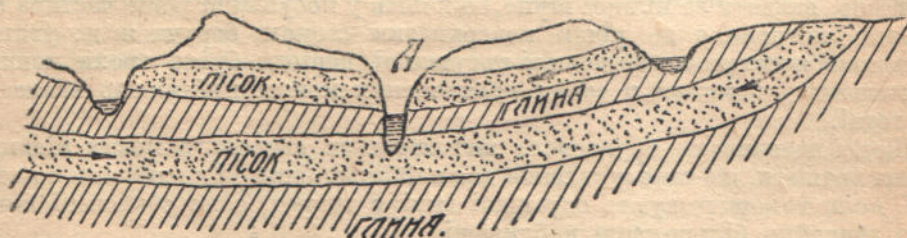


Рис. 95. Схема ґрунтового живлення річки.

Із сказаного видно, що визначити справжні величини  $Q_g$  і  $Q_c$  для даної річки має бути завдання складне. Так, коли прибуває вода (навесні):

$$Q_{en} = Q_c - Q_g$$

В період низьких літніх рівнів, що усталилися на довгий термін, можна припустити, що допливання в річку запасів води, що їх назбирала долина за час піднесення рівнів, вичерпується, цебто що

$$Q_g \approx 0.$$

Тоді матимемо:

$$Q_{en} = Q_c.$$

Щоб визначити  $Q_c$  із загальної величини  $Q$ , треба вміти якось виключити величину поверхневого стоку —  $Q_{пов}$ .

Є два головні способи визначати характеристики  $Q_{en}$ , цебто величини ґрунтового живлення. Перший спосіб має на увазі одержувати характеристики ґрунтового живлення головної річки (без допливів), що його дістає корито головної річки з прилеглих ґрунтів. В другому способі знаходять сумарні вартості ґрунтового живлення для всієї системи річки, що лежить вище від даного пункту.

За першим способом розміри ґрунтового живлення річки можна визначати з різниці витрат, що виміряно на бездопливній ділянці річки в двох місцях — на початку й у кінці ділянці. Віддаль між місцями вимірів мусить бути така, щоб різниця між витратами в багато разів перевищувала можливу помилку вимірів млинком. Далі обов'язково треба дотримати ще такі умови: 2) щоб у проміжку між узятими перекроями або зовсім не було допливів, або, якщо вони є, були точно відомі їхні витрати для моменту обчислень ґрунтового живлення, 3) щоб рівень води на ділянці був низький і усталений, цебто щоб не було повідних прибувань води протягом якнайдовшого періоду.

Коли дотримано всі три зазначені умови, то різниця витрат у кінцевих ділянках перекрою, поділена на віддаль між ними, дає кілометричну величину живлення підземною водою, що впадає в річку на обширі взятій ділянці. Коли сточище однорідне, то величину, що її одержали таким способом, можна екстраполювати на більший обшир річки. Треба мати на увазі, що при такій екстраполяції треба взяти до уваги ймовірну пропорційність розмірів ґрунтового живлення корита до змісненні поверхні корита. Зрозуміло, що припущення такої пропорційності є по суті дуже умовне. Треба відзначити, що для широких річок у літній період бувають безперечно досить істотні втрати з вільної поверхні води на випаровування; наслідки підрахунків стають від цього ще грубіші.

Спосіб визначати ґрунтове живлення всієї системи річки вище від узятото пункту полягає ось чому. Будують рокові гідрографи (криві змін витрат) для найпосушливіших років, коли зовсім чи майже зовсім не було літніх і зимових поводів; далі, виходячи з низьких витрат зими й літа, зрізують усі в них витрати періоду водопілля та періодів окремих прибувань води, проводячи зрізну лінію по певній плавкій кривій. Визначивши (планіметрично) площу гідрографа, що лишилося після цього, можна знайти величину пересічної рокової витрати від ґрунтового живлення.

Безперечна хибя цього способу — велика довільність у виключенні повідних витрат.

Автор цього твору, на підставі аналізу змін ґрунтового живлення в періоді суворих зим, на прикладі декількох пунктів р. Дніпра, запропонував певну практичну схему для вилучення підземного живлення з річного гідрографа витрат; ця схема майже усеває зазначену вище довільність.

Ще простіше визначають інколи розміри ґрунтового живлення всієї системи річки за пересічною витратою меженної води в бездощовий час або за зимовим стоком у період найменших зимових витрат наприкінці або в середині суворих зим. Визначення ґрунтового живлення річки за межеюним стоком не можна звичайно, визнати за цілком вірне, бо навіть у посушливі роки частина опадів усетаки потрапляє до річки поверхневим стоком; беручи ж до уваги, що й підземне живлення в бездощові посушливі періоди буває трохи менше від нормального, помилки в таких визначеннях можна наближено вважати за неістотні.

Щодо визначення ґрунтового живлення за стоком зимових місяців, то можна вважати, що таке живлення дає найбільш близькі до дійсности наслідки тоді, коли використовують справжні виміри витрат, а не обчислені їхні вартості звичайно більш-менш наближені.

Характеристики ґрунтового живлення, що їх знаходять для корита головної річки (за різницею витрат), визначають звичайно в літрах на сек. в вигляді так званого *коефіцієнта ґрунтового живлення*  $\delta_1$ , віднесеного до одиниці довжини річки, або ж відносять такий коефіцієнт  $\delta_2$  до одиниці змоченої площі річкового корита.

Позначмо: кількість води в м<sup>3</sup>, що протекла через низовий горювий і перекрій за час  $T$  сек., відповідно через  $Q_A$  і  $Q_B$ ; довжину ділянки через  $L$  км; кількість води, що її дають ділянки  $AB$  допливи, які впадають, через  $E_a$ ; пересічну ширину або змочений периметр корита на ділянці через  $B$ . Тоді матимемо:]

$$\delta_1 = \frac{Q_A - Q_B - E_a}{T \cdot L} 1000 \text{ л/сек} \quad (126)$$

$$\delta_2 = \frac{Q_A - Q_B - E_a}{T \cdot L \cdot B} 1000 \text{ л/сек} \quad (127)$$

Коли визначають ґрунтове живлення для всієї системи річки вище від даного пункту, виключаючи повідні витрати з рокового гідрографа, або за стоком для межені чи для зимових місяців, наслідки визначають звичайно в вигляді рокового модуля. Цифри, що характеризують ґрунтове живлення різних річок і що їх дістали різні автори і різними способами, наведено в дальшій таблиці (51) на ст. 185.

Проф. Люгер (літ. XXVI) дає для кількох річок Зах. Європи модулі ґрунтової водоносности від 3,30 л/сек з 1 кв. км (р. Одер до гирла Варти) до 8,24 л/сек з 1 кв. км (р. Рона вище гирла Саони).

Отже, величини модуля ґрунтового живлення, коли не звертати уваги на різні підходи до його визначення (що безперечно відбиваються на наслідках), коливаються для різних річок у дуже широких межах (р. Неккар — до 64% рокового стоку).

Коефіцієнти ґрунтового живлення  $\delta_1$  і  $\delta_2$ , що їх визначено для р. Волхова (літ. XXVI) для ділянки між с. Заводь і прист. Гостинопольє (160 км) для осіннього періоду 1922 р. виявились такі:

$$\delta_1 = 202 \text{ л/сек на 1 км довжини річки;}$$

$$\delta_2 = 777 \text{ л/сек з 1 кв. км змоченої площі корита річки.}$$

№	Назва річки й пункту	Автор визначення	Роковий модуль ґрунтового живлення	% від рокового стоку	Період визначення	Спосіб визначення
1	Р. Волхов біля Гостинополя	Инж. В. А. Вальман	1,23	9,5	1882—1920 рр.; пересічно для 3 посушливих років.	За гідрографом
2	р. Ока біля м. Орла	Е. А. Гейнц	0,63	13,0	1896—1897	За гідрографом
3	р. Волга біля с. В'язових	Инж. Н. Н. Соколов	1,69	26,4	1902—1912	За стоком лютого
4	р. Дніпро біля м. Києва	Проф. С. В. Ошпоков	1,42	33,0	1878—1908	Приблизні підрахунки по екстраполяції від найнижчих вартостей витрат
5	р. Некар	Prof. Grave-luis	8,44	63,9	1901—1910	—
6	р. Дніпро біля м. Києва	Проф. А. В. Огієвський	1,40	33,5	1881—1929	За гідрографами по схемі автора
7	р. Прип'ять біля м. Мозир	» »	1,16	29,9	» »	
8	р. Десна біля м. Чернігова	» »	1,34	32,0	» »	
9	р. Дніпро біля м. Речіца	» »	2,26	34,6	» »	
10	р. Сож біля м. Гомеля	» »	2,04	37,0	1910—1929	
11	р. Дніпро біля м. Орші	» »	1,83	25,6	1881—1929	

Для періоду травень-червень 1923 р. відповідно виявилось:

$$\delta_1 = 162 \text{ л/сек.}$$

$$\delta_2 = 540 \text{ л/сек.}$$

Цебто в весняні місяці  $\delta_1$  і  $\delta_2$  менші, ніж у посушливу осінь 1922 р. Автори цих визначень пояснюють одержану різницю тим, що стік ґрунтової води в весняні місяці зменшився в наслідок вищих стоянь рівнів і підпору ґрунтової води річковими водами.

Автор цієї роботи, на підставі його досліджень підземного живлення р. Дніпра, встановив, що для умов цієї ріки (до м. Києва) маємо досить виразну залежність поміж величинами підземного живлення узимку та низкою кліматичних елементів за попередні місяці; ця залежність має такий вигляд:

$$q = \left[ \frac{N_{IV} - II - 10(t_{XII} + t_{VIII} + t_{IX} + 29,5)}{364,4} \right]^{5,076} + 4,93, \quad (127 \text{ a})$$

де:  $q$  = підземне живлення за I та II місяці у мм;  $N$  — опади та  $t$  — середні температури за відповідні місяці, що їх позначено в індексах при цих літерах. Згаданими нашими дослідженнями встановлено, що в різні роки підземне живлення окремих частин сточища р. Дніпра коливається в дуже широких межах, а саме в межах від 0,83 до 1,79 літр/сек. з 1 кв. км для по-

сушлого року та в межах 1,96 — 3,39 літр/сек з 1 кв. км для многоводного року; амплітуда коливань річної величини підземного живлення для одного басейна по окремих роках теж дуже значна (до 236%). Найбільших значень підземне живлення в умовах р. Дніпра до м. Київ набуває на початку зими, після дуже яernih на опади літа та осени та при відповідних температурних умовах (див. формулу 127 а). В таких випадках найбільші секундні витрати за рахунок підземного живлення можуть досягти 1300 — 1400 м<sup>3</sup>/сек. (проти літнього мінімуму щось близько 300 м<sup>3</sup>/сек); утворений до початку зими запас води на підземне живлення (в алювіяльних покладах долини ріки та у самому сточищі) може забезпечити середню-секундну витрату коло 860 м<sup>3</sup>/сек на протязі 3,5 місяців, — цебто маємо підземний «запас» з місткістю близько 7,95.10<sup>9</sup> м<sup>3</sup>, або 24,3 мм, якщо цей «запас» віднести до усієї площі сточища.

Маючи значення річних величин підземного живлення, можна вирахувати коефіцієнти підземного збігу  $\beta$  та коефіцієнти суто-поверхового збігу  $\gamma$ , цебто живлення, що іде за рахунок лише саме підземного збігу або саме поверхневого збігу.

Наслідки вирахування таких величин у пересічно—багаторічному висновку для деяких пунктів системи р. Дніпра подано в наступній таблиці:

Таблиця 51 а

№ №	Ріка та пункт	Повний коеф. збігу $\alpha$	Коеф. поверхневого збігу $\beta$	Коеф. підземного збігу $\gamma$	$\frac{\gamma}{\beta}$
1	р. Дніпро, м. Київ	0,236	0,157	0,079	0,50
2	р. Прип'ять, м. Мозир	0,213	0,150	0,063	0,42
3	р. Десна, м. Червігів	0,222	0,164	0,078	0,47
4	р. Дніпро, м. Лोїв (Горіш. Дніпро та Сож)	0,351	0,226	0,125	0,55

В останній графі вищенаведеної таблички показані співвідношення коефіцієнтів  $\gamma$  та  $\beta$ .

**103. Гідрологічні роки.** Природні фази, властиві річкам наших широт, залежать від ходу кліматичних елементів, що мають різний характер для кожного даного року. Зрозуміло, що календарний початок року (1 січня) не збігається з початком жодної з розглянутих вище природних фаз осени, зими, весни й літа. Тому, виводячи рокові характеристики вартостей стоку, зручніше користуватись не календарним, а так званим «гідрологічним» роком (див. п. 91).

За початок гідрологічного року зручно брати той момент, коли відбувається природний злам в живленні річки, а саме перехід від більш-менш усталеного живлення переважно коштом підземної води до живлення підсиленішим поверхневим стоком; коли виходити з таких міркувань, то за початок гідрологічного року зручно брати початок осіннього періоду, цебто для середньої України приблизно 1 жовтня. Інші автори визначають початок гідрологічного року як той момент, коли поверхневий стік припиняється цілком і опади починають збиратись у вигляді снігу; в такому разі за початок гідрологічного року доводиться брати початок зимового періоду, цебто для середньої України приблизно 1 листопада чи навіть 1 грудня.

Як виходить із самого поняття гідрологічного року, фактичний початок його повинен, власне кажучи, в різні роки припадати на різні календарні дати і до того ж зовсім не мусить збігатися з початком окремих місяців. Проте, щоб зручніше було обробляти дані, за початок гідрологічного року беруть поперше, початок місяців і, подруге, часто беруть той самий початок для всіх років обробляння; але для спеціальних досліджень такого спрощення краще не робити.

Зрозуміло, що повний цикл гідрологічних процесів далеко не обмежується рамцями одного гідрологічного року; як нам уже відомо, цикл потрапляння

в річку опадів, що проросилися в землю і рухаються до річки в вигляді підземної води, триває звичайно набагато довше, ніж один рік.

Для річок різних широт і до того ж з різними кліматичними характеристиками сточищ початок гідрологічного року може не збігатися з зазначеними вище датами.

## § 24. ЕРОЗІЙНА РОБОТА РІЧОК

104. **Різні впливи річки на корито.** Текуча вода в кориті річки без перерви виконує велику роботу; загальна кількість цієї роботи дорівнює вазі води, що стікає, помноженій на висину падіння до рівня стоку. За Морреєм, загальна вага води, що її вливають річки в океани протягом року, становить  $2,5 \cdot 10^{13}$  кг; беручи середнє підвищення над рівнем моря суходолу в 750 м, матимемо роботу, що дорівнює  $18 \cdot 10^{16}$  кгм на рік.

Ця робота витрачається на: 1) внутрішній опір рухові води, 2) на перемагання опору від тертя об корито, 3) на втрати при вдарах об береги та дно, 4) на деформування корита потоку в плані й профілі і 5) на перенесення твердих частинок річкового ложиса. Робота, що її витрачається на внутрішні опори рухові води, на вдари та на перемагання тертя, дає певні кількості тепла, що розсіюється в атмосферу і що є зовсім мізерне, порівнюючи з тією кількістю тепла, що його суходолу дістають від сонця. Робота, яку витрачається на деформування корита та на перенесення твердих частинок, обумовлює явища, що їх об'єднують спільною назвою — роботи впливу річки на корито.

З погляду впливу ріки на корито треба розрізняти три стадії: 1) розмивання або *ерозія*, 2) перенесення продуктів розмивання — окремих частинок — водою, 3) відкладання частинок або *аккумуляція*.

Окремий випадок ерозії, коли розмиває не безпосередньо швидкість рухомиї води, а через посередництво твердих частинок, що їх тягне за собою вода, цебто силою тертя — звуть *корозія*.

Ерозія, перенесення частинок водою і *аккумуляція* відбуваються в усіх частинах річки одночасно, але залежно від обставин в окремих ділянках або місцях річки може переважати тільки один із трьох зазначених процесів.

Щодо цього, то можна розрізняти: 1) місця розмивання корита, цебто переваги ерозії; тут поступово поглиблюється корито; 2) місця, де ерозія та *аккумуляція* взаємно зрівноважують одна одну і де переважає перенесення частинок; корито буде тут порівнюючи незмінне і стале, і 3) місця відкладання частинок, цебто місця, де *аккумуляція* переважає над ерозією; тут поступово наростає дно, цебто підноситься корито.

Специфічні ділянки того чи того роду можна звичайно виділити майже в кожній рівнинній річці. Явища розмивання звичайно бувають у верхів'ях річки, відкладання в низу, а середина течії буває звичайно найсталіша; така картина зв'язана з загальним виглядом подовжного профілю річок, найкрутішого в верхів'ях і найположистішого — ближче до гирла (див. п. 66).

Явища розмивання відбуваються в двох напрямках, відповідно до яких можна розрізняти: 1) глибинну ерозію і 2) бічну ерозію. Глибинна ерозія, цебто розмивання річки в глибину корита обмежується в границі базою ерозії (див. п. 65), цебто найнижчою точкою всього подовжного профілю річки (гирло), або проміжними точками в місцях, де річка перетинає якісь практично нерозмивні перешкоди — *проміжними базами ерозії*.

Найзначніша робота річки щодо глибинної ерозії виявляється при цьому біля природних перешадів — водоспадів; тут відбувається розмивання в двох місцях: в горішньому ребрі і в підшові. В наслідок першого водоспад відступає вгору річкою і поступово перетворюється на поріг; друге — утворює так звані *казани*, тобто сторчові заглибини, іноді досить глибокі. Коли під впливом розмивання водоспад перетвориться на поріг, то *казани* лишаються і з них можна судити про те, що в місці теперішнього порогу колись був водоспад. Це, наприклад, можна бачити в Дніпрових порогах.

Бічна ерозія настає тоді, коли за умовами положення бази ерозії глибинна ерозія неможлива, цебто переважно в нижній і середній течії річок; границі глибинній ерозії тут звичайно ставлять мінімальні похили річок, достатні для пересування намулів, а також положення нижньої бази ерозії.

Як наслідок бічної ерозії постають: 1) розширення корита, цебто утворення положистішого поперечного його профілю, 2) пересування корита впоперек долини, розвиток меандр тощо (див. п.п. 73 і 74). В останньому випадку велику роль грають: 1) вплив *відосередкових сил* на закруглення корита і 2) вплив обертання землі, так зване *пришвидшення Коріоліса*.

Перший чинник виражають величиною:

$$P_1 = \frac{U^2}{R}, \quad (128)$$

де  $R$  — радіус кривини,  $U$  — пересічна швидкість течії.

Другий чинник дає завжди розмивання правого берега в ... значній півкулі і лівого берега в південній; його дає величина

$$P_2 = 2\omega \cdot U \cdot \sin \varphi, \quad (129)$$

де  $\omega$  — кутова швидкість обертання землі,  $\varphi$  — широта місця.

Із вищеведених співвідношень виходить, що на правий увігнутий берег завжди впливає сила:

$$P_1 + P_2 = U \left( \frac{U}{R} + 2\omega \sin \varphi \right). \quad (130)$$

а на лівий, увігнутий сила:

$$P_1 + P_2 = U \left( \frac{U}{R} - 2\omega \sin \varphi \right). \quad (131)$$

Для річок наших широт величина  $2\omega \sin \varphi$  дорівнює приблизно 0,0001. Звідси виходить, що другий член у дужках, загалом кажучи, мусить бути дуже малий, порівнюючи з першим, крім тих випадків, коли маємо річки з дуже повільною течією або малою кривиною; через те саме різниця  $P_1 - P_2$  стає рівна нулеві тільки при дуже малих швидкостях, або при дуже великих радіусах закруглень. З другого боку за природну границю впливу першого чинника служить зменшення похилу до мінімального, при якому можливі ще явища розмивання; другий же чинник за границю собі має тільки природні перешкоди. Тому протягом дуже довгих інтервалів часу (десять тисяч років) наслідки впливу другого чинника можуть бути більші, ніж першого.

Крім процесів глибинної та бічної деформації, в наслідок ерозійної роботи річок відбувається ще процес перенесення продуктів розмивання.

Продукти розмивання сила рухомої води пересуває вниз річкою.

Кількість твердих частинок і тіл, що їх проносить річка через даний чинний перекрій за одиницю часу, звуть *твердою витратою*. Тверда витрата складається з трьох частин, що істотно різняться одна від одної:

- 1) та, яку тягне по дну;
- 2) суспендована в потокові;
- 3) розчинена у воді.

Тверду витрату визначають звичайно в одиницях ваги — в грамах або кілограмах на секунду, або в *абсолютних* числах, або в числах *відносних*, відносячи тверду витрату до секундної витрати води в чинному перекрої; в останньому випадку, коли позначити відносну вартість твердої витрати («відносну каламутність») через  $K_b$ , матимемо

$$K_b = \frac{q}{Q} \frac{\text{клер.}}{\text{м}^3}, \quad (132)$$

де  $q$  — тверда витрата в кг/сек.

Вживають також способу характеризувати наявність суспендованих у воді частинок величинами їх обсягу на одиницю об'єму води  $K_c$ , зокрема відсотковим відношенням між кількістю (обсягом) частинок  $M$  і обсягом води  $W$ , що відповідає їй:

$$K_c = \frac{M}{W} 100 \% \quad (133)$$



Практика виробила кілька способів визначати величину твердої витрати. Такі виміри мають назву *батометричних*, бо ґрунтуються вони здебільшого на вживанні приладів, що їх звать *батометрами* і що дають змогу уловити разом з водою ті частинки, що є в ній. Способи таких вимірів розглянено в спеціальних інструкціях і курсах гідрометрії (літ. XI, XXXVI).

**105. Пересування по дну.** Теоретично обґрунтувати процеси пересування окремих частинок по дну шляхом їх *перекочування* можна так (літ. до розд. I—I).

Припустімо, що на певному дні потоку лежить якась частинка, для простоти міркувань — кубічна (рис. 96). Подовжені струмені потоку, що мають швидкість  $U_0$ , ударять у цей взятий кубик і при певному співвідношенні між силами вдару та опором цим силам з боку кубика він почне перекочуватись по дну. Визначмо це співвідношення для граничного випадку, коли швидкість достатня для того, щоб перекочування стало вже можливе.

Візьмімо висину кубика  $a$ . Тоді, виходячи з певного вживаного в гідравліці засновку, що тиск потоку на тверде тіло пропорційний до квадрату швидкості потоку, можна силу, що чинить на передню його грань, визначити так:

$$p = f \cdot U_0^2 \cdot a^2,$$

де  $f$  — певний коефіцієнт.

Перекидний момент  $M_1$  дорівнює:

$$M_1 = f \cdot U_0^2 \cdot a^2 \cdot \frac{a}{2} = \frac{1}{2} f \cdot U_0^2 a^3.$$

Момент  $M_2$  сили, що чинить опір перекочуванню, дорівнює:

$$M_2 = a^3(\delta - 1) \frac{a}{2} = \frac{1}{2}(\delta - 1) \cdot a^4,$$

де  $\delta$  — питома вага тіла, при чому  $a^3(\delta - 1)$  визначає вагу взятого кубика. Для взятого граничного випадку рівноваги маємо:

$$M_1 = M_2,$$

$$\text{цебто } \frac{1}{2} f U_0^2 a^3 = \frac{1}{2} (\delta - 1) a^4,$$

звідки

$$a = \frac{f \cdot U_0^2}{(\delta - 1)}, \quad (134)$$

цебто лінійні розміри тіла пропорційні квадрату швидкості; через те, що вага тіл рівної питомої ваги пропорційна до кубу лінійних їхніх розмірів, то в загальному вигляді можна написати:

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{U_1^6}{U_2^6}. \quad (135)$$

цебто ваги частинок, що їх текуча вода тягне по дну, пропорційні до шостого степеня швидкостей.

Це положення має назву *закону Ері*.

Коли замінити форму взятої частинки на іншу, то для подібних тіл будь-якої форми й однакової питомої ваги виведене положення зберігає свою силу, бо співвідношення між лінійними вимірами інших тіл, швидкостями течії та обсягами тіл лишаються ті самі.

Закон Ері пояснює цілу низку явищ розмивання річкового ложища. Спокійна рівнинна річка тягне тільки малі піщинки; річка, що має тільки вдвоє більші швидкості, може тягти вже лобак, а гірські потоки можуть тягти цілі камені.

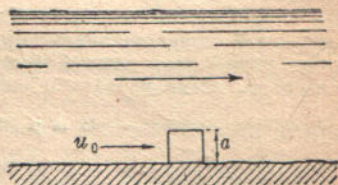


Рис. 96. Перекочування по дну.

Інакше, коли швидкості цих трьох потоків в характеризувати співвідношеннями 1 : 2 : 4, то вага тягнутих частинок буде у співвідношенні 1 : 64 : 4096; через те що в вищенаведених розрахунках не взято до обліку впливу похилу дна до позему, то вищенаведене теоретичне зростання ваги тягнутих частинок із збільшенням швидкостей буде переменшене, а на справді воно повинне бути ще більше.

Залежність між швидкостями потоку та масою пересуваних частинок можна визначити конкретніше ніж зроблено вище та розглядати випадок пересування часточок по дну з опором від тертя

Нехай  $u$  — швидкість течії,  $m$  — маса води в одиниці обсягу,  $\omega$  — площа поперечного перекрою пересуваного тіла. Сила  $P$ , що штовхає тіло, дорівнюватиме:

$$P = E \cdot \frac{m \cdot U^2}{2} \omega, \quad (136)$$

де  $E$  — коефіцієнт, що залежить від форми тіла.

Поптовхувій силі тіло ставить опір, пропорційний до його ваги в воді й тертю об дно. Позначаючи обсяг тіла через  $V$ , масу одиниці обсягу через  $m_1$ , пришвидження сили тяжіння через  $g$ , а коефіцієнт тертя через  $\mu$ , маємо вираз для опору  $W$ :

$$W = \mu \cdot V(m_1 \cdot g - mg) \text{ кг} = \mu Vg(m_1 - m) \quad (137)$$

Для моменту, що межує між споксєм і рухом, маємо:

$$P = W$$

звідси:  $E \cdot \frac{m \cdot U^2}{2} \omega = \mu \cdot V \cdot g(m_1 - m)$

$$U = \sqrt{\frac{2\mu \cdot V \cdot g \cdot (m_1 - m)}{E \cdot m \cdot \omega}}$$

Взявши форму частинки за колову з радіусом  $r$ , маємо:

$$V = \frac{4}{3}\pi r^3; \quad \omega = \pi r^2;$$

відкіля:

$$U = 1,41 \sqrt{\frac{\mu \cdot \frac{4}{3} \pi r^3 \cdot g(m_1 - m)}{E \cdot m \cdot \pi r^2}} = 1,60 \sqrt{\frac{\mu r g(m_1 - m)}{Em}} \quad (138)$$

Беручи  $g = 9,81$ ,  $E$  (за Ейтельвайном) = 0,7886,  $m_1 = 2200$  кг для більшості гірських порід і  $m = 1000$  кг (маса води в обсязі 1 куб. м), маємо:

$$U = 6,32 \sqrt{\mu \cdot r} \quad (139)$$

Заміняючи в (139)  $r$  через масу тіла  $M$ , із співвідношення:

$$M = \frac{4}{3}\pi r^3 m_1$$

цебто беручи  $r = \sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi m_1}}$ ,

$$\text{маємо } U = 6,32 \sqrt{\mu} \sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi m_1}} \quad (140)$$

$$\text{або, } M = A u^6 \quad (141)$$

де  $A$  — сталий чинник; цебто ми знесу маємо загальний вираз закону Ері.

В виразі (139) можна замінити коефіцієнт тертя  $\mu$ , за Пенком, на тангенс кута споховини  $\tau$ , що відповідає тертю частинки об дно ґрунту, цебто можна написати:

$$U = 6,32 \sqrt{r \tau g}$$

Для похилого дна з кутом до позему  $\varphi$  (беручи  $+\varphi$  при похилі за течією і  $-\varphi$  — проти течії), маємо відповідно за Пенком:

$$U = 6,32 \sqrt{r \frac{\sin(\tau - \varphi)}{\cos \tau}} \quad (142)$$

цебто, коли  $\tau = \varphi$ , частинки просто скокують по дну, а на це зовсім не потрібна швидкість; коли  $\tau - \varphi = 90^\circ$ , маємо максимальну границю швидкості. Беручи наближено  $\tau = 27^\circ$  (коли камінь ко-

тяться по каменю), матимемо, що максимальне можливе тягнення буде тоді, коли кут нахилу дна до рівня дорівнює— $63^\circ$ , і відповідна швидкість дорівнює:

$$U = 6,69\sqrt{r}$$

коли  $\varphi = 0$ , маємо:

$$U = 4,46\sqrt{r}$$

цебто швидкість, конче потрібна на те, щоб тягти частинки вгору по найкрутішому піднесенню, тільки в півтора рази більша, ніж швидкість, потрібна на те, щоб тягти цю частинку по рівному дну. Інакше кажучи, з піднесенням дна потрібна на тягнення сила зростає порівняно дуже мало.

Рівняння (142) показує, що в вираз для швидкості руху частинок входить кут тертя. Через неправильність поверхні та форми частинок, що котяться, а також і самого дна, кут тертя  $\tau$  не є сталий; тому швидкості руху частинок мають переривчастий характер: частинка починає котитися, загаюється, спинається, знову починає котитися і т. д.; тому пересічна швидкість її руху, загалом кажучи, менша, а інколи й набагато менша за швидкості води, що чинять на неї.

Закон Ері було багато разів перевірено на дослідах і ці перевірки цілком його potwierдили.

Із наслідків численних досліджень можна навести низку характерних цифр. Цифри ці дають ті вартості швидкостей  $V_{кр}$ , за яких починають рухатись по дну потоку частинки тої чи тої grubости, цебто за яких практично починається розмивання (див. також літ. XLIII).

Таблиця 52

I. За Дюбуа			II. За Унфенбахом		
№№	Назва ґрунту	$V_{кр}$ м/сек	№№	Назва ґрунту	$V_{кр}$ м/сек
1	Дрібний пісок . . . . .	0,162	1	Рінь діаметром 27 мм . . .	0,97
2	Грубий пісок . . . . .	0,216	2	" " " 54 " . . .	1,62
3	Глинець . . . . .	0,312	3	Каміні обсяг 5 дм <sup>3</sup> . . .	2,27
4	Середня рінь . . . . .	0,650	4	" " " 34 " . . .	3,25
5	Лобак . . . . .	0,975	5	" " " 68 " . . .	4,87
			6	" " " 340-510 „ . . .	11,69

Через те, що дно складається звичайно із частинок різного діаметра, то із зростанням швидкостей, напр., при повідних прибуваннях води, спочатку починають рухатись найдрібніші частинки, потім дедалі grubші.

Коли частинки дна дуже дрібні, то рухаються вони трохи не так, як це малює закон Ері. Тоді частинки починають рухатись із швидкістю, що дорівнює або майже дорівнює денній швидкості, і весь рух не обмежується самим тільки шаром поверхневих частинок, а захоплює цілий шар дна. Картину такого руху дано схематично на рис. 97. На дні утворюється цілий потік із напівуспендованих частинок, цебто плавучої маси дуже розводненого піску або мулу, з найбільшою швидкістю в площині  $dd$  і з нулевою швидкістю в площині  $oo$ .

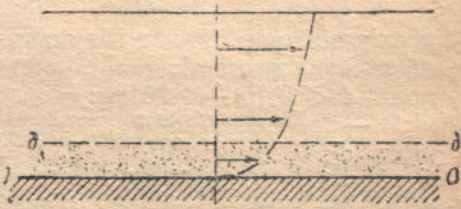


Рис. 97. Пересування придених намулів.

Такі піщані потоки часто бувають у знижених частинах піщаних перемілів, даючи інколи досить велику тверду витрату.

Цей випадок є перехідний до процесу перенесення водою змулених у ній намулів.

Іарешті відзначимо, що деякі автори, напр., Крейтер, щоб визначити розмивання корита, вводять особливе поняття «тягової сили»; II визначають, як силу, що чинить на квадратову одиницю поверхні дна.

Вирізки з потоку паралелепіпед (рівнобіжностінник) квадратного перекрою в 1 м і припустимо що він рухається, не деформується, з пересічною швидкістю потоку; його вага при глибині потоку  $H$  м дорівнюватиме 1000 Н кг; розкладімо цю силу на дві частини — нормальну до дна і дотичну до дна; тоді для тягової сили  $p$  матимемо:

$$p = 1000 \text{ Н і кг/м}^2.$$

Проте, на дно чинить не пересічна швидкість потоку, а денна швидкість, що загалом не дорівнює пересічній, а менша від пересічної. Звідси зрозуміло, що в наведений вираз треба ввести якийсь поправний коефіцієнт.

Справді, за дослідженнями Енгельса виявилось, що величина  $p$ , крім  $H$ , залежить від певного змінного чинника, що міняється з глибиною та пересічною швидкістю, а також залежно й від подовжнього профіля річного дна.

**106. Перенесення суспендованих частинок.** Розгляньмо спочатку механізм змудювання окремих частинок. Для цього спочатку розгляньмо падання важкої частинки в непорушній воді (літ. розд. 1—1). Візьмімо форму частинки за кулясту з пересічним діаметром  $d$  при питомій вазі  $\delta$ ; питому вагу води візьмімо, нехтуючи змінами густини від зміни температур, за одиницю. Частинка падатиме спочатку рівномірно пришвидшено, а далі повинен настати момент, коли рушійна сила й сила опору зрівняються і рух стане рівномірний. Для частинок дуже малих розмірів момент коли рух стає рівномірний, настає дуже швидко: для піщинок середнього розміру — 2—3 секунди, для дрібного піску та мулу — частки секунди. Назовімо рівномірну швидкість *гідралічним розміром* частинки і позначмо її через  $\phi$ .

Рушійна сила  $p$  дорівнюватиме:

$$p = \frac{\pi d^3}{6} (\delta - 1) \quad (143)$$

Силу опору  $W$  можна визначити в загальному вигляді так:

$$W = K \pi d^2 \phi^n \quad (144)$$

де  $K$  — неозначений коефіцієнт, що залежить від в'язкості течива та від форми частинки, а  $n$  — неозначений і поки ще невідомий показник.

Через те, що  $W = p$ , то, позначаючи  $K = \beta$ , матимемо:

$$\frac{\pi d^3}{6} (\delta - 1) = K \pi d^2 \phi^n.$$

цебто

$$d (\delta - 1) = \beta \phi^n \quad (145)$$

За дослідами проф. Крея в Шарльотенбурзькій лабораторії неозначені числа  $\beta$  і  $n$  мають такі вартості:

1) коли  $d < 0,15 - 0,20$  см:

$$d (\delta - 1) = 0,007 \phi^{1,2}$$

2) коли  $d > 0,20$  см:

$$d (\delta - 1) = 0,00064 \phi^2.$$

Питому вагу річних намулів можна взяти в границях 1,85—2,40. Взявши  $d = 0,3$  см, а  $\delta = 2,40$ , матимемо, що  $\phi = 3,32$  м, цебто, що взята частинка падатиме в стоячій воді рівномірно при швидкості її падіння 3,32 м/сек.

Явища падіння частинки в ламінарному потоковій річці не різнитиметься від умов для стоячої води. Але в турбулентному потоковій (цебто в кожній річці) картина падіння частинок ускладнюється тим, що в сторчові складові швидкостей в окремих точках потоку. Коли сторчова складова  $V_n$  не менша за гідралічний розмір частинки, цебто коли

$$V_n > \phi$$

то матимемо умови для суспензії частинки.

Сторчові складові досягають максимуму біля дна і мінімуму (0) біля поверхні і, значить, суспендовані частинки повинні розміщатись щодо своєї грубости послідовно: ближче до дна — найгрубіші частинки, вище — розмір частинок зменшуватиметься і на певній вишині, там, де сторчова складова буде менша від гідравлічного розміру найдрібнішої частинки з тих, що їх несе потік, — суспензії не буде. Правда, в дійсності можуть бути випадки, коли матеріял розмивання не матиме всіх розмірів грубости і тому максимальна грубість може бути набагато менша від максимальної величини сторчової складової, як це буває, наприклад, на деяких туркестанських річках; швидкості течії річок бувають тут чималі, а ґрунт ложища та берегів — дуже дрібний пісок; тоді суворя закономірність у розподілі частинок у вишину відпадає і по всій ґрубині потоку трапляються частинки тої самої грубости.

Далі, сторчові складові швидкостей в окремих точках, як це вже зазначалося (див. п. 78), весь час міняються, як своєю величиною, так і напрямом; отже, кожна змулена тверда частинка попеременно підпадає чинові то догірної, то додільної течії і то спадає, то підноситься, рухаючись по певній zigzagуватій траєкторії.

В багатьох практичних випадках великий інтерес має максимальна вартість сторчової складової — поблизу дна  $V_0$ ; від цієї вартості залежить розмивання дна або його замулювання, при даних глибинах, складі дна та властивих вичуваній річці чи каналові змулених частинках. В дослідженні цього питання багато цікавих наслідків добув англійський інженер *Кеннеді* під час його робіт на ряді штучних каналів в Індії. *Кеннеді* виходив з такого міркування: сторчова складова зростає, як показують спостереження, з пересічною швидкістю потоку  $U_m$ ; з другого боку, вона повинна зменшуватись із глибиною, бо чим більші шари води, тим більший опір мусить вона перемагати; отже повинна бути залежність такого вигляду:

$$V_0 = p \frac{U_m^a}{H^r} \quad (146)$$

Для частинок певного гідравлічного розміру  $\phi$  умову граничного замулювання одержують так:

$$\phi = p \frac{U_m^a}{H^r},$$

звідки

$$U_m = \left(\frac{\phi}{p}\right)^{1/a} H^{r/a}$$

або скорочено:

$$U_m = S \cdot H^{rn} \quad (147)$$

Вартість швидкостей  $U_m$ , при яких немає замулення в приденному шарі, можна назвати критичною.

Інж. *Кеннеді* для глибин у границях від 0,66 до 2,13 м одержав, із даних справжніх спостережень, такий вираз для  $U_m$  (у метричних метрах):

$$U_m = S \cdot H^{0,64} \quad (148)$$

Тут величина  $S$  залежить від грубости та питомої ваги окремих частинок. За даними *Гібсона* (літ. XXXVII) і за дослідженнями *Гаррета* маємо такі вартості  $S$ :

№№	Назва ґрунту	Вартість $S$ за Гібсоном	Вартість $S$ за Гарретом
1.	Дрібні піщані намули . . . . .	0,531	0,545—0,600
2.	Грубий пісок . . . . .	0,583	0,654—0,709
3.	Піщана глина . . . . .	0,641	—
4.	Грубі намули . . . . .	0,693	—

Зазначмо ще, що вплив температур, якими ми вище нехтували, виявляється, проте, в тому, що підвищення температури води сприяє частинкам швидше спускатись; тому частинки одної питомої ваги й одної grubosti в річках з холодною водою можуть триматися в змуленому стані при менших швидкостях, ніж у річках з теплою водою.

Теоретично для стоячої води швидкість рівномірного опускання кульових частинок  $U$  (шт. XXXVIII) можна визначити таким співвідношенням, коли виходити з трьох інших припущень ніж раніш і крім того вводити в розрахунок температуру води:

$$U = \frac{r^2(\delta_1 - \delta_0)g}{\mu} \quad (14)$$

де:  $\delta_1$  — густина матеріалу частинки,  
 $\delta_0$  — густина води;  
 $g$  — припущення сили ваги,  
 $\mu$  — коефіцієнт, що залежить від температури води.  
 Беручи  $g = 981$  см,  $\delta_0 = 1$  г,  $\delta_1 = 2,5$  г, маємо:

$$U = 327 \frac{r^2}{\mu} \quad (15)$$

Вартість  $\mu$  з дослідів визначають залежно від температур так:

коли $t = 0^\circ, 2$ , $\mu$ дорівнює . . . . .	0,01858
» $t = 10^\circ$ » » . . . . .	0,01317
» $t = 20^\circ$ » » . . . . .	0,01002
» $t = 30^\circ$ » » . . . . .	0,00800

Обчислюючи для цих температур  $U$ , матимемо таку таблицю:

Таблиця 52а

r у см	Швидкість падіння $\phi$ в см/сек при температурах			
	0°	10°	20°	30°
0,01	7,04	9,93	13,05	16,35
0,001	0,070	0,099	0,131	0,164
0,0001	0,0007	0,001	0,001	0,002

Із наведеної таблиці видно, між іншим, що при 0° частинка радіуса 0,001 см повинна витратити на те, щоб зануритись на глибину 10 м від поверхні води до дна (навіть у стоячій воді), більше ніж 3 години.

З усього сказаного ясно, що величина суспендованих частинок, що їх несе річка, повинна насамперед залежати від величини швидкостей течії. Зрозуміло, що важко шукати закономірності між швидкостями течії та числом змулених частинок; це число, очевидно, дуже залежить від того, до якого моменту в режимі річки стосуються спостережувані швидкості: чи до повідних прибувань, при яких у річку вносяться частинки піску та мулу з прилеглих місцевостей річного сточища, чи під час спадання цих прибувань і т. ін.

Щодо цього, то дуже показні дані таблиці 53, що їх одержано за дослідженнями Гемфрі та Аббота на р. Міссісіпі; із цих даних виходить, що із зростанням швидкості вага змуленого матеріалу далеко не завжди збільшується.

Таблиця 53

Швидкість у м/сек	0,500	1,070	1,685	1,798	1,231	0,744	1,298	0,963	1,234	1,436
Вага змуленого матеріалу (кг/м³)	0,202	0,219	0,399	0,403	0,595	0,622	0,800	0,801	1,000	1,003

Із сказаного зрозуміло, що відносна каламутність (див. п. 104) в загальному випадку далеко не повинна збільшуватись також із підвищенням рівнів води.

в річці. Навпаки, через те, що витрата води збільшується в площю чинного перекрою, цебто з квадратом вишини рівнів, а площа розмивання зростає із збільшенням периметра чинного перекрою, цебто з вишиною рівня, то ясно, що коли ложище річки та берегів на всю величину прибування складається з однорідного розмиваного ґрунту, то відносна каламутність з підвищенням рівнів повинна падати. Правда, можливі такі випадки, коли легко розмивані породи містяться переважно в горішніх шарах поперечного профілю річки, тоді з підвищенням рівнів відносна каламутність може збільшуватись.

Для таких, видно, умов проф. В. Г. Глушков вивів емпіричну формулу для залежності відносної каламутності від витрати поводи  $Q$  (в куб. саж.), тривалості  $T$  (в днях) і  $N$  порядкового номера  $N$ :

$$a - a_0 = \frac{25(Q - Q_0)^{2,3}}{12N},$$

де:  $a_0$  і  $a$  — відповідно відносні каламутності при низькому рівні й при поводі,  $Q_0$  — витрата низького рівня (с ж<sup>3</sup>/сек).

Коли перейти до розподілу змулювання вздовж річки, то можна відзначити таке: через те, що відношення денної швидкості до пересічної (при рівних пересічних швидкостях) на плесі менше ніж на перемілі, то загалом кажучи, змулювання в плесі більше ніж на перемілі, тим часом як тягнення навпаки переважає на перемілі, порівнюючи до плеса. Крім того, в плесі через вигнутість корита утворюється збивна течія, що підсилює сторчові складові швидкостей, цебто підсилює явище змулювання. За рівних інших умов змулювання повинне бути тим більше, чим більша швидкість течії, бо в такому разі сторчові складові повинні зростати.

Розподіл каламутності в ширину і в глибину річки тісно зв'язаний з розподілом швидкості течії.

Коливання кількості змулених намулів у різних річках або в одній річці, але в різні періоди її режими, дуже великі. Максимальні й мінімальні числа для відносної каламутності деяких річок дано в нижченаведеній таблиці:

Таблиця 54

№№	Річка	Максимум	Мінімум	Примітка
		кг на 1 м <sup>3</sup>		
1	Дунай . . . . .	2,153	0,002	Визначив Брайтенлянер у вересні 1882 р.
2	Ірраваді . . . . .	3,080	0,089	
3	Ельба . . . . .	0,756	0,001	
4	Рієнц . . . . .	75	—	

Як видно, числа можуть бути інколи зовсім виняткові, як то було констатовано для р. Рієнц.

Загальну кількість змулених намулів, що їх проносять річки в океан протягом року, дано в нижченаведеній таблиці:

Річка	Загальна кількість намулів за рік у мільйонах тонн
1. Ельба . . . . .	0,63
2. Райн . . . . .	4,05
3. Рона . . . . .	7,06
4. Тібр . . . . .	10,00
5. Дунай . . . . .	82,06
6. Інд . . . . .	446,23
7. Янтсекіянг . . . . .	253,21
8. Аму-Дар'я . . . . .	570,00

Отже, кількість твердих змулених намулів може бути величезна.

Треба мати на увазі, що навіть порівнюючи малі числа відносної каламутності можуть давати дуже великі абсолютні величини твердих речовин, коли

витрати річки чималі. Наприклад, дослідження в низах р. Росі (1927 р.) дали для відносної каламутності порівнюючи невеличке пересічне число в 0,074<sup>0</sup>/<sub>о</sub> від витрати води; беручи пересічну витрату літніх місяців 10 м<sup>3</sup>/сек, матимемо таке абсолютне число твердої витрати за добу:

$$0,074 \cdot 0,01 \cdot 10 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 = 640 \text{ куб. м.}$$

Питання про вміст твердих речовин у воді річки грає велику практичну роль під час розв'язання низки водно-господарчих проблем. До таких проблем можна залічити: 1) питання про замулювання водоймищ або взагалі водяних обширів, що їх утворюють, перегороджуючи водні потоки греблями; 2) питання про зрошення водами річок, зв'язані в відкладами змулених у воді речовин (шкідливих або корисних) на зрошуваних площах; 3) питання штучного підвищення поверхні низин, що лежать поблизу річок, шляхом створення умов для поступового відкладання на цих низинах твердих речовин, що містяться в водах річки (так званий «кольматаж»); 4) питання замулювання каналів і деформації природних річкових корит тощо.

Досліджуючи тверду витрату в цілях зрошення водами річок, обов'язково роблять хемічну, а також механічну аналізу змулених і розчинених речовин; зокрема зв'язують відносну кількість органічних речовин, фосфатної кислоти, калію та кальцію, що становлять найважливіші елементи здобривального зрошення.

**107. Перенесення розчинених речовин.** Та частина твердої витрати водотоків, що її вода переносить у розчиненому вигляді, складається переважно з кальцій карбонату, натрій хлориду та багатьох інших речовин, залежно від тих ґрунтів, через які проходить вода річки, а надто через які виходять підземні джерела, цебто залежно від ґрунтів річкового стоїща. В річках, що виходять з боліт і лісних місцевостей, звичайно в значній кількості розчинені гумусові кислоти, що надають воді чорного відтінку (чорні річки). Коливання в концентрації розчинених речовин звичайно набагато менші, ніж речовин змулених.

Кількість розчинених у воді речовин і їхній хемічний склад визначають методами хемічної аналізи, при чому наслідки дають у міліграмах на 1 літр.

Для характеристики можливих кількостей розчинених речовин наводимо такі числа вмісту цих речовин у р. Сир-Дар'ї в вигляді пересічних добових по місяцях, у тоннах (літ. XXXVII):

Жовтень . . . . .	1593	Квітень . . . . .	5193
Листопад . . . . .	1352	Травень . . . . .	7232
Грудень . . . . .	1281	Червень . . . . .	4554
Січень . . . . .	1090	Липень . . . . .	2807
Лютий . . . . .	1292	Серпень . . . . .	2211
Березень . . . . .	2924	Вересень . . . . .	1624

Всього за рік р. Сир-Дар'я проносить 6,1 мільйона тонн розчинених речовин, при кількості змулених намулів за той самий час близько 93, 2 мільйона тонн.

Хемічну аналізу розчинених речовин р. Сир-Дар'ї (1912 р.) та р. Нілу дано в нижченаведеній таблиці окремо в формі пересічних висновків для зими й для літа (в таблиці зиму позначено літерою «З» і літо — «Л»).

Таблиця 55

Річки	Елементи в мг на 1 літр													
	Густий залишок		Cl		SO <sub>3</sub>		K <sub>2</sub> O		Na <sub>2</sub> O		CaO		MgO	
	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л	З	Л
Сир-Дар'я . . . . .	500	290	42	23	144	74	114	8,5	58	24	97	53	45	25
Ніл . . . . .	205	160	17	6	29	18	10	15	13	6	52	44	10	10



Дані аналізу вод р. Дніпра біля с. Кайдак (за Аверкієвим, літ. XXXXI) наведено в таблиці 56 (в мг на 1 літр).

Таблиця 56

Місяці	Густий залишок при 110° С	CaO	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	SO <sub>3</sub>	Окисдаційність	SiO <sub>2</sub>
I	180	65	8,5	6,4	4,7	14,1	3,5	7,5	5,2
II	185	62	8,0	6,4	4,7	12,2	2,6	7,3	5,0
III	186	59	7,4	6,4	4,7	13,1	сліди	9,1	5,0
IV	195	43	5,6	7,5	6,9	12,6	—	11,0	8,9
V	180	42	6,0	6,0	7,1	13,1	—	13,7	8,0
IV	175	52	2,0	4,0	6,0	14,1	—	12,2	7,0
VII	190	49	5,0	5,0	6,0	12,0	—	13,2	12,0
VIII	204	70	10,9	4,0	3,0	8,8	—	10,8	3,0
IX	246	74	11,0	6,0	6,0	18,0	—	8,3	2,0
X	253	82	8,0	2,5	—	21,2	—	6,4	—
XI	190	65	9,8	2,8	5,0	10,0	—	7,3	10,0
XII	186	67	10,0	6,0	6,0	12,2	—	7,6	8,0

Отже для р. Дніпра біля с. Кайдак маємо деяке збільшення кальційних і магнезійних солей в осінній період і чимале збільшення органічних речовин у період весняного водопілля.

Загальна кількість солей в Дніпровій воді за даними 1906 року (В. А. Волжсина) міняється для різних пунктів так (у мг. на 1 літр):

Київ 23. III	Дніпропетровське 24. III	Запоріжжя 25. III	Кахівка 27. III
96,4	124,0	198,3	223,0

Цебто кількість розчинених речовин набагато збільшується вниз річкою; це, очевидно, зв'язане з виполіскуванням поверхневого стоку.

За підрахунками проф. І. Г. Александрова (літ. XXXIX) на дільниці Дніпропетровське-Кахівка щодоби виполіскується й заноситься в море близько 13000 тонн різних солей.

Характеристики розчинених у воді речовин конче треба знати, розв'язуючи цілу низку питань як із галузі інженерної (вплив солей на збудовані споруди, зокрема на бетон), так і з погляду використання води річок на зрошення та водопостачання (див. далі п. 109).

Нарешті, наведемо числа, що ілюструють загальну розмивну здатність річок (за проф. Гравеліусом).

Коли сумарну рокову витрату твердих частинок — тягнених, змулених і озвичених — віднести до одиниці площі сточища, то матимемо такі величини пересічного рокового зниження поверхень сточищ (у мм).

Ніл . . . . .	0,012	По . . . . .	0,230
Ураґвай . . . . .	0,026	Рона . . . . .	0,271
Міссісіпі . . . . .	0,050	Тібр . . . . .	0,319
Дунай . . . . .	0,095	Ірраваді . . . . .	0,501

108. Деформації річкового корита. Вище, в пп. 104 і 105 було з'ясовано види впливу річкової текучої води на корито річки, а також наслідки цих впливів: ерозія — глибинна й бічна та акумуляція. В зв'язку з цими впливами, річища, загалом кажучи, підлягають різним деформаціям. Деформації ці є похідні таких чинників: 1) похилу річки, що визначає швидкості течії,

2) грубости частинок, що в них складається річкове ложище, 3) характеру прилеглого сточища, а саме його розміру і геологічної будови, зокрема ґрунтів, що покривають сточище, 4) кліматичних характеристик сточища, зокрема наявності сприятливих умов для злив, 5) чинників спеціального порядку, як от льодові зашерети та спори, штучні споруди в річці тощо. Коли похил той самий, але частинки, що складають корито, різної грубости, деформації можуть бути різні: для річок з ложищем із дрібніших частинок деформації будуть більші. Напр., р. Єнісей має пересічний похил удвоє більший, ніж р. Волга, але ложище першого складається з ріні діаметром 2—3 см, а ложище другої — з піску діаметром 1—2 мм; в зв'язку з цим корито р. Єнісея відносно неперушніше, ніж корито р. Волги, хоч похил останньої менший. В гірських місцевостях, де схили їхніх горбовин складаються з легко розмиваних порід, при великих зливах річкові потоки несуть так багато змулених речовин, що відклади цих речовин у спокійніших дільницях таких річок можуть цілком змі-

нити конфігурацію корита. Таку картину маємо, наприклад, у гирлових дільницях багатьох річок Кавказу.

Характер деформації корита річок можна вивчати за допомогою повторних знімків, що їх роблють у різні роки; порівнюючи ці знімання, можна виявити зміни, що відбулися в період між зніманнями.

Деформації річкового корита можна поділити на дві категорії: 1) періодичні, цебто такі, що чергуються в часі і міняють характер окремих дільниць то в той, то в той бік,



Рис. 98. Пересування перемілів.

і 2) постійні, що змінюють корито ввесь час в одному напрямі; за границю постійних глибинних деформацій служить певна плавка крива, обмежена базою ерозії (див. п. 66); границі постійних бічних деформацій залежать від місцевих особливостей долини річки (див. п. 72).

Із періодичних деформацій корита рівнинних річок найчастіше бувають пересування кіс перемілів. Пісок, захоплюваний біля вигнутого берега, через гелікоїдальне обертання струменів у плесах переноситься частково до протилежного опуклого берега і частково намулюється тут, а решта змулених частинок відкладається на перемілі, що лежить нижче. Верхові схили перемілів (див. рис. 98) звичайно пологіші, ніж низові; денні намули піднімаються по цих пологістих схилах вгору і, дійшовши гребеня перемілі, скокуються далі вниз. Нахил верхової частини перемілі при цьому відповідає тому граничному куту піднесення, при якому ще можливе тягнення денних намулів при тих денних швидкостях, що існують; спад низового покоту відповідає також граничному куту, при якому частинки можуть скочуватися вниз. Через поступове переміщення частинок верхового покоту і перекочування їх за гребінь перемілі, ввесь обрис перемілі пересувається вниз по річці, як це схематично показано на рис. 98.

Крім перемілів, намули часто осідають також у вигляді так званих «подовжніх кіс». Ці коси являють собою ніби видовжене продовження вигнутого плесового берега; при цьому відмінно від перемілі подовжня коса не доходить до протилежного берега (див. рис. 99, *a* — перемілі, *b* — подовжня коса). Подовжні коси утворюються часто безпосередньо нижче від дуже крутих увігнутостей річки. Поступово подовжуючись, інколи коштом зменшення ширини, подовжні коси, коли процес досить довгий, можуть інколи завалити плесо, що лежить нижче, в верхній його частині; в наслідок цього може зменшитися кривина плеса і лінія найбільших глибин може трохи відсунутись від берега.

Щоб ілюструвати дійсні й можливі деформації корита, на рис. 100 показано пересування ряду обмідин на урегульованій частині р. Дунаю біля Відня, що сталося в період з 1876 до 1881 р.

Як сильно можуть деформуватись корита навіть рівнинних спокійних річок, видно з наведеного вище рис. 70, де показано хід пересічно-рокових рівнів р. Волги біля Сталінграда (кол. Царицина) та Саратова за період 1881—1910 рр., обчислених для послідовно взятих п'ятирічок (щоб зрівняти скоки в русі рівнів за окремі роки). Як видно з рисунка, в першому пункті можна передбачати поступове опускання дна, загалом для всього періоду на 0,40—0,50 м; в другому пункті, навпаки, підвищення дна приблизно на 0,60—0,85 м.

Деформації корит, що відбуваються в річках, становлять собою дуже цікаве питання як з погляду збудування в річках різних гідротехнічних споруд, так і щодо вивчення водоносності річок. Зокрема, з погляду інтересів судно плавання дуже важливе є питання про зміну перемілів річок. Явища деформації річкового корита, проте, вивчали до останнього часу дуже мало. У нас в СРСР з цього боку багато ініціативи та інтересних починів виявив

*Н. Н. Жуковський*, що проробив низку спеціальних досліджень на р. Волзі. Дослідження *Н. Н. Жуковського* показують, що в досліджуваних ним ріках (система р. Волги) має місце перенесення намулів у вигляді цілком певно виявлених *жил*, що їх втілено в обсяг потоку й що їх в дуже значній мірі насичено намулами, порівнюючи з сумежними струминами потоку. З цих жил намули



Рис. 99. Подовжні коси.

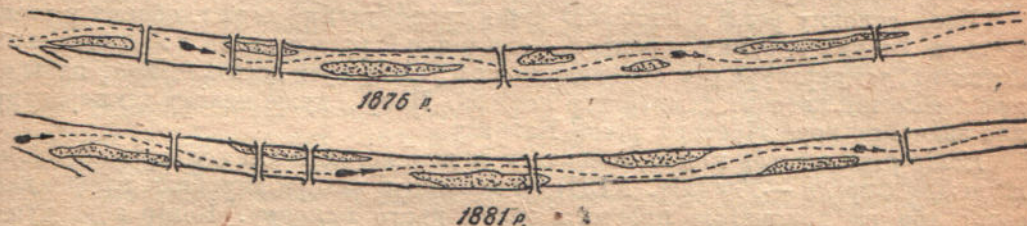


Рис. 100. Переміщення обмілин на р. Дунаї.

переходять у сумежні шари води головним чином з горішніх шарів жили. там де «жила» розтягається сумежними струминами. Відкладання намулів маємо в районах місцевого стиску жили сумежними струминами. Наслідки досліджень цього автора ще цілком не опубліковано (літ. ХІІ та ХІV).

## § 25. ХАРАКТЕРИСТИКИ РІЧКОВОЇ ВОДИ

**109. Про характеристики річкової води. Фізичні характеристики.** Вода кожної річки має низку характеристик, що тісно зв'язані з умовами її живлення і з властивостями тих порід, що через них проходить підземна вода, яка надходить у річку. Характеристики річкової води залежать також від умов протікання річки (похили, швидкості), коливань її водоносності та морфології її корита. Ці останні умови визначають собою розвиток у річці тих чи тих життєдіяльних мікроорганізмів, що й собі зумовлюють наявність чи відсутність у річковій воді різних рослинних і тваринних організмів, що впливають на характеристики річкової води. Крім зазначених природних причин, на властивості річкової води впливає безпосередньо діяльність людини. Промислові підприєм-

ства, що беруть воду з річок на потреби своїх виробництв і повертають цю воду, збагачену на покидьки цих виробництв, можуть дуже міняти природні властивості річкової води, перетворюючи її інколи з чистої на таку забруднену, що в ній зникає будь-яке рослинне й тваринне життя.

Найголовніші характеристики річкової води можна поділити на три основні групи:

- 1) фізичні характеристики,
- 2) хемічні характеристики,
- 3) гідро-біологічні характеристики.

Знати зазначені характеристики дуже важливо з різних поглядів, щоб оцінити річкову воду, чи придатна вона на водопостачання; для проєктування гідротехнічних споруд (хемізм, рибні багатства) тощо.

*Фізичні характеристики* річкової води складаються з таких найголовніших:

- 1) температура,
- 2) колір,
- 3) прозорість і каламутність,
- 4) запах і смак.

В зв'язку з турбулентністю руху температура річкової води звичайно однакова по всій товщі текучої води, як про це говорилося вище (див. п. 59). Температуру води вимірюють особливими термометрами, що дозволяють відчувати з точністю до десятих градуса.

Хід температури води звичайно відповідає ходові температури повітря тільки в найголовніших рисах; в зимовий період температура води лишається близька до 0°. Через те, що річка несе чималі маси води, температура її змінюється набагато плавкіше й повільніше, ніж температура повітря.

В зв'язку з зазначеними особливостями ходу температур річкової води, температури ці вищі за температури повітря не тільки в зимовий період; може трапитись, що й улітку, коли раптом дуже похолодає, річкова вода буде тепліша за повітря.

Коли головну річку в живленні річки грає підземна вода глибоких рівнів, а також і в тих окремих випадках, коли річки беруть початок з льодовикових скупчень, температура річкової води може й улітку бути досить стійка, низька, незалежно від високих температур повітря. Напр., дуже низьку температуру має звичайно вода гірських річок Кавказу.

Колір річкової води можна визначити за допомогою скалі кольорів або ксантиметра Фореля — Уле (літ. XLII) (її зазначені автори виробили власне для озер) або за допомогою простого опису цього кольору. Колір води дуже залежить від властивих річковій воді звичайних домішок. Найчастіше в рівнинних річок колір буває трохи жовтавий; в заболочених річках, коли є гумусові кислоти, колір води часто набуває брунатних і навіть чорних тонів.

Прозорість і каламутність річкової води також залежить від домішок, що є в ній. Прозорість води визначають звичайно за допомогою диска Секкі; це цинковий кружечок діаметром 0,3 м, пофарбований білою фарбою. Диск Секкі спускають на динні з поділками до такої глибини, поки він не почне зникати з ока. Грубина шару води до цієї глибини й править за міру прозорості.

Запах і смак визначають відповідними пробами, при чому звичайно для проби на смак і присмак воду нагрівають до 15°—20° С, якщо вона в природному вигляді має нижчу температуру. Для проби на запах воду звичайно нагрівають до 50°—60° С.

**110. Хемічні характеристики.** Найважливіші хемічні характеристики річкової води такі:

1) твердість, 2) солоність, 3) кислотність, 4) вміст різних характерних хемічних сполук.

Твердість води характеризує наявність у ній оксидів кальцію та магнезії; розрізняють загальну й постійну твердість.

Постійною твердістю називають ту, що лишається після кип'ятіння проби води, коли деякі солі розкладаються й осідають. Найпростіше можна визначити загальну твердість, титруючи пробу води спиртовим розчином калійного мила. З кількості мильного розчину, витраченого на утворення в склянці на 50 куб. см випробовуваної води дрібно-пухирчатої піни шаром до 5 мм, що не зникає протягом 5 хвилин, судять про твердість.

Твердість звичайно оцінюють у німецьких градусах твердості (1 німецький градус = 1,79 французького градуса = 1,25 англійського градуса). За зазначеного простого способу оцінювати твердість є такі співвідношення:

1 куб. см витраченого мила відповідає	0,15	німецького	градуса
2 » » » » » »	0,65	»	»
5 » » » » » »	2,16	»	»
10 » » » » » »	4,79	»	»
15 » » » » » »	10,47	»	»
25 » » » » » »	13,57	»	»

Щоб можна було використовувати воду на пиття, твердість її повинна бути не більша: загальна — за 18 німецьких градусів, постійна — 12 німецьких градусів. Загальна твердість води р. Дніпра біля с. Кічкас коливається в межах 3—13,2 німецьких градуса; твердість р. Самари — в границях 14,6—43,7 німецького градуса.

*Солоність* визначають методами хемічної аналізи.

*Кислотність* води визначають за допомогою лакмусового паперу на реакцію кислотну або лужну.

*Вміст різних характерних хемічних елементів* звичайно має на увазі виявити насамперед наявність таких речовин: 1) вуглеця IV-оксиду  $\text{CO}_2$ , 2) амоніяку  $\text{NH}_3$  (в добрій воді повинні бути тільки сліди), 3) ангідрид-нітритної кислоти  $\text{N}_2\text{O}_3$ , 4) ангідрид-нітратної кислоти  $\text{N}_2\text{O}_5$  (в добрій воді не повинно бути зовсім), 5) сірководню  $\text{H}_2\text{S}$  (не повинно бути в добрій воді), 6) сірка VI-оксиду  $\text{SO}_3$ , 7) хлору  $\text{Cl}$ , 8) заліза тощо (див. п. 106).

Визначмо, що наявність у річковій воді багатьох солей може вплинути так, що зовсім не можна буде ставити в даній річці бетонні споруди. За допомогою великих концентрацій бетон (літ. XXXIX) руйнують: 1) легко-розчинні солі сильних кислот  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}_2$ ,  $\text{MgSO}_4$  та інші, бо при цьому в кальцій-карбонату цементу може утворюватися кальцій сульфат, що, прилучаючи воду, дуже збільшується в обсязі; 2) всі сульфати, навіть мало розчинні (як  $\text{CaSO}_4$ ), бо солі  $\text{SO}_3$  цих сполук сполучаються з вапном та глиною цементу, утворюючи сульфоалюмінат вапна, так звану «цементну бацилю», що спричиняє явище здимання; шкідливий вплив цих солей буває небезпечний, коли їх більше за 300 мг на 1 літр; 3) вільний вуглець IV-оксид, що утворює з  $\text{CaCO}_3$  легко розчинний кальцій гідрокарбонат  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ .

**III. Гідро-біологічні характеристики.** Гідро-біологічні характеристики визначають спеціальними гідро-біологічними дослідженнями; щоб їх виконати потрібне спеціальне встаткування і спеціально підготовлені фахівці гідробіологи. Загальна мета таких досліджень — з'ясувати розмір і характер того органічного життя, що відбувається майже в кожній річці.

Рослинні й тваринні організми, що заселяють річкову воду (як і воду стоячих водоем), поділяються на кілька категорій. Найголовніші є: 1) *плянктон* — організми пасивні, що їх переносить вода; розрізняють рослинні організми, або фітопланктон, і тваринні організми або зоопланктон; 2) *нектон* — організми, що активно рухаються в воді — риби, ракуваті; 3) *плейстон* — плавка фільора, цебто рослини, легші за воду; 4) *бентос* або бентон — організми, що живуть на дні, себто такі, що важчі за воду й не можуть плавати.

З спеціальною метою особливо детально обслідують риб, що живуть у річці; це так звані *іхтіологічні* обслідування. При цьому виявляють: 1) характеристики рибних промислів (улов риби, знаряддя лову, місця лову тощо), 2) породи риб проходжі й місцеві («туводні»), розміри їхні, якість, тощо,

3) умови життя та розмноження риби — живлення риби, масові її пересування, періоди пересування, умови нересту, розвиток ікри та молоді тощо.

Обслідувати рибне господарство дуже важливо під час різних розшуків для цілів спорудження деяких гідротехнічних споруд (греблі — перешкоди проходженню риби, обвалювання заплави припиняє доступ рибі для нересту в заплавні водойми, тощо).

Зокрема треба виділити бактеріологічну аналізу річкової води, що важлива, наприклад, коли вивчають річки з тим, щоб використати їх на водопостачання. Тоді проби води набирають у залютовані стерильні пробівки; їхній носик облямує під водою, і скоро в пробівку набереться вода і пробівку виймуть, її зараз же залютовують. Саму аналізу роблять фахівці бактеріологи.

Отже, щоб повно схарактеризувати річку, з погляду комплексного її вивчення конче треба виявити характеристики річкової води — її фізичні, хемічні й гідробіологічні особливості.

## § 26. ПРО КЛАСИФІКАЦІЮ РІЧОК

**112. Можливі принципи класифікації.** Кожній річці властиві такі складні комплекси характеристик, що виявити особливості кожної річки, просто залічивши її до того чи того типу, не можна. Це, видно, і пояснює той факт, що досі немає хоч трохи загальної класифікації річок. В основу можливої класифікації річок можнакласти низку різних ознак. За найголовніші з таких ознак, очевидно, треба вважати:

- I) водоносність річок,
- II) похили річок,
- III) кліматичні умови живлення.

Характер водоносности річок визначає, разом із похилами, їхню ширину, коливання глибин, розподіл витрат протягом окремих сезонів року, співвідношення максимальних і мінімальних витрат.

Похили річок визначають загальний характер течії, швидкості, ерозійну діяльність річки, її енергію (разом з водоносністю).

В кліматичні умови живлення входять кліматичні особливості сточища, що від них переважно залежить стік; ці кліматичні особливості тісно зв'язані з зазначеними вище рисами, що характеризують водоносність.

Розгляньмо зазначені вище ознаки детальніше:

1. Щодо характеристики водоносности можна намітити таку схему типів річок:

А. Щодо величини пересічно-рокової витрати:

- 1) дуже великі річки — витрата більша за  $10000 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,
- 2) великі річки — витрата в межах  $1000-10000 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,
- 3) середні річки — витрата в межах  $100-1000 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,
- 4) малі річки — витрата в межах  $10-100 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,
- 5) дуже малі річки — витрата в межах  $1-10 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,
- 6) зовсім малі річки або річечки — витрата в межах  $0,1-1,0 \text{ м}^3/\text{сек}$ ,
- 7) струмки — витрата менша за  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$ .

З погляду такого розподілу, напр., р. Дніпро біля м. Києва належить до великих річок, біля м. Орші до середніх, а біля м. Дорогобужа — до малих (див. п. 95).

В. Щодо переважного розподілу стоку в році (літ. XXVIII) річки можна поділити на такі 3 головні типи:

- 1) річки з переважним у році середнім режимом — урегульовані (озерні);
- 2) річки з переважним у році низьким режимом — не урегульовані (не озерні);

3) річки, що наближаються до рівномірного розподілу в році всієї амплітуди витрат — середні умовами урегульованості.

На річках з переважною в році середньою витратою, витрати, близькі до пересічних величин рокового стоку, тримаються найбільше число днів в році;

така більшість озерних річок, як от р. Свір' (80% рокового періоду — витрати коливаються в межах 70—130% від норми). В річках цього типу співвідношення між роковими максимумами та мінімумами звичайно невелике, напр., для р. Свір' воно дорівнює близько 6,3.

На річках з переважним у році низьким режимом більшу частину днів в році тримаються низькі витрати, менші від норми на 50—60% і навіть більше. Такі неозерні малі річки центральної смуги, річки Уралу та Алтаю (напр., річка Чумиш — за інж. Д. І. Кочеріном; див. рис. 101 і літ. XXVIII). Тут відношення між роковими максимумом та мінімумом може досягати чималих величин, до 100—200.

Нарешті, характерна особливість річок, що наближаються до рівномірного в році розподілу всієї амплітуди витрат, — це поступове, близьке до лінійного, падання стоку від максимуму до мінімуму (в роковому розподілі

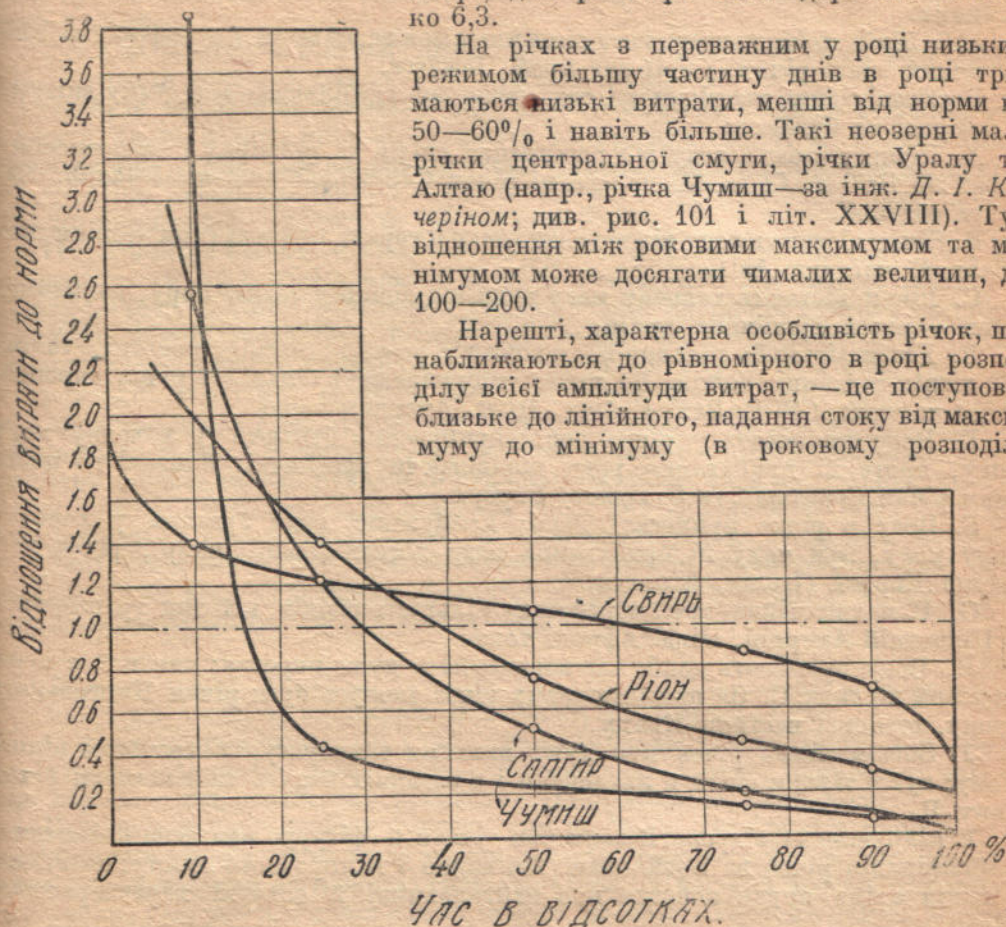


Рис. 101. Характерні типи річок щодо розподілу витрат (за Кочеріном).

витрат). Співвідношення між роковим максимумом і мінімумом у річок цього типу звичайно менше, ніж у попереднього типу, приблизно 40—60. За приклад таких річок можуть бути деякі річки Кавказу, як от р. Ріон, що має літню повідь дуже розтягнуту від розтавання снігів та льодовиків, а також окремі випадкові поводи в різні пори року. Такий самий розподіл витрат має р. Салгір (Крим).

Рис. 101 дає криві розподілу витрат (забезпеченості) для представників зазначених трьох головних типів; збудував ці криві інж. Д. І. Кочерін.

С. Щодо характеристик коливань стоку в році:

- 1) річки з одним різко-виявленим роковим максимумом — безповідні.
- 2) річки з рядом високих максимумів — повідні.

До перших належать великі річки рівнинного характеру, наприклад, р. Дніпро в середній його течії.

За представників річок другого типу можуть бути більшість малих річок і річок південної смуги, а також така річка, як Дністер (див. п. 98).

II. Щодо похилів можна розрізняти:

- 1) річки гірські, що їхній похил більший за 0,005,
- 2) річки перехідні із похилом у межах 0,005 — 0,0001.

3) річки рівнинні із похилом в межах 0,0001 — 0,00005,

4) річки низовинні із похилами меншими за 0,00005.

За цією схемою, напр., р. Дніпро належить до рівнинних річок, р. Остер до низовинних, р. Прип'ять близька до середини — між рівнинними й низовинними.

III. Щодо кліматичних умов живлення можна навести класифікацію кліматичних типів річок, що її дає проф. *Восейков*.

Восейков ділить усі річки на такі типи, що здебільшого в чистому вигляді в природі не бувають:

А. Річки дістають воду від розтавання снігів на рівнинах і на невисоких горах до 1000 м. Сюди близькі деякі річки Сибірської півночі: Колима, Хантага та інші.

В. Річки дістають воду від танення снігу в горах; близькі типи — ріки центральної частини Азії.

С. Річки дістають головну масу води від дощів у літню пору; найближчі типи — річки тропічних країн.

Д. Річки дістають головну масу води від розтавання снігу навесні, а також від літніх та осінніх дощів. До цього типу належить більшість річок європейської частини СРСР, Зах. Сибіру, Півн. Америки тощо.

Е. Воду приносять у річки дощі; перебування бувають у холодну пору року, проте ці перебування води порівнюєчи невеличкі. Близькі до цього типу річки Середньої та Західньої Європи.

ґ. Воду в річки приносять дощі; перебування води бувають у холодну пору року, при чому ці перебування води досить значні; напр., річки південної Європи (Італія, Еспанія).

Г. Немає постійної течії через малу кількість опадів; цей тип трапляється в Південній Америці, Півд. Африці тощо.

Н. Воду приносять дощі, але дощова пора дуже коротка; тип цей є переходовий до типу С. За приклад таких річок можуть бути річки Киргизького степу, степової частини Криму.

ґ. Зовсім немає річок при дуже низьких температурах протягом цілого року; тут є тільки сніги й льодовики і з останніх беруть свій початок річки типу В.

В підручниках гідрології звичайно тільки й фігурує наведена кліматична класифікація річок за Восейковим. Як видно з її короткого змісту, ця класифікація аніяк не дає поняття про найголовніші й основні характеристики річок.

Відзначмо, що існує ще класифікація річок за розподілом у них температур води в різні пори року — проф. *Форстера*; він пропонує ділити річки на 4 розряди: 1) джерельні, 2) озерні, 3) льодовикові й 4) рівнинні.

В зв'язку з тим, що наведена вище пропонується від нас можлива система класифікації річок надто схематична, треба визнати, що це питання ще чекає на своє остаточне розв'язання.

## РОЗДІЛ V

### СТІК І ЧИННИКИ СТОКУ

#### § 27. КЛІМАТИЧНІ ЧИННИКИ СТОКУ

113. Відносна роль кліматичних чинників. Чинники стоку, цебто чинники, що впливають на процеси стоку, дуже численні, різноманітні й чинять у різних напрямках; одні з них чинять позитивно, сприяючи стіканню випадити опадів, другі — негативно, затримуючи стік чи навіть і зовсім усуваючи можливість непереривного стоку в якомусь потоці.

Серед звичайних чинників стоку можна виділити (див. п. 5) такі найголовніші: 1) кліматичні умови, 2) топографічні й площинні чинники і 3) ґрунтово-геологічні, включаючи сюди й рослинну покриву. Окремо можна поста-



вити чинники, зв'язані з діяльністю людини: спорудження гребель, обвалювання річок, обліснення або вирубаня лісів тощо.

Проте, з усіх цих чинників перша група — кліматичні умови — є вирішальна. Немає опадів — немає стоку; є опади, але є сильне випаровування — стік буде невеликий; коли є великі опади й мале випаровування — стік буде найбільший.

Тут цілком слушне загальне положення, що його висунув свого часу російський учений *Войков*: «річки — це продукт клімату».

Як буде детальніше показано далі, інші з зазначених вище чинників теж можуть, проте, цілком реально впливати на процеси стоку. Ці впливи виявляються тим дужче, чим коротші періоди гідрологічних циклів, узятих до розгляду, і чим дужче сукупність окремих чинників двох останніх груп чинить в один якийсь бік — додатний або від'ємний.

**114. Рівняння Пенка-Оппокова.** Зв'язок між стоком ( $y$ ), опадами ( $x$ ) і випаровуванням ( $z$ ) в загальному вигляді визначають так званим *рівнянням Пенка-Оппокова*. Коли розглядати водний баланс на площі даного водозбору, то можна констатувати таке: волога, що випадає на поверхні сточища в різні періоди року, почасти випаровується, почасти просочується, а почасти стікає по поверхні в річкову систему. Вода, що просочилася, знов таки частково піднімається вгору і випаровується, почасти попадає підземними шляхами до річкової системи, а почасти стікає за межі даного сточища. Для більш-менш великих сточищ можна нехтувати виходом підземної води за межі цих сточищ, абож можна припустити, що підземна вода, яка виходить за межі сточища, компенсується підземною ж водою, що приходить у дане сточище з сусідніх.

Далі, коли взяти *дуже довгий період* і до того ж такий довгий, щоб цикл проходження води підземними шляхами до річкової системи за такий період міг здійснюватися цілком, то можна прийняти:

$$x = y + z. \quad (158)$$

Щебо всі опади  $x$ , що випали в сточищі, витрачаються так:

1) дають річний стік  $y$  і 2) решта йде на випаровування. Проте, для короткого періоду ця проста рівність буде неправильна. А саме, коли взяти період, що дорівнює гідрологічному рокові, то треба мати на увазі таке:

Протягом такого періоду частина опадів може лишитися в сточищі і не потрапити в річку просто через те, що підземна вода не дійде за рік від місця свого просочування до річкової системи. Отже ця частина вологи, що випала в сточищі, утворює для даного року певний запас або *накопичення* (за термінологією акад. Є. В. Оппокова); очевидно, волога повинна накопичуватися в сточищах річок увогкі роки, що йдуть після років посушливих. Навпаки, в посушливі роки запас зібраної вологи підземні шари можуть віддавати річці, не поповнюючись водою у цей рік безпосередньо коштом випалих опадів; в такі роки, видно, в сточищі повинне бути певне *витрачання* (за термінологією акад. Є. В. Оппокова) накопичених раніш запасів вологи і до того ж витрачання не коштом опадів, що випали в цьому році. Позначаючи накопичення через  $+n$ , а витрачання через  $-p$ , матимемо для окремих гідрологічних років

$$\left. \begin{aligned} x &= y + z + n \\ x &= y + z - p \end{aligned} \right\}, \text{ щебо } x = y + z + \frac{n}{-p} \quad (159)$$

Це рівняння й має назву рівняння Пенка-Оппокова, бо основу йому дав Пенк, а доповнив його Є. В. Оппоков.

Візьмімо досить довгий період; просумувавши рівняння Пенка-Оппокова для ряду років, що входять у взятий період, ми, очевидно, матимемо початкове тричленне рівняння (158), бо алгебрична сума накопичень і витрачань у такому разі дорівнюватиме (приблизно) нулеві.

Отже в рівняння:

$$x = y + z$$

повинні входити пересічні багаторічні вартості опадів, стоку й випаровування, або інакше «норми» опадів, стоку й випаровування. Норму стоку й норму опадів можна обчислити за даними справжніх вимірів безпосередньо. Випаровування сточища безпосередньо обчислити не можна, бо дані спостережень дають тільки випарність або наближені числа окремих випадків випаровування (див. § 4).

Проте, знаючи  $x$  і  $y$  з наведеного рівняння, можна обчислити норму випаровування теоретично:

$$z = x - y. \quad (160)$$

Числа, що характеризують фактичні вартості (пересічно-багаторічні) опадів, випаровування та стоку для ряду сточищ різних країн, дано в нижченаведеній таблиці (в мм):

Таблиця 57

№№	Назва річки	Опади	Випаровування	тік
1	Дніпро до Києва	560	428	132
2	Ока до Орла	555	441	114
3	Волга	463	317	146
4	Дін	403	337	66
5	Дністер	548	356	192
6	Нева	532	158	374
7	Майн	657	470	187
8	Ельба богемська	692	500	192
9	Тісса (до Тісси Уайлака)	1174	574	600
10	Тісса (до Сегедіна)	710	514	196
11	Вісла	620	462	158
12	Райн	830	463	367
13	Дунай	749	506	243
14	Дальбельф	612	163	449
15	Огайо	1060	484	576
16	Міссісіпі	757	579	178
17	Кольорадо	254	210	44
18	Ганг	1932	1173	758
19	Ніл	826	791	35
20	Конго	1323	814	508
21	Амазонка	1967	1422	546

Як видно з наведених даних, характеристики випаровування та стоку, так само як і опади, міняються в дуже широких межах.

Поруч з вартостями стоку понад 500 мм (Огайо, Конго, Амазонка) є річки із стоком тільки 44 й 35 мм (Кольорадо, Ніл); у нас в СРСР, за наведеними даними, є річки із стоком 374 мм (Нева) і в той самий час 66 мм (Дін).

Наведені дані показують також, в яких широких межах міняються коефіцієнти стоку; напр., для СРСР від 0,70 (Нева) до 0,164 — за наведеними даними; само собою зрозуміло, що можливі в дійсності випадки не вичерпуються зазначеними межами.

**115. Типи співвідношень між опадами, стоком та випаровуванням.** Розгляньмо тепер залежність стоку й випаровування окремо від опадів. Можливе випаровування є та максимальна величина, що її може досягти фактичне випаровування відповідно до 1) наявності вологи для випаровування і 2) фізичних умов випаровування. Наявність вологи для випаровування безпосередньо зв'язана з величиною випалих опадів (за рівних інших умов). Коли опадів мало, то й випаровування буде мале; коли опади збільшуються, випаровування збільшуватиметься на початку швидко, а далі поступово повільніше; в границі, коли опадів буде більше, ніж досить для максимального випаровування, випаровування вже не збільшуватиметься і стане сталою величиною. Отже теоретично залежність випаровування від опадів повинна ви-

значати якась крива, що при досить великих вартостях опадів іде рівнобіжно з їхньою віссю.

Російський учений *Ольдекоп* дав для кривої залежності випаровування від опадів таку загальну аналітичну формулу:

$$Z = Z_0 \operatorname{tg} h \left( \frac{x}{Z_0} \right) \quad (161)$$

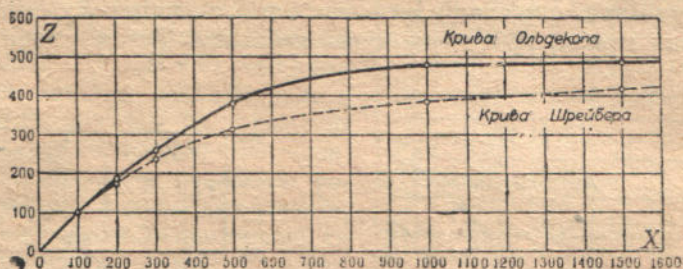


Рис. 102. Крива випаровування за Ольдекопом.

де:  $Z_0$  — можливий у даних умовах сточища максимум випаровування, а  $\operatorname{tg} h$  — символ гіперболічного тангенса, що міняється від 0 до 1. Вигляд такої кривої показано на рис. 102. Отже за Ольдекопом,  $Z_0$  є єдиний параметр кривої випаровування, — параметр, що його визначають для кожних умов сточища. Значить, при різних  $Z_0$  матимемо громаду кривих випаровування, що виходять із початку координат під якимсь кутом; цей кут, видно, повинен бути близький до  $45^\circ$ , бо коли починають випадати опади, всю їхню кількість, мабуть, повинне забирати випаровування.

Переходячи до співвідношення стоку з опадами, можна констатувати тут зворотню картину. Стік теж повинен зростати з опадами, але при малій вартості опадів (цебто коли різниця між фактичним і можливим випаровуванням велика) повільно, а далі, коли фактичне випаровування наближається до можливого, — швидше; при досить великих вартостях опадів у границі стік повинен, видно, зростати так само, як і опади. Отже теоретична крива залежності стоку від опадів повинна починатись при якійсь кінцевій початковій вартості опадів, далі досить повільно зростати і, нарешті, при великих вартостях опадів іти під кутом  $45^\circ$  до осей координат.

Отже стік і випаровування (кожне окремо), є певні функції опадів; при цьому ці функції такого вигляду, що із збільшенням аргумента вартість функції не може зменшуватись. Як виходить із сказаного, в границі можуть бути два випадки: 1) кут нахилу до осі  $x$  кривої у дорівнює  $45^\circ$ , а  $z = 0^\circ$ ; 2) кут нахилу до осі  $x$  кривої у дорівнює 0, а кривої  $z = 45^\circ$ .

Справді, такі випадки, близькі до граничних, і бувають інколи в природі. На рис. 103, 104 і 105 показано три характерні випадки співвідношень рогових вартостей  $y$ ,  $z$  і  $x$ , взятих для окремих гідрологічних років. Перший випадок (рис. 103) показує справжнє пересічне співвідношення між стоком та опадами (верхня проста) і випаровуванням та опадами (нижня проста) для р. Дальельф у Швеції. Величини справжніх спостережених вартостей  $y$  і  $x$  і обчислених вартостей  $z$  позначено на рисунку кружечками.

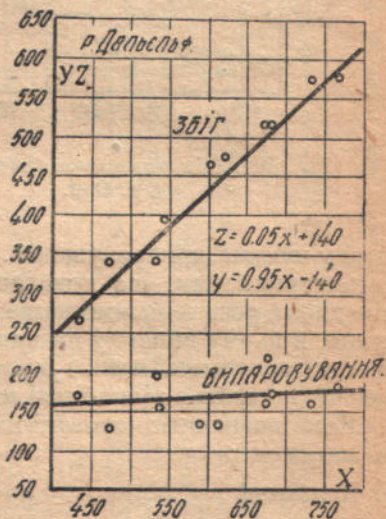


Рис. 103. Стік, випаровування та опади для р. Дальельф.

Як видно з рисунка, стік зростає тут дуже інтенсивно із збільшенням опадів, тим часом як випаровування лишається майже незмінне. Це залежить від загальних кліматичних умов Швеції: вологого й холодного клімату, через що не може бути хоч трохи інтенсивного випаровування. Таке співвідношення близьке до зазначеного вище першого граничного типу співвідношень.

Рис. 104 дає приклад близький до другого типу співвідношень між опадами, стоком та випаровуванням. Тут наведено дані для р. Оки. В цьому випадку в міру збільшення опадів інтенсивно зростає випаровування, тим часом як стік (нижня крива) міняється дуже небагато. Тут є умови, що спричи-

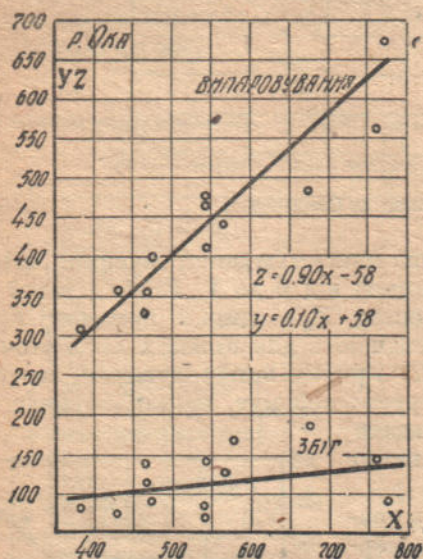


Рис. 104. Стік, випаровування та опади для р. Оки.

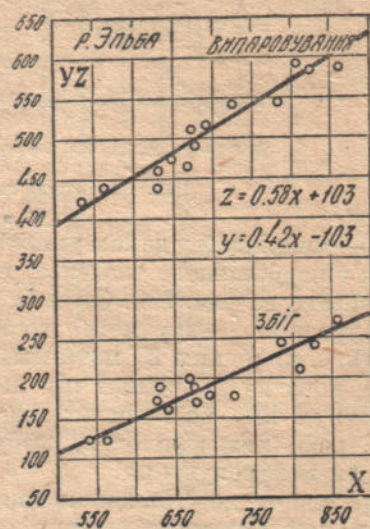


Рис. 105. Стік, випаровування та опади для р. Эльби.

няють чимале випаровування. Нарешті, третій наведений приклад (рис. 105) характерний тим, що показані на ньому співвідношення будуть посередині між двома розгляненими вище; тут наведено дані для р. Ельби. Як видно з рисунка, в цьому випадку як випаровування (верхня проста), так і стік (нижня проста) зростають майже однаково інтенсивно в міру зростання опадів, утворюючи дві майже рівнобіжні прості.

Коли визначити показані на рис. 103, 104 і 105 співвідношення аналітично, то матимемо:

р. Дальельф

$$\begin{cases} z = 0,05 x + 140; \\ y = 0,95 x - 140; \end{cases}$$

р. Ока

$$\begin{cases} z = 0,90 x - 58; \\ y = 0,10 x + 58; \end{cases}$$

р. Ельба

$$\begin{cases} z = 0,58 x + 103; \\ y = 0,42 x - 103; \end{cases}$$

Зрозуміло, що рівняння для  $z$  є додаткові до одиниці в відношенні до рівнянь, що визначають  $y$ , бо  $z = x - y$ .

Отже можна констатувати, що можуть бути три основні характерні типи співвідношень між опадами, випаровуванням та стоком:

1) пряма залежність стоку від опадів і майже сталі мало змінні вартості випаровування (р. Дальельф); 2) різко виявлена залежність випаровування від опадів при малій залежності стоку від опадів (р. Ока); 3) досить різко ви-

явлені залежності від опадів і стоку і випаровування (р. Ельба). Легко уявити що в дійсності може бути багато інших проміжних випадків, ближчих то до одного, то до другого, то до третього з зазначених трьох типових характерних випадків.

Зауважмо також, що зазначені залежності між опадами та стоком у наведених прикладах добре відбивають тільки деякі середні співвідношення; справжні рокові вартості в окремі роки можуть дуже помітно відхилятися, а надто для типу другого (р. Ока); ці відхилення можна пояснити, поперше, можливою в таких випадках реальною роллю необлічуваних додаткових членів, що визначають факт накопичення та витрачання вологи в сточищі; подруге, також тим, що в узятій схемі зіставлень не беруть до уваги інший важливий чинник — той чи той розподіл опадів у році. Справді, величина стоку повинна залежати не тільки від кількості випалих опадів, але також і від того, коли та як випали ці опади. Коли велика частина опадів випала взимку, то більша частина їх потрапляє в річку; коли ж та сама частина опадів випадає в літній гарячий період, то відсоток утрат, безповоротних для живлення річки, повинен у цьому випадку бути набагато більший. Так само кількість опадів, що випадає протягом довгого періоду і до того ж малими порціями, дає безперечно менший ефект для стоку, ніж коли б та сама кількість опадів випала протягом коротшого періоду і до того ж у більших, ніж у першому випадку, дозах.

**115-а. Температури й другорядні чинники.** Випаровування зумовлюють: дефіцит вологи, вітер і насамперед хід температури повітря.

Тому температуру повітря також треба вважати за основний кліматичний чинник стоку.

Крім того, той чи той хід температури повітря впливає на процеси стоку і трохи іншими шляхами.

Від'ємні температури зумовлюють випадання опадів у твердому стані, Збираючись протягом зими (див. п. 97), снігові опади втрачають на випаровування та просочування в ґрунт у багато разів менше, ніж опади, що випадають у вигляді дощів, і в багато разів збільшують звичайні витрати річок (у наших широтах). З другого боку високі температури в весняно-літньо-осінній період, як це й виходить з усього попереднього, дуже впливають на величину утрат у випалих рідких опадах. Тому той чи той хід у році температур повітря безпосередньо впливає на величину й процеси стоку в сточищі.

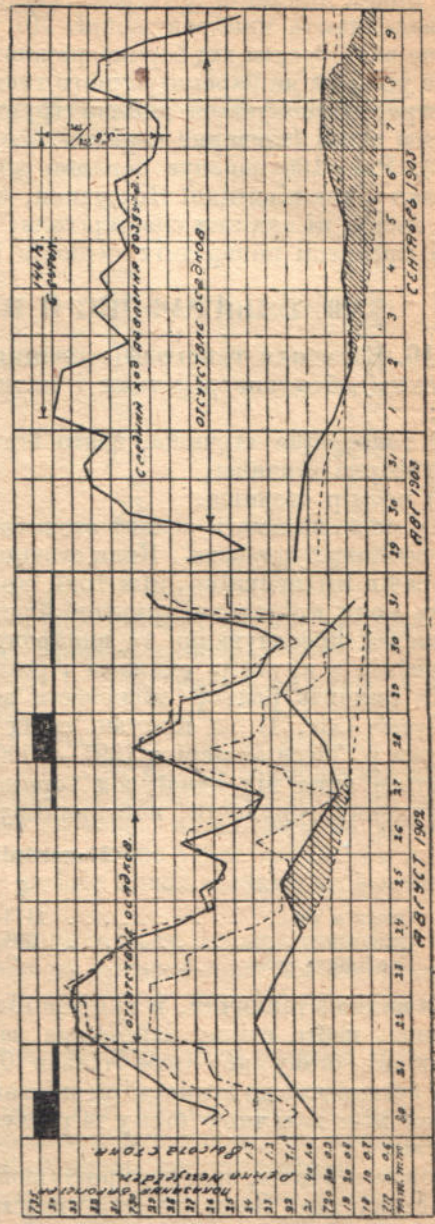


Рис. 106. Вплив на стік барометричного тиску.

Для річок, що беруть початок з льодовиків або з гір з вічними снігами, вплив ходу температури на процеси стоку зрозумілий без особливих пояснень.

Відзначмо, що в повсякденному ході режиму річки реально впливає й багато інших чинників метеорологічної кон'юнктури, крім опадів і температур, що визначають випаровування. До таких другорядних чинників насамперед можна застосувати хід барометричного тиску. Ряд дослідників установили, що через різкі зміни барометричного тиску а саме через різкі й сильні падіння барометра, збільшується доплив ґрунтових вод там, де вони виходять на поверхню землі (очевидно через те, що зменшується напір повітря на підземну воду). Рис. 106 показує випадки досить великих піднесень рівнів на одній з малих річок південної Німеччини, зв'язані з різкими падіннями барометричного тиску; ці падіння спостерігали, коли зовсім не було опадів у всьому сточищі протягом попередніх періодів (літ. VII).

## § 28. ТОПОГРАФІЧНІ Й ПЛОЩИННІ ЧИННИКИ СТОКУ

**116. Елементи топографо-площинних чинників.** До групи топографо-площинних (цебто топографічних і площинних) чинників стоку можна залічити такі:

- 1) топографія сточища, цебто його рельєф (у тому числі похили),
- 2) форма сточища,
- 3) розмір сточища.

Як може впливати рельєф сточища на той чи той хід процесів стоку, ясно без особливих пояснень. Коли сточище горяне, то процеси стоку будуть у багато разів інтенсивніші, ніж тоді, коли сточище рівнинне; в останньому разі, навіть коли кліматичні ґрунтові й рослинні характеристики сточища однакові, втрати на просочування та випаровування повинні бути далеко більші, ніж у басейнів з крутими схилами гірських горболин.

Як впливає рельєф місцевості видно з дальшої таблички, що її склав П. Вуєвіч (літ. I) на підставі своїх дослідів над стоком у різних частинах сточища р. Тісси за період 1891—1900 рр. В цій таблиці окремі дільниці дуже різняться одна від одної: від горяної до низовинної; дільниці розташовані по ступенях горяности, найгорянішу позначено 1, а найнижчинішу — V.

### Категорії горяности

	I	II	III	IV	V
Опади в мм . . . . .	1174	795	732	710	631
Стік у мм . . . . .	600	258	202	196	138
Коефіцієнт стоку . . . . .	0,51	0,32	0,28	0,28	0,22

Як видно з таблички, в найгорянішій дільниці вартість коефіцієнта стоку найвища, цебто стікає найбільша частина опадів; для низовинної дільниці коефіцієнт стоку дорівнює тільки 0,22. Поступове зменшення коефіцієнта стоку безперечно до певної міри зв'язане із зменшенням кількості опадів; проте зв'язок між величиною стоку та рельєфом, видно, повинен змінитися через те не дуже.

Форма сточища, а також розташовання на ньому допливів впливає на процеси стоку так. Коли річкова система має вигляд віяла, то вода в головну річку з окремих частин сточища повинна допливати одночасніше й швидше, ніж тоді, коли сточище має різко виявлену видовжену форму.

Коли сточище видовжене, окремі частки води перебігають довші шляхи; крім того, в цьому разі менше шансів на згідний хід кліматичних явищ по всій площі сточища річки.

**117. Вплив розмірів сточища.** Вплив розмірів сточища (до певного перекрою річки) можна розглядати в таких двох напрямках:

- 1) щодо середніх характеристик збігу за будь-які досить довгі періоди, напр., рік або ряд років;
- 2) щодо впливу величини площі на формування максимальних секундних витрат.

З першого погляду можна вважати, що для більш-менш великих сточищ (порядку більш як кілька сотень кв. км) пересічно-річні вартості стоку навряд залежать від величини сточища.

З цього боку досить наочна дальша таблиця пересічно-річних вартостей стоку (в м<sup>3</sup>/сек) для різних сточищ системи р.Оки до м. Орла<sup>1</sup>, за даними 1896—1897 гідрологічних років:

Таблиця 58

№	С т о ч и щ е	Площа в кв. км	Річний стік у модулях
1	р. Ока до Орла	4860	4,44
2	р. Ока до Салтиковського селища	2600	4,36
3	р. Ока до Ретяжського селища	960	4,41
4	р. Крома	880	4,25
5	р. Рибниця	757	4,34
6	р. Цон	756	4,98
7	р. Ока до Богородицького селища	430	4,52
8	р. Ипка	409	4,60
9	р. Ока до Сонцевського селища	279	4,58
10	р. Ракитня	224	4,90
11	р. Руда	131	4,34
12	р. Тросна	114	3,75
13	р. Ока до Сеньковського селища	73	4,92
14	р. Озерна	69	3,77
15	р. Літобіж	33	4,98
16	р. Ретяж	27	4,95

Напр., досить велике сточище р. Цони (756 кв. км) дає такий самий стік, як дуже мале сточище р. Літобіжа або р. Ретяжа; випадки 12, 11, 3 та 1 (за таблицею) дають картину збільшення стоку із збільшенням сточища; є також зворотні випадки, напр., 6, 7 та 12 тощо.

Інж. Д. І. Кочерін цілком слушно вважає, що модуль середнього стоку більше залежить від фізико-географічних умов сточища, ніж від розмірів площі його; за Кочеріном, тільки на півдні можна сподіватися на істотне та помітне зменшення модуля із зростанням площі сточища, якщо мати на увазі малі сточища (порядку до кількох сотень кв. км та може менш як тисяча кв. км).

Тепер розгляньмо, як може впливати розмір площі сточища на формування максимального секундного стоку.

Вплив розмірів сточища з цього боку виявляється головню в зв'язку з тим часом, що його витрачають частинки води на проходження від місця, де вони випадають на поверхню, до розгляданого перекрою; цей час має назву «часу добігання».

Простежмо, яку роллю в процесах стоку можуть грати розміри сточища та час добігання.

Нехай маємо сточище, показане на рис. 107. Припустімо, що зарискована смуга на рис. 107 означає положення вологовмісної хмари, що проходить над сточищем і дає зливи опади. Нехай  $W$  — площа всього сточища,  $\omega$  — площа зрошеної частини; в перекрої  $AA$  міститься простець  $S$ , біля якого ми й будемо розглядати стік. Позначмо через  $h$  інтенсивність зливи (в мм на хвилину), а тривалість зливи через  $t$  хв.; коефіцієнт же стоку позначмо через  $a$ . Тоді сумарна кількість води, що пройде через простець після зливи, дорівнюватиме:

$$Q = a \omega \cdot h \cdot t.$$

<sup>1</sup> Див. Е. А. Гейнц, Водопосность бассейна верховьев Оки в связи с осадками. СПб, 1903. Навсидимо ці дані за працею інж. Д. І. Кочеріна—Средний многолетний годовой и месячный сток в европ. йской части Союза «Труды Московского Института Инженерств Транспорта», вып. VI, Москва, 1927. Цікаво відзначити, що у згоді з думкою Е. А. Гейнца ці самі дані використав проф. С. А. Савостов для ілюстрації якраз зворотного положення, а саме, що пересічно-річні вартості стоку зростають в міру зменшення величини площі сточища.

В якийсь момент після початку зливи повинна настати максимальна секундна витрата. Коли час добігання для найближчої до  $AA$  частини площі  $\omega$  назвемо через  $T_1$ , а для найвіддаленішої через  $T_2$ , то початок зливової хвилі в простеці  $S$  буде через  $T_1$  секунд після початку зливи, а кінець — через  $t + T_2$  секунд. Момент максимальної витрати буде десь у проміжку між  $t$  і  $T_2$ , коли  $t > T_2$ , і в проміжку між  $T_1$  і  $T_2$ , коли  $t < T_2$ . Очевидно, що в першому випадку за рівних інших умов ми матимемо більшу максимальну витрату, бо стік з найвіддаленішої зрошуваної частини сточища накладається на зливовий стік з найближчих до простеця  $S$  районів випадання зливи.

Щоб пояснити це, розглянемо процес зливового стоку детальніше. Припустимо, що в першу хвилину зливи до простеця  $A$  добігає шар води завгрубшки  $h$  мм з елементарної площинки  $\omega_1$  (рис. 107а); в другу хвилину до простеця  $A$  добіжить шар води з тої самої площинки  $\omega_1$  плюс ще з віддаленішої площинки  $\omega_2$ ; в третю хвилину — ще з

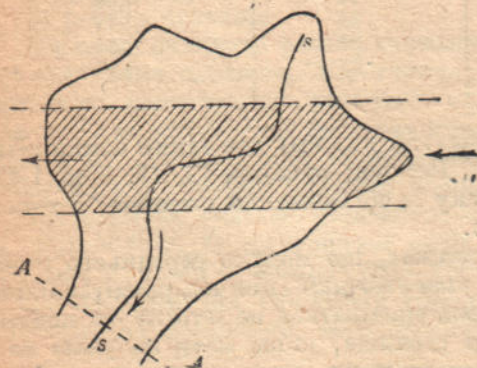


Рис. 107. Схема для з'ясування ролі добігання.



Рис. 107-а. Схема для з'ясування ролі добігання.

площинки  $\omega_3$  і т. д.; цебто через  $n$  хвилин від початку зливи матимемо:

$$Q_{\text{макс.}} = a_1 \omega_1 h + a_2 \omega_2 h + \dots + a_{n-1} \omega_{n-1} h + a_n \omega_n h, \quad (162)$$

де умовно вважаємо, що коефіцієнти стоку  $a_i$  можуть бути для різних площинок різні.

Коли  $T_2 = t$ , маємо дійсно максимальну вартість витрати, бо площа одночасного стоку буде вся та площа, де випадає злива. Коли  $T_2 < t$ , маємо стік також з усієї зрошуваної площі сточища, але вартості коефіцієнтів  $a_i$  повинні більш-менш значно збільшитись, бо стік буде по насиченішому ґрунті. Нарешті, коли  $T_2 > t$ , вищенаведений вираз для  $Q_{\text{макс.}}$  буде тим менший, чим більше  $T_2$  відносно  $t$ , бо число членів у виразі для  $Q_{\text{макс.}}$  зменшується в міру зменшення  $t$ .

В загальному випадку величина максимальної секундної витрати повинна залежати від таких головних чинників: 1) від тривалості зливи, 2) від інтенсивності зливи  $h$ , 3) від конфігурації сточища, цебто від відношення до всієї площі сточища  $W$  тієї частини площі  $\omega$ , де випадають зливи опади або, простіше, від величини обширу одночасного випадання зливи. Крім цих головних чинників, певну роль повинні грати й інші, як от ширина хмар, положення її осі відносно перекрою  $AA$ , тощо. Проте, порівнюючи з першими, їх можна вважати за другорядні й не розглядати.



За рівних інших умов (цебто  $a$ , та  $h$ ) вираз для  $Q_{\text{макс}}$  буде тим більший, чим більші будуть: 1) вартості  $t$ ; 2) вартості  $\omega$  й 3) вартості  $\frac{\omega}{W}$ . Ми знаємо (див. п. 17), що зливи характеризуються тим, що 1) інтенсивність їхня  $h$  зменшується в міру зростання тривалості випадання ( $t$ ), цебто  $h = \frac{A}{t}$ , 2) інтенсивність їхня зменшується в міру збільшення площі їхнього поширення ( $W_1$ ), цебто  $h = \frac{B}{W_1}$ . Тому, при умові, що  $h$ —незмінне,  $Q_{\text{макс}}$  може збільшуватись тільки через зменшення  $T_2$ , цебто часу добігання від найвіддаленішої точки зрошуваної частини сточища; з другого боку збільшення  $\omega$  можна уявити собі тільки тоді, коли зменшується інтенсивність зливи  $h$ . Зрозуміло також, що коли площа сточища річки  $W$  велика, цебто коли вартість  $\frac{\omega}{W}$  мала, то  $Q_{\text{макс}}$

від злив матиме відносно малу вартість і тим меншу, чим більше  $W$ , цебто чим більший звичайний незливовий стік даної річки. Нагадаємо ще, що зливові явища в різних кліматичних умовах мають звичайно різний характер.

Звідси можна зробити такі важливі висновки:

1) зливовий стік може давати відносно чималі збільшення секундних витрат, зокрема в момент максимальних своїх вартостей, тільки для річок з дуже невеличкими сточищами;

2) відносні вартості максимальних зливових витрат (відносно звичайних нормальних) зростають тим більше, чим менша площа сточища даної річки;

3) зливовий стік може давати значні максимальні витрати в тих тільки районах СРСР, де мають місце досить розвинені зливові явища.

Коли ми замість зливого стоку розглядатимемо поверхневий стік від обложних дощів або від розтавання снігу, то картина буде трохи інша. Обложні дощі можуть поширюватись на чималі площі, але вони не можуть давати такого значного секундного підвищення стоку, як зливи. Тому обложні дощі (в умовах нашого клімату) не можуть спричиняти виняткові прибування води в річках; правда, для малих сточищ їхня роль все таки може бути відносно більша, ніж для річок великих, на тих же підставах, що і роль злив.

Снігові опади розтають здебільшого майже одночасно по всій площі сточища наших річок; тут і у великих річок створюється одночасний інтенсивний стік на всій площі їхнього сточища. Зрозуміло, що саме через це розтавання снігових запасів для великих річок служить за причину максимальних рокових прибувань води й рокових максимумів витрат. А для дуже малих річок шар снігових опадів, що стікають навесні, в багатьох випадках може бути менший, ніж зливові опади, а через інтенсивний розвиток злив на півдні СРСР — особливо для річок тих районів; тому для таких сточищ роль зливових опадів у формуванні максимальних витрат лишається переважна.

За Д. І. Кочеріном, практично можна вважати, що злинове живлення може давати рокові максимуми секундних витрат, коли величина сточищ до 2000 кв. км, для півдня СРСР, цебто для України; в напрямі до району р. Оки (Калуга, Рязань) гранична площа переважного максимального стоку від злив поступово зменшується до 50 кв. км, а в широті Тверь-Владимір — до 15—25 кв. км; далі на північ можна гадати, що переважна роль в формуванні рокових максимальних секундних витрат повинна належати водам, що утворюються від розтавання снігу (літ. VI). Коли розміри сточищ більші, злинове живлення поступово втрачає свою вагу і поступається місцем іншим чинникам живлення, зокрема чинникові весняного розтавання снігових запасів. Проте, зазначене правило не має обов'язкового характеру; можуть бути чималі зливові максимуми і на річках з більшими розмірами сточищ.

Зрозуміло, що в інших кліматичних умовах, як от у країнах горяних (а також тропічних), де закономірності у випаданні зливових опадів інші, ніж

у наших широтах, співвідношення між розмірами сточищ і характеристиками процесів стоку, що їх ми оце розглядали, можуть мати інший характер; там можуть бути зливові поводи навіть на дуже великих річках. За недалекий приклад щодо цього може бути наша р. Дністер, що бере свій початок у передгір'ях Карпат (див. п. 98, а також літ. XXX — до розділу V).

## § 29. ГРУНТОВО-ГЕОЛОГІЧНІ Й РОСЛИННІ ЧИННИКИ

**118. Ґрунтово-геологічні чинники.** Ґрунтові характеристики сточища разом з геологічним характером його будови дуже впливають на процеси стоку; проте цей вплив виявляється звичайно в досить складних формах. В легкопрохідних ґрунтах, як от пісок, поверхневий стік і випаровування будуть звичайно менші, ніж у ґрунтах менш прохідних і вологоємних, як от суглинок, торф, чорноземля. Зате піщані ґрунти дозволяють волозі швидко просякати в товщу землі і зберігають її для підсиленішого живлення річки підземними шляхами. В такому разі грубі піщані, ріньові та інші водопродні на велику глибину поклади будуть за справжні резервуари ґрунтової води, що мало випаровується і має правильно й рівномірно живити річку і підтримувати їхні витрати в сезони чи навіть роки, бідні на опади. На процеси стоку дуже впливає не тільки характер ґрунтів, але й фізичний їхній стан. Зрозуміло, що мерзлий ґрунт, незалежно від своєї будови, не пропускатиме крізь себе вологи і даватиме такий самий підвищений ефект, як і якась водотривка порода. Так само неоднаково впливатимуть на процеси стоку ґрунти сухі й вологі. Вологий, насичений водою ґрунт, знов таки незалежно від своєї будови, дуже сприятиме підсиленню процесів стоку.

Незалежно від ґрунтових характеристик, геологічні умови сточища відбиваються на загальному ході живлення річки, залежно від того чи того характеру залягання водопродних і водотривких порід, спадів, що властиві цим верствам, тощо.

Як впливають ґрунтово-геологічні й зокрема геологічні чинники, досі ще недосить вивчено; за одну з перешкод цьому є численність тих комбінацій, що їх може давати сукупність цих чинників для того чи того сточища.

**119. Рослинна покрива; ліси й болота.** Загальний вплив рослинної покриви на процеси стоку складається з таких моментів:

1) поверхня рослинної покриви шерехатіша, ніж голий ґрунт, і через це затримує стікання поверхневої води; в зв'язку з цим:

а) збільшується час добігання опадів до корита річки;

б) збільшується просочування опадів через заганяння поверхневого стоку;

2) в процесі свого живлення рослинна покрива забирає з ґрунту великі маси води і випаровує її в атмосферу (транспірація); в зв'язку з цим зменшується вологість ґрунту до глибини кореневої системи рослинної покриви, а це не може не впливати на ґрунтове живлення водотоків.

Отже в загальному випадку рослинна покрива затримує процеси стоку і зменшує кількість води, що надходить у річку підземними шляхами.

Трохи складніше впливають на стік масиви великих представників рослинного світу — ліси.

Тут можна виділити не тільки від'ємні, але й додатні моменти.

*Додатний вплив* лісних масивів виявляється ось у чому:

1) ліс затримує нижні шари вологовмісних вітрів і сприяє утворюванню догрітим струменям повітря, а цим самим сприяє випаданню опадів;

2) ліс зменшує нагрів поверхні ґрунту і отже зменшує випаровування з ґрунту в лісі (див. п. 13); коли ґрунт укритий сухим листям, то він випаровує 55%, а коли глицевими голками, — 30—40% від випаровування голого ґрунту;

3) ліс затримує розтавання снігу (див. п. 20); ця затримка триває інколи 20—30 діб.

*Від'ємний вплив* лісу на процеси стоку виявляється так:

1) ліс транспортує чималі кількості вологи з ґрунту в атмосферу і тим зменшує вологість ґрунту на певну глибину, цебто висмоковує вгору воду, що, якби не було лісу, могла б потрапити в річку підземними шляхами;

2) ліс затримує коронами свого лістя певну частину опадів, що не досягає ґрунту і випаровується назад у повітря.

Через те, що у впливі лісу на процеси стоку є багато додатних і від'ємних моментів, виникли численні суперечки — яка ж кінець-кінцем роль лісу — додатна чи від'ємна. Щось із 45 років тому австрійський інженер Векс висловив думку, що європейські річки поступово мілішають від систематичного вирубаня лісів; це твердження вперше й спричинилося до всебічного вивчення взаємних відносин між лісами та річкою. В кол. Росії були утворені спеціальні експедиції (під керівництвом Тілло), щоб з'ясувати це питання для ряду найголовніших річок; кілька відповідних комісій було створено й за кордоном. В той самий час почали висувати й діаметрально протилежний погляд: що ліси впливають тільки від'ємно. Один із фактів, що його висунули на користь цього останнього погляду, був такий: констатували (вперше Отоцький, а далі ряд інших учених), що рівень ґрунтової води на узліссі стоїть вище, ніж у лісі; цебто підкреслювали, що ліси висушують ґрунт, зменшуючи запаси ґрунтової вологи, і гадали, що від вирубаня лісів повинно збільшитись ґрунтове живлення річок.

Спеціальні досліді, що їх пророблено було, щоб з'ясувати роль лісів, не могли установити, що є факти, які стверджували б твердження Векса. Проте ці дослідження й не могли вичерпно виявити роль лісів у живленні річок через те, що не було достатніх фактичних даних. Щоб кардинально розв'язати таке питання в цілому, треба було б узяти за об'єкти спостережень ряд сточищ різного типу, поставити на них дбайливі метеорологічні спостереження; далі поставити неперервні спостереження над рівнями підземної води, і, нарешті, неперервні виміри витрати річок із сточищ. Детально вивчивши такі сточища з боку топографічного, геологічного й ґрунтово-ботанічного, треба було б вирубати в них ліси за розробленим заздалегідь планом, — і тільки тоді можна було б мати певні й вичерпні дані. Такий величезний дослід, розрахований на 30 років, почали недавно в Америці; наслідків цього досліді треба чекати ще кілька десятиліть.

Проте ж і тепер можна вважати, що роботи ряду авторів в основному розв'язали питання про вплив лісу на стік; особливо велику вагу мали тут роботи акад. *Є. В. Оттокова*.

Зауважмо попередю, що витрачання вологи лісом на випаровування (транспірацію) повинне підлягати таким умовам:

1) являючи собою чисто фізіологічну функцію рослини, зв'язану з її ростом, це витрачання не може залежати цілком від кількості наявної вологи; дерево бере стільки, скільки йому потрібно, лишок воно залишає цілий, а коли вологи бракує, воно нидіє й завмирає;

2) витрачання вологи з ґрунтового запасу — висмоковування ґрунтової води, може поширюватись тільки на глибину кореневої системи, збільшеної на максимальне капілярне піднесення води в ґрунтах (див. п. 38). Для різних порід і різних ґрунтових умов різна й глибина кореневої системи. В сприятливих умовах вона може досягати чималих розмірів; наприклад, у південній смузі СРСР коренева система дуба інколи в багато разів більша за висину його зовнішнього обрису. Але в більшості порід вона рідко досягає величини, більшої за 2—4 м.

Із наведених двох тверджень про роль лісів у живленні річок можна зробити такі висновки:

1) Там, де а) кількість опадів більша за фізіологічну потребу лісу в воді, а також б) там, де непрохідна верства залягає порівнюючи глибоко, ліс дає вигідніший для меженного живлення річок розподіл того шару води, що лишається невитраченим, збільшуючи підземний стік коштом зменшення стоку поверхневого.

2) Там, де а) опадів мало і б) непрохідна верства лежить не глибоко, ліс витрачає вологи більше за ту кількість, яку дав би у річці поверхневий стік, якби лісу не було.

Акад. *Є. В. Опшонов*, що розробляв це питання спеціально щодо сточища р. Дніпра, каже, що в нашій середній і особливо південній смузі роля лісів часто від'ємна, крім місцевости з далекою від поверхні ґрунтовою водою, щождо північного лісового району, то Опшонов визнає, що роля лісів у живленні річок може бути там додатна.

Отже, у впливі лісу на процеси стоку можна розрізняти два основні моменти: 1) вплив на весняний стік і 2) вплив на меженний стік.

Вплив лісу на весняний стік у всіх випадках однаковий: він затримує темпи розвитку цього стоку, цебто це вплив, що регулює стік.

Вплив лісу на меженний стік може бути додатний в одних умовах і від'ємний в інших, як це й формульовано вище.

Переходячи до ролі боліт у процесах стоку, нагадаємо насамперед, що виларна здатність боліт (див. пп. 13 і 14) дуже велика. З другого боку поземне пересування води в болотяних ґрунтах відбувається дуже повільно — 1 км за 2—3 роки. Сторчове ж піднімання вологи в торфових болотах може досягати до 6 м. Тому болота, а надто торфові, всисаючи в себе і поверхневу, і ґрунтову воду (до того ж із великої глибини), зберігають цю воду майже цілком для себе, випаровуючи її в атмосферу; річкам болота віддають тільки весняні лишки вологи від розтавання снігу та й то тільки тоді, коли болото набрякло водою або коли його зверху вкриває замерзлий ґрунт.

Тому як загальне правило болота не регулюють живлення (як це думали раніш), а навпаки набагато зменшують меженне живлення; на вишину ж весняного водопілля болота звичайно істотно не впливають.

Роль боліт у живленні річок свого часу детально вивчив акад. *Є. В. Опшонов*, що один із перших правильно намітив переважну від'ємну їхню роль у живленні річок.

## РОЗДІЛ VI

# НАБЛИЖЕНІ СПОСОБИ ОБЧИСЛЯТИ СТІК

## § 30. ЗАГАЛЬНІ УВАГИ

**120. Про наближені способи обчислювати стік.** Кожна річка являє собою щось своєрідне, що його стан визначає вся сукупність чинників, які є в її сточищі: кліматичних, топографічно-площинних і ґрунтово-геологічних. Вище ми розглянули, який складний вплив чинників кожної з цих трьох головних груп. Тому зрозуміло, що правильні характеристики водоносности річок, а також мінливости цієї водоносности, можна загалом мати тільки з даних безпосередніх і до того ж многорічних вимірів витрат (та рівнів).

Проте, рівні й витрати величезної більшости річок або зовсім не вивчають, або їх почали вивчати тільки порівнюючи недавно. Зокрема зовсім не вивчають рівні й витрати всіх дуже малих і більшости малих річок.

А тим часом практика водогосподарського будівництва вимагає виявити характеристики водоносности як для річок зовсім не вивчених, так і для річок, вивчених недосить. В цьому випадку доводиться звертатись до емпіричних співвідношень і правил, цебто до наближених способів обчислювати стік, що й виникли саме через зазначений стан справи.

За основу в наближених способах обчислювати характеристики стоку взято такі елементи, що їх можна б мати для кожного сточища незалежно від того, чи є гідрометричні спостереження на річці, що нею в даному разі цікавляться; в різних підходах ці основні для наближених розрахунків елементи різні. В одних наближених способах за вихідні розрахункові елементи є опади й температури або навіть самі тільки опади, цебто кліматичні чинники; в інших — площі сточищі емпіричні характеристики, зв'язані з географічним положен-

ням даного сточища, цебто такі, що побічно враховують кліматичні характеристики; в третіх — самі тільки площі сточищ; в четвертих — ряд характеристик різних чинників стоку або чинників витрат і т. д.

Будучи різні своєю будовою, різні наближені способи мають на увазі давати й різні (з найпотрібніших у практиці) характерні вартості стоку.

Щодо цього, цебто щодо окремих характеристик стоку, з яким найчастіше мають справу в практиці, наближені способи обчислювати стік можна поділити на такі три основні групи:

1) способи, що дають змогу наближено обчислювати величину *многорічної норми стоку*;

2) способи обчислювати *розподіл рокових вартостей стоку*;

3) способи обчислювати *окремі характерні вартості стоку*: мінімальні, середні літні, максимальні й просто одиничні витрати під час характерних рівнів.

Треба зауважити, що більшість із наближених способів обчислювати стік мірою своєї точності далеко незадовільні; проте, не маючи інших шляхів, у практиці все ж таки доводиться користуватись іноді навіть явно занадто грубими підходами. Коли справа йде про невідповідальні й недорогі споруди, то така грубість розрахунку часто цілком себе виправдує, бо не завжди можна визнати за раціональне організувати довгі досліді й вивчання (навіть якщо можна було своєчасно здійснити ці вивчання) хоч би вже через те, що вартість цих дослідів і вивчань може бути більша, ніж можливе заощадження на конструкції споруд від уточнень у гідрологічних розрахунках.

## § 31. ОБЧИСЛЕННЯ НОРМИ СТОКУ

**121. Схема Кочеріна.** Дуже просту (хоч і дуже наближену) схему обчислювати пересічно-многорічні пересічно-рокові вартості стоку (норми стоку дав інж. Д. І. Кочерін (літ. 1).

Інж. Д. І. Кочерін виходить із того, що, залежачи переважно від кліматичних чинників, пересічно-многорічні характеристики стоку повинні мати закономірний розподіл по території нашого Союзу. При цьому він цілком слушно звертає увагу на те, що навряд чи можна вважати, що ці характеристики тісно зв'язані з розмірами сточищ; цю залежність також важко визначити, бо із зміною площ стоку здебільшого неодмінно зменшується одноманітність фізичних умов сточищ, а також змінюється розподіл і кількість опадів. При цьому інж. Д. Кочерін дуже вдало потверджує свою думку про те, що немає безпосередньої залежності пересічних вартостей стоку від розміру сточища, на даних Е. А. Гейнца (див. п. 117), що стосуються до стоку з різних площ сточищ для району Оки до м. Орла (літ. II); відзначмо, що ті самі цифри Е. А. Гейнца, які наводять у курсах гідрології (як от курс гідрології проф. С. А. Советова), з іншим їхнім групуванням, правлять звичайно за ілюстрацію для висновків протилежного характеру (цебто для висновків про те, що відносні вартості стоку повинні обов'язково зменшуватись із збільшенням площі сточища).

Помітного падіння пересічного стоку із збільшенням площі сточища можна, за Кочеріном, сподіватись тільки для південної смуги європейської частини Союзу; на решті ж території різниця в пересічному стокові для різних величиною площ не може бути велика. Проте, інж. Д. І. Кочерін вважає, що його схему можна застосувати до сточища з площею, починаючи від кількох сотень кв. км і вище.

Сама схема інж. Д. І. Кочеріна побудована так. Маючи дані справжніх вимірів стоку 34 річок (до того ж за різні періоди), автор побудови обчислив пересічно-многорічні модулі стоку  $M_0$ . Відповідно проаналізувавши одержані характеристики, Кочерін наніс їх на мапу європейської частини СРСР і далі наближено провів ізолінії вартостей  $M_0$ . Ці ізолінії показано на рис. 108 (див. нижче). Відомо (див. п. 92), що є залежність:

$$Q_{\text{м}^3/\text{сек}} = \frac{M_0 \cdot F \text{ кв. км}}{1000}$$

Якщо користатись схемою Кочеріна, то визначення пересічно-рокової многорічної витрати в м<sup>3</sup>/сек сходить звідси до того, щоб визначити за ізолініями Кочеріна вартість  $M_0$  для даного району і помножити  $M_0$  на число тисяч кв. км розрахункової площі сточища. Мої дослідження стоку р. Дніпра та його головних допливів показали, що схема Кочеріна для великої

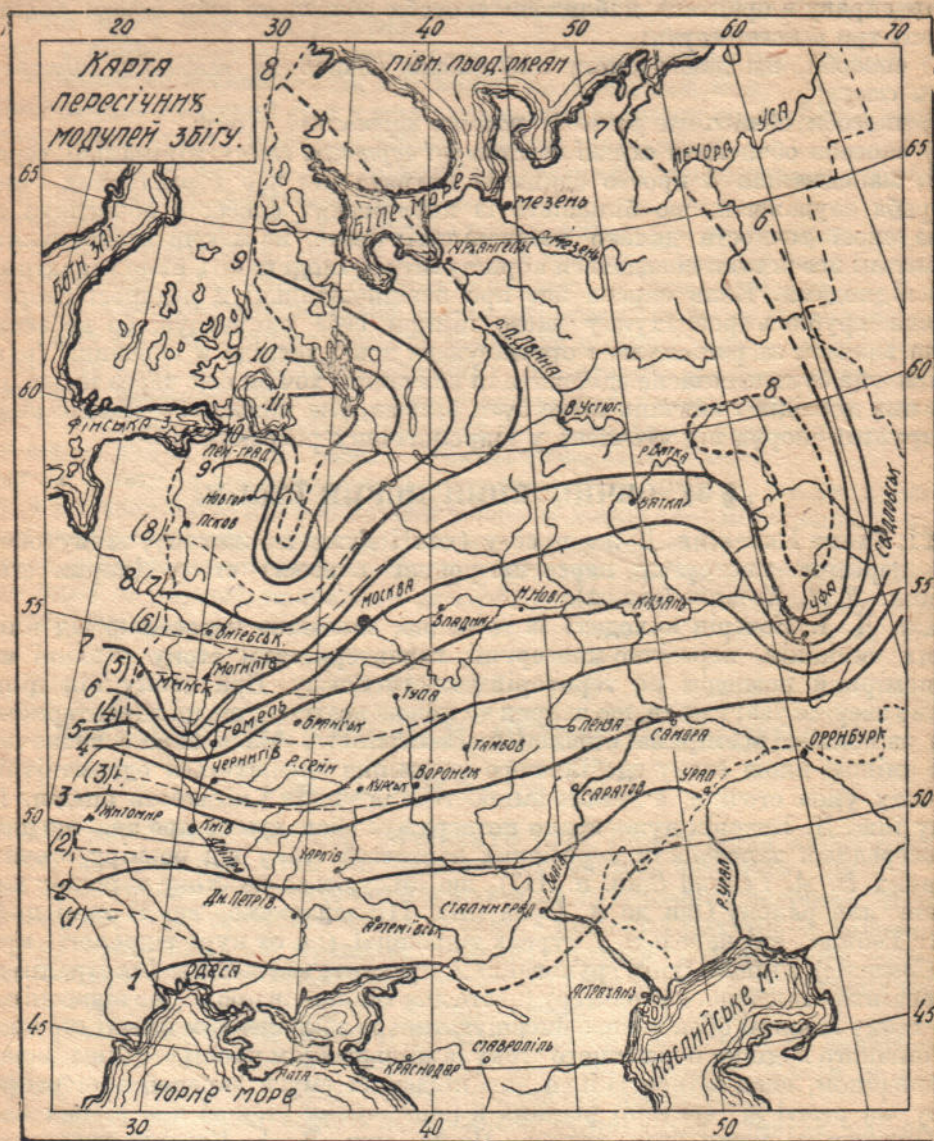


Рис. 108. Мапа ізоліній норм стоку.

частини УСРР та верхів'їв Дніпра побудована (див. крапчак на рис. 108) неправильно (через те, що в нього не було найновіших характеристик стоку, що їх вивів я). Коли ґрунтуватися на таких новіших даних, то мапа ізоліній матиме трохи інший вигляд, як показано на рис. 108 для басейна р. Дніпра суцільними лініями, що їх провів я, замість крапчатих ліній інж. Д. І. Кочеріна; індекси, що відповідають ізолініям Д. І. Кочеріна, тут узято в дужки. Цією останньою схемою і можна користуватись для наближених розрахунків пересічно-многорічної норми стоку, коли немає інших, точніших

даних. Зрозуміло, що схему ізоліній Кочеріна в міру того, як назбируватимуться нові матеріали про стік, треба відповідним чином корегувати й уточняти.

**122. Формула Великанова та Соколовського.** Проф. М. А. Великанов і інж. Д. Л. Соколовський (літ. III і IV) для многорічної пересічно-рокової норми стоку запропонували 1928 року таку залежність:

$$\alpha = 1 - \sqrt{\frac{d}{d_{\max}}} \quad (163)$$

Тут:  $\alpha = \frac{y}{x}$ , де  $y$  — стік,  $x$  — опади, або коефіцієнт стоку,

$d$  — недостача насичення,

$d_{\max} = 4,7$ .

Недостачу насичення обчислюють за наближеною формулою Ольдекопа:

$$d = d_1 + 0,09 A^2 \frac{d^2 e}{dt^2}, \quad (164)$$

де  $d$  — пересічна з окремих спостережених величин недостачі насичення;

$d_1$  — недостача насичення, обчислена при взятій величині пружности пари, що насичує повітря при місячній пересічній температурі і при пересічній місячній абсолютній вологості;

$A$  — різниця між максимумом температури за терміновими спостереженнями та пересічною місячною температурою;

$\frac{d^2 e}{dt^2}$  — друга похідна пружности пари по температурі.

Величини  $\frac{d^2 e}{dt^2}$  залежно від пересічної місячної температури, можна брати за нижченаведеною таблицею 58а.

Таблиця 58а

$t^\circ$	Пружність пари $e$	$\frac{d^2 e}{dt^2}$	$t^\circ$	Пружність пари $e$	$\frac{d^2 e}{dt^2}$	$t^\circ$	Пружність пари $e$	$\frac{d^2 e}{dt^\circ}$
35	42,188	—	15	12,790	0,047	— 5	3,158	0,016
34	39,911	—	14	11,989	0,044	— 6	2,928	0,014
33	37,741	0,103	13	11,233	0,042	— 7	2,712	0,014
32	35,674	0,099	12	10,519	0,040	— 8	2,509	0,013
31	33,706	0,095	11	9,845	0,038	— 9	2,321	0,013
30	31,834	0,091	10	9,210	0,037	—10	2,144	0,012
29	30,052	0,087	9	8,610	0,034	—11	1,979	0,012
28	28,358	0,084	8	8,046	0,033	—12	1,826	0,011
27	26,747	0,080	7	7,514	0,031	—13	1,684	0,10
26	25,217	0,077	6	7,014	0,030	—14	1,551	0,09
25	23,763	0,074	5	6,543	0,028	—15	1,429	—
24	22,383	0,071	4	6,101	0,027	—16	1,315	—
23	21,074	0,068	3	5,685	0,025			
22	19,832	0,064	2	5,294	0,023			
21	18,655	0,061	1	4,926	0,022			
20	17,539	0,059	0	4,579	0,022			
19	16,481	0,056	—1	4,255	0,021			
18	15,480	0,054	—2	3,952	0,020			
17	14,533	0,051	—3	3,669	0,019			
16	13,637	0,049	—4	3,404	0,018			

Виводячи наведену формулу (163), взяли в основу сточища річок і СРСР і Західньої Європи (всього 18 сточищ).

Характер узятих сточищ чисто рівнинний і амплітуда їхніх опадів — від 450 до 730 мм, а амплітуда недостачі насичення від 1,76 до 3,60, при площах сточищ від 335 940 кв. км (Дніпро до Києва) до 987 кв. км (р. Іжора).

Для всіх випадків, покладених в основу її виводу, формула дає помилки в межах від 7,7% до 13,4%, а пересічно  $\pm 5,0\%$ . Число років спостережень коливається від 33 (Дніпро) до 4 (Гавель). Щоб обчислити недостачу насичення, використали здебільшого для кожного сточища від 1 до 5—6 станцій.

Для умов тих сточищ, що їх розглядали Великанов і Соколовський, їхня формула дає безперечно дуже гарні наслідки. Деякий мінус цієї формули в те, що попереду треба досить пильно обчислювати недостачу насичення.

Треба зауважити, що коли хочуть використати для недостачі насичення звичайне співвідношення:

$d = E - e$ , де  $E$  — пружність пари, що насичує повітря,  $e$  — абсолютна вологість, або такий вираз:

$$d = \frac{e(100 - e_1)}{e_1},$$

де  $e_1$  — відносна вологість ( $e_1 = \frac{e}{E} \cdot 100$ ), то, щоб обчислити недостачу насичення, треба витратити ще багато більше праці; в цьому разі краще треба зробити обчислення за щоденними терміновими спостереженнями, бо коли застосовувати цю основну залежність до місячних пересічних величин  $E$ ,  $t$  та  $e$ , то вартості, що їх одержимо при цьому для недостачі насичення  $d_1$ , завжди будуть менші від справжніх  $d$  приблизно до 20%; стається це через те, що пружність пари, яка відповідає пересічно-місячній  $t$ , не дорівнює пересічній з окремих пружностей пари, що відповідають температурам окремих термінових спостережень.

Ольдекон установив, що існує простолінійна залежність між величинами  $d$  та  $d_1$ ; отже, на підставі детальних підрахунків для ряду місяців можна обчислити вартості  $d$  та  $d_1$  і, побудувавши відповідний графік, знайти рівняння вигляду:  $d = ad_1 + b$ , що ним можна користуватися для дальших підрахунків у межах даного району, щобто для визначення  $\Delta d = d - d_1$ .

**123. Формули інших авторів.** Є дуже багато емпіричних залежностей, що мають на меті визначити пересічно-многорічне співвідношення між стоком і чинниками, що його визначають. Найбільша група таких формул намагається зв'язати стік безпосередньо з опадами, щобто надто спростити хід явищ. Всі такі емпіричні формули придатні для вжитку для тих тільки районів, що за їхніми даними виведено формули, і до того ж тільки для пересічно-многорічних пересічно-рокових вартостей стоку; в противному разі вони можуть дати чималі помилки.

Як приклад наведемо ряд формул, що їх виведено для річок Середньої Європи та Америки.

Для Середньої Європи наведемо формули Шрайбера, Уле та Келлера. !

Формула Шрайбера:

$$y = x \cdot 10^{-\frac{a}{x}} \text{ мм.} \quad (165)$$

Тут:  $y$  — стік;  $x$  — опади;  $a$  коливається в межах 200—350 мм для сточищ струмків і рівнинних річок, а для річок з чималою витратою в їхній середній течії  $a$  коливається в межах 350—500 мм.

Формула Уле:

$$y = 18 \cdot 10^{-2} x + 9 \cdot 10^{-5} x^2 + 10^{-7} x^3 \text{ мм.} \quad (166)$$

Формула Келлера:

$$y = 0,942 x - 405 \text{ мм.} \quad (167)$$



Із цих трьох формул найгнучкіша, очевидно, формула Шрайбера; вона намагається брати до обліку не самі тільки опади, але й різний характер сточища. Формула Уле дає при певній кінцевій вартості шару опадів коефіцієнт стоку, що дорівнює 1; коли ж шар опадів зростає й далі, коефіцієнт стоку стає навіть більший за одиницю. Формула Келлера, коли опадів менше за 430 мм, дає від'ємну величину стоку і це загалом визначає межу, до якої її можна вживати. В формулі Шрайбера немає зазначених хиб двох інших формул: стік за нею дорівнює нулеві, тільки коли  $x = 0$ , і коефіцієнт стоку із зростанням опадів асимптотично наближається до одиниці, цебто тільки при безконечно великій кількості опадів стік дорівнюватиме опадам.

Для р. Дніпра, за типом формули Келлера, акад. *Є. В. Оппоков* склав таку формулу (літ. V):

$$y = 0,83 (x - 395). \quad (168)$$

Наводимо далі американські формули Джестіна та Вермюела:  
Формула Джестіна (літ. V):

$$y = 0,934 I^{0,155} \frac{x^2}{T} \text{ (в цалях)}^{\frac{1}{2}}, \quad (169)$$

де  $I$  — пересічний похил сточища; його знаходять, поділивши найбільше падіння сточища на квадратний корінь із площі сточища;  $x$  — опади (в цалях),  $T$  — пересічна рокова температура в сточищі, за Фаренгейтом.

Формула Вермюела (для малих річок Півн. Америки):

$$y = x - (a + bx) M \text{ мм}, \quad (170)$$

де  $x$  — опади (в мм),  $M$  — коефіцієнт, що залежить від температури.

Для річок півд.-зах. частини УСРР (району р. Півд. Бог) — можна рекомендувати для вирахування норми збігу формулу проф. *Я. Т. Ненько*, що її наводимо нижче (див. п. 126).

Вищенаведені формули цікаві переважно як ілюстрація різних спроб визначити залежність стоку від головних чинників впливу теоретично, і до того ж виходячи тільки з небагатьох чинників з-поміж тих, що впливають на процеси стоку фактично.

Окремо треба відзначити спосіб, що його запропонував американський гідролог *А. Маєр* (літ. XIV, XV і XVI). Спосіб Маєра розраховано не тільки на обчислення пересічно-многорічної норми стоку, але й стоку в окремі роки. Суть цього способу полягає ось у чому: Маєр вважає за можливе визначити стік, як різницю вишалих опадів і трьох головних форм утрат: 1) утрати на випаровування з поверхні суходолу, 2) утрати на транспірацію і 3) утрати на випаровування з поверхні води. Величини утрат (для умов південного сходу ПАСШ), Маєр вважає за можливе визначити в вигляді емпіричних стандартних кривих, що їх він спеціально побудував і що дають ці втрати, залежно від кліматичних характеристик окремих місяців, а саме пересічних місячних температур повітря (вигляд цих кривих подано, наприклад, у літ. XV).

За тлумаченням Маєра, його стандартні криві вірні тільки для певних середніх умов; для кожного ж індивідуального сточища Маєр вводить ще два поправкові коефіцієнти: перший — поправка на різні фізико-географічні умови випаровування (коливається він від 0,60 до 1,25), а другий — поправка на різні умови транспірації.

Отже при способі Маєра треба щомісяця визначити можливі втрати, виходячи з місячних величин опадів і пересічних місячних температур повітря в сточищі, та ще вводити далі в розрахунок для кожного місяця 2 поправкові коефіцієнти, що їх визначають для даного сточища на підставі його фізико-географічних характеристик.

Величину рокового стоку знаходять тоді, підсумовуючи щомісячні різниці між щомісячними опадами та втратами, що їх визначають, як сказано раніш.

Зрозуміло, що стандартні криві щомісячних втрат, побудовані Маером, дають, власне кажучи, якісь фіктивні втрати, підібрані так, що вони мають певний фізичний зміст лише для значно довгих періодів.

Спосіб свій Маєр перевіряв на 15 різних сточищах Півн. Америки і дав він добрі наслідки. Із самого опису цього способу ясно, що в наших умовах спосіб Маєра навряд чи може дати хоч трохи задовільні наслідки, коли не завести істотні корективи і в його стандартні криві і в його поправкові коефіцієнти. Перевірка, що її виконав інж. В. А. Назаров (літ. XV) для р. Півд. Бог, цілком це ствердила. Інж. В. А. Назаров виявив також, що можна вводити деякі корективи для умов Півд. Бога, які в підсумках можуть давати цілком прийнятні наслідки.

**123 а. Обчислення норми стоку за короткочасними спостереженнями.** Коли є гідрометричні спостереження за короткий період (напр., 5—6 років), то норму стоку можна наближено обчислити, базуючись на цих спостереженнях, коли до того ж є дані про хід опадів і температур за довгий інтервал часу (25—35 років). Тоді можна обчислювати так:

Знаходять пересічно-многорічну вартість опадів і температур по окремих сезонах року як для всього періоду спостережень за кліматичними чинниками ( $N_0$  і  $t_0$ ), так і для періоду, за який є дані безпосередніх гідрометричних вимірів ( $N_1$  і  $t_1$ ).

Далі знаходять різниці між пересічно-многорічними величинами опадів і температур для першого й другого періодів, цебто  $\Delta N_s = N_0 - N_1$  і  $\Delta t_s = t_0 - t_1$ , різниці ці можуть бути додатні або від'ємні.

За даними гідрометричних спостережень обчислюють пересічно-сезонні (за період спостережень) вишини стоку  $A_s$ , при чому  $A_{рок} = \Sigma A_s$ , де  $A_{рок}$  — пересічно-многорічний (за період спостережень) роковий стік у мм. Тоді можна обчислити сезонні коефіцієнти стоку  $a_s$ :

$$a_s = \frac{A_s}{N_1}$$

Прийнявши, що обчислені коефіцієнти стоку наближено зберігатимуть свою величину і для многорічного періоду, знаходять поправки  $\Delta A_s$  до величин  $Q_{рок}$ , за величинами  $\Delta N_s$ :

$$\Delta A_s = \Delta N_s \cdot a_s$$

Вартості  $\Delta A_s$  можна при цьому прокорегувати відповідно до вартостей  $\Delta t_s$ , маючи на увазі звичайний вплив температур на перебіг стоку.

Тоді норма стоку  $M$  дорівнюватиме:

$$M = A_{рок} + \Sigma \Delta A_s$$

Практично доводиться звичайно вводити в розрахунок тільки поправку  $\Delta A_s$  на весняний стік, бо інші поправки на норму стоку великого впливу не мають.

В інших випадках дуже корисно, діставши норму стоку за короткочасними даними ( $M_1$ ), порівняти її з даними многорічними ( $M_0$ ), які є щодо найближчих вивчених сточищ, а саме: взяти для вивченого сточища короткочасну норму за такий період, що йде у першому випадку ( $M_2$ ); тоді можна написати:

$$\frac{M_1}{M_2} = \frac{M_x}{M_0},$$

де  $M_x$  — шукана многорічна норма для даного сточища, відкля:

$$M_x = \frac{M_1 M_0}{M_2}.$$

Від такого порівняння можуть бути дуже цінні корективи, а надто коли сусідні сточища аналогічні з даними своїми характеристиками як умов стоку, так і ходу в них кліматичних чинників.

В цьому разі, порівнявши дані за роки одночасних спостережень і переконавшись, що перебіг стоку аналогічний, норму стоку можна прокорегувати і навіть просто взяти за аналогією з таким сусіднім сточищем.

## § 32. ОБЧИСЛЕННЯ РОЗПОДІЛУ РОКОВИХ ВАРТОСТЕЙ СТОКУ

124. Спосіб Фостера та Соколовського. Інж. Д. Л. Соколовський (літ. VII) опублікував 1930 року оригінальне дослідження, що намічає можливість: поперше, за 5—10-літнім циклом спостережень знаходити уґрунтовані характеристики рокового стоку для кожної міри забезпеченості і, по-друге, з точністю, якої досить для багатьох випадків практики, знаходити наближені вартості стоку для будь-якої забезпеченості, коли немає будь-яких даних за справжніми спостереженнями (для району європейської частини СРСР); в цьому разі треба тільки визначити попередю пересічно-многорічну (рокову) норму стоку для даного району (див. § 31).

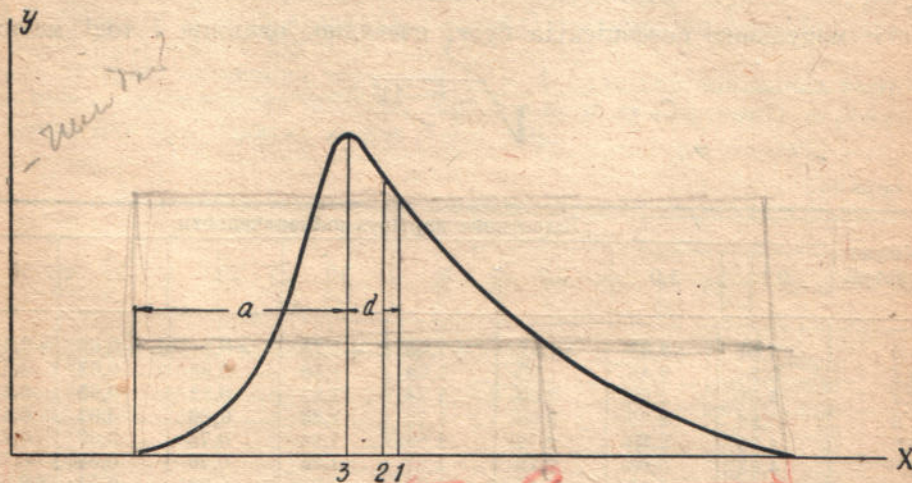


Рис. 109. Крива розподілу Пірсона, тип III.

У своїй вихідній частині спосіб Д. Л. Соколовського ґрунтується на працях американських дослідників Хезена, Холла й головно Фостера. Ці дослідники перші плідотворче ввели в гідрологічні розрахунки теорію ймовірностей і зокрема так звані криві розподілу Пірсона (літ. VIII, IX).

Фостер показав, що розподіл витрат річок добре вкладається в несиметричну й обмежену з одного боку криву розподілу Пірсона (так званий тип III). Таку криву показано на рис. 109 і вона являє собою криву повторності явищ (в даному разі витрат). Вісь  $x$  відповідає різним величинам, що характеризують дане явище (витрати), а вісь  $y$  визначає повторність цих явищ (число випадків).

В такій кривій можуть бути такі характерні елементи:

1) Точку на осі  $x$ , що відповідає пересічно-аритметичній величині ознаки, звуть центром розподілу (точка 1); 2) ордината, що проходить через вищезазначену точку, має назву «центральної ординати»; 3) вартість змінної, що ділить увесь ряд на дві рівні частини, має назву «медіани» (точка 2); 4) точка на осі  $x$ , що їй відповідає максимальна ордината (максимальна частота), за Пірсоном, має назву «моди», а ордината, що відповідає їй, «модальної» (точка 3); 5) віддаль між центром розподілу та модою має назву «радіуса асиметрії» і позначають її через  $d$ ; величина  $d$  характеризує несиметричність розподілу.

Коли знайти аналітичний вираз для кривої розподілу (кривої повторності або частоти) і далі цей аналітичний вираз проінтегрувати, то повинні вийти інтегральна крива, цебто крива тривалості або крива забезпеченості (див.

п. 87 та 94). Кожна ордината кривої забезпеченості, що відповідає (якійсь) вартості абсциси, являтиме собою суму всіх ординат кривої повторності (частоти) від 0 до відповідної вартості абсциси.

Фостер знайшов, що ординати кривої тривалості можна підрахувати теоретично, коли знати дві характеристики кривих розподілу.

Ці характеристики такі:

1) Коефіцієнт варіації (або мінливості), який позначимо через  $C_v$ , і 2) коефіцієнт несиметрії, який позначимо через  $C_s$ . Перший — це відношення так званого пересічно-квадратичного відхилення до пересічно-аритметичного; пересічним квадратичним відхиленням ( $\sigma$ ) зветься корінь квадратний із суми квадратів відхилень від пересічного, поділеної на число членів  $n$ . Коефіцієнтом несиметрії зветься відношення радіуса несиметрії до пересічного квадратичного відхилення.

Коли вартості рокового стоку виражені в модульних коефіцієнтах  $K$  ( $K = \frac{M_i}{M_0}$ , де  $M_0$  — многорічна норма,  $M_i$  — рокові модулі стоку), то пересічною вартістю модульних коефіцієнтів буде, очевидно, одиниця і тоді матимемо:

$$C_v = \sigma_k = \sqrt{\frac{\sum(k-1)^2}{n}} \quad (171)$$

Коефіцієнт несиметрії	Відсоткова вартість забезпеченості								
	0.1	1.0	3.0	5	10	20	25	30	40
0.0	+3.00	+2.33	+1.87	+1.64	+1.28	+0.84	+0.68	+0.52	+0.38
0.2	3.38	2.48	1.93	1.69	1.30	0.83	0.67	0.51	0.38
0.4	3.67	2.62	2.00	1.74	1.32	0.82	0.65	0.48	0.37
0.6	3.96	2.77	2.06	1.79	1.33	0.80	0.62	0.45	0.36
0.8	4.25	2.80	2.12	1.83	1.34	0.78	0.60	0.42	0.35
1.0	4.54	3.03	2.19	1.87	1.34	0.76	0.57	0.38	0.34
1.2	4.82	3.15	2.25	1.90	1.35	0.74	0.54	0.35	0.33
1.4	5.11	3.28	2.31	1.93	1.34	0.71	0.51	0.32	0.32
1.6	5.39	3.40	2.36	1.96	1.33	0.68	0.48	0.28	0.31
1.8	5.66	3.50	2.41	1.98	1.32	0.64	0.44	0.24	0.30
2.0	5.91	3.60	2.46	2.00	1.30	0.61	0.41	0.20	0.29
2.2	6.20	3.70	2.48	2.01	1.28	0.58	0.37	0.17	0.28
2.4	6.47	3.78	2.49	2.01	1.25	0.54	0.33	0.13	0.27
2.6	6.73	3.87	2.50	2.01	1.23	0.51	0.31	0.10	0.26
2.8	6.99	3.95	2.51	2.02	1.20	0.47	0.26	+0.06	0.25
3.0	+7.25	+4.02	+2.52	+2.02	+1.18	+0.42	+0.25	-0.03	-0.24

Фостер у знаменник вводить замість  $n$  вартість  $(n-1)$ , виходячи з низки міркувань, що на них ми тут спинятися не будемо; тому маємо:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum(k-1)^2}{n-1}} \quad (172)$$

Коефіцієнт варіації  $C_v$  означає міру змінності режиму річки; чим більші коливання збігу мають місце кожного року, тим більші будуть вартості  $C_v$ .

Щодо коефіцієнта несиметрії  $C_s$ , то зазначимо тільки, що він теоретично дорівнює або більший за подвоєну вартість  $C_v$ :

$$C_s \geq 2C_v, \quad (173)$$

цебто подвоєна вартість  $C_v$  є нижня теоретична границя вартості  $C_s$ . Вартості  $C_s$  характеризують міру несиметрії кривих розподілу.

Дослідження показують, що точність і сталість коефіцієнтів  $C_v$  і  $C_s$  неоднакові. Тим часом як для надійного підрахунку коефіцієнта несиметрії  $C_s$  потрібний довгий ряд спостережень (порядку 100 і більше років), коефіцієнт

варіації  $C_v$  має набагато більшу сталість у часі для кожної даної річки і 10-і навіть 5-ти річний ряд спостережень дає здебільшого вартість коефіцієнта варіації, близьку до підрахованої за 40—50 років, при умові, якщо в узяті серію років входять як багатководні, так і маловодні роки, а не тільки близькі до середніх. Проте, виявляється, що коли припустити наближено  $C_s = 2 C_v$ , то криві тривалості (забезпеченості) модульних коефіцієнтів, які дістаємо при такому припущенні, добре відповідають спостереженому в дійсності розподілові рокового стоку по річках європейської частини СРСР; при цьому дістаємо тільки трохи переменшені вартості забезпеченості для маловодних років. Отже практична можливість припущення:  $C_s = 2C_v$ , спрощує завдання про теоретичне знаходження ординат кривих забезпеченості: замість двох параметрів лишається тільки один —  $C_v$ ; таке розв'язання разом з тим відповідає найобережнішому варіантові кривої забезпеченості.

Теоретичні вартості ординат кривої тривалості для різних вартостей забезпеченості Фостер обчислив і дав у вигляді готової таблиці. При цьому ординати кривої тривалості Фостер визначив у вигляді відхилів від середини (або одиниці), коли  $C_s$  дорівнює від 0 до 3,0 і  $C_v = 1,0$ .

Переходити від табличних вартостей  $C_v = 1$  до інших можливих вартостей можна, просто помноживши табличні вартості на дану конкретну вартість  $C_v$ . Таблицю Фостера подаємо нижче (табл. 59).

Таблиця 59

Відсоткове значення забезпеченості

50	60	70	75	80	90	95	97	99,0	99,9
0,00	-0,25	-0,52	-0,68	-0,84	-1,28	-1,64	-1,88	-2,32	-3,09
-0,03	-0,28	-0,55	-0,70	-0,85	-1,25	-1,58	-1,79	-2,18	-2,81
-0,06	-0,31	-0,57	-0,71	-0,85	-1,22	-1,51	-1,69	-2,03	-2,54
-0,09	-0,34	-0,58	-0,72	-0,86	-1,19	-1,45	-1,59	-1,88	-2,28
-0,13	-0,37	-0,60	-0,73	-0,86	-1,16	-1,38	-1,49	-1,74	-2,03
-0,16	-0,40	-0,61	-0,73	-0,86	-1,12	-1,31	-1,39	-1,59	-1,80
-0,19	-0,42	-0,62	-0,73	-0,85	-1,08	-1,25	-1,30	-1,45	-1,59
-0,22	-0,44	-0,63	-0,73	-0,84	-1,05	-1,18	-1,21	-1,32	-1,40
-0,25	-0,46	-0,64	-0,73	-0,82	-1,00	-1,11	-1,13	-1,19	-1,24
-0,28	-0,48	-0,64	-0,72	-0,80	-0,95	-1,03	-1,06	-1,08	-1,11
-0,30	-0,49	-0,64	-0,71	-0,78	-0,90	-0,95	-0,98	-0,99	-1,00
-0,33	-0,49	-0,63	-0,69	-0,75	-0,85	-0,90	-0,90	-0,90	-0,91
-0,35	-0,50	-0,62	-0,66	-0,71	-0,79	-0,82	-0,82	-0,83	-0,83
-0,37	-0,50	-0,60	-0,64	-0,68	-0,74	-0,76	-0,76	-0,77	-0,77
-0,38	-0,50	-0,59	-0,62	-0,65	-0,70	-0,71	-0,71	-0,71	-0,71
-0,40	-0,50	-0,57	-0,60	-0,62	-0,65	-0,66	-0,66	-0,67	-0,67

Користуватися таблицею Фостера, щоб визначати забезпеченість, треба так:

- 1) Насамперед обчислюють рокові модулі стоку і норми стоку  $M_0$ .
- 2) Коли в недовгий період спостережень (близько 5 років), треба далі спробувати визначити, чи відповідає справжній пересічний модуль стоку за даний період  $M_0$  ймовірному пересічному багаторічному  $M_0$  (за аналогією з сусідніми сточищами або застосовуючи якінебудь теоретичні способи).
- 3) Визначивши вартість пересічно — багаторічного модуля стоку  $M_0$ , обчислюють модульні коефіцієнти за всі роки спостережень  $K_i$ .
- 4) Розмістивши модульні коефіцієнти в порядку спадання, визначають: а) їхні відхилення від одиниці, цебто  $(K_i - 1)$  при чому  $(K - 1)$  повинне дорівнювати нулеві; б) квадрати цих відхилень  $(K_i - 1)^2$  і в) суму  $\Sigma (K_i - 1)^2$ .
- 5) Далі знаходять  $C_v$ :

$$C_v = \sqrt{\frac{\Sigma (k - 1)^2}{N - 1}}$$

Таблиця 60

Роки	Річні модулі $M$	Модульні коефіцієнти $K$	$(K-1)$	$(K-1)^2$
.....	.....	.....	.....	.....
			$\Sigma =$ .....	

Далі можна вести розрахунки так, як це сказано на стор. 228, в п. 2, або так:

6) Беручи  $C_s = 2 C_v$ , виписують для такої вартості  $C$  з таблиці Фостера відхили ординат кривої тривалості для різних вартостей забезпеченості, або, що те ж саме, відхили модульних коефіцієнтів рокового стоку від середини, коли  $C_v = 1,0$ .

7) Через те, що виписані в таблиці Фостера відхили ординат кривої тривалості стосуються до вартості  $C_v = 1$ , то для даної вартості  $C_v$  їх множать на цю окрему вартість  $C_v$ ; тоді дістаємо відхили ординат тривалості від середини (одиниці) при даній вартості  $C_v$  і  $C_s = 2 C_r$ .

8) Додаючи до одержаних вартостей одиницю, дістаємо шукані величини модульних коефіцієнтів для років різної забезпеченості.

Наприклад, для річки Півд. Бог маємо:

$$C_v = 0,392.$$

$$\text{Тоді } C_s = 2 \times 0,392 = 0,80$$

Таблиця відхилів ординат за Фостером виходить така:

Таблиця 61

	% забезпеченості										
	0,1	1,0	5,0	10	25	50	75	90	95	99	99,9
Відхили ординат	+4,25	+2,90	+1,83	+1,34	+0,60	-0,13	-0,73	-1,16	-1,38	-1,74	-2,03

Далі, за п. (7), маємо:

Таблиця 62

	% забезпеченості										
	0,1	1,0	5,0	10	25	50	75	90	95	99	99,9
Відхили модульного коефіцієнта від середини	+1,67	+1,14	+0,718	+0,526	+0,235	-0,051	-0,286	-0,455	-0,541	-0,682	0,796

Відділя, за п. (8) одержуємо:

% забезпеченості років	Модульні коефіцієнти стоку
0,1 (багатоводний рік — 1 на 1000)	2,67
1,0 (теж — 1 на 100)	2,14
5,0 (теж — 1 на 20)	1,72
10,0	1,53
25,0	1,24
50	0,95
75	0,71
90	0,55
95 (маловодний рік — 1 на 20)	0,46
99,0 (теж — 1 на 100)	0,32
99,9 (теж — 1 на 1000)	0,20

Перейдімо тепер до способу визначати характеристики рокового стоку для будь-якої міри забезпеченості, коли немає жадних даних

дійсних спостережень, або коли вони є за короткий період спостережень (не менш як 5 років).

Інж. Д. Л. Соколовський на підставі зробленої аналізи дійсних вимірів 24 річок європейської частини СРСР дає з цього погляду такий шлях:

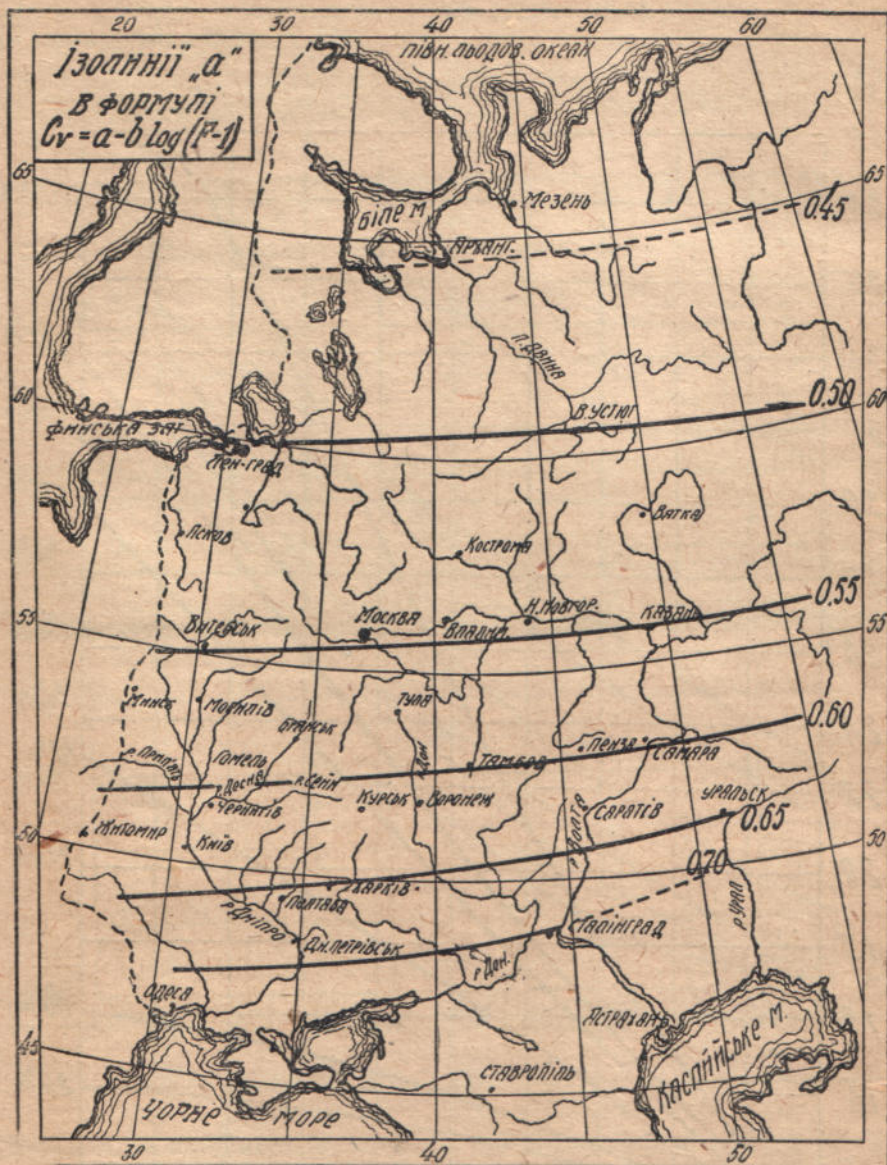


Рис. 110. Мапа ізоліній  $a$  за Соколовським.

1) Коефіцієнт варіації  $S_v$  для річок не досліджених (або таких, що мають дуже малий цикл спостережень) можна знайти за виведеною в Д. Л. Соколовського емпіричною формулою:

$$S_v = a - b \log(F + 1), \quad (174)$$

де:  $a$  — кліматичний параметр,  $b = 0,063$  і  $F$  — площа досліджуваного стоїща в кв. км.

Вартості параметра  $a$  можна взяти із схематичної мапи ізоліній, що її склав Д. Л. Соколовський (див. рис. 110).

2) Из знайденої вартості  $C_v$  можна визначити за таблицею Фостера ординати кривих тривалості подібно до того, як це було роз'яснено вище. Щоб спростити й полегшити підрахунки при заданій вартості коефіцієнта несиметрії, що дорівнює подвоєній вартості коефіцієнта варіації, можна з вигодою вико-

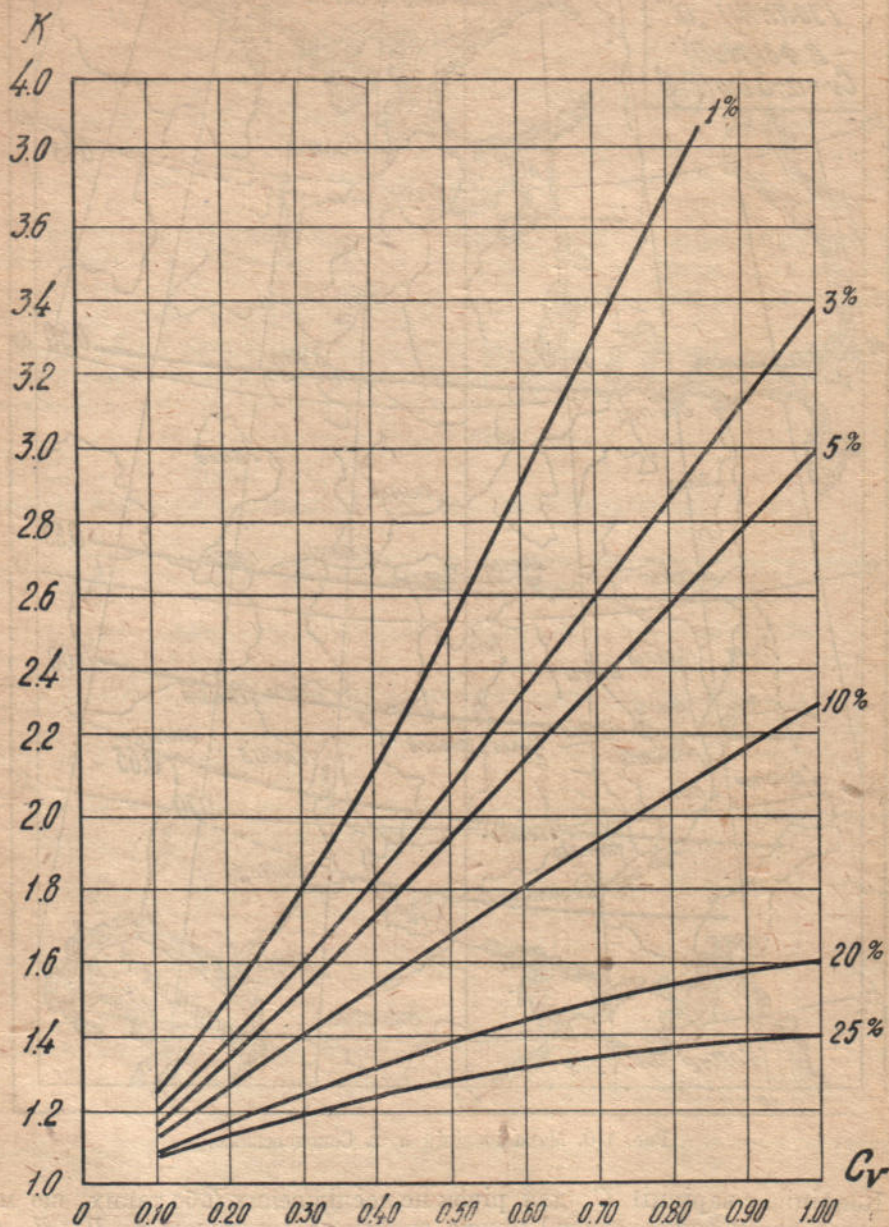


Рис. 111. Графік Соколовського для визначення  $K$  за  $C_v$ , коли  $C_s = 2C_v$ .

ристати графіки, що їх склав Д. Л. Соколовський (див. рис. 111 і 112). З цих графіків за знайденою вартістю  $C_v$  можна безпосередньо визначити (коли  $C_s = 2C_v$ ) модульні коефіцієнти многоводних і маловодних років будь-якої ймовірності. Як користуватися графіками, зрозуміло без пояснень.



3) На підставі знайдених вартостей модульних коефіцієнтів рокового стоку далі можна визначити з достатньою для першого наближення точністю і абсолютні вартості пересічно-рокових витрат будь-якої ймовірності.

Для цього треба тільки якоюнебудь теоретичною методою встановити середню норму стоку (див. § 31).

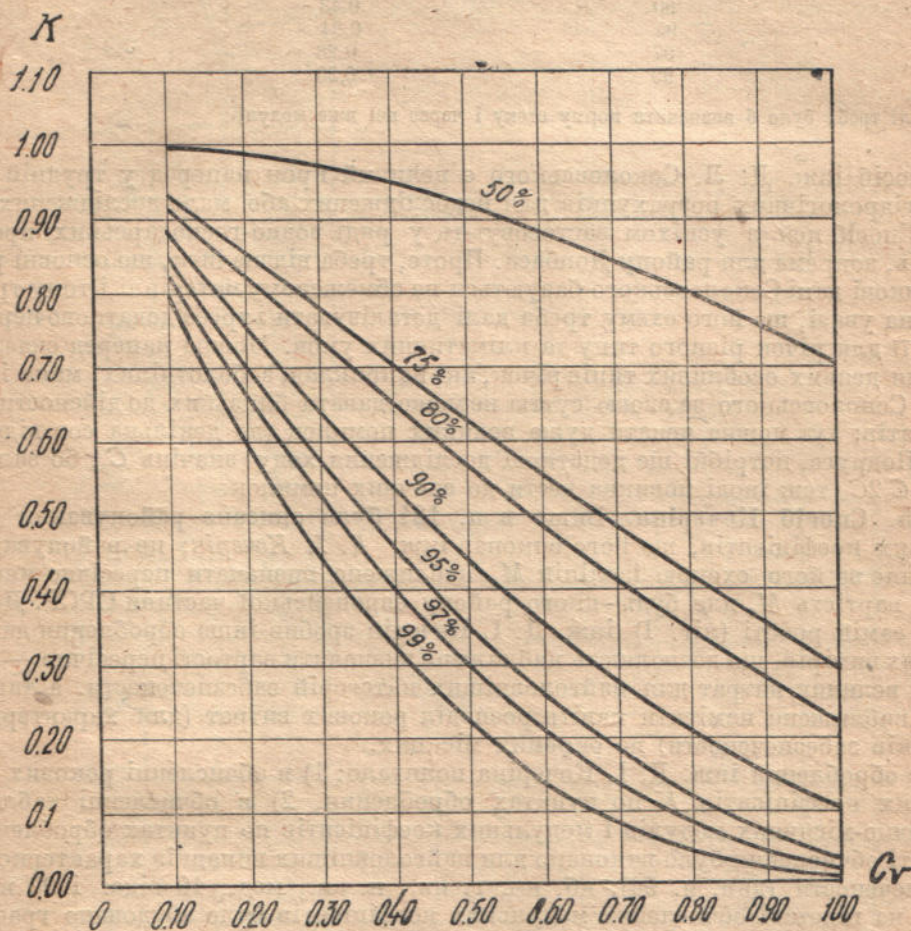


Рис. 112. Графік Соколовського для визначення  $K$  за  $C_v$ , коли  $C_s=2C_v$ .

Зіставлення коефіцієнтів варіації, що його виконав інж. Д. Л. Соколовський, обчислених за його наведеною формулою (за допомогою мапи ізоліній) з дійсними даними, показало, що наслідки теоретичних обчислень відхиляються від спостережень пересічно на  $\pm 6\%$ ; відхили теоретичних вартостей модульних коефіцієнтів, визначених за формулою та графіками рис. 111 і 112, лежать за його підрахунками в межах  $\pm 10\%$ .

На закінчення наведемо приклад (за Д. Л. Соколовським).

Нехай треба визначити амплітуду коливань рокового стоку річки В. Тернівка (доплив р. Самари, басейн р. Дніпра) з площею сточища 950 кв. км.

За мапою ізоліній кліматичного параметра  $a$  його можна визначити для даного сточища як рівний 0,68—0,70 або з обережністю 0,70. Віднімаючи величину  $0,063 \log (F + 1)$ , або 0,188, матимемо вартість  $C_v = 0,512$ , або округлюючи;  $C_v = 0,51$ .

За графіками безпосередньо визначаємо, коли  $C_s = 2 C_v$ , модульні коефіцієнти багатоводних і маловодних років:

1	2,54
3	2,12
5	1,96
10	1,68
25	1,28
50	0,92
75	0,62
90	0,43
95	0,34
97	0,28
99	0,20

Далі треба було б визначити норму стоку і через неї вже модулі.

Спосіб інж. Д. Л. Соколовського є великий крок наперед у трудній царині гідрологічних розрахунків для недосліджених або мало досліджених річок. Спосіб цей з успіхом застосовують у ряді водно-господарських проєктів, зокрема для району Донбаса. Проте, треба відзначити, що основні розрахункові дані Соколовського базуються на обмеженому матеріалі, і тому треба мати на увазі, що його схему треба далі деталізувати і треба додатково перевірити її для річок різного типу та кліматичних умов. Можна наперед сказати, що для деяких особливих типів річок, як, наприклад, заболотілих, мапа інж. Д. Л. Соколовського за своєю суттю не може давати близьких до дійсності результатів; тут можна чекати дуже великих помилок (до декілька сот відсотків). Подруге, потрібні ще додаткові дослідження ходу значень  $C_s$ , бо залежність  $C_s 2C_0$  теж іноді повинна вести до значних помилок.

**125. Спосіб Кочеріна.** Вище в п. 121 було описано районування модульних коефіцієнтів, що його виконав інж. Д. І. Кочерін; це районування дозволяє за його схемою ізоліній  $M_0$  наближено визначати пересічно-рокову вартість  $M_0$  для будь-якого району європейської частини СРСР. Далі, в тій самій роботі (літ. І) інж. Д. І. Кочерін зробив інше оброблення даних дійсних вимірів, що дозволяють наближено визначити вартості пересічно — рокових величин витрат для найголовніших категорій забезпеченості, а також дуже наближено намітити навіть розподіл рокових витрат (для характерних випадків забезпеченості) по окремих місяцях.

Це оброблення інж. Д. І. Кочеріна полягало: 1) в обчисленні рокових модульних коефіцієнтів  $K$  по пунктах оброблення, 2) в обчисленні таблиць пересічно-місячних модулів і модульних коефіцієнтів по пунктах оброблення. І ті й ті обчислення було виконано для найголовніших випадків характеристик забезпеченості (див. п. 94): нб, нм, г. кв., н. кв., мед., 10 відс. і 90 відс. Далі, на підставі обчислених модульних коефіцієнтів було збудовано графік, що його показано на рис. 113; за вісь ординат тут взято вартості  $K$ , а за вісь абсцис — вартості забезпеченості у відсотках. Графік рис. 113 показує, що коефіцієнт медіани (й почасти кватрильїани) пересічно рокових модулів по всій території європейської частини СРСР і для різних розмірів сточища близькі між собою; при цьому медіанний коефіцієнт дорівнює пересічно 0,97 (цебто на 3% нижче від норми); нижньо-кватрильїанний коефіцієнт пересічно становить 0,82 з тенденцією до деякого незначного збільшення на північ і зменшення на південь; горішньо-кватрильїанний коефіцієнт пересічно становить 1,12.

Коефіцієнти нб і нм пересічно-рокових модулів міняються як по території, так і з площею сточища, при чому нб.  $K$  зростає, а нм.  $K$  зменшується із зменшенням сточища і в міру руху на південь. Одночасно в тих самих напрямках зростає й амплітуда коефіцієнтів. Інж. Д. І. Кочерін і вважає, що цією схемою рис. 113 можна користатись, щоб наближено визначати вартості модульних коефіцієнтів для будь-якої недослідженої річки в межах європейської частини СРСР. В цьому разі порядок розрахунку такий: 1) на підставі мапи ізоліній визначасмо вартість  $M_0$  для даного району; 2) на графіку рис. 113

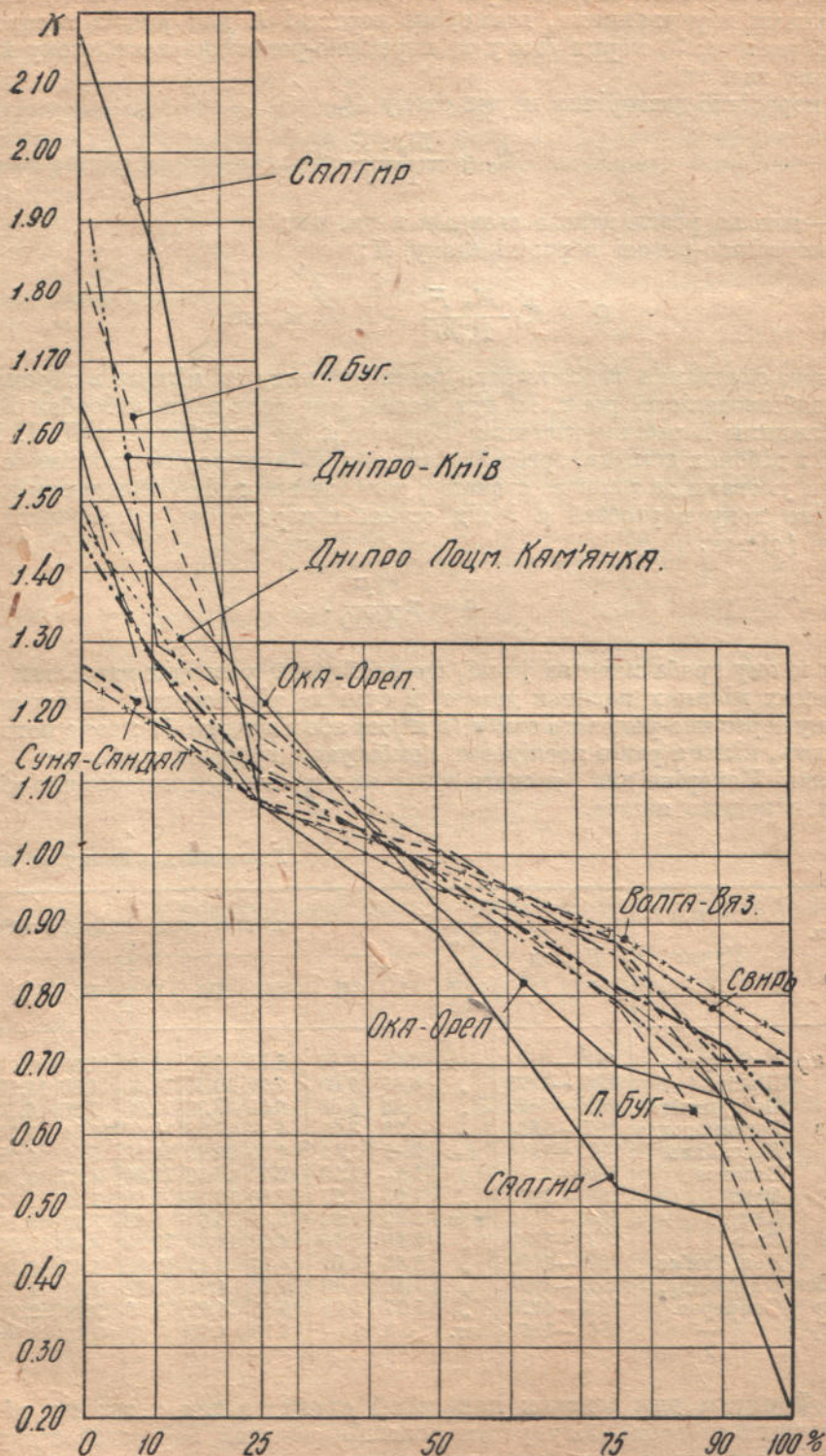


Рис. 113. Графік ходу модульних коефіцієнтів за Д. І. Кочеріном.

знаходимо вивчене сточище, найближче до умов розгляданого сточища; керуючись ходом вартостей  $K$  для вибраного аналогічного сточища і наведеними вище загальними міркуваннями, виписуємо вартості  $K$  для різних характеристик забезпеченості; 3) норми стоку та пересічно-рокові вартості стоку в м / сек знайдемо тоді так:

а) пересічно-довгорічна норма стоку  $Q_0$

$$Q_0 = \frac{M_0 \cdot F}{1000} \text{ м}^3/\text{сек},$$

де  $F$  — площа розгляданого сточища в кв. км;

б) пересічно-рокові вартості стоку  $Q_1$ :

$$Q_1 = K_1 \frac{M_0 F}{1000} = K_1 Q_0 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Щождо складання наближеного розподілу стоку по місяцях в окремі характерні забезпеченістю роки, то тут можна йти знов таки способом аналогії. За таблицями пересічно-місячних модулів  $\mu$ , що їх обчислив Д. І. Кочерін по даних дійсних вимірів, треба знайти найподібніше до даного клімато-географічними умовами та площею сточище; далі, за аналогією складають таблицю місячного ходу вартостей  $\mu$  і від останніх переходять до місячного стоку в м<sup>3</sup>/сек ( $q$ ) так:

$$q = \mu \frac{M_0 F}{1000}.$$

При цьому треба мати на увазі, що знайдений розподіл вартостей  $\mu$  або  $q$  по окремих місяцях повинен давати в сумі за рік основну раніш знайдену величину пересічно-рокового стоку (в м<sup>3</sup>/сек або в вигляді  $M$ ); таке погодження виконують, кілька разів послідовно комбінуючи вартості  $\mu$  або  $q$ .

Таблиці Кочеріна для рокового стоку за пересічними з пересічно-місячних модулів наводимо нижче.

Роковий хід стоку за пересічними

№№ пп. Річка	Пункт	Період	За який стилем	а) абсолютні модулі в літрах за сек.										
				I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX		
1 Сандалка	с. Сопуха	1911—1924	нов.	7,00	6,60	6,25	7,30	11,00	11,50	9,75	8,20	7,50	10,70	
2 Свірв	Піркинічі	1881—1922	"	6,85	7,60	7,97	10,30	14,40	11,50	11,20	10,80	10,70		
3 Мста	Потерпеліца	1912—1922	"	4,80	4,68	6,60	33,20	12,00	7,80	6,30	3,50	6,30		
4 Волхов	Гостинопольє	1877—1924	"	3,98	3,51	4,93	17,33	16,40	11,20	7,78	6,88	5,30		
5 Волга	Ярославль	1877—1912	ст.	2,12	1,89	4,30	29,10	16,10	5,90	4,75	4,42	4,60		
6 "	Вязовиє	1903—1913	"	1,98	1,70	2,72	23,10	17,20	4,87	3,89	3,25	3,20		
7 Ока	Орел	1884—1897	"	1,05	1,77	21,86	10,10	1,09	1,33	1,17	0,88	0,80		
8 "	Калуга	1881—1910	нов.	2,20	1,94	5,31	25,60	6,78	3,11	3,15	2,13	1,20		
9 Дніпро	Київ	1877—1908	"	2,95	2,75	4,02	12,63	13,40	4,40	2,27	1,93	1,60		
10 "	Лоп. Кам'ян.	1877—1923	"	1,55	1,87	3,17	8,42	10,32	4,47	2,21	1,85	1,60		
11 Пвд. Бог	Олександр.	1913—1924	"	1,58	2,00	7,68	4,24	1,62	1,41	1,23	0,95	0,70		
12 Салгир	Симфероп.	1913—1924	"	5,27	5,23	8,55	4,62	7,10	3,14	2,31	2,42	1,30		
13 Дністер	—	1860—1862	ст.	3,06		4,75	4,06	3,20	3,17	2,83	2,24	1,30		

### 126. Формули для рокових вартостей стоку та для стоку по місяцях.

Наведені вище способи відшукувати розподіл рокових вартостей стоку зв'язують стік головне з фізико-географічними умовами окремих районів; для цього треба визначити попередню норму стоку для даного недослідженого сточища.

Дуже принадна є проблема складати такі емпіричні залежності, щоб обчислити стік на кожний окремий рік, що ґрунтувалися б на безпосередньому обліку впливу головних чинників—кліматичних елементів.

Дуже цікава спроба такого роду—це формули, що їх запропонував проф. Я. Т. Ненько (літ. X і XVIII).

Відступивши від шаблонного в таких випадках зіставлення вартостей опадів і температур, узятих за цілий рік, проф. Я. Т. Ненько вважає за можливе визначати рокові вартості стоку у формі таких загальних залежностей:

I варіант:

$$y_1 = x \left( \frac{1}{n} \right) \frac{a \pm b t_6}{c + x_6} \quad (175)$$

2 варіант:

$$y_2 = x \left( \frac{c + x_6}{a \pm b t_6} \right) \quad (176)$$

Тут  $y_1$  і  $y_2$ —рокові вартості стоку;  $x$ —річні опаді в сточищі ріди;  $t_6$ —пересічна температура повітря в басейні за зимове півріччя з I/X до I/IV даного гідрологічного року;  $x_6$ —сума опадів за той самий час, що й для  $t_6$ ;  $n$ —основа десяткових логаритмів (або натуральних);  $a$ ,  $b$  і  $c$  неозначені параметри, що їх треба визначити.

Автор вважає, що першу формулу можна застосувати до  $t_6 = 12^\circ$ , а другу до  $t_6 = -3^\circ$ .

За даними для річки Півд. Бог (1914—1926 рр.—13 років) проф. Я. Т. Ненько підібрав такі числові вартості для неозначених параметрів:

$$y_1 = x \left( \frac{1}{10} \right) \frac{304 \pm 20 t_6}{160 + x_6} \quad (A)$$

$$y_2 = x \frac{55 + x_6}{1869 \pm 300 t_6} \quad (B)$$

пересічно—місячних модулів

Таблиця 63

на 1 кв. км				б) Модульні коефіцієнти у відношенні до многорічної норми для кожного сточища												
X	XI	XII	Рок.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рок.
7,05	9,40	7,40	8,10	0,86	0,82	0,77	0,90	1,36	1,42	1,20	1,01	0,93	0,87	0,91	0,91	1,0
10,50	9,20	5,97	9,76	0,71	0,78	0,82	1,07	1,49	1,19	1,16	1,11	1,10	1,08	0,95	0,52	1,0
9,00	8,00	5,30	8,95	0,54	0,52	0,74	3,71	1,34	0,87	0,70	0,39	0,76	1,00	0,89	0,59	1,0
5,45	4,77	4,44	7,55	0,53	0,47	0,66	2,30	2,17	1,48	1,03	0,78	0,71	0,72	0,63	0,59	1,0
5,67	4,44	2,85	7,17	0,29	0,26	0,60	4,05	2,24	0,82	0,66	0,62	0,65	0,79	0,60	0,40	1,0
3,70	2,78	2,43	5,90	0,34	0,29	0,46	3,92	2,92	0,82	0,66	0,55	0,57	0,63	0,47	0,41	1,0
1,00	1,10	0,80	3,60	0,29	0,49	6,07	2,80	0,30	0,37	0,33	0,24	0,23	0,28	0,31	0,22	1,0
2,22	2,70	3,02	5,00	0,44	0,39	1,06	5,10	1,35	0,62	0,63	0,42	0,38	0,44	0,54	0,50	1,0
1,70	2,10	2,47	4,35	(0,68)	(0,63)	(0,92)	0,90	3,09	1,02	0,52	0,45	0,38	0,39	0,48	(0,57)	1,0
1,58	1,80	1,66	3,42	0,45	0,49	0,93	2,47	3,17	1,31	0,65	0,54	0,47	0,46	0,53	0,49	1,0
0,82	1,16	1,18	2,12	0,74	0,94	3,62	2,00	0,77	0,67	0,58	0,45	0,36	0,39	0,55	0,56	1,0
1,16	1,51	3,38	3,83	1,38	1,37	2,23	1,21	1,85	0,82	0,60	0,63	0,30	0,30	0,39	0,88	1,0
2,05	-2,27	—	2,95	-1,04	—	1,61	1,38	1,08	1,08	0,96	0,76	0,64	0,70	-0,77	—	1,0

В такому вигляді його формули дали в застосуванні до вихідних даних (для р. Півд. Бога) такі помилки: за формулою (A) від  $-33\%$  до  $+16,9\%$ , при чому помилок  $\geq 15\%$  виявилось 5 (із 13); за формулою (B) від  $-25,3$  до  $+18,2\%$ , при чому помилок  $\geq 15\%$  виявилось 3 (з 13).

Застосування тих же формул (А) та (В) до даних дійсних вимірів для р. Дніпра біля м. Києва (1886 — 1901 рр. — 16 років) дало ряд великих помилок порядку  $\geq 30\%$  (в одному випадку навіть відповідно 38,0 і 182%), але приблизно в 50% усіх випадків — тільки помилки до 15%.

Перевірка цих формул для інших сточищ України (навіть для допливів Півд. Буга) показала, що вони іноді дають зовсім перевернуті та надто помилкові результати. Це цілком відповідає нашим уявленням про емпіричні формули й тому цілком логічно. До того ж у формулах проф. Я. Т. Ненька ураховано тільки деякі з можливих чинників стоку. Справді, вирази в правих частинах рівнянь А та В, при вартостях  $x$ , — являють собою вирази для річних коефіцієнтів стоку; не важко зробити висновок, що навряд величини річних коефіцієнтів стоку залежать тільки від  $x_6$  та  $t_6$ , цебто від метеорологічних умов зимового півріччя. Наші досліди для р. Дніпра коло Києва довели, що за значніший чинник стоку для умов цієї ріки, всупереч з твердженнями проф. Я. Т. Ненька, треба вважати опади теплої половини минулого року (цей один чинник дає для р. Дніпра коло Києва більш як удвоє кращі результати, ніж обидві набагато складніші формули проф. Я. Т. Ненька (літ. XIX та XXI).

Отже для практичного застосування формули проф. Я. Т. Ненька для вирахування збігу по окремих роках — рекомендувати не можна (див. п. 123). В крайньому разі користуватись цими формулами можна дозволити тільки для сточищ, аналогічних своїми об'єктивними характеристиками (в тому числі й кліматичними елементами) із сточищем р. Півд. Буг, або ж треба попередньо вивірити параметри формул за даними дійсних вимірів, що стосуються до найближчого аналогічного сточища.

Загальні формули проф. Я. Т. Ненька можна звести, як це показує він же, до загального вигляду формул Шрайбера та Уле (див. п. 123). До такого вигляду формули проф. Я. Т. Ненька можна звести, коли взяти температуру зимового півріччя за рівну нулеві:  $t_6 = 0$ .

Тоді маємо для формули (А):

$$y_1 = x \left( \frac{1}{n} \right)^c \frac{a}{c + x_6}$$

або поклавши

$$\frac{x}{c + x_6} = K, \quad aK = a_1$$

$$y_1 = x \left( \frac{1}{n} \right)^x$$

цебто формулу Шрайбера.

Для формули (В), коли  $t_6 = 0$ , маємо

$$y_2 = x \left( \frac{a + x_6}{c} \right)$$

або поклавши:  
матимемо:

$$\frac{x_6}{c} = Kx; \quad \frac{a}{c} = a_1$$

$$y_2 = a_1 x + Kx^2,$$

цебто скорочену формулу Уле.

Проф. Я. Т. Ненько запропонував останнього часу також формулу, що має на меті дати можливість виділити із загальної величини рокового стоку величину стоку весняного; ця формула має такий загальний вигляд:

$$K = m [x_6 - (\pm pt_6) - q] (y^0/0), \quad (177)$$

де:  $K = \frac{y_6}{y_0}$ , при чому  $y_0$  — роковий стік,  $y_6$  — весняний стік;  $x_6$  і  $t_6$  мають ті самі вартості, що й у формулі (176),  $m$ ,  $p$  і  $q$  — сталі.

Для деяких річок УСРР параметри формули (177) підібрано такі:

$$K = 0,25 [x_6 - (\pm 30 t_6) - 20] \quad (C)$$

або спрощуючи маємо:

$$K = 0,25 x_6 - 7,5 t_6 - 5. \quad (D)$$

Формула *C* відбиває загальний хід співвідношень *K* досить добре, але дає й ряд істотних помилок (більше за 15—20%, до 50%).

Зіставляючи формули (*A*), (*B*) й (*C*), проф. Ненько виводить далі для величини пересічного рокового стоку без стоку весняного періоду, здебто пересічно-меженного стоку ( $Q_{\text{пер. меж.}}$ ) такий вираз:

$$Q_{\text{пер. меж.}} = 0,01157 \frac{F}{365 - T_{\text{вес. пер.}}} \gamma_0 \left( \frac{100 - K}{100} \right) \text{ м}^3/\text{сек.} \quad (E)$$

де *F* — площа сточища в кв. км.

$T_{\text{вес. пер.}}$  — тривалість весняного водопілля в добах;  $\gamma_0$  і *K* мають попередні вартості.

При цьому величину  $\gamma_0$  проф. Я. Т. Ненько радить обчислювати (для УСРР) за одною з його вище наведених формул (*A* та *B*).

Вираз (*E*) дав гарні наслідки, коли застосували його до річки Півд. Бог (біля с. Олександрівки); ширше загальність цього виразу автор не перевірів.

До формул, виведених для певних районів, можна залічити також формулу інж. В. А. Назарова, яку він одержав, обробивши дані для річки Півд. Бог.

Формула ця має такий вигляд (у мм):]

$$y = 0,484 x_1 + 0,0618 x_2 - 2,61 t_1 - 4,72 t_2 + 84. \quad (178)$$

де:  $x_1$  — опади, що їх взято пересічно за місяці XII—II, при чому в розрахунок заводили опади за XII місяць тільки тоді, коли  $t_{\text{XII}} \angle -0,6^\circ$ , а опади за II місяць тільки тоді, коли весняне водопілля затягалось на IV місяць;

$x_2$  — опади за решту місяців року;

$t_1$  — пересічні температури в сточищі за ті ж самі місяці, за які взято опади  $x_1$ ;

$t_2$  — пересічна температура в сточищі за три літні місяці — VI, VII і VIII.

Рівняння (178) автор його вивів зіставляючи дані спостережень за способом кореляції, і воно є сума двох таких часткових рівнянь:

а) для весняного стоку:

$$y_1 = 0,484 x_1 - 2,61 t_1 - 12 \quad (178a)$$

б) для рокового пересічно-меженного стоку (роковий стік без весняного):

$$y_2 = 0,0618 x_2 - 4,72 t_2 + 96, \quad (178b)$$

Всі три рівняння для умов Півд. Богу, для якого їх виведено, дали досить близькі до дійсності наслідки; для інших сточищ формули ці не перевірені і, очевидно, їхні параметри повинні мінятися.

Для р. Дніпра біля м. Києва досить близько відповідають дійсності формули рокового стоку, які способом послідовних наближень до дійсності вивів я (з даних 1884—1917 рр. (лит. XIX). Формули ці мають такий вигляд:

$$y_1 = 0,001 N_{\text{рок}} (0,95 N_{\text{IV—IX}}^2 - 3,9 t_{\text{XII—III}} + 1,09 N_{\text{XII—III}} - 305) \quad (I)$$

$$y_2 = 0,11 N_{\text{рок}} + 0,5 N_{\text{XII—III}} + 0,22 N_{\text{меж.}}^2 - 2,5 t_{\text{XII—III}} + [(2 - t_{\text{III}})$$

$$(\sum t_{\text{XII—III}} + 17)] - 133 \quad (II)$$

де:  $N_{\text{рок}}$  — опади за гідрологічний рік (з 1—X),

$N_{\text{IV—IX}}$  — опади в IV—IX місяці попереднього року;

$t_{\text{XII—III}}$  — сума температур за XII—III місяці;

$N_{\text{XII—III}}$  — опади за той же самий час;

$N_{\text{місяц}}^1$  — опади за попередній гідрологічний рік, крім XII—III місяців цього року.

Формули ці цікаві тим, що в них вперше заведено до розрахунку кліматичні чинники за минулий рік; як з'ясувалося, для умов р. Дніпра цей чинник пов'язано зі збігом більш щільно, ніж, напр.,  $x_6$  та  $t_6$  у залежностях проф. Я. Т. Ненько.

Формули ці дають розбіжність меншу, ніж 20% з дійсними даними в 94% всіх випадків (формула I) і в 100% (формула II), при чому за формулою II — пересічна помилка у відсотках дорівнює 8%. В формулі II член, узятий у квадраті дужки, беруть до обрахунку тільки тоді, коли  $\Sigma t_{\text{XII—III}} < 26^\circ$ , цебто для теплих зим.

Наші дослідження показали, що для умов даного пункту можна досить точно зв'язати з кліматичними чинниками не тільки сезонний стік, але навіть і місячні вартості стоку. При цьому треба тільки брати до обрахунку разом з абсолютними характеристиками опадів і температур також і їхній розподіл за попередній період у часі і навіть по окремих складових частинах сто-чища (для умов р. Дніпра вище Києва).

Іноді ці обрахунки можуть прийняти досить складну форму:

Так, напр., для другого місяця після наступу гребня водопілля, цебто для місяців з 10—VI по 10—VII (за винятком трьох випадків) одержано мною такі залежності (способом послідовних наближень до дійсності на підставі відповідної аналізи):

I—для групи років з високими водопіллями, а саме, коли  $H > 550$  або коли  $t_V + t_{IV} > 15^\circ$ , де  $H$  = вишина гребеня водопілля в см над «O» водпоста біля Києва, — маємо:

$$Q_2 = Q_0 + 1,64 \frac{N_V - 28}{t_V + t_{IV} - 75} + 0,437 (18,5 - t_{VI})^2 + 0,06 \dots (178г)$$

II—для групи решти років:

$$Q_2 = Q_0 + 1,86 \frac{N_V - N_0 + 30}{(t_V + t_{IV} - 8)^{0,5}} - 0,562 \frac{N_0 - N_{VI} - 2}{N_{VI}} - 1,035 (17,5 - t_{VI})^2 + 1,28 \dots (178д)$$

В вищенаведених формулах маємо:  $Q_2$  — збіг за місяць з 10 VI по 10—VII, в тисячах куб. метрів;  $Q_0$  — так званий «нормальний» збіг за ті ж самі місяці, вирахований за допоміжним рівнянням (або графіком), що дає закон спадання високої води та що його тут ми не наводимо (див. стор. 258);  $N_i$  та  $t_i$  з індексами, позначеними римськими цифрами, позначають опади та середні місячні температури в басейні за місяці, що відповідають індексам;  $N_0$  — пересічна багаторічна норма опадів за той місяць, поруч з яким вона фігурує. Рівняння (178г та 178д) у 90,3% усіх випадків дають помилки, менші за 15% і в усіх 100% не маємо помилок більше за 20%. Далі, наприклад, для жовтня (за даними 1884—1917 рр.) в опрацьованні інж. А. І. Прядченка для р. Дніпра біля Києва маємо таку формулу:

$$Q = 0,05 (N_6 + N_7 + N_8 - 175) + 0,1 (N_9 + N_{10} - 70) - 0,1 [(80 - N_8 - N_9)^2 - 0,2 [40 - N_8] + 0,2 [N_7 - 100] + 0,5 [N_9 - 70] + 14, (178е)$$

де:  $N_i$  — опади відповідного місяця, що його номер позначено в індексі внизу літери  $N$ ; члени, взяті в квадратіві дужки, треба заводити до обрахунку тільки тоді, коли наслідок виразу, що стоїть в дужках — додатний, і брати рівними нулеві — в противному разі; ця остання умова значить, що, наприклад, за формулою (178е) на стік жовтня місяця впливає недобір опадів за VIII і IX місяці тільки в тім разі, коли цей недобір сумою менший від 80 мм



і т. ін. Збіжність формули (178e) з дійсними даними така: помилок  $\angle 15\%$  —  $76,6\%$  від усіх випадків; помилок  $\angle 20\%$  —  $88,4\%$  і максимальні помилки не перевищують  $27\%$  (один випадок з 34). У згоді з загальними настановами, що ми їх навели ще в § 2 п. 6а (див. наші зауваження про емпіричні формули) зрозуміло, що всі вищенаведені формули для вирахувань як річних так й помісячних значень збігу не можна застосовувати для інших сточищ, ніж ті, що для них їх складено. Всі наведені формули цікаві з погляду спроб визначення факторів, що діють на терені розглядуваного сточища, а також й кількісної ролі цих окремих факторів у загальних процесах збігу. Треба проте відмітити, що в рівняннях, одержаних за способом кореляції, роля окремих чинників може не відобразитися сучинниками при позначеннях окремих факторів; у згоді з системою кореляційних підрахувань, рівняння, що їх одержують за цим способом, як рівняння 178, 178а та 178б з вищенаведених, ураховують існуючі закономірності в сумарній взаємодії обрахованих сучинників, які здебільшого не мають фізичного самостійного значення.

### § 33. ОБЧИСЛЕННЯ ХАРАКТЕРНИХ ВАРТОСТЕЙ СТОКУ

**127. Формули Ішковського.** Свої формули австрійський інженер Ішковський вивів на підставі оброблення даних дійсних вимірів на 14 сточищах з площею від 12 до 180 000 кв. км.

Формули ці дають змогу теоретично (і тільки наближено) визначити величини витрат для різних чотирьох характерних випадків.

В основу своїх формул Ішковський поклав відомий нам (див. п. 92) теоретичний вираз пересічнорокового стоку  $Q_m$ .

Пересічна рокова витрата  $Q_m$  в м<sup>3</sup>/сек для сточища з площею  $F$  кв. км, коли вишина опадів  $h$  мм, дорівнює:

$$Q_m = \frac{\alpha \cdot h \cdot F \cdot 10^6}{31,54 \times 10^6 \cdot 10^3} = \frac{\alpha \cdot h \cdot F}{31,54 \cdot 10^3} = 0,00003171 \alpha h F \text{ м}^3/\text{сек}; \quad (179)$$

де:  $\alpha$  — коефіцієнт стоку;  $31,54 \cdot 10^6$  — число секунд у році;  $10^6$  — перевідний коефіцієнт для кв. км у метри;  $10^3$  — перевідний коефіцієнт від мм до метрів.

Щоб перейти від теоретичної вартості  $Q_m$  до різних характерних витрат у річці, Ішковський дав такі допоміжні формули:

1) для абсолютного низького (виключного) рівня води:

$$Q_0 = 0,2 \gamma \cdot Q_m \quad (180)$$

2) для середньо-низького (звичайного) рівня, цебто пересічного з щорічних найнижчих рівнів:

$$Q_1 = 0,4 \gamma \cdot Q_m \quad (181)$$

3) для середньо-меженного рівня, цебто пересічного з щорічних пересічних меженних рівнів:

$$Q_2 = 0,7 \gamma \cdot Q_m \quad (182)$$

4) Для випадку найвищої води Ішковський дає особливу формулу:

$$Q_{\text{макс}} = C_h \cdot m \cdot h \cdot F. \quad (183)$$

Коефіцієнти, що входять у наведені формули, Ішковський дав у особливих таблицях.

Коефіцієнт основної формули (179) залежить від рельєфу і його дано нижче в таблиці 65.

Коефіцієнт  $\gamma$ , що входить у формули (180), (181) і (182), залежить від: а) ґрунтових умов та рослинності, в) величини сточища і с) рівномірності розподілу опадів; вартості цього коефіцієнта дано нижче в таблиці 64.

Для формули (183) коефіцієнт  $C_n$  залежить від топографічних умов і від ґрунту та рослинності (таблиця 65); коефіцієнт  $m$  залежить від величини площі сточища (див. таблицю 66).

Табличні дані Ішковського такі:

Таблиця 64

Вартості  $\gamma$

I. Для середніх умов ґрунту і рослинності	1 0
для прохідніших ґрунтів з меншою рослинністю	0,4
для менш прохідних ґрунтів або з більшою рослинністю	0,8
для непрохідних ґрунтів у рівнинній місцевості	1,5—1,0
для ізпрохідних ґрунтів у горбкуватій місцевості	0,8—0,5
для непрохідних ґрунтів у горній місцевості	0,6—0,3
для малих гірських струмків	0,3—0,0
II. Для річок озерних з урегульованим стоком	1,5
III. Залежно від площі сточища $\gamma$ збільшується:	
коли $F$ менше від 200 кв. км на	25%
» $F$ в межах від 200 » » до 20000 кв. км. на	0%
» $F$ » » 20 000 » » » 50 000 » »	0—15%
» $F$ » » 50 000 » » » 100 000 » »	10—50%
» $F$ » » 100 000 » » » 200 000 » »	50—100%

IV. Залежно від рівномірності розподілу опадів  $\gamma$  збільшується від 0 до 50%; останнє число стосується до приморського клімату.

Таблиця 65

Вартості  $\alpha$  та  $C_h$

№	Топографічні умови	Вартості $\alpha$	В а р т о с т і $C_h$			
			Прохідний ґрунт, оброблюваний, вкритий рослинністю	Звичайні рівнинні ґрунтові умови з середньою рослинністю	Мало прохідний ґрунт з малою рослинністю	Непрохідний ґрунт, скелястий, без рослинності, мерзлий
1	Болотисті низовини	0,20	0,017	0,030	—	—
2	Низовини й плоскі рівнини	0,25	0,025	0,040	—	—
3	Частково горбкувата низовина	0,30	0,030	0,055	—	—
4	Положня горбкуватість	0,35	0,035	0,070	0,125	—
5	Велика горбкуватість або частково гірська місцевість	0,40	0,040	0,082	0,155	0,400
6	Горбкувата місцевість залежно від міри крутості	0,45—0,70	0,045—0,080	0,100—0,210	0,190—0,600	0,450—0,800

Таблиця 66.

Вартості  $m$ .

$F$	1	20	50	150	500	900	1800	10000	100000	250000
$m$	0,010	0,009	0,008	0,007	0,006	0,005	0,004	0,003	0,002	0,001

Формули Ішковського (180), (181) і (182) мають ту загальну хибу, що дозволяють досить довільно вибирати вартості коефіцієнта  $\gamma$ ; той чи той підхід до оцінки умов сточища може істотно вплинути на остаточний наслідок.

З другого боку, для умов нашого півдня, в малих сточищах під час літнього низького рівня часто бувають нульві стоки (пересихання річок), чого скаля вартостей у Ішковського не враховує. Отже в таких випадках формули (180), (181) і (182) повинні давати трохи перебільшені вартості.

Формула (183), на жаль, не має вартості коефіцієнта  $C_h$  для малопрхідних і непрохідних ґрунтів болотистого, рівнинного, частково горбкуватого й пологісто-горбкуватого рельєфу, цебо для умов, що відповідають умовам, поширеним в СРСР для весняного періоду (мерзлий ґрунт).

В зв'язку з цим формула (183) для наших умов дає найчастіше переменшені вартості стоку. Формули Ішківського добрі тим, що вся схема розрахунку гнучка. Якби належно вивірити коефіцієнти і заповнити порожні місця в таблиці 65, від формули цієї можна було б сподіватись цілком прийнятних для практики наслідків.

**128. Формули максимального стоку.** Відповідно до сказаного в п. 117 максимальні секундні витрати на півдні-СРСР, цебо в УСРР, можуть бути на площах сточищ аж до 2000 кв. км від злив, а на більших площах—головне від весняного розтавання снігових запасів; чим далі на північ, тим площі сточищ, що дістають максимальний стік від злив, все більше зменшуються, і, нарешті, на північ від лінії Тверь-Владимір зливний стік утрачає будь-яке значення (у формуванні максимумів) навіть для дуже малих сточищ.

Отже для обчислень рокового максимального секундного стоку існуючі емпіричні залежності можна поділити на: 1) призначені на те, щоб обчислювати максимальний стік від весняного розтавання снігу, і 2) призначені на те, щоб обчислювати максимальний стік від злив; цю категорію залежностей і собі можна поділити на дві: а) для більш-менш чималих сточищ (> 1000 кв. км) і б) для дуже малих сточищ.

До групи (1) і (2а) можна залічити наведену вже вище формулу Ішківського (із зробленими в п. 127 увагами).

Із групи співвідношень, що дають максимальний стік залежно від розтавання снігових запасів, наведемо три: інж. Д. І. Кочеріна, інж. А. Карачевського—Вовка і проф. Ю. В. Ланге, як такі, що найбільш відповідають умовам України.

Інж. Д. І. Кочерін (літ. XI) дав формулу для модулів максимального стоку від талої води для різних географічних районів європейської частини СРСР, виділивши їх усіх 8.

Загальний вигляд його формули такий:

$$q'_m = q_m \delta^\beta, \quad (184)$$

де  $q'_m$ —шукана вартість максимального модуля, вираженого в м<sup>3</sup>/сек з 1 кв. км (а не в літрах);  $q_m$ —вартість модуля в тих самих мірах, визначувана особливою формулою для кожного окремого фізико-географічного району;  $\delta$ —коефіцієнт, що обраховує вплив рельєфу, при чому: а) для болотистої рівнини й плоского степу  $\delta = 0,70$ ; б) для мало-хвилястої рівнини  $\delta = 0,85$ ; в) у всіх інших випадках  $\delta = 1$ ;  $\beta$ —коефіцієнт, що обраховує вплив лісової покриви, при чому  $\beta = 1 - 0,3\gamma$ , де  $\gamma$ —відносна лісистість даного сточища в долях від площі усього сточища. Коефіцієнти  $\beta$  і  $\delta$  для сточищ з площею понад 2000—5000 кв. км беруть рівні одиниці.

Тут ми наведемо вартості  $q_m$  тільки для трьох районів, позначивши площі сточищ через  $F$ :

1) Західний район, куди входить Полісся, приблизно до лінії Житомир-Київ з півдня і до Смоленська з півночі:

$$q_m = \frac{2,88}{F^{0,236}} - 0,13 \quad (185)$$

2) Середня смуга (на південь від лінії Калуґа-Рязань-Тамбов-Пенза і на північ від лінії Київ-Харків-Сталінград):

$$q_m = \frac{3,35}{F^{0,236}} - 0,15 \quad (186)$$

3) Південь і південний захід—на південь від лінії Київ-Харків-Сталінград:

$$q_m = \frac{3,57}{F^{0,288}} - 0,07 \quad (187)$$

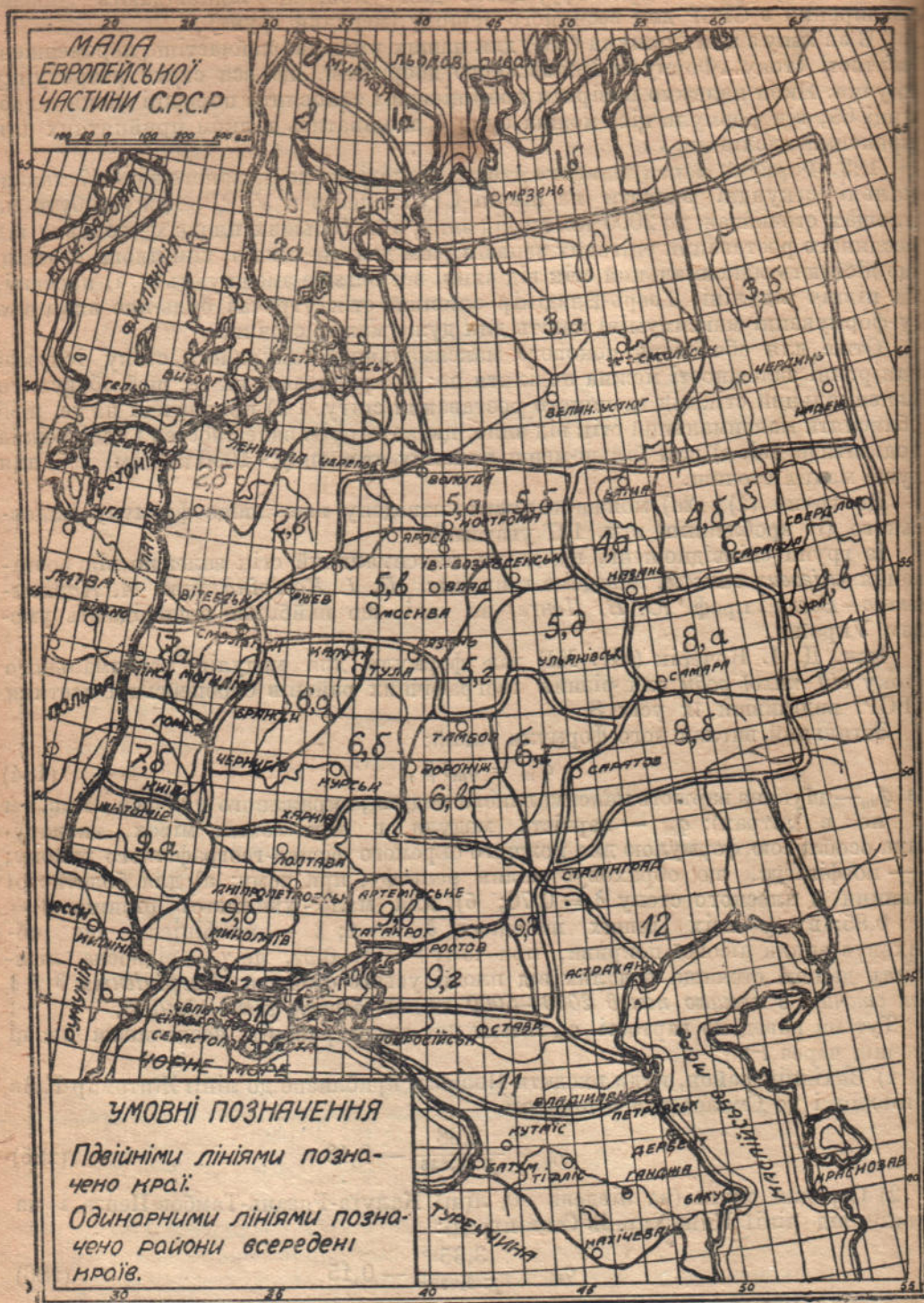


Рис. 113-а. Мапа до таблиці інж. Д. І. Кочеріна

Залежності інж. Д. І. Кочеріна базуються на обробленні понад 175 виміряних у дійсності максимальних витрат по річках європейської частини СРСР і в зв'язку з цим вони є для першого наближення досить обґрунтовані.

Формулу інж. А. Карачевського-Вовка складено на підставі даних про найбільші витрати весняного водопілля для річок Сибіру, Західного краю та району Пермь-Котласької залізниці, але вона придатна, як згадувалося, й для середніх умов України. В модулях, (виражених у м<sup>3</sup>/сек. з 1 кв. км площі сточища, вона має такий вигляд:

$$q_m = \frac{12}{\sqrt{F + 114}} + 0,06 \quad (188)$$

На думку Д. І. Кочеріна, формула ця в цілому відповідає середнім умовам максимального стоку талого льоду по всій європейській частині Союзу.

Формули проф. Ю. В. Ланге такі (в м<sup>3</sup>/сек, F в кв. км):

1) для загальних середніх умов:

$$Q_{\max} = 3,53 \sqrt[4]{F^3} \quad (189)$$

2) для заболочених річок

$$Q_{\max} = 1,06 \sqrt[4]{F^3} \quad (190)$$

Числові коефіцієнти виведені з даних близько 50 річок європейської частини СРСР та Зах. Сибіру.

Для зливогого стоку Д. І. Кочерін дає для південної смуги СРСР такі формули (в м<sup>3</sup>/сек. з 1 кв. км, сточища):

$$1) \quad q_m = \frac{35,8 \sqrt[4]{F}}{F^{0,458}} - 0,8 \quad (191)$$

$$2) \quad q_m = \frac{214}{(F + 7,3)^{0,85}} \quad (192)$$

Ці останні формули в деяких випадках дають дуже перебільшені значення  $Q_{\max}$ .

Для річок з дуже малими сточищами формули для зливогого стоку подано нижче в п. 129.

Щоб визначити розрахункові максимальні витрати, можна також користуватися нижченаведеною наближеною таблицею модулів (табл. 67), виражених у м<sup>3</sup>/сек з 1 кв. км. Таблицю цю склав інж. Д. І. Кочерін (літ. XI) за фактичними даними, що він їх зібрав. Межі окремих районів, що фігурують у таблиці, показано на доданій мапі (рис. 113а).

На закінчення відзначимо, що формули Д. І. Кочеріна він (як і інші автори) подав головню з матеріалів, що мають цикл спостережень пересячно 15—20 літ.

Щоб перейти до ймовірних максимальних витрат, рідших за один раз на 15—20 років, можна скористатися рівняннями американця У. Фуллера (літ. XI):

$$Q_{\max} = Q_m \cdot (1 + 0,8 \lg T) = Q_m \lambda,$$

де  $Q_m$  — пересічна з найбільших рокових витрат,  $Q_{\max}$  — найбільша витрата за T років.

Зокрема для 20 років маємо . . . . .	$\lambda = 2,04$
для 35 » » . . . . .	$\lambda = 2,24$
для 50 » » . . . . .	$\lambda = 2,36$
для 100 » » . . . . .	$\lambda = 2,60$

I. Краї	2. Північно-Західній			3. Півн. тайга		4. Схід			5. Центральна Росія				
	а	б	в	а	в	а	б	в	а	б	в	г	д
Площі сточища в кв. км.	Олонецько-біломорський	Великих озер	Поозер'я	Північно-Двінський	Черд.-Печорський	Вятський	Середньо-Камський	Урал	Північне За-волжжя	Унзько-Веглужський	Московський	Окська і изо-вина	Волзько-Сурський
500000	—	—	—	—	—	0,067	—	—	—	—	0,058		
250000	—	0,016	—	0,07	—	0,085	0,065		0,06	—	—	—	
100000	—	—	—	0,085	—	0,125	0,09	—	—	0,07	—	—	
80000	—	0,02—0,04	—	—	—	0,135	0,105	—	—	0,08	—	—	
50000	0,02—0,03	0,03—0,05	—	0,11	—	0,170	0,135	—	0,13	0,11	0,125	—	
25000	0,02—0,03	0,05	0,03—0,60	0,15	—	0,21	0,18	(0,15)	0,17	0,14	0,17	—	
10000	0,02—0,04	0,10	0,08—0,12	0,21	—	0,26	0,25	(0,21)	0,24	0,20	0,24	—	
5000	0,02—0,04	0,15	0,10—0,20	0,27	—	0,33	0,33	(0,27)	0,31	0,26	0,30	—	
2500	0,03—0,06	0,20	0,15—0,25	0,35	—	0,41	0,41	(0,35)	0,39	0,32	0,37	—	
1000	0,04—0,10	0,28	0,22—0,30	0,40	—	0,46	0,46	(0,40)	0,44	0,38	0,42	—	
500	0,05—0,15	0,35	0,25—0,35	0,45	—	0,52	0,52	(0,46)	0,50	0,45	0,49	—	
250	0,10—0,30	0,42	0,35—0,42	0,50	—	0,60	0,60	(0,52)	0,60	0,52	0,58	—	
100	0,15—0,40	0,50	0,40—0,50	0,57	—	(0,70)	0,77	(0,60)	0,80	0,65	0,75	—	
50	0,60			0,65?	—	(0,80)	0,92	(0,72)	1,00	0,80	(0,90)	—	
25	0,75	0,75	0,75	0,75?	—	(0,90)	1,10	(0,85)	1,20	1,00	(1,10)	—	
10	0,90	0,90	0,90	0,85?	—	(1,00)	1,25	(1,00)	1,50	1,25	(1,40)	—	
5	1,20	1,20	1,20	1,00?	—	(1,20)	1,40	(1,20)	1,90	1,60	(1,75)	—	
1	1,50	1,50	1,50	1,15?	—	(1,40)	1,60	(1,40)	2,50	2,00	(2,25)	—	

Примітки: 1) Таблиця дає вартість величини модуля найбільших витрат води в куб. метрах немає фактичних даних, поставлено в дужках. 2) Величини модуля, знайдені екстраполяцією.

Можна скласти співвідношення:

$$\frac{Q'_{max}}{Q''_{max}} = \lambda_1$$

$$\frac{Q''_{max}}{Q'_{max}} = \lambda_2$$

відкіля маємо:

$$Q''_{max} = Q'_{max} \cdot \frac{\lambda_2}{\lambda_1}$$

Інакше, щоб переходити від даних максимумів, що їх одержано за вищенаведеними формулами, до імовірних максимумів рідших, — можна брати перехідні коефіцієнти:

для переходу від	20 років до	35 річного максимуму	.....	1,10
»	»	50 »	»	1,15
»	»	100 »	»	1,27

Ми не наводимо тут більше (навіть як приклади) дуже численних інших формул максимального стоку як російських, так і чужоземних, вважаючи це за зайве. Відзначимо, що досить повне зведення таких формул опублікував 1927 року інж. В. А. Назаров (літ. XII); там же є й порівняння наслідків для більшості з існуючих російських і закордонних формул.

6. Середня Росія				7. Західн.		8. Східне Поло- ложя		9. Південний край					I. Краї		
а	б	в	г	а	б	а	б	а	б	в	г	д	Райо- ни		
Лісовий	Лісостеп	Оксько-Донсь- ка низовина	Приволзьська горбовина	Західні ували	Полісся	Лісовий	Степовий	Південно- Західний	Степовий	Донецький	Чорноморсько- Озівська низи- на	Ергени	Крим	Північний Кавказ	Площі сточи- ща в кв. км.
—	—	—	—	—	—	—	—	0,041	—	—	0,032	—	—	—	500000
0,058				0,054		—	—	0,058		—	—	—	—	—	250000
0,076	—	—	0,06	0,063	0,045	—	—	0,06		0,06	—	—	—	—	100000
0,074	0,08	—	0,07	—	—	—	—	0,063		—	—	—	—	—	80000
0,095	0,115	—	0,095	0,10	0,06	—	0,06	0,03	0,08	—	—	—	—	0,05	50000
0,125	0,15	0,11	0,125	0,14	0,08	(0,15)	0,08	0,12	0,10	—	0,06	?	—	0,08	25000
0,19	0,22	0,13	0,15	0,20	0,12	(0,21)	0,11	0,15	0,15	—	0,09	?	—	0,15	10000
0,26	0,29	0,20	0,23	0,25	0,18	(0,28)	0,15	0,24	0,20	0,21	0,12	—	—	0,23	5000
0,33	0,37	0,28	0,31	0,30	0,25	(0,34)	0,23	0,50	0,30	0,33	—	—	—	0,35	2500
0,41	0,43	0,37	0,40	0,38	0,32	(0,40)	0,30	0,32	0,50	0,62	—	—	—	0,60	1000
0,52	0,55	0,49	0,52	0,50	0,40	(0,45)	0,40	—	0,95	1,20	—	—	0,5	1,00	500
0,65	0,72	0,64	0,70	0,70	0,50	(0,55)	0,50	—	1,60	2,20	—	—	0,9	1,75?	250
0,65	0,95	0,80	0,90	1,00	0,60	(0,65)	0,60	—	2,50	4,00	—	—	1,8	3,50?	100
1,0	(1,30)	(1,00)	1,20	1,30	(0,72)	(0,75)	0,75	—	4,00	6,00	—	—	3,0	—	50
1,50	(1,90)	(1,30)	1,75	1,60	(0,90)	(0,90)	0,90	—	6,00	9,00	—	—	5,0	—	25
2,0	(2,80)	(1,80)	2,50	2,20	(1,25)	(1,20)	1,20	—	10,0	14,0	—	—	9,0	—	10
3,0	(4,20)	(2,50)	3,60	3,00	(1,50)	(1,50)	1,5	—	14,0	19,0	—	—	12,0	30?	5
4,0	(9,00)	(4,00)	8,00	4,00	(2,00)	(2,00)	2,00	—	27,0	35,0	—	—	30,0	60?	1

на секунду з 1 кв. км площі сточища. 2) Величини модуля, знайдені інтерполяцією, через те що поставлено із знаком запитання.

**129. Норми НКШ.** Норми НКШ стосуються до випадків дуже малих сточищ і є наслідком дуже ґрунтового вивчення питання та перегляду формул максимального стоку, що раніш існували і що їх застосовували; зробив це ряд дуже видатних фахівців. Норми ці опубліковано року 1928 (літ. XIII) і вони мають на увазі розрахунок отворів малих штучних споруд для випадків дуже невеликих сточищ.

Розрахункова формула має вигляд ( $v$  м<sup>3</sup>/сек):

$$Q = C \cdot a \cdot F \quad (193)$$

Тут:  $F$  — площа сточища в кв. км; визначають її або струментальним здійсненням на місці, або, коли це можливо, за мапою в масштабі не менш як 1 : 150 000;

$C$  — коефіцієнт, що залежить від кліматичних і гідрологічних умов даного району; визначають його за мапою ізоліній, даної на рис. 114;

$a$  — коефіцієнт, що залежить від довжини сточища та його подовжнього похилу; похил сточища визначають нівелюванням головної водотечної лінії. Вартості коефіцієнта  $a$  подаємо в наведених нижче двох таблицях (68 і 69); з них першу складено для  $C \leq 12$ , а другу для  $C > 12$ .

Наведену формулу можна застосовувати для сточищ із площею не більш, як 4 кв. км; коли ж  $C$  менше від 15, то для сточищ площею не більше за 60 кв. км.

Дозволяється зменшувати розрахункову величину стоку зливових вод:

П о х и л и п р и  $C \leq 12$ 

Довжина сточища L км	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0,006	0,008	0,010	0,015	0,020	0,050	0,100
0	0,2	0,25	0,3	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,15	1,2	1,25
1	0,18	0,225	0,270	0,36	0,450	0,54	0,72	0,90	0,990	1,035	1,08	1,125
2	0,15	0,188	0,225	0,30	0,375	0,45	0,60	0,75	0,825	0,863	0,90	0,938
3	0,11	0,138	0,165	0,22	0,275	0,33	0,44	0,55	0,605	0,633	0,66	0,688
4	0,083	0,104	0,135	0,18	0,225	0,27	0,36	0,45	0,495	0,518	0,54	0,563
5	0,066	0,083	0,108	0,144	0,185	0,222	0,295	0,37	0,407	0,426	0,444	0,463
6	0,055	0,069	0,090	0,120	0,154	0,185	0,254	0,317	0,349	0,365	0,380	0,396
7	0,047	0,059	0,077	0,103	0,132	0,159	0,218	0,272	0,308	0,322	0,336	0,350
8	0,041	0,052	0,068	0,090	0,116	0,139	0,191	0,238	0,270	0,282	0,300	0,313
10	0,033	0,041	0,054	0,072	0,093	0,110	0,152	0,190	0,216	0,225	0,240	0,250
12	0,028	0,035	0,045	0,060	0,077	0,093	0,127	0,159	0,180	0,188	0,200	0,209
14	0,024	0,030	0,039	0,051	0,066	0,079	0,109	0,136	0,154	0,161	0,171	0,179
16	0,021	0,026	0,034	0,045	0,058	0,069	0,095	0,119	0,135	0,141	0,150	0,157
18	0,018	0,023	0,030	0,040	0,051	0,062	0,085	0,106	0,120	0,125	0,133	0,139
20	0,017	0,021	0,027	0,036	0,046	0,056	0,076	0,095	0,108	0,113	0,120	0,125

Таблиця 69

П о х и л и п р и  $C > 12$ 

Довжина сточища L км	0,001	0,002	0,003	0,004	0,005	0,006	0,008	0,010	0,015	0,020	0,050	0,100
0	0,20	0,25	0,30	0,4	0,5	0,6	0,8	1,0	1,1	1,15	1,2	1,25
1	0,18	0,225	0,270	0,36	0,45	0,54	0,72	0,90	0,990	1,035	1,08	1,125
2	0,15	0,188	0,225	0,30	0,375	0,45	0,60	0,75	0,825	0,863	0,90	0,938
3	0,11	0,138	0,165	0,22	0,275	0,33	0,44	0,55	0,605	0,633	0,66	0,688
4	0,09	0,113	0,135	0,18	0,225	0,27	0,36	0,45	0,495	0,518	0,54	0,563
5	0,074	0,093	0,111	0,148	0,185	0,222	0,296	0,37	0,407	0,426	0,444	0,463
6	0,063	0,079	0,095	0,127	0,159	0,190	0,254	0,317	0,349	0,365	0,380	0,396
7	0,056	0,070	0,084	0,112	0,140	0,168	0,224	0,280	0,308	0,322	0,336	0,350
8	0,050	0,063	0,075	0,100	0,125	0,150	0,200	0,250	0,275	0,288	0,300	0,313
10	0,042	0,053	0,063	0,084	0,105	0,126	0,168	0,210	0,231	0,242	0,252	0,263
12	0,035	0,046	0,055	0,073	0,092	0,110	0,146	0,183	0,201	0,210	0,220	0,229
14	0,030	0,039	0,045	0,066	0,082	0,098	0,131	0,164	0,180	0,189	0,197	0,205
16	0,021	0,035	0,049	0,060	0,075	0,090	0,120	0,150	0,165	0,173	0,180	0,188
18	0,023	0,031	0,038	0,053	0,068	0,082	0,109	0,138	0,150	0,156	0,163	0,170
20	0,021	0,028	0,034	0,048	0,061	0,075	0,100	0,125	0,138	0,144	0,150	0,156

А. Не більш як на 50% за виключних умов, цебто коли ґрунти, що вкриті більшу частину площі сточища, дуже прохідні, а саме:

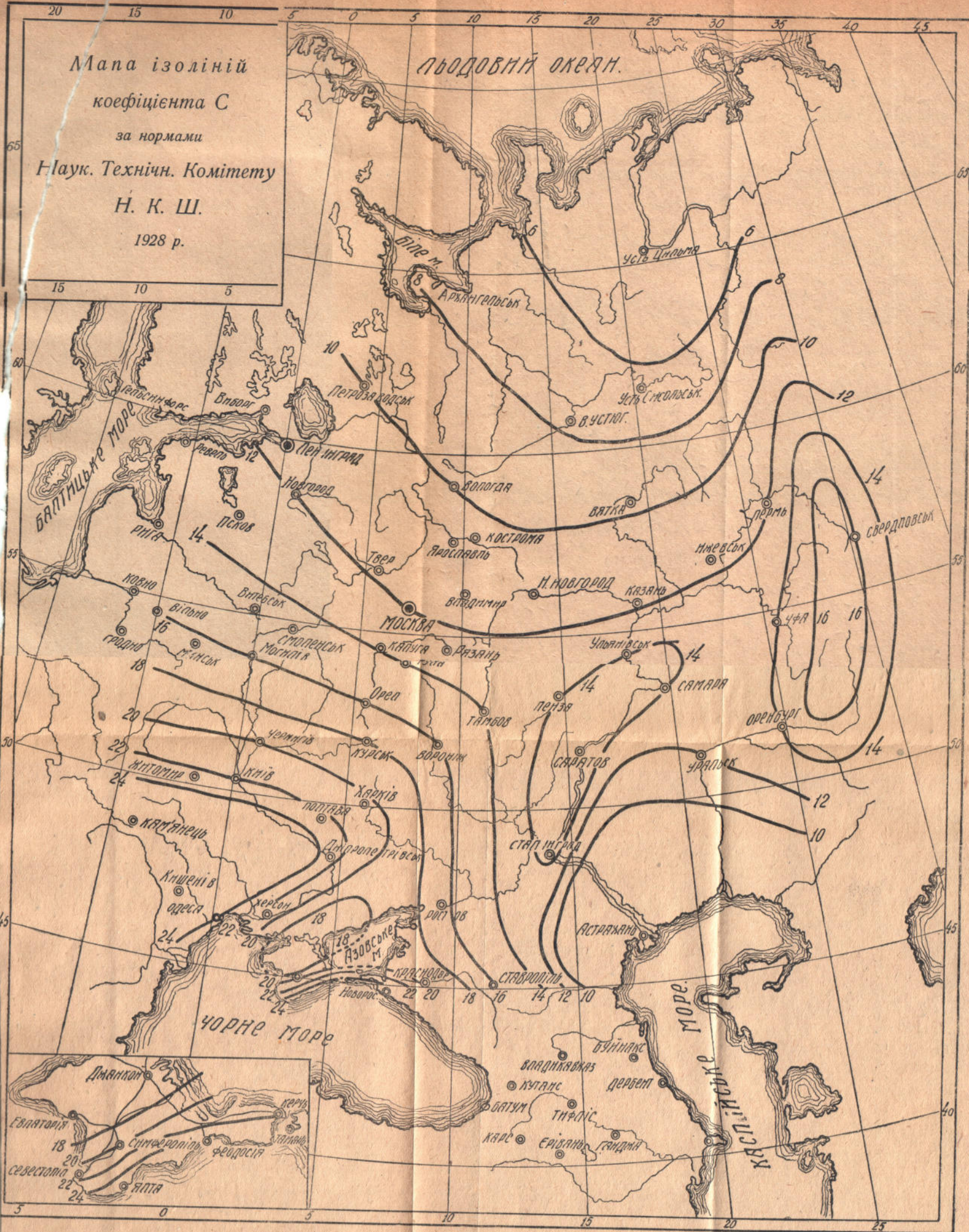
- на сипких пісках, коли шар їх завгрубшки не менш як 1 м;
- за рихлих осипищ з нарінку та ріні;
- за дуже щілинуватих вапняків та ріні.

Б. Не більш як на 20% для сточищ з площею понад 20 кв. км, вкритих на більшій частині площі лісом.

Треба розрахункову величину стоку зливних вод *підвищувати*, але не більше, як на 30%, коли ґрунт на більшій частині площі сточища складається з непрохідних порід, а саме:

- суцільної скелі з масивних кристалічних порід, коли цілком або майже цілком нема розколин;
- масної глини;
- одвічно мерзлого підґрунтя.





Мапа ізоліній  
коефіцієнта С  
за нормами  
Наук. Технічн. Комітету  
Н. К. Ш.  
1928 р.

Льодовий океан.

15 10 5

Чорне море

Каспійське море

До того, як запроваджено описані вище норми, найбільше були поширені в СРСР (літ. XII) формули Кестліна та Кестліна—Ніколаї. Загальний вигляд цих формул:

Кестліна:

$$Q = 1,875a \cdot F \text{ (в куб. саж./сек)} \quad (194)$$

або

$$Q = 16a F \text{ (в м}^3\text{/сек);}$$

Кестліна -Ніколаї:

$$Q = 1,875a \cdot \beta \cdot F \text{ (в куб. саж./сек.)} \quad (195)$$

або

$$Q = 16 a \cdot \beta \cdot F \text{ (в м}^3\text{/сек)}$$

Тут в обох формулах:  $F$  — площа сточища в кв. вер. (або кв. км);  $a$  — коефіцієнт збігу, що залежить від довжини сточища;  $\beta$  — коефіцієнт, що залежить від похилу сточища. Вартості  $a$  та  $\beta$  подавали в окремих таблицях.

Форму Кестліна автор її склав, виходячи з розрахункової зливи в 9,6 мм за 10 хвилин; відділя маємо:  $Q = \frac{9,6 \cdot 1 \cdot 1000}{10 \cdot 60} \cdot a F \text{ м}^3\text{/сек.}$ , де  $Q = 16 a F$ .

Формула Кестліна -Ніколаї є деяке вточнення формули Кестліна. Обидві ці формули у нас зараз не вживаються й мають лише історичне значення.

### § 129 а. Нові норми НКШ

У жовтні 1931 р. опубліковано нові норми, щоб обчислювати стік поверхневої води («Нормы расчета стока поверхностных вод 1931 г.» НКПС — НКПстрой — Центральный Научно-исследовательский Институт Транспортного Строительства, вид. ЦИС НКПС, Москва, 1931). Ці нові норми запроваджено в життя об'єктом «НКПстрою» з 20/III—1931 р; цей таки об'єкт наведені вище норми НКШ казус, як перебільшені для значної більшості випадків.

Нові норми 1931 р. розраховано для площ водозборів до 20 кв. км. Для площ у межах 20—100 кв. км, а також понад 100 кв. км, рекомендується визначати  $Q_{\max}$  на підставі гідравлічних підрахунків, виходячи з формули Шеєї (див. далі § 130). Основна формула нових норм 1931 р. має такий вигляд:

$$Q_{\max} = 16,67 F (aK - i) \text{ (в м}^3\text{/сек),}$$

де:  $F$  — площа водозбору в кв. км;  $a$  — максимальна інтенсивність зливи при тій її тривалості, що дає найбільшу вартість витрати для цього кліматичного району (мм/хв);  $K$  — кліматичний чинник;  $i$  — інтенсивність просякання води в ґрунт (мм/хв).

Максимальну інтенсивність зливи [обчислюють залежно від тривалости розрахункової зливи за формулою:

$$a = \frac{5}{1 + 0,06 t},$$

де  $t$  — тривалість зливи (в хвилинах).

Величину тривалости зливи  $t$  беруть за рівну з часом збігання води по найневигіднішій щодо цього частині водозбору, виходячи з швидкостей збігання, які подаються в окремих таблицях; в цих таблицях швидкості збігання наведено залежно від величини  $Q_{\max}$  (через це цю останню величину можна обчислювати тільки способом поступових наближень).

Кліматичний чинник  $K$  для центрального району СРСР дорівнює одиниці. Для інших районів вартість  $K$  обчислюють виходячи з найбільшої вартости добової кількості зливових опадів ( $M_1$ ), що їх спостерігали на найближчій метеорологічній станції (з тривалістю спостережень не менш 15—30 років), а також з середньо-аритметичної вартости найбільших добових величин зливових опадів ( $M_2$ ), узятих для кожного року на протязі всього періоду роботи

метеорологічної станції (бажано не менш як за 30 років), а саме користуються з залежностей:

$$K_1 = \frac{M_1}{68}; K_2 = \frac{M_2}{33}; K = \frac{K_1 + K_2}{2}$$

Інтенсивність просякання води в ґрунт визначають, організуючи відповідні досліди на даному водозборі (коли площа водозбору — до 2 км<sup>2</sup>, — в 1 характерному пункті; від 2 до 6 км<sup>2</sup> — у 2 пунктах; від 6 до 12 км<sup>2</sup> — у 3 пунктах; коли  $F > 12$  кв. км. — у 4 пунктах).

Досліди виконують, встановлюючи на поверхні землі, трохи заглиблюючи їх, залізні циліндри діаметром 50 см та заввишки 25—30 см; в циліндри наливають воду та спостерігають не менш як дві години інтенсивність просякання води в ґрунт. Місце для дослідів рекомендується вибирати на схилах водозбору. Для водозборів більших, ніж кілька кв. км (але для менших за 20 кв. км), нові норми рекомендують користатися з такої формули:

$$Q_{\text{макс}} = 40 \cdot m_1 \cdot m_2 \cdot m_3 \cdot m_4,$$

де:  $m_1$  — сучинник, що залежить від розрахункової ширини водозбору  $B^1$  (км);

$m_2$  — сучинник, що залежить від подовжного похилу водотечної лінії ( $J_1$ );

$m_3$  — сучинник, що залежить від кліматичного чинника ( $K$ );

$m_4$  — сучинник, що залежить від зведеної інтенсивності просякання води в ґрунт ( $i/K$ ).

Вартості  $m_1$ ,  $m_2$ ,  $m_3$  та  $m_4$  дається в таблицях, де їх обчислено за такими формулами:

$$m_1 = (B')^{1/2}; m_2 = J_1^{1/2}; m_3 = K^{1/2}; m_4 = \left(1 - \sqrt{\frac{1}{5k}}\right)^{1/2}$$

Розрахункову величину  $B^1$  обчислюють з дійсної ширини водозбору залежно від співвідношення розмірів водозбору та швидкостей збігання води, за окремими формулами, що ми їх тут не наводимо.

Нарешті нові форми стоку зобов'язують завжди провадити контрольні підрахунки  $Q_{\text{макс}}$  на максимальну витрату від одночасного стоку води від танення снігу та від весняних дощів. Величину  $Q'_{\text{макс}}$  у цьому випадку визначають за формулою:

$$Q'_{\text{макс}} = (16.67 \cdot \beta \cdot K + C) \cdot F,$$

де:  $\beta$  — сучинник зменшення інтенсивності весняних дощів, порівнюючи з літніми;

$C$  — модуль максимального снігового стоку в м<sup>3</sup>/сек з 1 кв. км площі водозбору.

Вартості  $\beta$  подано в особливій таблиці залежно від величини площі водозбору та природних районів СРСР. Величини  $C$  беруть з таблиць за Кочеріном. Час збігання води (що його треба знати, щоб визначити величину  $a$ ) обчислюють за особливою формулою залежно від характеристик будови водозбору, зокрема його ширини та залежно від швидкості збігання води, для якої подано окрему таблицю, складену спеціально для швидкостей збігання весняної води (залежно від похилів водозбору).

З одержаних за вищенаведеним величин  $Q_{\text{макс}}$  та  $Q^1_{\text{макс}}$  для розрахунку отвору споруди беруть найбільшу. З цієї найбільшої вартості  $Q_{\text{макс}}$  остаточну розрахункову витрату  $Q_{\text{розр}}$  за новими нормами обчислюють, зменшуючи одержане  $Q_{\text{макс}}$  в 1,5—3,0 рази, залежно від типу споруди. Величини цих сучинників зменшення для різних споруд подано в особливій таблиці для двох головних випадків: залізничні шляхи та шосейні й ґрунтові шляхи.

Для дуже орієнтовних попередніх підрахунків нові норми рекомендують уживати в особливо зазначених виняткових випадках стару формулу НКШ, а ще краще — таку нову формулу:

$$Q_{\text{макс}} = C \cdot J \cdot F^{1/4}$$

де:  $F$  — площа водозбору в кв. км;

$C$  — сучинник горяности, що дорівнює: для рівнин та малогорбкуватих водозборів 10; для дуже горбкуватих 15; для малогоряних 20 та для дуже горяних 25;  $J$  — сучинник прохідності ґрунту; він дорівнює: для ґрунтів середньо-непрохідних ( $i = 0,6-2,0$  мм/хв) —  $J = 1$ ; для ґрунтів малопрохідних (глини, масні сушіски, скелі тощо) ( $i$  до 0,6 мм/хв)  $J = 1,50$ ; для ґрунтів дуже вологовбирних (піски, сушіски,  $i > 2,0$  мм/хв) —  $J = 0,5$ .

**130. Обчислення одиничних вартостей витрат за посередніми даними.** З'ясовуючи питання про можливу для даного стоку максимальну секундну витрату води, часто досить надійним способом є обчислення величини витрати за гідравлічними характеристиками корита в замичному простеці. Таке обчислення корисно робити також, щоб контрольню зівставити його наслідки з тим, що дають наведені вище емпіричні формули. Загальна схема вирахувань у таких випадках ось яка. Вибравши на місцевості поблизу замичного простеця стоочища якнайправильнішу ділянку річки, визначають насамперед зазначки найвищої води або уважно безпосередньо оглядаючи ділянку, або розпитуючи місцевих людей та старожилів.

Далі треба визначити ймовірний похил, що був за найвищої витрати. Коли встановлено дві або й більше зазначки найвищої води, то шуканий похил визначають нівелюванням цих зазначок; коли ж зазначки не надійні, то визначають похил, що був у момент дослідження, і беруть його наближено за шуканий, або навіть за шуканий похил приймають наближено загальний похил долини річки, визначений за середнім похилом її тальвегу. Далі вибирають на тій ділянці, для якої з'ясовано похил та рівень найвищих витрат, ряд профілів чинного перекрою (3 — 5 — 7) і нівелюють їх до позначки максимального рівня. Так можна обчислити ряд площ чинного перекрою  $F_1, F_2, F_3$ , що відповідають даній ділянці в момент найвищої витрати. Коли наближено  $F_1 = F_2 = F = \dots = F_n$ , то ділянку вибрано вдало і далі для розрахунку беруть якийнебудь з профілів, що лежить ближче до середини вибраної ділянки. В противному разі доводиться брати деякий уявний пересічний профіль чинного перекрою  $F_{пер}$ .

За вибраним  $F_{пер}$  можна визначити гідравлічний радіус і пересічну глибину  $H$ .

Маючи величини:  $F, R$  (або  $n$ ) та  $i$ , шукану максимальну витрату не важко підрахувати, обчисливши заздалегідь вартість пересічної швидкості  $V_{пер}$ . Ці останні обчислення можна зробити за одною з формул, наведених вище в п. 81. Коли користуватися виразом для  $F_{пер}$  із коефіцієнтами шерехатості (напр., формулою Шезі й Базена), то треба заздалегідь оцінити корито річки з погляду найбільш підходящої до нього вартості шерехатості.

Коли корито річки має заливану заплаву, то обчислення витрат треба розчленовувати на 3 частини: а) права заплава, б) ліва заплава й в) головне корито. Такий поділ потрібний через те, що умови проходження води (коефіцієнти шерехатості, пересічні глибини) в таких трьох випадках звичайно цілком різні.

Шукану витрату тоді знаходять, як суму вказаних часткових.

Коли можна, то корисно заздалегідь вивірити вартість коефіцієнтів шерехатості за витрат, що лежать якнайближче до шуканої максимальної.

## РОЗДІЛ VII

### ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ

#### § 34. ВИДИ ТА ЗАГАЛЬНІ ОБґРУНТОВАННЯ ПРОГНОЗ

**131. Види гідрологічних прогноз.** До недавня гідрологічні прогнози мали на увазі, взагалі кажучи, подвійну мету: або інтереси охорони майна та безпеки людности в узбережних селищах, або інтереси судноплавства. До першого випадку можна залічити оповіщення та завбачення про сподівану максимальну вишину прибування повідної або весняної води. В другому випадку (для потреб

судноплавства) важливими можуть бути прогнози рівнів як максимальних (прохід суден під мостами), так і мінімальних літніх (допуск на углубка суден залежно від глибини фарватера). Такі прогнози мають чималу давність і дуже широку літературу.

Недавно, з розвитком гідроенергетичного господарства, до гідрологічних прогнозів почали виявляти інтерес і ставити свої особливі вимоги також і гідроелектричні станції (літ. 1).

На промислове значення гідрологічних прогноз звернув вперше увагу шведський гідролог А. Валлен (1914 р.). Останнього року з'явилась низка робіт, присвячених цьому питанню і в Німеччині (літ. II). Для гідроелектровень треба організувати завчасні гідрологічні прогнози не тільки в період експлуатації — для потреб планування свого водносилового господарства, але також і в період будівництва.

Для періоду, коли споруджують гідроустанови, гідрологічні прогнози особливо потрібні в тому разі, коли будівництво проводять на чималій річці і має воно чималий масштаб; в цьому разі завчасний облік можливих на наступний період змін рівнів (або витрат) часто не тільки забезпечує спокійне виконання поточних гідротехнічних робіт, а також дозволяє раціонально планувати роботу і зменшувати вживані запаси в спорудах, що оточують місце робіт, або вживати належних заходів в самому розподілі робіт. Саме для цього свого часу було створено спеціальну службу завбачень та оповіщень при Волховбуді; року 1928 для того самого було створено службу гідрологічних оповіщень Дніпрельстану.

До гідрологічних прогноз у всіх випадках їхнього застосування ставлять такі вимоги:

- 1) щоб вони були досить точні й надійні,
- 2) щоб вони виконувалися на досить довгий термін.

З цього останнього погляду гідрологічні прогнози можна поділити на:

- а) довготермінові, під якими ми розуміємо ті, що їх дають на термін, не менший за 2 тижні наперед;

- б) короткотермінові — на коротші терміни.

Гідрологічні прогнози, потрібні як для експлуатації так, — може ще більше, — для спорудження гідроустанов, досить рідяться від тих прогноз, що можуть задовольняти інтереси охорони майна узбережної людности та інтереси судноплавства.

Тим часом, як для потреб судноплавства та безпеки людности цікаві головне тільки максимуми та мінімуми рівнів, а для потреб судноплавства ще й дати замерзання, — для гідроелектричних станцій чимале значення мають: а) проміжні характеристики режиму річки: темп та величина прибування і спадання високої води, деталі в характері коливань літнього періоду, коливання витрат зимового періоду, зашеретні явища тощо, б) дати настання зламних точок у фазах річки: скрес і замерзання, очищення річки від криги навесні і кригостав — восени, дата весняного гребеня, дата початку весняного прибування, дата закінчення спадання весняної води тощо. І до термінів, на які дають прогнози, гідроелектричні станції ставлять суворіші вимоги.

Донедавна до гідрологічних прогноз ставили вимоги тільки з погляду перших двох зазначених вище випадків їхнього застосування. Тим то увесь той широкий теоретичний і емпіричний матеріал, що назбирувався по методиці гідрологічних прогноз за кордоном (протягом щось із  $\frac{3}{4}$  сторіччя), а також і в нас (протягом десятиріч), зовсім не дає відповідей на більшість із тих вимог, що їх ставлять тепер до гідрологічних прогноз гідроелектричних станцій (в період їхнього спорудження або експлуатації) і методику цю почали розробляти тільки останнього часу.

Поряд з гідрологічними прогнозами часто виходять дуже корисними прості термінові оповіщення про хід різних надзвичайних явищ у режимі річки. Такі оповіщення корисні тоді, коли здійснювати гідрологічні прогнози важко, наприклад, через складний і короткочасний хід явищ. В західних країнах

поруч з установами, що виконують гідрологічні прогнози, дуже розвинені служби для виконання оповіщень. Служби ці мають телеграфний або телефонний зв'язок з усіма метеорологічними станціями та водомірними пунктами тих районів, які вони обслуговують, а також з усіма зацікавленими установами та підприємствами. Читкість та терміновість роботи виконання оповіщень забезпечують звичайно особливо розробленими докладними й точними інструкціями, що передбачають усі деталі роботи спостережних та оповісних пунктів, яких звичайно нараховують сотнями. Такі, наприклад, служби оповіщень у Баварії, Саксонії тощо (літ. III).

**132. Загальні обґрунтування прогноз.** Коли взяти на увагу з'ясований у нас вище в розділах IV і V факт, що режим річок звичайно складний і досить різноманітний, так само, як і ті процеси живлення, що визначають річний стік, — то проблема вироблення метод гідрологічних прогноз стає очевидно складною. Режим стоку в річках важко вкласти в якінебудь прості закономірності, навіть для тих періодів, для яких є всі дані вимірів як про стік, так і про найголовніші чинники, що від них залежить стік. Тим важче відшукати закономірності, придатні для певних висновків про майбутній хід режиму річки, цебто для гідрологічних прогноз. Трудність проблеми збільшує ще й те, що найголовніші з чинних факторів режиму — кліматичні елементи — метеорологія, що вивчає ці елементи, за теперішнього стану цієї останньої науки, не може передбачати з певністю і з кількісною їхньою оцінкою на термін більший за кілька діб наперед (крім рідких випадків та окремих спроб у цьому напрямі). Деяким виходом з цього останнього погляду може бути те, що річки, які мають чималі сточища, виявляють у своєму режимі досить значну інерцію, порівнюючи з ходом впливових кліматичних елементів; явища відбуваються на них менше гостро й повільніше, ніж це буває в ході кліматичних чинників. Різними рікам, що течуть у різних умовах, можуть бути властиві як різні зміни режиму, так і різні співвідношення між ходом режиму та ходом тих чинників, що його спричиняють. Із сказаного зрозумілі такі характерні риси в теперішніх способах гідрологічних прогноз:

1) В застосовуваній методиці гідрологічних прогноз спостерігається надзвичайна різноманітність — як в СРСР, так і за кордоном.

2) В основу способів гідрологічних прогноз з міркувань практичного характеру доводиться ікласти здебільшого тільки метеорологічні чинники попереднього періоду.

3) У практиці гідрологічних прогноз у багатьох випадках (особливо для великих річок) почасти або цілком можна обходитися без поточних термінових метеорологічних характеристик, ґрунтуючись або на зв'язку показів водомірних постів, або на аналізі ходу змін рівнів біля одного або кількох водомірних постів.

4) Тільки для дуже малих річок та сточищ (порядку сотень кв. км або одиниць тисяч кв. км) забезпечення служби оповіщень терміновими регулярними оповіщеннями з метеорологічних пунктів має вагу, а інколи і цілком потрібне.

5) Успішне розроблення методики гідрологічних прогноз повинне ґрунтуватися на спеціальному гідрологічному проробленні широкого емпіричного матеріалу саме про вивчувану річку, при чому це оброблення повинно йти шляхами, найпридатнішими для умов даного окремого випадку.

З формального погляду всі теперішні методи гідрологічних прогноз можна поділити на такі групи:

1) ті, що ґрунтуються на встановленому зв'язку рівнів ряду суміжних водомірних постів або на спеціальних обробленнях водомірних даних — гідрометричні або *мірничні*;

2) ті, що ґрунтуються на обліку метеорологічних чинників — *гідрометеорологічні*;

3) ті, що ґрунтуються на тих і тих елементах методики — *мішані*;

4) ті, що ґрунтуються на відшуканні періодичності в коливаннях режиму;

5) способи, що виходять з аналогій з попередніми характеристиками ходу режиму ріки.

Способи першого роду належать до найстаріших і найбільш поширених: всіх їх розробляли, щоб організувати прогнози про максимальні сподівані прибуття води під час поводів або, далеко рідше, для прогноз низької води, для потреб судноплавства. Ці способи дають добрі наслідки для більш-менш великих річок й придатні до того ж здебільшого тільки для прогноз короткотермінових.

Гідрометеорологічні та мішані способи останнього часу дуже розвиваються і призначені головню для цілей довготермінових прогноз, так само як і способів аналогій. Підходи, що ґрунтуються на відшуканні періодичности, застосовують дуже рідко і для них потрібні особливі умови, щоб успішно розв'язати завдання.

Можна відзначити ще одну рису гідрологічних прогноз: у багатьох випадках дослідникам, що працюють над вивченням режиму даної річки, багато сторін у змінах цього режиму стають ясні в загальних основних рисах, проте виразити такі співвідношення в об'єктивній формі буває важко. В таких випадках кілька характеристик сукупности чинних факторів може бути за достатню основу, щоб на підставі її саме дана особа, що добре знає виучувану річку, зробила гідрологічну прогнозу, але ця сукупність факторів далеко менше скаже іншому фахівцеві, що не вивчав даної річки з усіх сторін її режиму.

Отже деяку роль можуть грати й моменти індивідуальні.

## § 35. СПОСОБИ ПРОГНОЗ

**133. Способи прогноз за кордоном.** Найдавніша із служб оповіщень — у Франції, що її створив ще року 1859 славетний *Бельгран* у наслідок своїх довголітніх і широких спеціальних досліджень, уперше широко висвітлила питання про прогнози, що ґрунтуються на зв'язку між показами суміжних водомірчих постів. В основному таке завдання розпадається на два: 1) треба встановити зв'язок між показами даного та тих водомірчих пунктів, що розташовані вище по річці, ніж перший; 2) треба визначити терміни пробігання повідної води від горових пунктів до низового головного; тоді завдання гідрометричних або мірничних прогноз розв'язане.

Зв'язок між показами водомірчих постів для потреб прогнози повідних гребенів устанавлює звичайно дослідження та оброблення наявного водомірчого матеріялу, взятого для більш-менш довгого ряду років. Так залежність рівнів, якщо немає великих допливів, легко виразити простою кривою зв'язку відповідних рівнів (див. п. 90).

Далеко складніше встановити зв'язок між показами водомірчих постів, коли між основним пунктом (для якого й треба робити прогнозу) та вихідним горовим є чималі допливи.

В закордонній практиці в таких випадках ішли переважно такими шляхами:

1) Різний вплив рівнів горового пункту та рівні пунктів на допливах нарівні з основним пунктом головної річки ураховують, вводячи коефіцієнти, що їх визначають із співвідношення відповідних площ сточищ річки.

2) Рівні головної річки біля головного пункту визначають на підставі співвідношення витрат верхніх допливів; такий, наприклад, спосіб застосували до річки Ельби вище від м. Тетчена, щоб давати прогнози поводів за 24 години до їхньої появи для Тетчена і за 36 годин для Дрездена.

3) Третій підхід, далеко складніший, розробив для річки Райна *Тейн*; суть його полягає в тому, що спочатку знаходять зв'язок між показами горового й низового пунктів головної річки, виділивши «первісні» хвилі, що йдуть тільки по головній річці; далі встановлюють мінімальні рівні для допливів, починаючи з яких коливання в останніх впливають на головну річку, і, послідовно уважно зіставляючи, визначають числові величини впливу допливів, що їх зводять звичайно в таблиці для поділів на 0,20—0,50 метра, а також виражають у формулах.

4) Четвертий підхід має приклади з теперішньої практики прогноз для річки Сени у Франції та р. Ельби в Німеччині; він ґрунтується на графічному обліку впливу доплива, можливому в системі звичайних координат способом побудування груп (громад) кривих так, щоб кожна окрема крива відповідала певним позначкам рівнів на допливі в той час, як рівні горючого та низового пунктів головної річки враховують основні координатні осі (літ. III і IV).

Такий спосіб зручний, коли можна вводити до розрахунку зразу не більш як один доплив і послідовно переходити від одного пункту головної річки до сусіднього.

5) П'ятий підхід, далеко грубіший проти перерахованих, застосовують в Америці на р. Міссісіпі з допливами (літ. V і VI). Автор цих досліджень *Тавсенд* використав деякою мірою досвід робіт Бельґрана й Тейна. Суть цього підходу полягає в тому, що наближено оцінюють частку впливу кожного з допливів на головну річку, будуючи наближені криві зв'язку, що термінами відповідають перебігові рівнів.

Перелічені способи викладено в досить схематизованому вигляді. Для багатьох випадків можна було б вказати ще складніші комбінації підходів; вони мають, проте, ті спільні риси, що всі вони побудовані на суто емпіричних обробленнях і підрахунках, зроблених інколи просто навіпамацьки; зовнішній вираз цього оброблення має або форму лінійних залежностей, або форму графіків одиничних чи громад кривих.

Ще складніше, ніж питання про встановлення зв'язку рівнів, питання про встановлення термінів перебігу.

Визначення цих термінів, зроблене на підставі графіків рівнів зіставленням дат настання однойменних фаз високої води, дає добрі наслідки тільки для бездопливних діляниць річки і до того ж тільки для гребенів високої води; в такому простому випадку крива перебігу є звичайно функція від вишини рухомої хвилі, при чому вигляд цієї функції може бути найрізноманітніший залежно від місцевих умов. Є випадки, коли швидкості перебігу зменшуються із збільшенням вишини хвилі, але можна навести приклади й цілком зворотних співвідношень. Причини цих явищ лежать насамперед у характері запливи, похилах, місцевому допливі тощо.

В зв'язку із сказаним у царині встановлення термінів перебігу в закордонній практиці, щоб дати прогнози гребенів високої води, користаються звичайно тільки наближеними емпіричними співвідношеннями табличного та графічного характеру.

Переходячи до *гідрометеорологічних* залежностей, можна вказати, що перші дослідження в цьому напрямі також були зроблені у Франції і застосував їх інж. *Буазен* для прогноз поведів р. Ліяни (літ. VII). Тут було встановлено залежності (у формі ряду послідовних графіків) між кількістю дощу, що випадає в сточище, рівнями води в річці в той момент, сподіваним проходженням випалої води у ґрунт і піднесенням рівнів у річці.

Такі залежності можливі тільки для малих сточищ із сприятливими умовами режиму злив та стоку; такі способи свого часу й тепер не дуже поширились (літ. III).

Новітні гідрометеорологічні способи, вироблені за кордоном, можна ілюструвати роботами *Берле* та *Кесліца*.

Дослідження *Берле* (літ. II) мають на увазі короткотермінові гідрологічні прогнози для потреб експлуатації гідроустав в умовах невеликих сточищ (порядку 100—1000 кв. км) і наслідки їх застосовують успішно з 1925 року для планування роботи станції Партенштайн Верхнього Австрійського Гідро-Енергетичного й Електричного Акційного Товариства.

Суть цих досліджень полягає ось у чому. Перш за все *Берле* встановлює закономірності у ході рівнів річки для тих періодів, коли буває спадання рівнів і нема опадів або коли відсутні інші причини, що спричиняють коливання стоку.

Далі, аналізуючи хід у сточищі ряду метеорологічних елементів — опадів, температур, атмосферного тиску, — *Берле*, виділяючи періоди, коли спостері-



(гались варіяції одного з чинників при відносній сталості інших, визначає стабільно або графічно) вплив додаткового до головної (нормальної) кривої спадання впливу на стік кожного з зазначених головних чинників. Таким способом йому пощастило встановити, як впливають на хід «нормального» спадання як опади, так і скоки барометричного тиску, а взимку температури. За вказаними принципами детально дослідивши емпіричний матеріал за чинниками стоку, Берле вважає за можливе використати одержувані схематизовані залежності, які далеко не завжди може пощастити виразити навіть у табличній формі — для досить наближених короткотермінових прогноз на кілька днів уперед.

Другий дослідник, В. Кесліц (літ. VIII, IX), для річок Альпійської Австрії поставив собі завдання здійснити гідрологічні прогнози, встановивши кореляційний зв'язок між величиною стоку періоду та опадами попередніх місяців. Загальний вигляд залежностей, що їх установив Кесліц для виучуваної річки (р. Мур), можна подати такою формулою:

$$h = a + b \Sigma H \quad (196)$$

де:  $h$  — стік, що його треба обчислити;

$\Sigma H$  — сума опадів за той період часу, для якого коефіцієнт кореляції відносно  $h$  досягає найбільшої величини;

$a$  й  $b$  — сталі.

Згадаємо ще, що в закордонній літературі можна знайти дуже цікаві приклади досліджень, що прагнуть зв'язати явища поводів з баричним рельєфом і звичайними шляхами переміщення атмосферних центрів дії. Такі, наприклад, дослідження поводів р. Рони; те ж саме знаходимо в нових періодичних виданнях італійської гідрографічної служби або в ряді робіт німецьких авторів. Такі дослідження мають реальний інтерес для гідрологічних прогноз тільки в тих умовах, коли річці властиві сильні поводи, що їх спричиняють раптові й великі зливи.

Переходячи до останньої відзначеної в нас категорії гідрологічних прогноз, вкажемо спосіб, що його запропонував шведський учений Валлен (літ. X). Валлен розробив свій спосіб для озер і тих річок Швеції, що живляться з озер і мають порівнюючи спокійний режим. Цей спосіб розглядає спостережувані криві стояння рівнів води, як наслідок коливних рухів рівнів одночасно по кількох елементарних періодичних кривих з різною амплітудою та різними довжинами періодів. Звичайна різноманітність в стояннях води, що спостерігається у нас в річках і що на перший погляд не має будь-якої правильності, за Валленом, є наслідок інтерференції елементарних хвилястих кривих.

Ці останні знаходять, розчленувавши криві дійсних змін рівнів послідовним елемінуванням періодів різної тривалості, наявність яких припускають у вистігній кривій.

Для багатьох випадків в умовах Швеції спосіб Валлена дав дуже цікаві наслідки, уґрунтувавши можливість досить удалих прогноз на 2—3 місяці вперед і навіть на багато довші терміни.

Нарешті, наведемо деякі дані про пересічну точність прогноз закордонної методики.

Найвищу точність мають прогнози для р. Райна та р. Ельби; останні можна оцінити пересічно для деяких пунктів у межах 0—10 см, а для інших 10—20 см на 1—12 діб наперед; прогнози вишини поводів для Парижу, найбільш розроблені у Франції, при термінах 3—8 днів дають пересічну точність до 50 см; американські короткотермінові прогнози поводів дають помилки в 30—40 см і більше.

**134. Способи прогнозів в СРСР.** В СРСР застосовують перші три з указаних вище в п. 132 способів прогноз. Вперше на території СРСР гідрологічні прогнози було практично здійснено року 1894 на р. Волзі, правда, тільки для низьких рівнів для потреб судноплавства. Методику цих прогноз розробив інж. В. Т. Клейбер (літ. XII) і вона базувалась головне на характе-

ристикях тривалості стояння рівнів на суміжних водних постах; рівні рівної тривалості брали за відповідні і таким способом устанавлювали зв'язок між показами суміжних водомірчих постів. До того ж таки періоду належать перші дослідження питання про довготермінові прогнози висоти весняного водопілля, що автором їх є акад. М. А. Рикачов.

Великих успіхів у царині гідрологічних прогнозів в СРСР досягнуто тільки порівнюючи недавно: в РСФРР — працями Державного Гідрологічного Інституту (1922 р., В. Н. Лебедєв), в Туркестані — Е. М. Ольдекона та Л. К. Давидова (1917—1924), в УСРР уперше для республіки — науково-дослідчої Катедри Гідрології (перетвореної тепер на Науково-дослідчий інститут Водного Господарства України, проф. Є. В. Опіков, інж. А. В. Огієвський та інж. В. А. Назаров, 1923—1927 р.).

Дослідження Державного Гідрологічного Інституту (В. Н. Лебедєв) (літ. XII) мали головним наслідком створення методики довготермінових прогнозів — на термін 1—2 місяці наперед — для максимальної вишини весняного водопілля, урахувуючи попередню метеорологічну обстановку осені та зими і сподіваний хід весни. Одержана емпірична формула залежностей має ту особливість, що ґрунтується на неінструментальних спостереженнях (анкетних даних) багатьох спостерігачів-кореспондентів і що її використовують, щоб завчасно передбачати вишину весняного водопілля по всіх районах РСФРР. Такі прогнози робить Державний Гідрологічний Інститут щорічно.

Точність прогнозів Державного Гідрологічного Інституту оцінює автор формули  $b \frac{1}{5} - \frac{1}{3}$  довголітньої амплітуди високої води. Успішність прогнозів за такої оцінки коливається в межах 70—80% від усіх даваних весною завбачень.

В Туркестані прогнози дають на підставі встановлених кореляційних залежностей між опадами, температурами та стоком (літ. XIII). Важливіші з одержаних залежностей дозволяють досить щасливо завбачати сподівані величини середніх витрат: літнього півріччя, на підставі опадів за жовтень-грудень, і окремих місяців літнього півріччя, виходячи з величини опадів за різні комбінації місяців попереднього періоду (напр., на VI—за опадами X—V) і даних про хід температури за попередній період. Помилки прогнозів дорівнюють 5—10—20% від дійсних величин витрат.

1923—1925 рр., коли споруджували Волховську Гідроелектровню, організована там служба оповіщень виконала ряд робіт, що встановили можливість наближених гідрологічних прогнозів для р. Волхов на періоди від 7—10 днів до (порівнюючи рідко) кількох місяців наперед (літ. XIV). Способи, намічені для цього, можна схарактеризувати так:

1) Використання графіків зв'язку типу: одна вісь координат — рівні сьогоднішньої календарної дати, друга вісь координат — рівні дати, на яку треба зробити прогнозу (і те і те — з довголітніх даних); при цьому вибираючи сподіваний рівень (або витрату), вводили до розрахунку міркування про наступний хід погоди за даними прогнозів Головної геофізичної обсерваторії. Ця метода для р. Волхов, як річки із спокійним режимом, давала здебільшого цілком задовільні наслідки.

2) Другий підхід дали кореляційні залежності між сподіваними величинами пересічних місячних витрат та різними комбінаціями величин опадів за попередні періоди, типу наведених вище для Туркестану, проте без заведення в розрахунок температур.

В УСРР гідрологічні прогнози, взагалі кажучи, дають тепер для трьох великих річок: Дніпра з найголовнішими допливами, Дністра й Півд. Бога. Прогнози виконує Гідрометкомітет УСРР (Укрмет). На р. Дніпрі для потреб Дніпрельстану було створено особливу службу, яка й донині існує (1932 р.) і належить Дніпрельстанові.

Для р. Півд. Бог даються довготермінові прогнози (за  $1\frac{1}{2}$ —2 місяці наперед) вишини весняного водопілля; для р. Дністра — короткотермінові прогнози (за 4—5 днів наперед) вишини поводів, що бувають тут в усі пори року.

Метода довготермінових прогноз вишини весняного водопілля для р. П'єд-Бог ідентична виробленій р. 1924 для р. Дніпра, про яку мова буде нижче. Для р. Дністра (літ. XV) автор цієї праці вивів кореляційну залежність:

$$A = aB + bC + d,$$

де  $A$  — сподівана вишина поводі в низовому пункті (Тираспіль),  $B$  — величина гребеня поводі в горovому пункті, що лежить від пункта  $A$  на віддалі 642 км (Жванець);  $C$  — рівень у низовому пункті в день прогнозу,  $a$ ,  $b$ , й  $c$  — сталі коефіцієнти.

Точність наслідків — близько 10—25 см, при чому вишина піднесення доходить до 7,50 м при інтенсивності піднесення до 3,00 м на добу.

**135. Прогнози для р. Дніпра.** Переходячи до методики прогноз, виробленої для р. Дніпра, відзначу, що вона стосувалась спочатку тільки таких видів прогноз: 1) короткотермінові прогнози рівнів ріки, вільної від криги, — починаючи від періоду весняного спадання; 2) довготермінові прогнози сподіваного максимуму весняного водопілля; роботи ці було почато з ініціативи проф. *Є. В. Оппокова*.

Спосіб короткотермінових прогноз рівнів для різних пунктів р. Дніпра розробив автор цієї роботи (р. 1923—1924, літ. XVI і XVII).

Залежності ці було знайдено для всіх рівнів річки, вільної від криги, починаючи з періоду весняного спадання, таким простим способом: гребені весняних водопіл і найсталіші *найнижчі* рівні літнього періоду, прийняті за відповідні рівні, взяті за довголітній період (1881—1922), було зв'язано застосуванням способу кореляції. Таким способом одержано криві зв'язку для високої та низької води. Зв'язок для проміжних рівнів (середньої води) знайшли, просто сподучивши нижній і верхній відтинки простих. В наслідок цього, наприклад, для Лоцманської Кам'янки одержали систему 4 рівнянь для різних вишин рівнів.

Такі криві зв'язку дали можливість ставити прогнозу для всіх пунктів, що лежать нижче від Києва, кінчаючи Нікополем (699 км від Києва) за термін від 3 до 10 днів залежно від віддалі; терміни пробігання води було визначено за графіками рівнів (за гребенями високої води), як функцію від вишин рівня.

Щоб можна було дати короткотермінові прогнози для Києва, рівні біля якого залежать від трьох головних річок: Прип'яті (площа сточища 119 490 кв. км), верхнього Дніпра (площа сточища 95 230 кв. км) і Десни (площа сточища 86 830 кв. км), були складені окремо для найвищої, середньої й низької води кореляційні рівняння такого вигляду:

$$K = aM + bL + cЧ + E, \quad (197)$$

де  $K$ ,  $M$ ,  $L$  і  $Ч$  — відповідно рівні біля Києва, Мозиря (віддаль від Києва 273 км), Лосва (віддаль від Києва 244 км) і Чернігова (віддаль від Києва 205 км), взяті за 7—9, 4—6 і 4—5 днів назад від тої дати, на яку дається прогнозу, і вибрані з даних за період 1881—1910 рр.;  $a$ ,  $b$  й  $c$  — сталі коефіцієнти;  $E$  — поправка, що її вводять у поточну прогнозу за пересічною величиною помилок формули за найближчий попередній період.

Таким самим способом одержано рівняння для груп трьох горovих пунктів на головній річці і допливах Березині та Сожі, що лежить вище від Лосва.

Користаючись залежностями типу (197) і завбачаючи рівні біля пунктів, що лежать нижче від Києва, за рівнями, *завбаченими* для Києва, виявили, що можна збільшити термін прогнозу влітку до 8, 10, 14 (для Лоцманської Кам'янки) і 18 (Никопіль) днів наперед.

Наслідки таких довготермінових літніх прогноз (що їх виконував кол. Укрмет) виявилися з досвіду 1923—1927 рр. цілком удалі; пересічно виявилось: помилок, менших від 5 см, близько 50%; менших від 10 см — близько 70% і менших від 15 см — близько 85%; помилки максимальні не перебільшували 20—25 см і становили звичайно близько 3—4%.

Установлені зазначеним вище способом зв'язки між рівнями окремих пунктів р. Дніпра, як виявилось, не можна було застосувати як для періоду весняного прибуття води, так і для періоду замерзання.

Довготермінові прогнози максимальної вишини весняного водопідняття, за пропозицією проф. Є. В. Оппокова (1923 р.) (літ. XVIII, XIX) ґрунтувались до останнього часу на кореляційних рівняннях (що їх розробив інж. В. А. Назаров) вигляду:

$$y = ax + bt + c \quad (198)$$

Тут:  $y$  — сподівана максимальна вишина весняного зростання рівня над попереднім низьким;

$x$  — кількість опадів у сточищі за зимовий період даного гідрологічного року (при чому в обрахунок вводять опади, за В. А. Назаровим—починаючи з першого зимового місяця, коли пересічна місячна температура нижча від  $-1,5^\circ$ , а опади весняних місяців вводять, зважаючи на весняні прогнози погоди);

$t$  — відхил температури від довгорічної норми за той самий період.

Такі рівняння складено для ряду пунктів р. Дніпра та його допливів (Мозир, Лоїв, Чернігів, Київ)<sup>1</sup>.

Від наслідків обчислень, зроблених за формулами довготермінових прогноз для вказаних чотирьох пунктів системи р. Дніпра, звичайно переходять, за графіками або рівняннями зв'язку, до ряду інших пунктів. Отже, загальне число пунктів, для яких дають довготермінові прогнози в системі р. Дніпра, доходить до 18. Фактична точність довготермінових прогноз за наведеними формулами дорівнює, за терміну  $1\frac{1}{2}$ —2 місяці наперед, пересічно близько  $\pm 0,50$  м, при чому максимальна одинична помилка для виключного 1925 року (дуже низьке водопідняття) дорівнювала 1,04 м (м. Київ).

Спеціальна служба для обслуговування Дніпрового будівництва гідрологічними прогнозами, що її створив Дніпрельстан року 1928, як ґрунтовно (під безпосереднім керівництвом автора цієї роботи) переглянула залежності, що раніш існували, так і розробила ряд нових шляхів та метод.

Перегляд і корективи короткотермінових мірничних прогноз рівнів привів до заміни кореляційних оброблень (коли є два пункти) графічними визначеннями зв'язку відповідних рівнів (див. п. 90); далі було знайдено способи, щоб усувати помилки, що поставали від неточного визначення пересічних термінів пробігання води. При цьому виявилось таке:

1) Для того, щоб були можливі короткотермінові мірничні прогнози в період весняного прибуття, треба брати на увагу рівні низового пункту (для якого роблять прогнозу), бо ці останні рівні в той період великою мірою є наслідок стоку з проміжної частини сточища, що лежить нижче від вихідного горючого пункту. Отже, крива зв'язку набула вигляду громади кривих, різні галузі яких, одержані обробленням емпіричного матеріалу, відповідають різним рівням (в день прогнози) в тому пункті, для якого роблять завбачення (див. рис. 115).

<sup>1</sup> Можна відмітити, що питанням довготермінових прогнозів щодо імовірної висоти гребеня весняного водопідняття р. Дніпра коло Києва займався також проф. О. П. Артем'євський. Перші його дослідження в цьому напрямкові (р. 1910) базувалися на спробах пов'язати з вишиною гребеня вишину місцевого підйому води при льодоході; ці спроби, засновані на хибному припущенні наявності зв'язку поміж вищезгаданими явищами, дали погані результати. В дальших своїх дослідженнях проф. О. П. Артем'євський прийняв за основу схему, що її дав акад. Є. В. Оппоков і що її освітлено вище, тому на цих дослідженнях ми тут не зупиняємося. Року 1932 проф. О. П. Артем'євський опублікував роботу: «Исследование весеннего половодья на р. Днепре у гор. Киева за период 1877—1931 г.» (у збірнику видання Київської Міськради. Повідь 1931 р. з Києві); тут він наводить наслідки усіх своїх власних досліджень у досить повному вигляді (не згадуючи, до речі, про роботи інших авторів, крім інж. В. А. Назарова). До значної кількості положень, що їх наводить у згаданій праці проф. О. П. Артем'євський, проте треба поставитись дуже критично, бо вони, на наш погляд, є помилкові. Складені ним формули дають пересічно такі ж самі результати, як і розібрані вище формули вигляду (198).

2) Щодо низьких рівнів, то виявилось, що треба попередити аналізувати низькі рівні старих років; коли виявлено, що корито мінливе (розкидані розполог точок послідовних років), криву зв'язку низьких рівнів треба базувати тільки на даних пізніших років.

Терміни пробігання уточнили виходячи з таких положень.

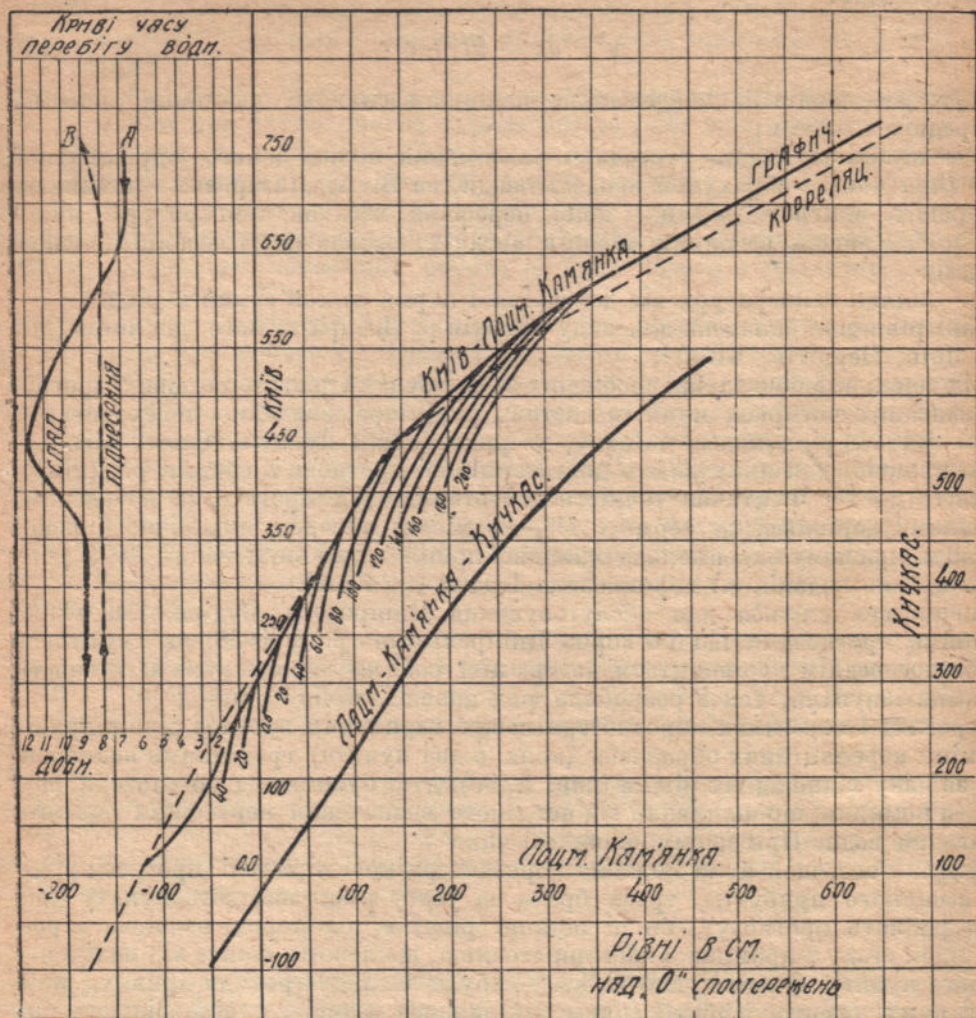


Рис. 115. Крива зв'язку рівнів Києва та Лоцманської Кам'янки.

Коли побудовану за характерними рівнями (шпилі високої води, найнижча вода) криву зв'язку відповідних рівнів застосовувати до всіх взагалі рівнів, користаючись при цьому термінами пробігання, знайденими за переміщенням гребенів (шпилів), то помилки в прогнозах можуть статися з двох головних причин (коли відкинути вплив проміжного місцевого стоку): 1) невідповідність проміжних рівнів тому зв'язку, що його знайдено між характерними рівнями, і 2) невідповідність термінів перебігу для проміжних рівнів тим термінам перебігу, що їх знайдено з переміщення гребенів високої води.

Кожне з цих останніх питань саме собою складне. Завдання можна спростити, коли всі помилки в прогнозах відносити за рахунок тільки одної з указаних причин, виключаючи, звичайно, ті випадки, коли перекручення наслідків

постає в наслідок коливань стоку, проміжного між зв'язуваними пунктами, зокрема виключаючи випадки, коли між зв'язуваними пунктами є великі допливи. В такому разі, вважаючи, наприклад, за правильну криву зв'язку відповідних рівнів для абияких змін рівнів і варіюючи терміни пробігання, — з ряду минулих років можна встановити ті межі й характер змін термінів перебігу, які даватимуть кінець-кінцем найкращі наслідки, — і взяти їх за розрахункові.

Таким шляхом виконали це для пунктів Київ — Лоцманська Кам'янка; було одержано 2 криві перебігу води (див. рис. 115 ліворуч), окремо для рівнів, що зростали, і що спадали, з різницею до 4 діб між собою; цю криву засто-совує тепер Служба Дніпрельстану, даючи досить гарну точність.

Можна також піти зворотним шляхом: прийняти за сталі терміни перебігу і збудувати криві зв'язку відповідних рівнів окремо для різних періодів у режимі річки: 1) піднесень, 2) спадання.

Щодо прогноз величини весняного максимуму, відмінно від виробленої раніш методики, ми в основу розрахунку поклали: 1) пересічну декадну вишину снігової покриви в сточищі верхнього Дніпра, узяту на певні розрахункові дати (вишина весняного водопілля на р. Дніпрі нижче Києва залежить головне від вишини хвилі в Києві); 2) різні комбінації зимових і весняних пересічних (для сточища) місячних температур повітря; 3) вишину прибуття води в Києві або над нулем мірниці, або над зимовим рівнем того періоду, коли дають прогноз. Для цього останнього випадку розроблено спосіб, що дав цілком задовільні наслідки; за цим способом зимові рівні, щоб їхні величини зробити однорідні в розрахунках, зводять до рівних їм витратами літніх, вводячи в них особливі поправки; поправки ці визначають або на підставі емпіричного рівняння, куди входять: вишина зимового рівня і тривалість кригоставу від початку його й до кінця, або на підставі авторової методи виявляти залежність  $Q_{зим} = f(H)$  (див. п. 89).

Рівняння вигляду:

$$y = aS + bT + d, \quad (199)$$

де  $S$  — пересічна вишина снігової покриви,  $T$  — сума пересічних місячних температур,  $y$  — шукана вишина водопілля (абсолютна або над зимовим рівнем), дали в значній більшості випадків вужчі межі коливань можливих помилок, ніж раніш уживані залежності, навіть як подовжити термін до 3 місяців наперед.

Щодо інших нових розроблень з методики гідрологічних прогноз для р. Дніпра, виконаних у Службі Дніпрельстану, можна відзначити:

1) Розроблення способу довготермінових прогноз на 1 місяць наперед для весняно-літньо-осіннього періоду.

2) Розроблення способу довготермінової прогнози — близько 2 місяців наперед — ходу рівнів та витрат у період спадання весняної хвилі.

3) Розроблення способу довготермінової прогнози ходу осінньо-зимових рівнів та витрат у період кригоплаву й кригоставу на термін до  $1\frac{1}{2}$  місяця наперед.

4) Способи коротко-термінових прогноз у зимовий період.

5) Спосіб прогнози найвищого рівня весняного кригоплаву.

6) Прогнози дат: а) для весняного скресу, б) наступу гребеня весняного водопілля, в) осіннього замерзання.

Всі ці залежності мають на увазі прогнози для району Дніпрельстану — для Лоцманської Кам'янки та Кічкаса, а також для Києва, як вихідного пункту для перших двох.

Один із способів прогнози на 1 місяць наперед ґрунтується на залежностях типу:

$$x = ay + ck + d, \quad (200)$$

де  $x$  — рівень (витрата), сподіваний у низовому пункті через місяць від даної дати;  $y$  — рівень (витрата) там же, наперед обчислений за кривою зв'язку

відповідних рівнів (на 16 днів наперед);  $k$  — емпірична характеристика ходу рівнів (витрат) біля низки горючих пунктів за 10 діб до дати прогнозу.

Для періоду весняного спадання констатовано, що спадання для всіх 52 років оброблень добре вкладається в 5 стандартних пересічних кривих спадання (для Кисва). Хід витрат води в річці в період спадання, а також характер спадання визначають:

1) вишина гребеня  $H_{\max}$  — для першого та другого місяця спадання,

2) температури ( $t$ ) повітря в сточищі (для першого та другого місяця спадання) і

3) опади ( $N$ ) попередніх місяців (особливо сильно вони впливають на збіг третього та четвертого місяців спадання). З вищиною гребеня зв'язаний характер і розміри допливання в річку, коли спадають заплавної та долини води.

Таким способом одержали ряд залежностей досить складного вигляду загальний вигляд їх такий:

$$Q_x = Q_0 + f(H_{\max}, \Sigma N, \Sigma t), \quad (201)$$

де:  $Q_x$  — сумарний сподіваний стік за будь-який з чотирьох місяців після дати гребеня;

$Q_0$  — стік, визначуваний за побудованою теоретичною середньо-посушливою кривою спадання (в 3 і 4 місяці  $Q_0 = \text{const}$ ).

Для ходу рівнів у період кригоплаву й початку льодоставу, на підставі детальної аналізи особливостей зимового режиму, одержано досить гарні залежності між: 1) рівнями перед кригоплавом, 2) найнижчою точкою спадання під час кригоплаву, 3) найвищою точкою льодоставу на початку зими, а також між термінами наступу цих явищ.

Для зимових прогноз можна констатувати потребу вводити в розрахунок температури повітря, бо зв'язок між рівнями окремих пунктів можуть легко порушувати відлиги в проміжних районах. Правда, для багатьох випадків за суворої зими регулярні прогнози можна робити за прокорегованими звичайними літніми залежностями.

Найвищий кригоплавний рівень, як виявилось, можна було досить удамо зв'язати з такими чинниками:

1) тривалість зими,

2) температурні характеристики зими,

3) рівні перед скресом; такі залежності в багатьох випадках виправдали себе дуже добре (з терміном прогнозу  $1^{1/2}$ — $2^{1/2}$  тижня).

Найскладніші питання гідрологічних прогноз — це питання прогнозу дат. Задовільний розв'язок у цьому напрямі одержано покищо тільки для дати весняного скресу на підставі зв'язку з чинниками, перерахованими вище для найвищого кригоплавного рівня і для терміну до 2 місяців наперед.

Для деяких випадків — сподіваних високих водопіль, — як виявляється, можна за  $1$ — $1^{1/2}$  місяця наперед досить точно намітити й дату настання гребеня: в разі ж низьких водопіль — дата гребеня, як це й зрозуміло (в зв'язку із звичайним у цьому разі плоским виглядом хвилі), не зв'язується закономірно й певно ні з якими попередніми чинниками.

Ще гірше стоїть справа з прогнозами дат осіннього замерзання. Тут гідрології конче повинна допомогти метеорологія, бо настання дат замерзання цілком залежить від ходу погоди безпосередньо в період перед самим замерзанням, і прогноза дати замерзання повинна була б базуватися по суті на прогнозі метеорологічній. Досить вдалими визначився у цьому випадкові розроблений та широко застосований в Службі Оповіщень Дніпрельстану метод аналогій, що він себе добре виправдав і в низці інших випадків.

Нагадаємо тут, що все ж у руках досвідченого гідролога, що добре знає дану річку, і малопевні співвідношення можуть бути деякою підставою для того, щоб так чи так оцінити попередні зміни в режимі річки. З цього погляду здійснення прогноз дат гребеня й дат замерзання особливо зв'язане з індивідуальними рисами завбачувача. Нагадаємо також, що більшість з розгляне-

них вище питань до цього часу зовсім не розробляли ні в СРСР, ні за кордоном.

На закінчення для характеристики виконання гідрологічних прогноз відзначимо, що, наприклад, гідрологічного року 1929—1930 Служба Дніпрельстану дала будівництву всього 142 прогнози; з них на термін понад 29 днів наперед — близько 19% (26 прогноз), на термін близько 40 днів — 6 прогноз, на термін 60 днів — 2 прогнози; по сезонах ці прогнози розподілялись так: осінь 12,7%, зима 21%, весна 43% і літо 23%; відсоток прогноз з помилками, меншими від 15 см, був такий: для прогноз на 15 днів наперед — 96,7%; для прогноз на 30 днів наперед — 87%; прогнози на довші терміни року 1929—30 виявились також цілком удали.

Отже для р. Дніпра методика гідрологічних прогноз розроблена тепер ширше, ніж для будь-якої іншої річки не тільки СРСР, але й Європи та Америки. Багато питань щодо прогноз для р. Дніпра розроблено вперше взагалі<sup>1</sup>, точність же нічим не поступається (а для багатьох випадків навіть перебільшує) перед точністю практикованих прогноз в Європі та Америці (літ. XX).

## РОЗДІЛ VIII

### ВОДНИЙ КАДАСТР

#### § 36. ОСНОВНИЙ ВОДНИЙ КАДАСТР РІЧОК

**136. Список та каталог річок.** Під загальним водним кадастром («описом») звичайно розуміють зведені, опрацьовані та систематизовані матеріяли, що подають усебічні детальні характеристики кожного з водних об'єктів країни, а також те, як їх використано досі та як їх можна найкраще використати для потреб господарства надалі; кадастрові дані, щоб зручно було користуватися ними, звичайно зводять у стандартну табличну та графічну форму.

Загальний водний кадастр можна поділити за водними об'єктами на такі спеціальні:

- 1) кадастр річок;
- 2) кадастр боліт;
- 3) кадастр озер;
- 4) кадастр морей;
- 5) кадастр підземної води;
- 6) кадастр льодовиків.

Кадастр річок і собі поділяють на кадастр основний та спеціальні; з цих останніх найважливіший — це кадастр водних сил.

Основний водний кадастр річок повинен мати в собі такі розділи:

- 1) список річок,
- 2) каталог річок і
- 3) формуляр окремих річок.

Як завершення кадастрових робіт мається на увазі складання монографій по окремих річках (цебто їх поглиблених описів та характеристик).

1) Список річок (як озер, болот та підземних вод) треба складати за системою, загальною для цілої держави. В СРСР форму складання списку річок розробила Російська Академія Наук (літ. III). Річки в списку йдуть у порядку сточищ, в порядку впадання, від верхів'я до гирла. Назви указують не тільки ті, що є на мапах (10 вер. і 3 вер.), але й усі варіанти, що їх знаходять в інших джерелах. Кожну річку позначають за допомогою десятикової системи шифру; при цьому сточище внутрішнього моря (або частини океану) позначають літерним шифром першої літери його назви (в дужках — літери міжнародньої бібліографії) і всьому сточищу внутрішніх вод у цілому дають шифр: «О»; далі басейн ділять на 9 районів (по змозі рівномірно) і кожному

<sup>1</sup> Методика розроблення всіх перелічених вище питань належить авторові цього твору; питання про дати скресу й замерзання розробляли також під проводом інж. Б. А. Цагарова.



районові дають шифр; район своїм порядком ділять на 9 частин і т. д., при чому сточища окремих річок поділяють від верхів'я до гирла.

Щоб зв'язати списки з географічною мапою, зазначають місце впадіння річки, а для великих річок і її виток; це роблять також за допомогою умовного шифру у формі дробу, чисельником якого є число градуса паралелі, на північ від якого лежить означуване місце, а знаменником — число градуса довготи й початкова літера меридіану, на схід від якого лежить місце; наприклад, шифр  $\frac{56}{4П}$

означає клітку на північ від  $56^\circ$  північної широти і на схід від  $4^\circ$  східної довготи від Пулкова. Від'ємні числа в такому шифрі показують розташування даного місця на південь від екватора і на захід від узятото за нулевий меридіану. Коли потрібна вказівка до  $\frac{1}{2}^\circ$ , то до шифру дробу додають у формі коефіцієнта цифру одної з 4 кліток, утворених перетином  $\frac{1}{2}^\circ$ -градусної сітки, рахуючи в порядку згори і зліва направо; наприклад, шифр:  $\frac{5}{10}$ . 3 значить,

що дана місцевість лежить у лівій нижній клітці з числа зазначених чотирьох.

2) Каталоги річок треба також складати за одноманітною формою. Ї форма, що її виробив Державний Гідрологічний Інститут СРСР (літ. I). Форму цю описано докладно у відповідних інструкціях, і вона містить у собі 9 граф. Перша графа містить шифр схеми сточища, друга дає вказівку на правий і лівий доплив. В третій дається назву річки в різних варіантах. Четверта графа містить координати витоків та гирла. П'ята — довжина річки за всіма джерелами. Шоста — площа сточища. Сьома — різні роди використання. Восьма — дослідженість, найголовніша література та архівні рукописні матеріали. Дев'ята — призначена для приміток; сюди також входять дані про витрати води, що є на місцях, час їхнього виміру, відповідні рівні, а також висоти точок витоків та гирла річки.

До каталогу за інструкцією треба додати: 1) схему сточища, 2) показник літератури та архівних матеріалів, 3) мапу з градусною сіткою, 4) алфавітний список річок, 5) список умовних позначень.

**137. Формуляр річки.** Форму формуляра, що її, як попередню<sup>1</sup> затвердив Державний Гідрологічний Інститут СРСР і, очевидно, розраховану здебільшого на судноплавні або сплавні річки, склав проф. В. Є. Тимонов та інж. Л. І. Цимбаленко. Дасмо опис цього формуляра в його повному вигляді (літ. III).

## І. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО РІЧКУ В ЦІЛОМУ

1. Дослідження, вишуки та література.
2. Короткий географічний опис (розташування, адміністративний поділ, населення, економічні умови, судноплавство).
3. Сточище річки (рельєф, площа, геологія, ґрунти, клімат, кліматологія, рослинність).
4. Гідрографічна мережа (протяг, поділ на ділянки, гирло, найголовніші допливи).

## II. ВІДОМОСТІ ДЛЯ ОКРЕМИХ ДІЛЯНОК (СУДНОПЛАВНИХ, СПЛАВНИХ ТА ІНШИХ)

1. Колівання рівня води (вodomірні пости), час, повторність та причини прибування води.
2. Витрати річки та допливів у межень, в звичайні та надзвичайно великі водоїлля. Місячні та рокові діаграми середніх, найбільших та найменших витрат. Криві витрат залежно від висини рівнів води.
3. Глибини: найбільші, найменші й середні залежно від стояння води в річці (місце спостереження). Характерна судноплавна глибина і причини (природні та штучні), що її зумовлюють.
4. Похили: найбільші, найменші, середні (місце спостереження).
5. Швидкості течії: найбільші, найменші, середні (місце спостереження).
6. Ширина корита: найбільша, найменша, середня (місце спостереження).
7. Ширина розливів: найбільша, найменша, середня (місце спостереження).
8. Характер корита: (покрученість, розгалуженість, ґрунти, затоки, острови, старики).
9. Характер берегів, ґрунти.
10. Ґрунтова вода.
11. Сиреси та замерзання.

<sup>1</sup> Остаточні форми формулярів ще не встановлено. Не оголошено друком також ще й докладних інструкцій про складання водного кадастру в СРСР.

12. Кригоплави (весняні та осінні), спори, денний лід.
13. Відомості про кількість та природу намулів.
14. Зміни корита (в перемілях, в барах та інших місцях); зміни глибини як на фарватерах, так і поза ними.
15. Фізичні та хімічні властивості води.
16. Фльора та фауна води.

### Б. Виконані роботи та їхні наслідки

1. Розчищення.
2. Додаткове живлення.
3. Днопоглиблення.
4. Виправлення.
5. Шлязування.
6. Царетин із суходільними сполученнями.
7. Силові устави.
8. Меліораційні роботи.
9. Інші роботи.

### В. Транспорт (судноплавність)

1. Тривалість та обставини навігації.
2. Обстадова.
3. Плоті, судна та причини, що регулюють розміри плотів та суден.

Як підготовчі роботи до складання водного кадастру інж. В. П. Тихоміров запропонував систематизувати ті матеріали, що вже є (для річок з площею сточища понад 1000 кв. км) у формі спеціальних монографій водного господарства в сточищах річок. Програму цих монографій подаємо нижче (за інж. В. П. Тихоміровим) (літ. VIII). Перед тим для кожної річки, з пропозиції інж. В. П. Тихомірова, треба завести і щорічно поповняти особливі реєстраційні картки, що мають такі самі розділи, як і наведена нижче програма монографій.

## ПРОГРАМА

### складання монографій водного господарства в сточищах річок України

**Мета.** Монографії мають на меті дати на підставі того матеріалу, що є на момент їхнього складання, списку, але повну й ясну характеристику водного господарства в даному річковому сточищі і намітити найбільш вигідніше використання водних ресурсів даного сточища, пов'язавши між собою як природно-історичні умови, так і вимоги різних галузей народного господарства до даних водних ресурсів.

**Зміст.** Щоб досягти зазначеної мети, монографії повинні висвітлити такі моменти водного господарства в даному сточищі.

#### I. Короткий природно-історичний і економічний опис району

1. Територія та адміністративний поділ.
2. Населення й великі населені пункти.
3. Зайняття населення. Сільське господарство, городництво, садівництво, лугівництво, скотарство, лісівництво, промисловість цегляна й кустарна, торгівля, державні служби тощо.
4. Стан транспорту, мости та переправи через річку.

#### II. Короткий гідрографічний опис річкового сточища

1. Сточище річки, рельєф, площа, ґрунти, рослинність.
2. Гідрографічна мережа: протяг річки, поділ на ділянки, найголовніші допливи, гірло.

#### III. Гідрометеорологічні дані

1. Метеорологічні станції.
2. Атмосферні опади.
3. Температура.
4. Снігова покрива.
5. Випаровування та вологість.
6. Вітер.

#### IV. Гідрологічні дані

1. Водомірні пости, їхнє місце (плянове та висотне) і роки спостережень.
2. Колівання рівня води. Сиресі та замерзання річки.
3. Гідрометричні станції і місця визначення витрат.
4. Витрати річки та допливів у різних місяцях і різної пори року.
5. Середні, максимальні й мінімальні витрати.

6. Спадання річки загальне й на окремих ділянках. Висота витоків та гирла над рівнем моря. Похили та глибини річки на окремих ділянках за межени і за високої води.
7. Коефіцієнти стоку, висота й модуль стоку.

## V. Геологічні й гідрогеологічні дані

1. Характеристика ділянок річки з геологічного погляду.
2. Грунтове живлення річки і питання фільтрації води при будівництві гідротехнічних споруд.

## VI. Топографічні здімання, нівелювання та дослідження

1. Перелік переведених вишуків з увагою, хто й коли їх перевів, протягу та характеру вишуків, які одержано наслідки (плани та профілі з зазначенням масштабу), а також, де містяться матеріали переведених вишуків.

## VII. Переведені роботи й сучасне використання в царині водного господарства даної річки

1. Розчищення від корчів та каміння. Довжина сплавних ділянок. Пересічна та максимальна кількість сплавленого дерева за рік.
  2. Днопоглиблювальні роботи. Обстапова річки. Протяг судноцлавних ділянок. Вантажобіг річки. Годовні вантажі. Пристані.
  3. Виправні та берегоукріпні роботи.
  4. Шлюзування.
  5. Зміцнювання ярів та захист від поводи.
  6. Осушні та обводнювальні роботи. Кількість землі, осушеної та обводненої у сточищі. Потреба в воді для сучасного обводнювання.
  7. Греблі та силові устави. Число гребель та їхнє місце, призначення, напір, установлена потужність тощо.
  8. Санітарно-гідротехнічні роботи. Водопостачання великим населеним пунктам, підприємствам та залізничним станціям. Спускання в річку каналізаційних та фабричних вод. Питання сільського водопостачання.
- Використання вмісту води. Рибне й торфове господарство.

## VIII. Намічене й можливе використання водних ресурсів річки

1. Щодо *транспорту*: Можливий розвиток сплаву та судноплавства. Перспективи на влаштування під'їзних водних шляхів, а також на вклучення, як сполучних шляхів або живильних водних артерій, в намічені водні магістралі. Провести гавані та пристані.
2. Щодо *енергетичного використання*: Потужність річки загальна і в окремих ділянках, мінімальна, пересічноорокова, 9 та 6-місячна. Існуючі проекти та згоди про спорудження гідро-силовень.
3. Щодо *меліорації*: Кількість земель заболочених, посушливих, що терплять від поводів, а також кількість і площа чинних ярів. Існуючі проекти та згоди про меліораційні роботи, намічуваний обсяг і вартість їх.
4. Щодо *санітарної гідротехніки*. Проекти та згоди про водопостачання вод з річки великим населеним пунктам, промисловим підприємствам, тепловим електростанціям, а також згоди про потребу очистити каналізаційну та стічну води, що їх спускається в річку.
5. Щодо *використання ресурсів торфов*. Площа торфовищ у сточищі. Згоди про розвиток торфодобування. Згоди про розвиток рибного господарства, як у річці та її допливах, так і в озерах і ставках, розташованих у даному річковому сточищі.

## IX. Перелік літературних, архівних та юридичних матеріалів

Щодо матеріалів, що стосуються даного річкового сточища і відомі авторів монографій. Бібліографічний перелік повинен давати прізвище авторове, точну назву матеріалів, рік і місце видання, а для урядових та архівних матеріалів також назву тієї установи, де дані матеріали містяться.

## X. Додатки

Монографії по амозі повинні мати при собі такі додатки:

1. Мапи сточища у масштабі 3, 10, 25 або 40 верст у цілі, з позначенням усіх метеорологічних станцій, вимірних постів і головних гідротехнічних споруд.
2. Діаграми атмосферних опадів у сточищі по роках, як для окремих станцій, так і пересічні для всього сточища.
3. Скорочений подовжній профіль річки, хоч би схематичний, на підставі кількох висотних точок та віддалів, вимірних за 3-верстною мапою.
4. Криві витрат води в різних пунктах.
5. Діаграми теперішнього й можливого використання енергії водних ресурсів сточища.
6. Діаграми на окремі види водовикористання (сплав, судноплавство, гідроенергія, сільсько-господарська меліорація, санітарна гідротехніка, рибне й торфове діло).

Обсяг монографій можна орієнтовно визначити розміром не меншим від одного друкованого аркуша (40 тисяч літер) для кожного 5 тисяч кв. км річного сточища. Коли для даного сточища вже є така ще не-застаріла монографія, то, переводячи вишуки, або складаючи проекти, треба складати тільки додатки та уточнення старої монографії тими відомостями, які одержано під час нових вишуків або розроблення нових проектів.

**Загальна увага.** Дану програму треба вважати за обов'язкову щодо загального характеру нарисів, але в той же час можна дозволити деякі відступи від неї залежно від загального характеру даного річкового сточища і існуючого в ньому водовикористання. Тим то ця програма повинна давати загальну провідну лінію під час розроблення характеристики річкового сточища, при чому на деяких розділах цієї програми треба спинитись докладніше, а для деяких другорядних для даної річки розділів програми можна обмежитись короткими відомостями.

На даний момент з загального водного кадастру складено тільки списки річок, а також почасті каталоги річок. Для УСРР є літографоване видання каталогу річок УСРР, що його склав Науково-Дослідчий Відділ Медіоводгоспу НКЗС року 1925; форма цього каталогу трохи різниться від описаної в п. 136.

Справу складання водного кадастру СРСР постановлено на практичні рейки постановою Держплану СРСР (а саме його Бюро Водного Господарства) з 8. УП. 1930 р. Загальне керування роботами, що повинні початися 1932 р., покладено на Гідрометкомітет СРСР; по окремих республіках цю роботу повинні вести республіканські ГМК. Орієнтовну вартість усіх робіт визначено в сумі 35-40 млн. крб., з них щось 8 млн. крб. припадає на територію України. Роботу поділено на 2 черги: перша черга повинна кінчитись до 1935 року; на роботи другої черги орієнтовно намічається близько 15 років; в УСРР усі роботи повинні закінчитись до 1940 р. Роботи будуть складатися з польових дослідів, збирання архівних та літературних матеріалів та камерального оброблення всього матеріала. Встановлено певну послідовність робіт, відповідно до водного господарчого значіння окремих районів. Як підготовчу попередню роботу до складання загального водного кадастру вирішено упорядкувати та видати найбільшчим часом так званий *гідрологічний довідник*, де повинно бути скупчено основне та головне з усіх наявних матеріалів щодо водних об'єктів СРСР. Цей довідник почали складати р. 1932 й мають його видрукувати вже 1933 року. Довідник буде містити розділи, присвячені кліматології, гідрографії, поверхневим водам, підземним водам тощо.

## § 37. КАДАСТР ВОДНИХ СИЛ

**138. Кадастр водних сил СРСР.** Крім основного водного кадастру річок, зміст якого викладено в § 36, треба складати *спеціальні* кадастри, що деталізують відомості про річки з погляду того чи того їхнього використання.

З цього погляду можна розрізнити: 1) кадастр водних сил, 2) кадастр судноплавних річок, 3) кадастр джерел обводнювання тощо. Спеціальні кадастри треба складати тільки на окремі річки та сточища. Із спеціальних кадастрів як в СРСР, так і в інших країнах, найбільшу увагу привертає кадастр водних сил.

*Кадастр водних сил* можна трактувати як систематичне зведення даних про річки, як джерела енергії, що повинне бути за вихідний довідковий матеріал у плануванні різних заходів, спрямованих до розвитку гідроелектричного будівництва і взагалі водного господарства країни.

Форму складання кадастру водних сил виробив для СРСР Державний Гідрологічний Інститут СРСР у контакті з відділом Енергетики РПВС (Комісія для вивчення природних виробничих сил Союзу при Академії Наук СРСР); докладно описано її в спеціальній інструкції (літ. IV). Кожна річка в кадастрі має окремий блянк. Форму цього блянку дано нижче (стор. 264—265).

Всю річку ділять на окремі ділянки за енергетичними ознаками, при чому за підставу для цього поділу є гіпсометричні та гідрометричні дані, а саме переломи в подовжньому профілі річки, місця впадіння великих допливів тощо. Ділянки розташовують від витoku річки до її гирла і їхнє місце характеризують зазначаючи їхні межі (гр. 2) і віддаль цих меж від гирла річки (гр. 3).

Для окремих ділянок наводять дані про їхні довжини (гр. 4) та площі сточища, відповідні до їхніх меж (гр. 5). Далі позначають вишини (по змозі в абсолютних позначках) низької води для меж ділянок (гр. 6) та величини





Додамо, що в деяких країнах заведено ще так звані «водні книги», куди заносять точні відомості про всі форми даного використання річок і поверхне-

# WASSERKRAFT-KATASTER.

Katasterblatt Nr. 114 u. 155.  
aufgelegt im Jahre 1913

Graphische Darstellung

## Die Bystrzyca nadwórniańska von km 14.74 bis km 36.95.

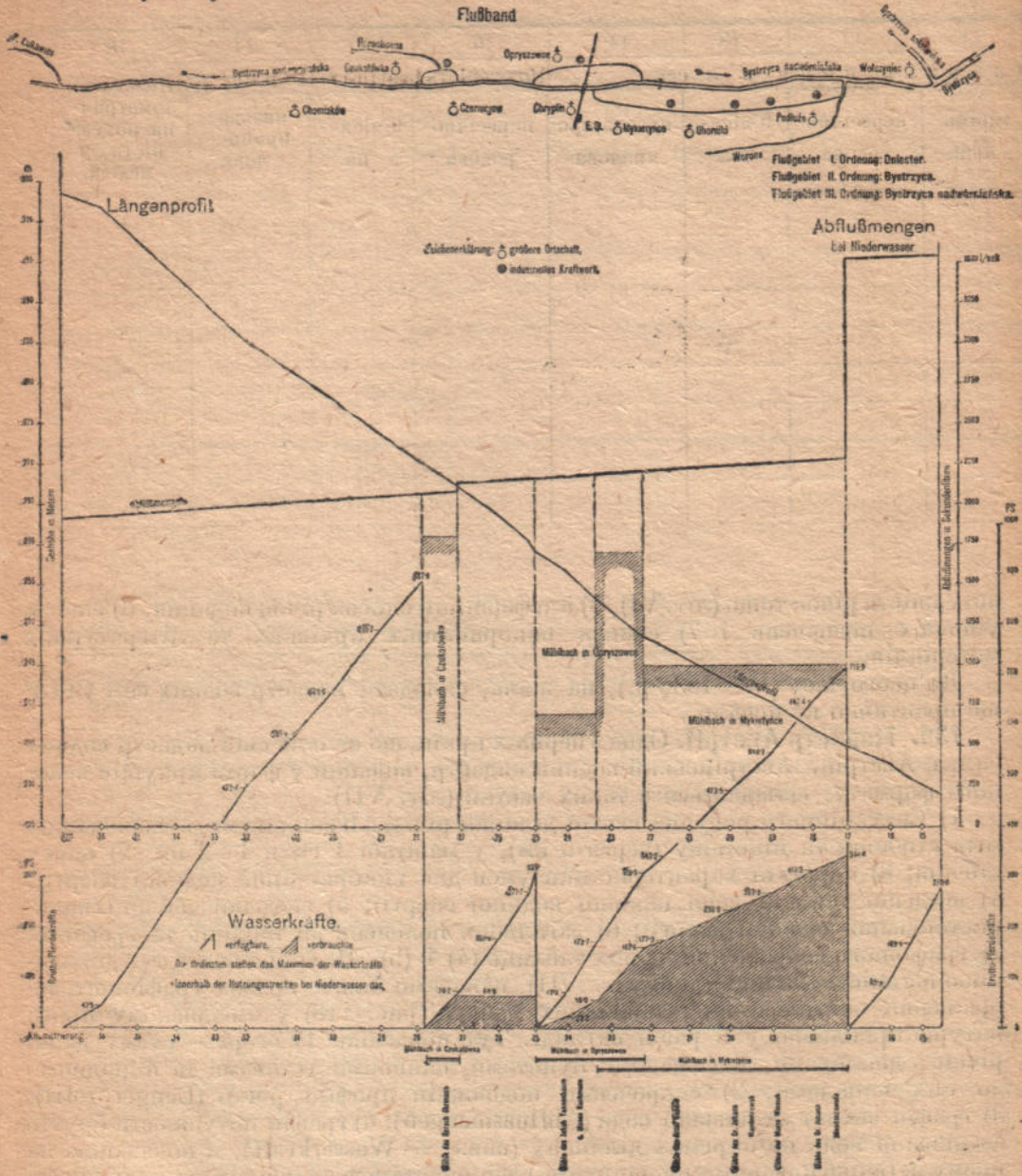


Рис. 116. Схема рисунку до австрійського водного кадастру.

вої води взагалі. Так, у Баварії (літ. VII) водні книги мають 4 головні розділи: 1) водопідіймальні споруди, 2) водочинні заклади, 3) водовідвідні та каналізаційні споруди і 4) обводнювальні та осушні роботи.

## ОЗЕРА, СТАВКИ, БОЛОТА

(Короткі відомості)

## § 38. ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРО СТОЯЧІ ВОДОЙМИЩА

**140. Поділ стоячих водоймищ.** Кожну западину, наповнену стоячою водою, що безпосередньо не сполучається з морем (океаном), можна назвати стоячою водоймою.

За *Форелем* стоячі водойми, що мають глибокий центральний обшир, куди не може проходити побережна фльора, звуть *озерами*.

*Ставом* Форель називає водойму з такою невеликою глибиною, що водна берегова фльора може в ній поширитись скрізь.

*Болото* становить собою водойму таку неглибку й зарослу, що добре розвинені болотяні рослини скрізь можуть давати ростки, які виходять на поверхню води (літ. I і II).

Отже за вказаних визначень розміри водойм, їхня площа, протяг тощо— лишаються осторонь.

Щоб утворилися стоячі водойми повинні бути 2 умови: 1) наявність відповідної заглибини в поверхні землі і 2) перевага допливу води в цю заглибину— над утратами води: просочуванням, стоком, випаровуванням.

Вода, що потрапляє в озеро з поверхні або безпосередньо, стікаючи із схилів сусідніх місцевостей, або у формі струмків невеликих річок і більших рік, несе звичайно з собою змулені речовини. Ці намули, потрапивши у стоячу воду озер, осідають на їхнє дно. Далі від хвилювання руйнуються прибережні породи, що також утворюють намули. Нарешті, рослинність, що спочатку розвивається біля берегів, дає багато відмерлих часточок, що збільшують шар намулів неорганічного походження.

Отже протягом віків і тисячоліть кожне озеро повинне незмінно зменшувати як свої глибини, так і площу своєї поверхні, бо її поволі скорочують берегові поклади та водяна фльора, що поволі розвивається.

З цього погляду можна виділити в як тті озер такі фази:

1) період *молодості*, коли щойно утворене озеро зберігає свою заглибину— голань недоторканю, а коли й є поклади, то вони ще не виявляють помітного впливу на його ложище;

2) період *дозрілості*, коли навколо озера утворюється берегова обмілина, а при впаданні річок утворюються нанесені дельти;

3) період *старості*, коли намули панують скрізь і коли все ложище складається з вирівняної одноманітної заглибини, оточеної споховинами дельт та осипами берегових обмілин.

В дальшій фазі розвитку озеро перетворюється спочатку на мілке озеро з розвинутою бережною рослинністю. Далі берегова фльора може поширитись скрізь і озеро перетворюється на ставок. Нарешті подводна фльора може поволі замінитися на надводну, болотяну рослинність; тоді матимемо останню фазу — болото. Зокрема в останній фазі можуть існувати підземні озера, вкриті зверху досить сталою рослинною покривою, що витримує навіть вагу людини; такі, наприклад, численні болота — озера в кол. Олонецькій губ. (літ. I).

З погляду допливання та відпливання води стоячі водойми, цебто озера в широкому розумінні цього слова, можна поділити на такі категорії:

1) безстокові, або замкнені, сліпі;

2) стокові, або джерельні, з яких є стік, але нема в них поверхневого постійного допливання; стокові озера можуть мати стік постійний або змінний;

3) проточні або річні, що мають постійний поверхневий доплив і стік, цебто в які річки втікають і витікають також;



4) кінцеві або гирлові, в яких є постійний поверхневий доплив, але немає стоку; такі озера замикають річки і річечки в пустинних посушливих місцях.

**141. Походження озер.** З погляду походження озера можна поділити на 2 великі групи: 1) гребляні або загачені і 2) котловинні.

Під першими розуміють ті, що утворилися в наслідок загачування річки, або річечки, або частини моря вадам з якихсь покладав, обвалом, льодовиком, намулами; під другими ж — ті, що з'явилися в наслідок утворення в земній поверхні заглибини (через видування, тектонічні процеси).

До гребляних озер належать:

1) льодовикові озера, 2) лавинні, 3) озера, що утворилися в горах від обвалів, засипів або обрушення скель, 4) долинні та річні озера, що утворилися через загачування річки намулами в наслідок прокладання нових корит, що їх утворила річка (старики), 5) моренні озера — від загачування льодовиковими моренами, 6) дюнові озера, 7) дельтові озера (в дельтах річок).

До котловинних озер належать: 1) озера, що постають в улоговинах розмивів — ерозійні; 2) озера, що постають в улоговинах видування — дефляційні; 3) озера, що утворюються в провалах легкорозмиваних порід — карстові; карстові озера цікаві тим, що інколи утворюють цілу систему зв'язаних одне з одним наземних і підземних озер; є багато випадків, коли карстові озера періодично зникають, як от у кол. Олонецькій губ.; на кінець літа (або після посух) вода внутрішніми шляхами йде вглиб, а навесні (або після дощів) з'являється знову; 4) дисльокаційні озера; це найчисленніша група; сюди належать озера, що утворилися через скиди та зсуви (Мертве море, Байкал), а також морські дисльокаційні озера, що являють собою чималі басейни, які так чи так одірвалися від морів (Каспійське море, Аральське, Ладозьке, Онежське озеро тощо).

**142. Характеристики озер.** Характеристики озер складаються з таких головних груп (літ. III):

I. *Морфометричні елементи озера.*

До них належать:

- 1) Географічне положення (широта, довгота).
- 2) Вишина рівня озера над рівнем моря.
- 3) Довжина озера (довжина осі озера або, якщо обрис складний, віддаль між найвіддаленішими точками).
- 4) Ширина озера.
- 5) Площа поверхні озера.
- 6) Найбільша глибина.
- 7) Середня глибина; глибини зручно наносити на мапу або на плян; за цими глибинами будують ізобати — лінії рівних глибин (див. п. 73).
- 8) Положитість схилів озера; визначають її за формулою:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{r},$$

де  $h$  — найбільша глибина,  $r$  — середня віддаль між периферією та центром площі озера.

9) Обсяг води в озері. Обсяг води найпростіше обчислювати за ізобатами способом призм, обчислюючи обсяги шарів озера, виділені рівнобіжними поземними площинами, що проходять через послідовно взяті ізобати.

Позначмо площі, обмежені ізобатами, через  $F_1, F_2, F_3 \dots F_n$ .

Взявши пересічно-аритметичне між кожними двома сусідніми і помноживши на віддаль між ними (що дорівнює різниці вартостей ізобат  $h$ ), матимемо обсяг кожної призми; склавши всі ці обсяги, матимемо цілий обсяг озера  $W$ ; у вигляді формули це можна подати так:

$$W = \frac{h}{2} (F_1 + 2F_2 + 2F_3 + \dots + F_n) + \frac{h_n}{2} F_n \quad (201)$$

10) Довжина берегової лінії, що її виміряють по всьому озеру; щоб визначити міру покрученості берегової лінії  $E$ , порівнюють її довжину  $u$  з довжиною обводу кола, рівного з площею озера, за формулою

$$E = \frac{u}{2 \sqrt{F\pi}} \quad (202)$$

11) Положення озера на річці, що протікає через нього.

12) Витрати води — середні й крайні — допливів та витоків озера.

13) Коливання рівнів в озері.

14) Площа сточища озера.

II. *Характеристики озерної води:*

1) Температура, її розподіл та коливання.

2) Прозорість та колір (див. вище § 25).

3) Хемічний склад, в тому числі аналіза газів, розчинених у воді, і аналізу органічних речовин, розчинених у воді.

Безстокові озера мають здебільшого солону воду; напр., солоність Каспійського моря біля Карабугазу доходить до 28,5‰ (цебто на 1000 г води — 285 г соли).

III. *Флора та фауна озера* (див. п. 111).

IV. *Характеристика ґрунту*, з якого складається ложе озера, на підставі аналіз ґрунтових проб — якісних, кількісних, фізичних та мікроскопічних.

V. *Характеристика метеорологічних, ґрунтово-геологічних та рослинних умов* того району, де розташоване озеро.

Коли вдасться до деталей вивчення озер, то цілком характерним є природні зони в улоговині, що утворює озеро.

Насамперед можна виділити: 1) *дно озера* і 2) *схили озерного ложища*, що тягнуться з більшим чи меншим спадом з усіх боків від дна озера до поверхні води.

Далі розрізняють:

1) *глибинний обшир*, що охоплює дно та нижні частини схилів і щодо нього не доходить вплив прибережної смуги з її допливами, рослинністю тощо;

2) *береговий обшир*; до нього залічують верхню підводну частину схилу й усю надводну.

Береговий обшир можна поділити так:

1) *Берег* — пояс суходолу, що лежить поза озером і оточує його. Він складається головне з піску та каміння, бо земляні часточки зносить прибіій хвилі. *Форель* виділяє в березі 2 обшири: *кліф* — горішня крутіша частина і *штранд* — нижня частина берега, положистіша; нижня частина штранду входить до другої зони: *побережжя*.

2) *Побережжя* — зона прибіійної смуги; безнастанно омивана хвилями, мало полбжиста, вона складається здебільшого з лобаку або ситцю. Побережжя розпадається на 3 частини: *сухе*, що коли озеро спокійне, лишається сухе; *підводне*, що за слабого прибою лежить під поверхнею води, а за сильного — по ньому гуляють хвилі; *затоплене*, що за низького рівня буває сухе, за високого ж лежить під водою.

3) *Літоральна зона* лежить нижче від *побережжя* і становить собою прибережну зону, що йде вглиб доти, доки вже не почувається впливу берегового прибою, цебто до глибини на кілька метрів. До цієї зони звичайно доходять чималі поклади намулів, що утворюються внаслідок розмивної роботи прибою; намул цей залягає звичайно при більш-менш крутих споховинах, що спускаються в глибинну частину озера і мають назву *берегових обмілин*; схил з цієї мілини до озера звуть *відсином*.

Намули, що відкладаються в озері, за *Форелем*, можна поділити на такі групи: 1) *грубий озерний алювій*, що утворює намівну берегову обмілину; 2) *грубий річковий алювій*, що його приставляють в озеро допливи; ці поклади часто утворюють надводні й підводні конуси виносів та дельти;

3) тонкий річковий адювій, що досягає великих глибин в озері і вирівнює, осідаючи, природні нерівності дна; 4) тонкий озерний мул, що розподіляється по всій поверхні озера, змішуючись із іншими намулами.

На закінчення наведемо деякі дані про найбільші озера земної кулі.

Таблиця 71

Частина світу	Назва	Положення над рівнем моря в м	Площа в кв. км	Найбільша глибина в м	
1	Європа . . . . .	Ладозьке озеро . . . . .	4,6	18724	223
2	" . . . . .	Онежське " . . . . .	34,9	9890	125
3	Азія . . . . .	Каспійське море . . . . .	-26	433700	1098
4	" . . . . .	Аральське море . . . . .	50	64490	69
5	" . . . . .	Байкал . . . . .	453	34140	1610
6	" . . . . .	Балкаш . . . . .	338	18740	—
7	Африка . . . . .	Вікторія Ньянза . . . . .	1190	83310	—
8	" . . . . .	Танганайка . . . . .	818	31540	590
9	" . . . . .	Чад . . . . .	240	27000	8
10	Півн. Америка	Мічіган . . . . .	179	16906	263
11	"	Гурон . . . . .	178	61340	274
12	"	Ері . . . . .	174	24856	62
13	Півд. Америка	Мораконбо . . . . .	0	16360	—
14	"	Тітікахо . . . . .	3920	8330	282
15	"	Нікарагуа . . . . .	33	7704	—

**143. Баланс води озер.** Баланс води в озерах складається з припливу та витрачання води. Приплив може йти такими шляхами; а) поверхневий (постійний—річки та струмки і тимчасовий — від опадів), б) підземний, в) через конденсацію водяної пари з повітря, що може бути, коли температура води нижча від температури повітря, г) через випадання опадів безпосередньо на поверхню озера.

Витрачання або витрату зумовлюють такі явища:

1) безпосередній витік (поверхневим шляхом — річки й струмки, підземним шляхом — у карстових місцевостях), 2) випаровування.

Ті чи ті взаємини між припливом і витрачанням спричиняють або зниження, або підвищення рівнів в озері. В стоковому озері процес перебування й витрачання відбувається складніше, ніж у безстоковому. Коли приплив збільшується, а рівень озера підвищується, то вивідний рукав працює дуже, бо нахил його збільшується. Проте, перепускна здатність цього рукава не безмежна і тим то в озері рівновага настає дуже поступово і рівень і далі підвищується. Коли навіть приплив припиниться, то все ж потрібний буде певний час, інколи чималий, щоб зайву воду вивів витік з озера.

Маючи дані про коливання рівнів озера, а також про витрати води допливів та витоків, можна обчислити корисний доплив води в озеро за такою формулою Курті (літ. V):

$$Q_{дон} [= Q_{ст} + F \frac{dh}{dt}, \quad (203)$$

де  $Q_{дон}$  — корисний доплив в озеро за даний період часу;  $Q_{ст}$  — стік з озера за той самий час;  $F$  — площа вільної поверхні води;  $\frac{dh}{dt}$  — приріст висини рівня води в озері за той самий час.

Коли  $\frac{dh}{dt} = 0$ , то  $Q_{дон} = Q_{ст}$ . Коли:  $\frac{dh}{dt} < 0$ , цебто рівні в озері падають, то  $Q_{дон} - Q_{ст} < 0$ , цебто стік більший за доплив, і, нарешті, коли  $\frac{dh}{dt} > 0$ , маємо;  $Q_{дон} > Q_{ст}$ ; в цьому останньому разі, накопичення води в озері за  $t$  хв. дорівнюватиме  $F \frac{dh}{dt}$ .

Обчислюючи зміни величини  $\frac{dh}{dt}$  і зображаючи цю зміну у формі графіка, можна мати картину послідовного ходу балансу води в озері.

Рис. 117 дає многорічний роковий хід стоку й допливу води в Ладозькому озері (найбільшому озері в Європі) за період 1881—1924 рр., цебто за 44 роки; пересічно кожної секунди з озера витікає 2492 м<sup>3</sup>/сек, а втікає—2446 м<sup>3</sup>/сек. При цьому найбільша амплітуда коливань рівнів за 44 роки, як виявилось, дорівнює 2,9 м, при чому наймноговодніший рік був 1924, а наймаловодніший—1921, що відповідає збільшенню обсягу озера з 1921 р. по 1914 р. на 53 куб. км. Цей корисний доплив накопичувався протягом ряду дощових років. Відзначмо, що Ладозьке озеро має площу 18724 кв. км, а найбільшу глибину 223 м.

У безстокових озерах також бувають коливання рівнів залежно від коливання допливів води. Наприклад, 1910—1912 рр. в рівні Каспійського моря було констатовано зниження на 43 см в зв'язку з надзвичайно малою кількістю опадів, що випали в сточищах річок, які живили море: Волги, Уралу та Емби (на думку проф. Ю. М. Шокальського).

У зміні рівнів озер констатують звичайно періодичність, що сходиться з циклами Брюкнера (див. вище п. 6), або з довголітнішими—віковими циклами коливань клімату, так званими циклами Блітта.

**144. Болота.** Як бачимо із сказаного в п. 140, болота можуть утворюватись у наслідок замирання озера, поволі заповнюваного намулами та завойовуваного рослинністю. Крім того, болота можуть поставати:

1) в наслідок зайвинного відволоження ґрунту опадами в будь-якій улоговині або навіть на рівнинному пляжі; 2) біля місць, де підґрунтові води виходять на поверхню землі або підвищення їхнього рівня близько поверхні землі.

В обох випадках починає рости мало вибаглива рослинність: болотяний хвощ (*Equisetum palustre*), пухівки (*Eriophorum*) та інші, що затримують вільний стік води. Далі завмерлі частини рослин нашаровуються на ґрунт, затримують собою воду ще більше і створюються сприятливі обставини для дальшого розвитку водолюбних рослин. Із завмерлих часточок цих рослин утворюється торф; через поступове грубшання торфового шару далі бідніє рослинність: спочатку розвиваються осоки, а далі найневибагливіші рослини, зокрема білі сфагнові мохи. А що сфагнові мохи добре утримують у собі воду і швидко розвиваються, то після того, як утвориться така покрива, болота починають звичайно рости дуже інтенсивно; напр., за спостереженнями інж. А. Д. Брудастова (літ. VIII) у кол. Тверській губ. приріст сирової маси в сфагнових болотах доходить 17 см на рік. Характерна особливість будови сфагнових мохів—їхня надміру велика вологоємність та гігроскопічність (сухий сфагнум вбирає в себе води вдвоє більше, ніж гігроскопічна вата).

Треба відзначити, що в багатьох випадках болота можуть утворюватись у наслідок діяльності людини; через це, наприклад, болотніють заливні луки. Гатки, перемети (юзи), щоб ловити рибу, лісні (з дерев)—завали в кориті річок або нераціонально розташовані греблі водяних млинів можуть спричинити підвищення рівня ґрунтової води, що призводить до повільного заболочування. Заболочуванню такому сприяють інколи випасання худоби на заливних луках.

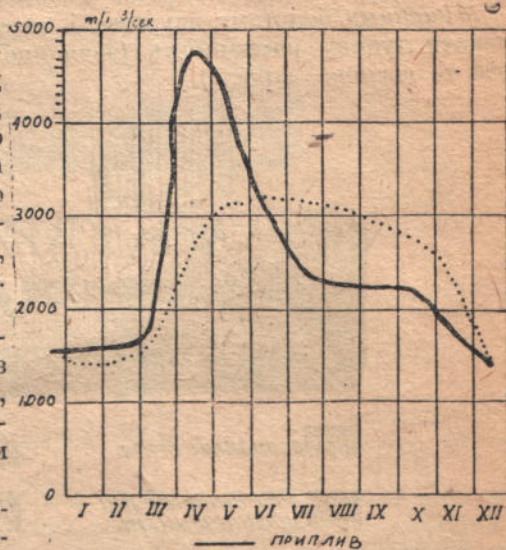


Рис. 117. Хід стоку та допливання води в Ладозьке озеро.

що витопує вибагдивіші рослини, які починають поступатись перед менш вибагливими — осокою та мохом.

Сучасні типи болот можна поділити на 3 головні групи; в основу їхнього розподілу беруть характер рослинності та рід живлення цих болот (літ. VII).

*Характером рослинності болота ділять на:*

1) трав'яні, 2) мішані, 3) мохові.

До *трав'яних* залічують стадії розвитку від початку заростання водойми очеретом до появи на болоті березових та соснових заростів. Болота ці звичайно дуже поширені в долинах річок з засміченим коритом та малим похилом.

*Мішаними* болотами звуть такі, де мохова сфагнова покрива починає витискати лукову рослинність (звичайно тоді, коли ці болота вкривають березова та соснова зарості).

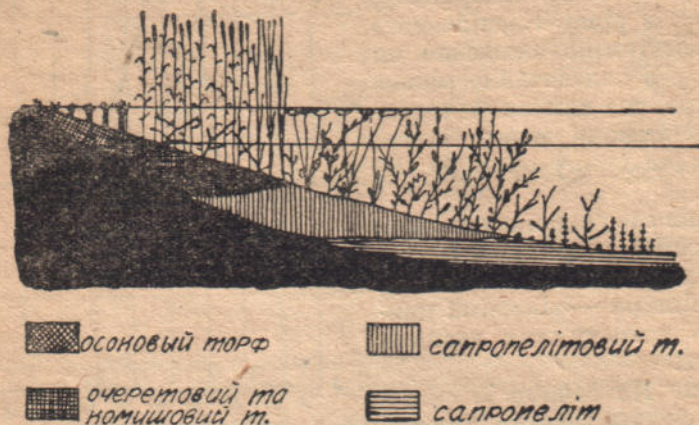


Рис. 118. Схема розрізу низинного болота.

*Моховими* болотами звуть болота з цілком зформованою суцільною покривою моху з родини сфагнових, серед якого тримаються тільки поодинокі примірники миршавих сосон та березок і нечисленні роди трав'яної рослинності.

*За родом живлення* болот розрізняють звичайно: 1) низові, 2) верхові, 3) переходові.

*Низові* болота постійно або періодично затоплює озерна або річкова вода і через це торфові витвори збагачуються на намивний рослинний або мінеральний мул та розчинені у воді речовини.

*Верховими* болотами звуть болота з дуже грубими торфовими зложищами, що значно підвищуються над рівнем допливної підґрунтьової води; болота ці лежать вище від можливих затоплень річковою або озерною водою і живляться тільки чистою водою атмосферних опадів.

*Переходові* болота трохи підвищені над середнім і навіть вищим рівнем води сусідньої водойми або річки і тому рослинність такого болота живиться підґрунтьовою водою, що її тут є зайвина; до цієї групи належить здебільшого печаткова стадія суходільного болотніння.

Через те, що характер рослинності залежить переважно від умов її живлення, то зрозуміло, що наведений поділ болот за рослинною покривою і за умовами живлення повинен давати ті ж самі групи. Тим то болото трав'яне — це також болото низове, болото сфагнове — верхове, а болото мішане звичайно є переходове болото і умовами живлення.

Треба відзначити, що різні типи болот мають звичайно також різну зовнішню будову. Напр., сфагнові мохові болота мають звичайно більш-менш опуклу форму; різниця висот від підшви такого моховика до його вершка досягає в наших умовах 6 м (коли цехили до 0,05 і ще більші), а в Зах. Європі, де опадів більше, різниці ці бувають ще більші. Переходові болота

мають звичайно більші похили (порядку 0,0005 до 0,005), ніж болота низові. Останні звичайно мають малий подовжній похил (порядку 0,0002 до 0,0005) і ще менший поперечний від берегів до середини болота.

Глибина болот різних груп залежить головне від віку болота та зовнішніх впливів; вона коливається звичайно від десятків сантиметрів до десятків метрів. Найбільша відома глибина — 24,6 м (літ. VII) визначена на моховому болоті недалеко від Норденбурга у Сх. Пруссії.

Із сказаного ясно, що в кожному болоті в розрізі повинні чергуватися шари різних витворів, що відповідають різним формам у «режимі» болот.



Рис. 119. Схема розрізу мохового болота.

Типовий розріз болота, що утворилося з стоячої водойми, показано на рис. 118. Торф у різних шарах болота має назву від тієї рослинності, що з неї він головне утворився: осоковий, очеретяний тощо. Найнижчі шари озерного болота мають назву «гітій» або «сапропеліту»; шари ці утворюються з нашаровань озерних осадів; це переважно рештки рослинних і тваринних організмів (головно найпростіших ракуватих, коловерток тощо, так званого плянктону). Сапропеліти звичайно в'риті згори, ближче до глибинної частини, сапропелевим торфом, що являє собою суміш сапропелевих витворів із значнішою кількістю решток вимерлої рослинності. Далі лежать ті або ті шари торфу (див. рис. 118).

Рис. 119 дає схему розрізу мохового болота. Характерна болотам цього типу опукла форма, як це видно з рисунка, є наслідок вторинних процесів болототворення в спочатку увігнутій западині місцевості; це тісно зв'язане з сприятливішими умовами затримання всіх атмосферних опадів серединою мохового болота, а не його краями, звідки вода може стікати на зовнішні боки болота.

Негативну роль болот у живленні річок та їхню роль, як величезних збирачів вологи, що випаровує з них в атмосферу, було з'ясовано вище, в п. 119.

## § 39 ТЕПЛОВІ ПРОЦЕСИ В СТОЯЧИХ ВОДОЙМИЩАХ

**145. Процес нагрівання та охолодження озер.** Тим часом, як у річках з їхнім турбулентним рухом розподіл температур води в усій товщі текучої води практично однаковий, у стоячих водоймах картина складніша. Процес нагрівання та охолодження стоячих водойм, а також звичайна картина розподілу в них температур води тісно зв'язані з фізичними властивостями води та процесами тепловіддання з атмосфери у воду і навпаки.

Тим то нагадаємо деякі фізичні характеристики води:

1) Відомо, що вода має найвищу густину при температурі 4°C. Вода з домішкою соли має найбільшу густину при нижчих температурах, до — 4°C, коли соли в ній 30 г на 1 літр.

2) Вода малотеплопрозора, а надто коли в ній є домішки, цебто має малу здатність пропускати тепло. Тому головна маса сонячного тепла затримується в горішніх шарах води; у першому міліметрі — до 5<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, в першому сантиметрі — до 27<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, в першому дециметрі — до 45<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, в першому метрі — до 64<sup>0</sup>/<sub>0</sub>, на 10-метрову глибину проходить тільки щось із 18<sup>0</sup>/<sub>0</sub> сонячного тепла, а на 100 метрів глибини — всього щось із 1<sup>0</sup>/<sub>0</sub>.

3) Вода мало теплопровідна: її теплопровідність в 720 разів менше від срібла, у 80 разів менше від заліза, у 2,4 раза менше від піску.

4) Теплоємність води далеко більша за теплоємність усіх інших тіл; напр., у води, коли солоність 0, теплоємність дорівнює 1,000; у льоду 0,505; у повітря 0,237; у кварцу 0,191; у чавуну 0,13; в олива 0,032. Солоні вода трохи менш теплоємна, ніж солодка.

За джерела тепла для стоячих водойм є:

1) Променяста енергія прямих променів сонця; це головне й основне джерело; 2) промені сонця відбиті від берегів; 3) тепло шару повітря біля води; 4) тепло, що звільняється, коли конденсується водяна пара на поверхні водойми, а також коли утворюється лід; 5) вища температура річок, що впадають у водойму, коли це буває; 6) тепло біологічних процесів, від гниття органічних речовин на дні водойми.

Кожна водойма також утрачає певну кількість тепла.

Такі втрати: 1) на випромінювання тепла води в атмосферу, 2) на нагрівання допливної холоднішої поверхневої або підземної води тощо.

Через малу теплопрозорість та теплопровідність води головні чинники перерозподілу тепла у воді стоячих водойм є: 1) так звана конвекція, 2) течії і 3) хвилювання.

*Конвекцією* звуть сторчове переміщення часточок води через різну їхню густину, при чому кожне спускання води компенсується підійманням відповідних мас води вгору і навпаки.

Розрізняють конвекції: 1) *термічну*, що походить від різної густини води при різних температурах її, і 2) *гідростатичну*, що постає від опускання у глибину води, питома вага якої збільшується від домішок надзвичайно дрібних твердих часточок мулу, що дуже повільно осідають на дно і що їх приносить у водойму доплив поверхневих вод, а надто після інтенсивних дощів або в період інтенсивного розтавання снігу.

Конвекція є головна причина розподілу температур води у стоячих водоймах по їхній глибині. З цього останнього погляду можна виділити два головні випадки:

1) Коли температура вод (солодкої) біля поверхні вища за 4°, то з глибиною температура зменшується, бо нижче, як загальне правило, повинні лежати густіші маси води, що мають температуру меншу, ніж горішні шари, менш густі. Такий розподіл температур за *Форелем* звуть *прямою термічною стратифікацією* (нашарованням).

2) Коли температура води біля поверхні її нижча від 4°, то нижче повинні лежати тепліші шари, бо вони густіші. Це — *зворотна стратифікація*.

Рис. 120 і 121 дають схему прямої та зворотної стратифікації температур в озерах; перша буває звичайно влітку або пізньої весни, а друга пізньої осені.

Коли озеро нагрівається від соняшних променів, при прямій стратифікації, горішні тепліші й легші шари стають ще тепліші й легші, цебто пряма стратифікація зростає. Навпаки, коли поверхня холодне, охололі горішні шари спускаються вниз, шари переміщуються, стратифікація порушується і коли охолодження триває, вся вода до дна набере одноманітної температури найбільшої густини. Після цього дальше охолодження не спричиняється вже до опускання горішніх шарів і стратифікація переходить у зворотну. Такий перехід буває звичайно на початку осені. Зрозуміло, що загальна картина розподілу температур в озерах в окремі сезони залежить ще в значній мірі від їх глибин (див. нижче).

Коли озеро із зворотною стратифікацією нагрівається, то спочатку вона порушується, шари перемішуються і далі відбувається перехід до прямої стратифікації. Іншими словами пряма стратифікація стійка при нагріванні, зворотна — при охолодженні.

Змальовану вище картину стратифікації укладають трохи процеси добової виміни тепла в озерах. Починаючи з весни, після того, як уся товща озера набере температури, близької до  $4^{\circ}$ , горішні шари протягом дня будуть нагріватись вище від цієї температури; вночі ж, коли сонце перестає нагрівати поверхню води, вона внаслідок випромінювання охолоджується. Через те поверхнева маса води осідає, а на її місце підіймається тепліша вода

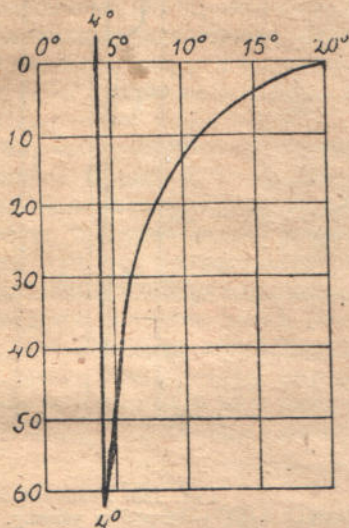


Рис. 120. Пряма стратифікація.

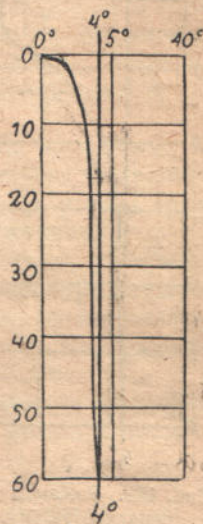


Рис. 121. Зворотна стратифікація.

знизу, яка наступної ночі знову охолоджується і спускається вниз до тої глибини, де густина води однакова з густиною осілої маси. Цей процес добової конвекції призводить кінець-кінцем до вирівнювання температури в якомусь шарі, при чому нижня межа цього шару з кожним днем спускається дедалі нижче. Такий межовий шар характеризується тим, що, пройшовши його, температура різко знижується; тому цьому шарові дано спеціальну назву «шар скоку».

Як видно із сказаного, шар скоку протягом літа не лишається сталим; з'являючись на початку літа він далі заглиблюється і зникає тільки восени, коли нагрівання озера слабне. Такий самий шар скоку з'являється в озерах і взимку. Рис. 122 та 123 показують типову картину розподілу температур води по глибині — влітку (рис. 122) і взимку (рис. 123); шари скоків вирисовуються тут цілком виразно і характеризуються гострою зміною температур порядку  $1,5-2^{\circ}$  на 1 м глибини.

Відзначимо, що в деяких умовах улітку бувають навіть подвійні шари скоку.

Вплив на перерозподіл тепла у стоячих водоймах течії та хвилювання зрозумілий; суть же цих останніх явищ буде з'ясовано далі, в пп. 147—149.

Природно, що різні типи звичайної стратифікації води в озерах властиві різним кліматичним зонам.

У зв'язку з цим Форель поділяє всі озера на 3 типи:

- 1) теплі — завжди пряма стратифікація;
- 2) холодні — завжди зворотна стратифікація;
- 3) мішані — із змінною стратифікацією по порах року.



Перший тип буває в тропічних країнах, другий у приполярних, третій — найчастіший тип у країнах помірних і почасти холодних.

Далі Форель ділить озера на: 1) глибокі, без рокових коливань температур на дні і 2) мілкі, де рокові коливання температур на дні бувають.

Зрозуміло, що в мілких водоймах, як от у ставку, процеси зміни стратифікації відбуваються загалом далеко простіше, ніж у глибоких озерах; в дуже мілких водоймах як рівномірне нагрівання води так і її охолодження відбуваються швидко і до того ж до самого їхнього дна.

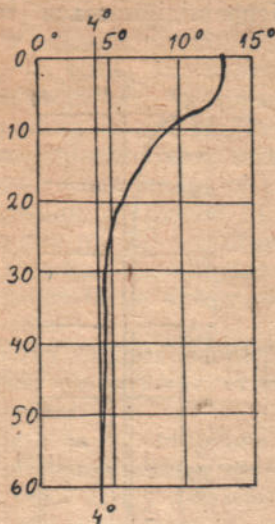


Рис. 122. Розподіл температур улітку.

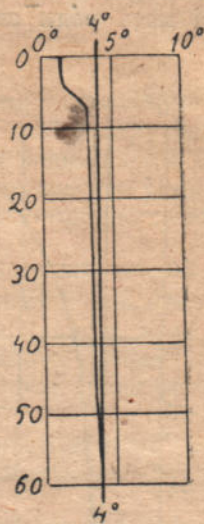


Рис. 123. Розподіл температур узимку.

**146. Замерзання стоячих водоем.** Стоячі водойми, зокрема озера, замерзають інакше, ніж текуча вода в річках. Для замерзання треба, щоб вода в озері набула температури, що відповідала б зворотній стратифікації. З цим пов'язано пізніше замерзання більш глибоких частин озер. Дальше охолодження знижує температуру поверхневого шару до  $0^{\circ}$ ; цей охолоджений шар лишається нагорі (бо тепліші шари, що лежать нижче, густіші) і далі перетворюється на лід.

Перше утворення льоду відбувається двома способами, залежно від того, скільки озеро спокійне. Коли воно спокійне, то першої ясної холодної ночі тонкий поверхневий шар води перетворюється на тонку прозору суцільну пластичну льодову плівку, що складається з дрібних голочок. Озеро може вкритись такою плівкою посіпіль за одну ніч. Наступного холодного дня плівка ця грубішає через наростання льоду знизу тощо.

Коли є хвилювання, замерзання озера має деяку аналогію з замерзанням річки: тонкі льодові голочки збираються в окремі круглуваті пухкі льодові коржі, що під впливом хвиль рухаються, вдаряються одна об одну, але не злипаються. Поволі ці крижинки — сало — збільшуються розмірами через примерзання до них щойно утворених льодових голок, досягаючи в діаметрі до 1 м і навіть більше. Проте, доки є хвилювання, ці крижинки звичайно одна з одною не змерзаються. Скоро озеро стає спокійне, крижинки швидко зчеплюються між собою і утворюється таким чином суцільна льодова покрива.

Грубина льодової покриви зростає спочатку досить швидко, а далі поступово повільніше, і, нарешті, зростання припиняється зовсім. Грубина криги зростає загалом відповідно до формули Барнеса (див. п. 101).

Як видно із сказаного, денний і взагалі підводний лід у стоячих водоймах взагалі не утворюється; він може потрапляти до них тільки з річок, що впадають в озеро, або в наслідок наявних течій в озері (див. п. 149).

Перед скресом стоячих вод лід розтає як угорі від соняшного нагріву, так і знизу від нагріву води безпосередньо крізь лід, а також через доплив під час провесни теплішої води від поверхневого стоку, що починається з розтаванням снігу. Лід тоншає й розпадається на окремі кусочки; вітер часто перемішує воду і прискорює процес зворотної стратифікації, через що до льоду дотикається тепла вода і лід розтає швидше; часто льодова покрива на озерах зникає за кілька днів, а інколи й годин.

Озеро може почати замерзати тільки тоді, коли температура води в поверхневому шарі знизиться до  $0^{\circ}$ , а це може бути тільки тоді, коли нижні шари води охолонуть до  $4^{\circ}$ . Звичайно, що для цього треба відібрати від води багато тепла. Тим то завжди повинен пройти певний час між переходом температур повітря через  $0^{\circ}$  і початком замерзання. Цей час залежить насамперед, як видно із сказаного, від глибини озера, а також від міри зниження температури, хмарності тощо. Так само і скресають озера тільки через деякий час по тому, як температура повітря стане вища від  $0^{\circ}$ .

Коли вода замерзає, звільняється заховане тепло, що робить температуру повітря помірнішою. Навпаки, коли лід розтає, тепло вбирається. Тим то процес утворення льодової покриви чималих озер (і річок) трохи здовжує осін, але натомість відсуває весну в околицьніх районах.

Можна згадати тут, що великі озера, як от Байкал, у зв'язку з далеко меншою амплітудою змін температури води, ніж температури повітря в околицьніх районах суходолу, можуть дуже істотно впливати на температури цих останніх; напр., для Байкала встановлено з певністю, що взимку він підвищує, а влітку знижує температуру околицьніх районів.

Хід замерзання солоних озер залежить від кількості та складу соли в їхній воді, не відрізняючись у загальних своїх рисах від вищеописаного для солодких озер.

## § 40. ДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ В ОЗЕРАХ

**147. Хвилювання.** Динамічні процеси в озерах можна поділити на 3 головні групи: 1) хвилювання, 2) сейші і 3) течії.

Найголовніша причина утворення хвиль — це вітер. Спочатку біля місця, де найбільше впливає вітер, з'являються хвилі, що розходяться по колу, далі вони перетворюються на хвилі, що рухаються простолінійно, не припинаючись увесь час, доки дме вітер. При цьому водяні часточки зміщуються з їхнього початкового положення, набирають коливного руху, описуючи де-



Рис. 124. Утворення хвилі.

яку криволінійну орбіту, але лишаються на тому самому місці, крім тих випадків, коли вітер надає їм деякого незначного поступного руху. Щоб зрозуміти, як із коливного руху часточок утворюється поступний рух підвищень і заглиблень хвилі, треба мати на увазі, що часточки води, розташовані в напрямі переміщення хвилі, починають коливатися в різні моменти — ближчі раніше, а дальші пізніше, і тому кожного даного моменту бувають у різних фазах. Уявімо собі на спокійній поверхні хвилі ряд часточок 1, 2, 3, 4, 5, 6... (рис. 124) і припустімо, що до них з лівого боку підходить хвилювання. Насамперед почне коливатися часточка 1, за нею 2 і т. д., при чому часточки будуть рухатися по своїх орбітах за годинниковою стрілкою — у бік поширення хвилювання. Коли мине деякий час, часточка 1 набуде початкового положення, часточка 2 трохи запізниться і в цей момент буде в положенні 2', часточка 3 — в положенні 3' і т. д. Сполучивши положення окремих часточок води в да-

ний момент кривою лінією, матимемо хвилю з характерним підвищенням та заглибленням. Через деякий час після цього часточки набудуть нових положень; сполучивши їх, матимемо вигляд поверхні хвилі в цей момент і т. д. Підвищення й заглиблення пересуваються, впливаючи увесь час на нові й нові водні часточки, а самі часточки рухаються й далі тільки по своїх орбітах. Від швидкості руху часточок по їхніх орбітах залежить очевидно і швидкість поступного руху хвилі.

Лінія, що її утворює форма хвилі, є трохода, цебто лінія, що її утворює точка кола, що котиться по простій лінії.

У хвилі розрізняють такі елементи (рис. 125):

1) вишину хвилі ( $h$ ), цебто віддаль у сторчовому напрямі між найвищою точкою підвищення і найнижчою точкою заглиблення ( $gc + he$ );

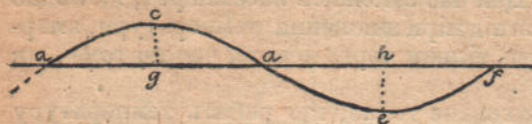


Рис. 125. Схема хвилі.

2) довжину хвилі ( $\lambda$ ), цебто віддаль у поземному напрямі між двома відповідними точками двох сусідніх хвиль, наприклад, між вершками підвищень або середніми точками схилів ( $aa'$ );

3) радіус орбіти ( $R$ ), що її описує часточка води під час хвилювання;

4) період хвилі ( $t$ ), цебто час одного оберту часточки по її орбіті, або час, потрібний хвилі на те, щоб пройти віддаль рівну її довжині;

5) швидкість хвилі ( $v$ ); під нею розуміють віддаль, що її проходить підвищення та заглиблення за одиницю часу.

Зв'язок між найважливішими елементами хвилі можна подати такими наближеними формулами:]

$$t = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}} = 0,8\sqrt{\lambda} \quad (204)$$

$$\lambda = \frac{g t^2}{2\pi} = 1,56 t^2 \quad (205)$$

$$v = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} = 1,25\sqrt{\lambda} \quad (206)$$

$$h = 2R \quad (207)$$

Співвідношення  $t$ ,  $\lambda$  і  $v$  за вищенаведеними формулами наведено в такій таблиці:

Період (сек.)	Довжина хвилі $\lambda$ (м)	Швидкість $v$ (м, сек.)
1	1,6	1,6
2	6,2	3,1
3	14,0	4,7
4	25,0	6,2
5	39,0	7,8
6	56,0	9,4
8	100,0	12,5
10	156,0	15,6

Звідси видно, що довші хвилі мають і більший період коливань і більшу швидкість поступного руху.

Вишина й довжина хвилі не залежать одна від одної. Але звичайно чим довша хвиля, тим вона вища.

Приблизно можна взяти:

$$h = \frac{1}{20} \lambda \quad (208)$$

Розмір хвиль швидко збільшується, коли й далі впливає причина, що їх спричинила. Найбільші хвилі, що їх спостерігали на озерах, мають за Форелем такі розміри:  $\lambda = 20$  м;  $h = 0,5 - 1,7$  м;  $t = 5$  сек.

Коли хвиля пересувається з глибокої частини озера до мілкої, до берега, швидкість її поступного руху зменшується. Це відбувається через збільшене тертя водяних часточок об дно. При цьому хвилі повертаються і стають рівнобіжні з берегом. Від опору рухові часточок у нижніх частинах їхніх орбітальних шляхів утворюється різниця швидкостей для верхніх і нижніх частин орбіт, і до того ж тим більша, чим озеро мілкіше.

Від цього форма підвищення хвиль здовжується вгору, вершок загострюється і утворюється гребінь, що дедалі більше нахилиється наперед і, нарешті, перекидається, утворюючи піну. Період хвилі проте під час прибою лишається незмінний. Через це можна з берега визначити розмір хвилі, для чого треба тільки точно встановити величину  $t$ . Останню величину легко визначити, коли підрахувати число хвиль, що набігають на берег за хвилину.

Спостерігати при цьому зручніше з крутого берега, щоб не переплутати хвиль від їхнього набігання одна на одну, що може бути біля низького берега. Знаючи період  $t$ , довжину й висину хвиль можна визначити за вищенаведеними формулами.

Хвилі поширюються також і в шарах води, що лежать нижче, але до певної глибини, так званої «зони спокою». В Женевському озері хвилі доходять до глибини 9 м.

Коли вітер стихає, хвилювання ще якийсь час триває, при чому швидкість і період хвиль лишаються ті ж самі, але висина зменшується. Це явище має назву «мертвих жмурів».

**148. Сейші.** Явище сейші полягає в тому, що вся водiana маса озера починає коливатись біля якогось вузла або кількох вузлів.

Швидка місцева зміна атмосферного тиску, удар повітря, що спускається з гір, велика злива на одній частині озера і взагалі кожна причина, що порушує рівновагу води на великій частині поверхні останньої, може спричинити явище сейш; такі причини надають воді особливого коливного руху; цей рух гостро різниться від коливного руху, що буває під час хвилювання. По-перше в цьому разі набувають руху не самі тільки поверхневі шари, але вся маса води озера до самого дна. Подруге, вся маса води озера ніби коливається, тим часом як вона підвищується біля одного берега, біля другого знижується. Коливання це подібне до коливання маятника, при чому воно триває деякий час і після того, як причина, що його спричинила, перестала діяти. Часточки води при цьому коливанні рухаються вгору й вниз, найдужче біля протилежних берегів.

Таким чином утворюється так звана стояча хвиля, з одною вузловою точкою  $K$  (див. рис. 126) і двома видугами  $B$  і  $B_1$ . При цьому рівень води, власне кажучи, набуває трохи не поземної форми. Показана на рис. 126 найпростіша стояча хвиля має назву *унодальної*. Але коливання води під час сейш можуть бути далеко складніші. За деяких умов уся маса води поділяється на 2 частини, з яких кожна набуває *унодального* коливання; тоді утворюється *бінодальна* стояча хвиля з двома вузловими точками на поверхні, одною повною видугою  $B B_1$  і двома напіввидугами на кінцях (див. рис. 127).

Унодальні й бінодальні хвилі можна створити в дослідній посудині одночасно; інтерференція їхня може дати дуже складне явище.

Для періоду стоячої хвилі Меріян дав такий вираз:

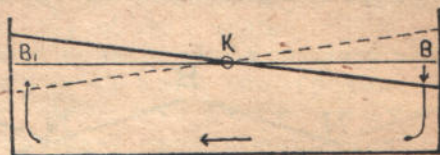


Рис. 126. Унодальна стояча хвиля сейш.

$$t = \frac{l}{\sqrt{gH}}$$

(209)

де  $l$  — довжина осі посудини в метрах,  $H$  — глибина води в м,  $g$  — пришвидження сили ваги,  $t$  — період стоячої хвилі, цебто час, протягом якого вода на одному з кінців посудини переходить з вищого свого положення в нижче.

Сейш спостерігаються як у малих, так і в великих озерах; найдовшу серію сейш Форель спостерігав на Женевському озері; тут за  $7\frac{1}{2}$  діб відзначено було 147 коливань з періодом 73 хв., при чому вишина коливань потроху знизилась із 20 см до 7 см. Року 1841 біля Женеви спостерігали сейші з амплітудою майже 2 м; їх спричинила зміна атмосферного тиску на 6 мм протягом одної півгодини.

Останнього часу відзначено найтісніший зв'язок сейш із грозами.

Часто в озері можуть бути одночасні сейшові коливання різних напрямів: подовжні й поперечні.

**149. Течії в озерах.** Течії в озерах можуть бути, звичайно незначних розмірів, з різних причин. Можна розрізняти такі види озерних течій:

1) *Річкові течії*; вони бувають у проточних озерах, де в гирлі річок рівень завжди трохи підвищений, а біля витоку — трохи знижений. Такі течії звичайно дуже слабкі і проходять тільки по деяких властивих даному озеру шляхах.

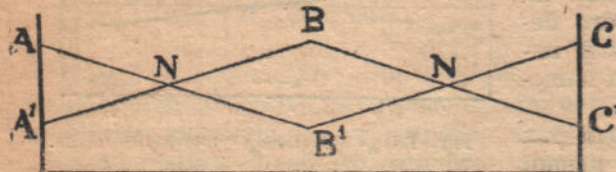


Рис. 127. Бінодальна стояча хвиля.

2) *Вітрові течії*. Вітер, що дме над поверхнею озера, по воді захоплює за собою в напрямі свого діяння поверхневі часточки води. Біля навітряного берега назбирається вода, а біля протилежного берега, навпаки, вона спадає. Через

те порушується рівновага глибинних шарів і в глибинах постають протічії. Біля того берега, де вітер назбиралася вода, а знизу вона відходить — очевидно повинні постати додільні рухи води, а біля протилежного берега — догірні. В наслідок цього за досить тривалого та великого вітру вся водяна маса озера може почати рухатися, утворюючи замкнену циркуляцію.

Коли озеро мілке, то замість глибинної течії може утворитись одна поверхнева обертова течія, що йде навколо озера по під берегами.

3) *Сейшові течії*. Під час коливного руху води, що настає під час сейш, рівень води, загалом кажучи, не стоїть поземно, і через це водянні маси переміщуються.

Відзначмо ще течії, що постають у наслідок місцевих різниць у температурі води, солоності та випаровування.

Ці течії ще більшою мірою незначні, ніж описані вище.

## ВИСНОВКИ

З наведеного вище матеріялу та зокрема з розділу про приблизні методи обчислювати збіг, видно, що гідрологія річок у багатьох сторонах своїх вивчень ще не тільки остаточно не зформувалася, а навіть не може іноді дати цілком конкретну єдину відповідь на ті або ті питання практики, зокрема гідротехніки.

У зв'язку з цим постає питання, які шляхи дальшого розвитку гідрологічних досліджень можна вважати за найдоцільніші в умовах нашого Союзу, цебто в умовах:

а) великої різноманітності фізико-географічних та кліматичних характеристик окремих басейнів та

б) дуже недостатнього вивчення окремих річок, що становлять одиниці та десятки, порівнюючи з тисячами наявних невивчених водних потоків.

Треба зауважити, що закордонні країни, крім ПАСШ, в цьому наряд чи можуть бути для нас за зразок. Здебільшого ми маємо там такі поширені

вивчення річок, що гідротехніка має відповіді на майже всі свої питання з даних дійсних спостережень. З цього боку, у згоді з наведеним, теоретичний бік гідрологічних процесів у ряді випадків за кордоном, з нашого погляду, розвинений набагато менше, ніж у нас, і нам доводиться намічати якісь свої шляхи, не орієнтуючись цілком на закордон.

Можна вважати, що загальні шляхи гідрологічних вивчень повинні йти в нас такими трьома напрямками:

- А) поширення стаціонарних досліджень;
- В) дальша організація та виконання експедиційних досліджень;
- С) дальший розвиток теоретичних узагальнень та загально-теоретичних обґрунтовань.

Розгляньмо коротенько всі ці шляхи.

А. Стаціонарне безперервне вивчення характеристик режиму водних об'єктів на протязі досить довгих періодів забезпечується, як про це була мова, влаштуванням постійних спостережних пунктів на характерних ділянках річок з таким розрахунком, щоб охопити по можливості всі найважливіші та найцікавіші з водно-господарчого боку об'єкти країни.

Серед мережі постійних спостережних пунктів можна виділити основну або опорну гідрологічну мережу спостережних пунктів та мережу спостережних пунктів, що мають місцеве значення.

До основної гідрологічної мережі постійних спостережних пунктів можна залічити спостережні пункти, потрібні на те, щоб розв'язувати загально-союзні завдання з галузі гідрології, а також забезпечити гідрологічними матеріалами проблеми, що входять до генерального плану розвитку народного господарства СРСР.

Місцеві гідрологічні мережі мають завдання задовольнити потреби народного господарства в межах відповідних частин нашої країни, а також потреби сучасних водно-господарчих заходів.

Основна гідрологічна мережа на водах суходолу повинна складатися, за проєктом Державного Гідрологічного Інституту (ДГІ), з таких спостережних пунктів:

1) опорні річкові спостережні пункти або річкові станції, а саме: а) гідрометричні станції, що вивчають витрати, замули, похил, льодові явища тощо; таких станцій за проєктом ДГІ передбачається влаштувати не менш як 50; б) водомірні пости двох розрядів — з виконанням найпростіших основних спостережень та з виконанням ще додаткових вивчень, як от проміри глибини річища, виміри витрат; пунктів останньої категорії проєкт ДГІ передбачає для найближчих років не менш як 300;

2) опорні озерні станції трьох розрядів: а) комплексні лімнологічні станції, що вивчають озера в комплексному розрізі всіх боків їхнього режиму; б) гідрометеорологічні озерні станції та в) озерні водомірні пости; озерних станцій передбачається ближчими роками мати не менш як 25;

3) опорні болотні станції двох розрядів: а) болотні гідрологічні станції з досить широким обсягом спостережень окремих боків режиму боліт та б) болотні водомірні пости;

4) опорні гідрогеологічні станції, що вивчають підземні води; таких станцій намічається до 30;

5) спеціальні гідрологічні станції: а) річищеві та б) збігові. Останні типи спостережних пунктів тільки почали поширюватися.

Річчя і ще в і станції мають завдання досліджувати перебіг процесів, що відбуваються в річкових коритах, в річищі річки, в комплексному взаємочині всіх діючих чинників. За одну з найкращих з таких станцій можна вважати Волзьку інженерну гідрологічну станцію, що вивчає головні явища перетворень річища р. Волги. Таких станцій передбачається за проєктом ДГІ влаштувати не менш як 10.

Збігові гідрологічні станції мають вивчати не тільки рівні, витрати, замули або деякі характеристики річища (як це маємо в річкових гідрометрич-

них станціях), а головню перебіг явищ збігу. Для цього гідрологічні станції устатковують здебільшого на невеликих площах водозборів, які практично можна досить детально дослідити, напр., на кілька десятків або сотень кв. км. Усю територію такого водозбору детально досліджують з боку характеристик топографічних, геологічних, ґрунтів, рослинності та ін.; на території такого водозбору встановлюють досить густу мережу спостережних пунктів за ходом кліматичних елементів (опадів, зокрема снігу, температур, випаровування, вітру); нарешті, особливу увагу звертають на якнайточніший безперервний облік витрат. Спостереження на таких станціях за кілька років, безперечно, дадуть дуже цінний матеріал, на підставі якого можна буде детальніше й точніше визначити, як впливають на процеси збігу всі головні чинники збігу. На цей час маємо кілька таких станцій на Україні (напр., Придеснянська збігова станція) та в РСФРР.

Мережа таких станцій повинна згодом охопити всі найхарактерніші фізико-географічні райони СРСР. За проєктом ДГІ таких станцій передбачається в найближчі роки створити близько 25—30.

Опорна мережа спостережних пунктів працює під доглядом та керівництвом Гідрометеорологічного комітету СРСР<sup>1</sup>, місцеві спостережні мережі є головню під доглядом республіканських гідрометеорологічних комітетів; деякі із спостережних пунктів спеціального призначення утримують окремі організації та установи, відповідно до їх досліджень.

Із спостережних пунктів усіх категорій маємо на 1934 р. річкових водомірних постів та гідрометричних станцій до 3000 (з них близько 300 річкових гідрометричних станцій), тим часом як 1916 р. ми мали тільки близько 1500 спостережних пунктів згаданих типів.

Треба зауважити, що наявне зараз число спостережних пунктів далеко недостатнє. Якщо рахувати, що Союз РСР має територію близько 20 мільйонів кв. км, то пересічно один водомірний пост припадає на 6700 кв. км; а для закордону маємо: в Швейцарії один водомірний пост припадає на близько 100 кв. км, у Баварії — на 280 кв. км, у Франції — на 400 кв. км, у Швеції — на 670 кв. км, у Фінляндії — на 1000 кв. км (за даними до 1920 р.). До того ж густина наших спостережних пунктів дуже нерівномірна (напр., в європейській частині Союзу, порівнюючи з азійською частиною).

В. Експедиційні дослідження мають на меті збирати характеристики як самої річки, так і її басейну. Без цих досліджень не можна скласти як опис характерних елементів річища річки (глибини, похили, морфологія й т. ін.) та її заплави, так і опис умов збігу та живлення річки. Ці дослідження виконують звичайно в основному за правилами річкових вишуків, поруч з якими повинно виконувати ще обстеження гідрогеологічні, геоботанічні (ґрунти, рослинність польова та ліси) та гідробіологічні й хемічні (на воду). Треба вказати, що експедиційні дослідження всієї сукупності фізико-географічних умов району, якщо немає будь-якого попереднього вивчення річки, можуть правити за основу до складання характеристик не тільки умов збігу та живлення річки, а навіть до складання приблизних числових характеристик змін режиму річки. Спосіб складати характеристики водних об'єктів, що ґрунтується на цьому, досить повно розробив Державний Гідрологічний Інститут, який дав йому назву «географо-гідрологічної методи»<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Гідрометеорологічний Комітет Союзу або скорочено ГМК СРСР, як орган, що об'єднує всі гідрологічні дослідження, поруч із метеорологічними, на терені СРСР, крім досліджень спеціального призначення, що їх можуть виконувати окремі організації, утворено р. 1929 і він рахується зараз при НКЗС СРСР. Як всесоюзний, так і республіканські ГМК мають у своєму складі, крім оперативних частин, також спеціальні науково-дослідні установи; при ГМК СРСР маємо Державний Гідрологічний Інститут; в УСРР, як і в інших республіках, маємо республіканський науково-дослідний Гідрометеорологічний Інститут (ГІМЕІН).

<sup>2</sup> Див. «Задачи и программы гидролого-геоморфологических экспедиционных исследований» и «Геоморфологический метод и социальное строительство» в № 36 «Известий Государственного Гидрологического Института» (Ленинград, 1931).

В найпростішому випадку, щоб скласти характеристики режиму річки, треба для деяких характерних дільниць річки (в замичних пунктах її басейну) зібрати (опитуючи місцеву людність та досліджуючи річче та заплаву річки) можливо широко матеріяли для характеристики звичайних для цієї дільниці коливань рівнів, на підставі яких можна було б збудувати приблизний типовий середній графік коливань рівнів протягом року. Виконавши також ряд вимірів витрат при різних рівнях (що зручно зробити, коли проходить весняна вода, а саме коли вона спадає), можна далі збудувати приблизну криву витрат і на підставі цього збудувати графік імовірного середнього ходу витрат на протязі року, а також обчислити деякі характерні вартості збігу (максимальну та мінімальну).

Наявні зразки успішного виконання приблизної оцінки змін режиму річки на підставі згаданих досліджень показують, що такий спосіб дійсно іноді може бути доцільний.

Треба пам'ятати, що, провадячи гідрологічні експедиційні дослідження, треба завжди починати з улаштування тимчасових (або постійних) водомірних постів, якщо їх на річці або на досліджуваній дільниці немає. Це цілком ясно з того, що рівні кожної річки дуже рідко не зазнають досить значних змін, — отже ці зміни (за правилами вишуків) можна враховувати тільки за допомогою наявних водомірних постів, що повинні діяти протягом досліджень безперервно.

С. Як стаціонарні дослідження, так і експедиційні повинні давати матеріяли, дальше оброблення та узагальнення яких будуть замовнювати ті прориви, що ми маємо з погляду знання гідрологічних характеристик для річок та інших водних об'єктів окремих районів нашого Союзу.

Дальше завдання теоретичної гідрології (головно найважливішої її частини — гідрології річок) повинне полягати в тому, щоб: 1) удосконалити існуючі схеми фізико-географічного інтерполювання ходу основних гідрологічних характеристик, складаючи відповідні карти ізолій основних гідрологічних характеристик; 2) побудувати такі карти для нових гідрологічних характеристик (параметри характерних вартостей збігу) і 3) призбирувати матеріял, щоб визначати збіг способом аналогії й на підставі збудування нових емпіричних залежностей поруч із перевіркою та вдосконаленням старих.

Треба відзначити, що запропоноване вперше від інж. Д. І. К о ч е р і на складання ізолій основних характеристик стоку (див. п. 121) (а саме норми збігу) — в специфічних умовах Союзу РСР (що їх схарактеризовано вище на початку цього) можна вважати за найдоцільнішу методу практично розробляти наслідки гідрологічних досліджень для широких потреб народного господарства; і справді, тільки таким способом можна дати основу до більш-менш близького до дійсності інтерполювання даних дійсних спостережень на об'єкти, що їх не вивчено зовсім і що для них нема будь-яких характеристик. Очевидно, в міру того, як назбируватимуться відповідні дані, карти ізолій різних характеристик збігу будуть деталізовані не лише в напрямі врахування основних фізико-географічних умов, а також у напрямі врахування місцевих особливостей окремих сточищ, напр., шляхом складання таблиць відповідних корективних коефіцієнтів тощо.

Теоретичні узагальнення, очевидно, мають поступово витіснити вживані тепер і ті, що їх буде ще складено, емпіричні залежності, але ці останні, очевидно, матимуть велике практичне значення ще досить довго.



## ЛІТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ I й II

1. Проф. М. А. Великанов, Гидрология суши, Москва, 1925.
2. Проф. С. А. Советов, Курс общей гидрологии, ГИЗ, 1931.
3. Проф. А. В. Клоссовский, Основы метеорологии, Одесса, 1918.
4. Проф. В. А. Михельсон, Физика, ГИЗ, 1930.
5. Е. А. Гейнц, Об осадках, количестве снега и об испарении на речных бассейнах Европейской России, 1898.
6. О. Ю. Адеркас, Испарение в различных установках и влияние на него метеорологических факторов, «Известия Российского Государственного Гидрологического Института», № 14, 1925, ст. 60.
- 7-а. Н. В. Биндманн, Die Verdunstungsmessungen der preussischen Landesanstalt für Gewässerkunde... «Jahrbuch f. d. Gewässerkunde Norddeutschlands, Besond. Mitt.», Bd. 3, Nr. 3, Berlin, 1921.
- 7-б. D-r. W. Friedrich, Die Messung der Verdunstung vom Mittel- und Norddeutschen bei Sunda in den Jahren 1925 bis 1927, «Jahrbuch für die Gewässerk., Norddeutsch., Besond. Mitt. Bd. 6. № 1, Berlin 1930.
8. Инж. А. В. Огієвський, Питання гідрології закордоном (Звідомлення про закордонне відрядження), Кіїв, 1928.
9. D. W. Mead, Hydrology, New York, 1919.
10. A. Meyer, The Elements of Hydrology, New York, 1928.
11. Проф. А. Ф. Лебедев, Почвенные и грунтовые воды, Сельхозгиз, М.-Литр., 1930.
12. С. И. Небольсин, Сравнительные наблюдения над испарением с поверхности воды и почвы, «Метеорологический Вестник» XXX, 1921.
13. Проф. Л. С. Берг, Основы климатологии, ГИЗ 1927.
14. Проф. В. Н. Оболенский, Метеорология, Москва, 1927.
15. Вас. Поріцький, Метеорологічні станції, організація їх та робота, ДВУ, 1930.
16. Проф. А. Кайгородов, Практическая метеорология, Горки, 1927.
17. Акад. Б. И. Срезневский, Отведение и задержание ливневых вод. Предельные ливни, сток и резервуар, «Вісті Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства. Укр. Гілі» т. II, ч. 2, Кіїв, 1929.
18. І. Селецький, Клімат України. Короткий нарис з трьома картами, Вид. Укрмету, Кіїв, 1929.
19. Инж. Е. В. Оппоков, Режим речного стока в бассейне Верхнего Днепра, ч. 1, 1908 і ч. II, 1913.
20. С. Небольсин, Средние количества атмосферных осадков в Европейской России, 1916.
21. Э. Ю. Берг, Общая сводка наибольших интенсивностей ливней по 5-летним наблюдениям, СПб, 1912.
22. Э. Ю. Берг, Данные о наиболее выдающихся ливневых дождях разной продолжительности за десятилетие 1903—1912 на территории б. Европейской России, «Геофизический Сборник», т. IV, вып. 2, 1924.
23. Инж. В. Назаров, Кліматичні елементи водозбору Південного Бога до м. Вознесенського за 1885—1926 р.р., Вид. Укрмету, Кіїв, 1928.
24. Инж. А. В. Огієвський та инж. А. І. Прядченко, Сніговий покрив у басейні р. Дніпра до м. Києва, «Вісті Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства», т. IV, Кіїв, 1930.
25. М. Ршкачев, Снеговой покров в связи с наводнениями 1908 года. Исследование весеннего половодья 1908 г., II., 1923. Вид. Російського Гідрологічного Інституту.
26. О. Адеркас, Влияние установки деждемеров и силы ветра на количество измеряемых осадков, «Метеорологический Вестник» № 9, 1926.
27. Инструкция по гидрометрическим исследованиям в связи с мелиоративными работами. Составил инж. Е. П. Белкова. Технический Комитет по делам Водного Хозяйства и мелиораций НКЗ РСФСР, Москва, 1930.
28. В. Скоробогатко, О количестве зимних осадков по дождемеру и по запасу влаги в снежном покрове, «Метеорологический Вестник», № 4, 1927.
29. Инж. С. Комарицький, Кліматичні елементи басейну ріки Дніпра вище м. Києва та його складових частин за час 1909—1917, Кіїв, 1925, вид. Укрмету.
30. Проф. П. Любославский, Основания учения о погоде, Петроград, 1915.
31. Инж. М. Чеботарев, Випарування з поверхні Штерівського водоймища, «Вісті Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства Укр. Гілі» т. IV, вип. I, Кіїв, 1931.
32. Л. Давыдов, Испарение с поверхности р. Сур-Дарьи по наблюдениям ст. Запорожской, «Вестник Ирригации», № 1.
33. В. С. Советов, Гидрология на службе обороны сухопутных границ. Ленинград 1932.

### ЛІТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ III

1. Проф. А. Ф. Лебедев, Почвенные и грунтовые воды; Сельхозгиз, Москва, 1930.
2. Зауер и Отоцкий, Почва. Статья в Технической Энциклопедии, вид. Т-ва «Просвещение», т. VIII, 1916.
3. К. Терцаги, Основания механики грунтов, Перевод с английского инж. А. В. Макарова под редакцией проф. Д. Н. Крынина, «Транспечать», Москва, 1926.
4. Инж. Е. А. Замарин, Расчет движения грунтовых вод, Вид. И. В. Х., Ташкент, 1928.
5. Проф. П. И. Броунов, Курс физической географии, Петроград, 1917.
6. И. В. Мухометов, Физическая геология, т. II, Денудационные процессы, ГИЗ, Москва, 1926.
7. В. Г. Хименков, Водоснабжение и гидрогеология, Москва, 1925.
8. В. Г. Ткачук, Матеріали до гідрологічної класифікації ґрунтів, «Вісті Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України», т. IV, вип. I, Київ, 1931.
9. П. И. Зауербрей, Обзор современных германских работ по установлению связи между водными свойствами и механическим составом почво-грунтов, «Известия Н.-Меллоративного Института», вып. 11—13, 1925—1926.
10. Инж. А. Огієвський та акад. С. Оппоков, Гідрометрія, ДВУ, Київ, 1930.
11. Инж. Н. П. Синельников, Отыскание подземных вод в целях сельского водоснабжения, Гостехиздат, Москва, 1926.
12. Инж. А. В. Огієвський, Питання гідрології за кордоном. Звідомлення, про закордонне відрядження 1927 р., Вид. Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України, Київ 1929.
13. Инж. Труфанов А. А., Речная гидрология. (Учение о поверхностном стоке), ГИЗ, Москва, 1923.
14. Е. А. Домрачева, Физико-механический и химический анализ почвы. ГИЗ, 1930.
15. E. Prinz, Handbuch der Hydrologie, 2. Auflage, Berlin, 1923.
16. Prof. Dr. W. Koehne, Grundwasserkunde, Stuttgart, 1928.
17. W. Koehne, Die Ursachen der Grundwasser-Schwankungen. Deutsche Wasserwirtschaft, 1924, H. 7.

### ЛІТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ IV

1. Література до розд. I—I, II, IX, X, XIX.
2. Prof. K. Jasmund, Fließende Gewässer, Handbuch der Ingenieurwissenschaften, III Teil, Der Wasserbau, I Band, Die Gewässerkunde, 2 Lief. Leipzig 1906.
3. Dr. H. Gravelius, Grundriss der gesamten Gewässerkunde, Bd. I, Flusskunde, 1914.
4. Hub. Engels, Handbuch des Wasserbaues, I Bd., 1923.
5. Проф. А. Д. Дубах, Життя ріки. (Общая потамология), Горы-Горки, 1925.
6. И. В. Мухометов, Физическая геология, т. II, Денудационные процессы, ГИЗ 1926.
7. П. И. Броунов, Курс физической географии, Петроград, 1927.
8. Е. В. Оппоков, Речные долины Полтавской губ.
9. Е. В. Оппоков, О левобережных террасах Среднего Днепра, «Вісті Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України», т. II, ч. 2, Київ, 1929.
10. А. М. Рундо, К вопросу о густоте речной сети, «Известия Государственного Гидрологического Института», вып. 1—4, 1921.
11. Инж. А. Огієвський та акад. С. Оппоков, Гідрометрія, ДВУ, Київ, 1930 р.
12. Е. Акулов, Е. Бриллиг, М. Марцелли, Курсы внутренних водных сообщений, т. I, Реки в свободном состоянии, ГИЗ, 1927.
13. Проф. Е. В. Близняк, Производство исследований рек и водоразделов. Москва, 1930.
14. Проф. Б. А. Бахметов, О равномерном движении жидкости в каналах и трубах, Ленинград, 1929.
15. Проф. Н. Н. Павловский, Гидравлический справочник, Вид. «Путь», Ленинград, 1924.
16. I. C. Hoyt and N. C. Grover, River Discharge, New—York, 1921.
17. I. F. Vubendeu, Praktische Hydraulik, Handbuch der Ingenieurwissenschaften, III Teil, I Band, Die Gewässerkunde, Leipzig, 1906.
18. Инж. Д. И. Кочерин, О кривых расходов в связи с учетом стока, «Известия Государственного Гидрологического Института», № 16.
19. Инж. А. В. Огієвський, Производство основных гидрометрических работ, вид. Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України, Київ, 1930.
20. Проф. Е. В. Оппоков, О границах высоких и низких вод, «Известия Государственного Гидрологического Института», № 10, 1927.
21. Инж. М. Чеботарьов, До питання про границі високих та низьких вод, «Науково-Технічний Вісник», № 11—12, 1928, Харків.
22. Dipl.-Ing. A. W. Ogijewsky, Hydrometeorologische Methode der Berechnung der Winterabflussschwänze, «Вісті Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України», т. IV, вип. I, Київ, 1931.
23. Инж. А. В. Орневский, Гидрометеорологический способ вычисления зимних расходов, «Вестник ирригации», № 5, Ташкент, 1930.
24. W. A. Liddel, Stream Gaging, New York, 1927.
25. Инж. А. В. Огієвський, Зв'язок поміж рівнями р. Дніпра біля Києва й біля декількох пунктів, що лежать вище од Києва, «Наукові Записки ВУАН, ч. II, 1924, стор. 48—65, Вид. УАН, Київ.

26. Инж. В. Н. Вальман, Гидролого-гидрометрические исследования в бассейне р. Волхова, Материалы по исследованию реки Волхова и его бассейна, Под редакцией инж. В. М. Родевича, вып. VI, Лгр., 1926.

27. Инж. Соколов Н. Н., Водоносность реки Волги до данных Ярославской и Вязовской Гидрометрической Станции, Кавань, 1922.

28. Инж. Д. И. Кочерин, Обеспеченность расходов в году и ее характеристика по реальным данным для рек СССР, «Труды Московского Института инженеров транспорта, имени Ф. Э. Дзержинского», вып. XI, Москва, 1929.

29. Инж. Д. И. Кочерин, Средний многолетний, годовой и месячный сток в европейской части Союза, «Труды Московского Института Инж. Транспорта», вып. VI, Москва, 1927.

30. Инж. А. В. Огиевский, Паводы в низьях р. Днестра (похождения и характеристики), Видання Укрмету, Київ, 1930 («Вісник метеорології та гідрології за 1929 р.», вил. 3).

31. Инж. Д. И. Кочерин, Низкие и наименьшие расходы воды рек европейской части СССР, «Труды Московского Института Инж. Транспорта имени Ф. Э. Дзержинского», вып. XI, Москва, 1929.

32. Инж. Н. П. Порывкин, Формула нарастания льда в связи с данными исследований на р. Волхов (1922—1925 г.), «Бюлетень Волховской Гидро-электрической силовой установки», 7(1), Лгр., 1926.

33. Инж. А. В. Огиевский, Некоторые данные о зимнем и ледовом режиме украинских рек и его изучении, «Труды II Всесоюзного Гидрологического Съезда», часть II, Ленинград, 1929.

34. Проф. Е. В. Близняк, Исследования зимнего режима рек, «Труды II Всесоюзного Гидрологического Съезда», ч. II, Лгр., 1929.

35. Инж. Е. И. Иогансон, Зимний режим р. Волхов и оз. Ильмень, «Материалы по исследованию р. Волхова и его бассейна», вып. XIV, Лгр., 1927.

36. Аполлов Б. А., инж. и Лукашин М. А., гидр., Практическая гидрометрия твердого расхода потоков, Тифлис, 1929.

37. Инж. С. П. Тромбачев, Орошение и осушение, изд. Упр. Водн. Хоз. Ср. Азии, Ташкент, 1925.

38. Проф. П. И. Броунов, Курс физической географии, Петроград, 1917.

39. Проф. И. Г. Александров, Днепрострой, Проект, т. I, Исследования, Москва, 1929.

40. Проф. О. Франциус, Гидротехнические сооружения, т. I. Под ред. проф. Н. М. Герсеванова, Москва, 1929.

41. Проф. Н. Н. Жуковский, Гидрологическая система регулирования рек и перспективы ее применения, Нижний-Новгород, 1928.

42. Инж. М. М. Гришин, Гидротехнические изыскания, Новочеркасск, 1927.

43. Г. И. Шамов, Влияние скорости потока на движение донных наносов, «Вестник ирригации», № 2, 1930.

44. Prof. S. Kolupaiko. Ueber die Verteilung der Geschwindigkeiten auf der Lotrechten des Stromes. Warszawa, 1930.

45. НИУ НКПС. Выпуск № 9/103. Инженерно-гидрологическая станция, организация и методы работы, Москва, 1930.

## ЛИТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ V

1. Инж. А. А. Труфанов, Речная гидрология, 1923.

2. Проф. М. А. Великанов, Гидрология суши, Москва, 1925.

3. Проф. Е. М. Оппоков, Режим речного стока в бассейне Верхнего Днепра до Кисва, ч. I, i ч. II, 1908 i 1913.

4. A. Meyer, The Elements of Hydrology, New Jerk, 1928.

5. D. W. Mead, Hydrology, New Jerk, 1919.

6. Инж. Д. И. Кочерин, Модули максимального стока в различных районах европейской части СССР, «Труды Научно-Технического Комитета НКПС», Выпуск № 26, Москва, 1926.

7. Dip.-Ing. G. Beurle. Grundzüge der kurzfristigen Wassermengeprognosen, «Deutsche Wasserwirtschaft», № 9, 1927.

8. Бывков, Гидрометеорология.

## ЛИТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ VI

1. Инж. Д. И. Кочерин, Средний многолетний, годовой и месячный сток в европейской части Союза, «Труды Московского Института Инженеров Транспорта», вып. VI, Москва, 1927.

2. Е. А. Гейнц, Водоносность бассейна верховьев Оки, в связи с осадками, СПб, 1903.

3. Проф. М. А. Великанов и инж. Д. Л. Соколовский, Основная климатическая характеристика среднего многолетнего коэффициента речного стока, «Известия Государственного Гидрологического Института», № 21, Лгр., 1928.

4. Prof. M. A. Welikanoff und Dip.-Ing. D. L. Sokolowsky, Die vieljährige Abflusskoeffizient und das Sättigungsfizit, «Wasserkraft und Wasserwirtschaft», 1929, Heft 21.

5. Проф. Е. Оппоков, Сток и испарение, как функция атмосферных осадков в речном бассейне, «Вісник Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства Укр. Інг.» т. II, 1927—1928, ч. 2, Київ, 1929.

6. Prof.-Dr. E. Orpikow. Die neuesten Formeln des Flussabflusses, там же, Т. IV, ч. 1, Київ, 1929.

7. Инж. Д. Л. Соколовский, Применение кривых распределения к установлению вероятных колебаний годового стока рек европейской части ССР, Главное Энергетическое Управление (Энергострой), вып. III. Гостехиздат, Ленинград, 1930.

8. Е. Е. Слущкий, Теория корреляций и элементы учения о кривых распределения, Киев, 1912.

9. В. П. Эльдертон, Кривые распределения численностей и корреляция, Москва, 1924.

10. Проф. Я. Т. Ненько, Найголовніші чинники річкового стоку, «Вісті Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства України», т. II, 1927—1928, ч. I.

11. Инж. Д. И. Кочерин, Нормы наибольших расходов снеговых паводков в европейской части Союза ССР, «Гидротехнический Сборник Московского Высшего Технического Училища», № 1, Москва, 1927.

12. Инж. В. Назаров, Огляд формул і норм максимального збігу зливові та весняні води та умови вжитку їх для різних типів районів України, З передмовою проф. С. Оплокова, Видання НКЗС, Київ, 1927.

13. Научно-Технический Комитет НКПС, Нормы притока ливневых вод к искусственным сооружениям, 2. сборник, Москва, 1928.

14. А. Меуер, The Elements of Hydrology, New—York, 1917.

15. Инж. В. А. Назаров, Строба перевірки та пристосування гідрофізичні методи А. Майера для визначення річного збігу р. Шведний Бог, «Вісник Метеорології та Гідрології Укрмету», вип. 3, 1929, Київ, 1929.

16. Инж. В. А. Назаров, Гідрофізичний метод А. Майера визначення величини збігу та умови його прикладання на Україні, «Інформаційний Бюлетень Укрмету», т. IV—V, 1925—26, Київ.

17. Water Works Practice, A Manual issued by the American water works association, Baltimore, 1929.

18. Проф. Я. Т. Ненько, Відносна величина весняного водозбігу, Науково-Технічний Вісник, № 5, Харків, 1930.

19. Проф. А. В. Огієвський, Режим стока Верхнього і Середнього Дніпра (по даним с 1878 по 1929 г.) Изд. Н.-И. В. Х. УССР и Днепростроя, Киев, 1932.

20. НКПС—НКПСстрой. Центр. Научн.-Исслед. Ин-т транспорт. строительства. Нормы расчета стока поверхностных вод 1931 г. ЦИС НКПС, Москва, 1931.

21. Проф. А. В. Огієвський, Главнейшие факторы годового и помесячного стока р. Днепра у г. Киева. Вісті Н.-Д. І-ту Води. Господ. України, т. V, ч. I, Київ, 1932.

22. Инж. Д. И. Кочерин, Вопросы инженерной гидрологии, Москва 1932.

## ЛІТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ VII

1. Инж. А. В. Огієвський, О гидрологических прогнозах вообще и об организации их для нужд Днепростроя, Бюлетень Днепростроя № 4—5, Москва, 1929 (там же література).

2. Dipl.-Ing. G. Beurle, Grundzüge der kurzfristigen Wassermengeprognosen, «Deutsche Wasserwirtschaft», № 9, 20. IX. 1927.

3. Инж. А. В. Огієвський, Питання гідрології за кордоном (Звідолення про закордонне відрядження), Вид. Науково-Дослідчого Інституту Водного Господарства України, Київ, 1929.

4. H. Bölte, Die bisherige Entwicklung der Hochwasservorhersage für die Elbe, Berlin, 1910. Jahrbuch f. d. Gewässerkunde Norddeutsch. Besond. Mitt. Bd. 2, № 2.

5. C. M. Townsend, The hydraulic principles governing river and harbor construction, New-Jerk, 1922.

6. Инж. А. В. Огієвський, Сучасні методи завбачань рівнів в Америці та їх оцінка, «Декадний Бюлетень Укрмету», Київ, 1926.

7. Инж. Л. Квицинский, О предсказаниях колебаний уровня воды и глубины фарватера в реках. «Труды III Съезда русских деятелей по водным путям», СПб, 1896.

8. W. v. Kesslitt, Beziehungen zwischen Abfluss- und Niederschlagshöhe im Gebiete österreichischer Alpenflüsse, «Meteorologische Zeitschrift», 1922, H. VI.

9. Проф. Е. В. Оплоков, Связь между стоком и атмосферными осадками в области Альпийских рек Австрии, «Водный транспорт», № 5, 1924.

10. В. Н. Вальман, Методика предсказаний стояний уровней вод рек и озер, применяемая Стокгольмским Гидрографическим Бюро, «Известия Государственного Гидрологического Института», № 1—3, Петроград, 1924.

11. Инж. В. Т. Клейбер, О предсказании ожидаемой глубины перекатов на р. Волге, «Труды III Съезда русских деятелей по водным путям», СПб, 1896.

12. В. Н. Лебедев, Метод предсказания высоты весеннего половодья рек, «Известия Государственного Гидрологического Института», № 11, 1924, Лгр., 1924.

13. Э. М. Ольдекоп, К вопросу о прогнозе расходов рек в Туркестане, «Бюлетень Гидр. Част.» № 2—3, 1917.

14. В. Н. Лебедев, Методы и результаты гидрологических предсказаний на Волховстрое. Материалы по исслед. р. Волхова и его бассейна, вып. XXIII. Ленинград, 1927.

15. Инж. А. В. Огієвський, Поводи в пониженнях р. Дністра (походження й характеристики), Видання Укрмету, Київ, 1930.

16. Инж. А. В. Огієвський, Зв'язок поміж рівнями р. Дніпра біля Києва й біля декількох пунктів, що лежать північ від Києва, Наукові Записки Всеукраїнської Академії Наук, ч. II, 1924.

17. Инж. А. В. Огієвський, Зв'язок рівнів р. Дніпра коло Києва з рівнями р. Прип'яті Березини, Сеча та Десни й пристосування знайденого зв'язку до цілів короткотермінових завбачань рівнів р. Дніпра, «Інформаційний Бюлетень Укрмету», ч. 10—12, 1924, Київ, 1925.

18. Проф. Е. В. Оплоков, Огляд предсказаний высот половодья и уровней р. Днепра в 1923—25 г.г., «Известия Государственного Гидрологического Института», № 16, Ленинград, 1926.

19. Инж. В. А. Назаров, Наслідки теоретичних дослідів над удосконаленням методи проф. Є. Оппокова довготермінових завбачань висот водопілля на Дніпрі та його допливах, «Вісті Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України», т. I, 1926—1927, Київ, 1927.

20. Dipl.—Ing. A. W. Ogijewsky, Hydrologische Prognosen der Wassermengenschwankungen der Flüsse, im besonderem des Dnieprstromes. Konferenz Verabzug, Weltkraftkonferenz, Sondertagung Barselona, Madrid, 1929.

### ЛІТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ VIII

1. Н. А. Копылов, О водном кадастре, «Труды I Всероссийского Гидрологического Съезда. 1924», Ленинград, 1925.

2. П. Л. Маштаков, Списки рек, «Труды I Всероссийского Гидрологического Съезда», 1924, Ленинград, 1925.

3. Проф. В. Е. Тимонов, Формуляр для характеристики реки с одним направлением течения (там же, д. II).

4. Инструкция для составления кадастра водных сил СССР, Составил Н. В. Симонов, Изд. Академии Наук Союза ССР, Ленинград, 1929.

5. Инструкция для работ щодо обеліду гідросиловань та річок з ними, Видання Укрмету, Київ, 1930.

6. Проф. Є. В. Оппоков, Водные богатства Украины, Гос. Изд. Украины, 1925.

7. Инж. А. В. Огієвський, Питання гідрології за кордоном (Звідомлення про закордонне відрядження 1927 р.), Вид. Науково-Дослідного Інституту Водного Господарства України, Київ, 1927.

8. Инж. В. П. Тихомирров, Проект практических мероприятий по составлению водного кадастра в современных условиях Украины «Труды второго Всесоюзного Гидрологического Съезда в Ленинграде», 1928, Лнгр. ч. III, 1930.

### ЛІТЕРАТУРА ДО РОЗДІЛУ IX

1. Проф. П. И. Броунов, Курс физической географии, Петроград, 1917.

2. Проф. С. А. Советов, Курс общей гидрологии, Госиздат, М.—Лнгр., 1931.

3. Я. М. Гельман, Гидрология, Под редакцией проф. В. Г. Глушкова (літогр.), Ленинград, 1924.

4. Ласточкин, Стоячие водоемы.

5. В. Н. Лебедев, Приток воды в Ладожское озеро, Изд. Государственного Гидрологического Института, Лнгр., 1926.

6. Акад. Є. В. Оппоков, Висушування земель, ДВУ, Київ, 1930.

7. А. Д. Дубах и Р. Н. Спарро, Осушение болот открытыми каналами, Москва, 1918.

8. Инж. А. Д. Брудастов, Осушение болот и регулирование водоприемников, Москва, 1928.

## КОРОТКИЙ УКРАЇНСЬКО-РОСІЙСЬКИЙ СЛОВНИК

Безстоківий—безсточный.

Верства—пласт.

Вільна поверхня (води)—зеркало.

Вид га—лучность.

Випарність—испаряемость.

Випарник—испаритель.

Випаровування—испарение.

Виполіскування—вищелачивание.

Вислідний—рез льтативный.

Вишина—высота.

Водойма—водоем.

Водоймище—водоем.

Водосхо ище—водохранилище.

Водопілля—половодье.

Волога—влага.

Вологість—влажность.

Вологоємний—влагоемкий.

Гирло—устье.

Горішній—верхний.

Границя—предел, граница.

Граничний—пределный.

Громада (мат.)—семейство.

Грубий—крупный.

Грубина—толщина.

Грунто а вода—почвенные воды.

Густота—густота.

Гущина—плотность.

Денний—донный.

Довільність—произвольность.

Доплив—приток (реки)

Допливання—приток (воды)

Жмур—зыбь.

Завалистий—громоздкий.

Загаюватись—замедляться.

Заплава—пойма.

Зашерет—зотор.

Збіг—сток.

Ковзний—скользящий.

Корито—русло.

Крапчак—пунктир.

Крига—лед.

Кругообіг—круговорот.

Лобак—крупная галька.

Ложкище—ложе.

Нарінок—гравий.

Одліга—оттепель.

Опади—осадки.

Перегин—перегиб.

Перекрій—сечение.

Перелив—водослив.

Перемежок—промежуток.

Переміль—перекат.

Перетин—сечение.

Підгрунтова вода—подземные воды.

Плівка—пленка.

Поверхівий—поверхностный.

Повідь—паводок.

Показ—показание.

Покрива—покров.

Посередній—косвенный.

Потужність—мощность.

Похідна—производная.

Похил—уклон.

Прибування—подъем (воды).

Рівень—уровень, горизонт (воды).

Різь—галька.

Роковий—годовой.

Ситець—мелкая галька.

Спад—падение.

Спаданья—спад.

Спір—зажор.

Стік—сток.

Сторч—вертикаль.

Сточище—бассейн (реки).

Тривалість—продолжительность.

Шар—слой.

Шерех—шорох, шуга.

Шпиль—ника.

Шуга—шуга.

## ЗМІСТ

Передмова	3
<b>РОЗДІЛ I. ВСТУП</b>	
§ 1. Предмет гідрології та її підрозділи	
1. Предмет гідрології	5
2. Теоретичний зміст гідрології	5
3. Практичний поділ гідрології	6
4. Обсяг застосування гідрології суходолу та значення її для народного господарства	7
§ 2. Основні особливості гідрологічних вивчень	
5. Основні чинники гідрологічних процесів	8
6. Основні особливості гідрологічних процесів	9
6-а. Особливості вивчення гідрологічних явищ	9
§ 3. Загальний кругобіг води в природі	
7. Суть загального кругобігу	11
8. Розподіл води й суходолу. Басейни (сточнища)	11
9. Баланс кругобігу води	12
9-а. Перенесення вологи на материк	14
<b>РОЗДІЛ II. КЛІМАТИЧНІ ЧИННИКИ СТОКУ</b>	
§ 4. Випаровування	
10. Чинники випаровування. Вологість повітря	16
11. Види випаровування. Випарність	17
12. Випаровування з водянсї поверхні, снігу й льоду	19
13. Випаровування з ґрунту	27
14. Транспірація	29
§ 5. Опали	
15. Конденсація	31
16. Певяття про міряння течних опадів	32
17. Характер випадання опадів. Злиги	33
18. Розподіл опадів	34
19. Оброблення даних про опали	37
20. Сніг, його розподіл	41
21. Міряння кількості снігу	43
22. Схема обігу опадів	47
6. Температура, вітер, тиск	
23. Температура та її коливання	48
24. Тиск	50
25. Вітри	50
<b>РОЗДІЛ III. ПІДЗЕМНА ВОДА</b>	
§ 7. Походження підземної води	
26. Загальні уваги	50
27. Походження підземної води	51
§ 8. Загальна характеристика відношення порід і ґрунтів до води	
28. Загальний характер порід і ґрунтів	53
29. Різний стан води в породах	53
30. Поперечник зерен ґрунту й порід	54
31. Питома поверхня ґрунту	55
32. Пористість	55
33. Водопрохідність і водосховищність породи	57
34. Водовмісність та водонепрохідність шуги	58
§ 9. Рух підземної води поза впливом сили ваги	
25. Загальні уяги	60
26. Рух підземної води	60
27. Рух підземної води	61
28. Рух капілярної води вгору	62

§ 10. Рух підземної капілярної води під впливом сили ваги	63
39. Основні залежності	63
40. Залежності типу Дарсі для дрібнозернистих пісків	65
41. Залежності для глинястих порід	68
42. Залежності для грубозернистих порід	70
43. Практичні способи визначати швидкості	70
44. Поняття про гідрологічну класифікацію ґрунтів	71
§ 11. Водовмісні шари	
45. Три фази руху підземної води	73
46. Вільні водовмісні шари	74
47. Напірні водовмісні шари	75
48. Підземна вода в скелястих породах	77
49. Рівні підземної води	77
50. Витрата підземної води	79
51. Підподіли підземної води	79
§ 12. Вихід підземної води на поверхню	
52. Основні поняття	80
53. Температурні характеристики джерел	81
54. Хімічний склад води джерел	81
55. Витрата джерел	82
§ 13. Баланс підземної води	
56. Загальний баланс підземної води	82
57. Інфільтрація в ґрунт опадів	83

#### РОЗДІЛ IV. РІЧКИ

§ 14. Загальні поняття прорічки	
58. Походження річок	85
59. Характер течії води в річках	85
60. Характеристичні елементи річок	86
§ 15. Сточище річки	
61. Площа сточища	87
62. Характеристики сточищ	89
63. Довжина річки	95
§ 16. Річкові долини	
64. Походження річкових долин	96
65. Характер річкових долин. Тераси	96
66. Течія річки в долині	97
§ 17. Річкові системи	
67. Частини річкових систем	99
68. Густина річкової мережі	100
69. Колінкуватість річок	100
70. Озерність річок	101
§ 18. Річкове корито	
71. Частини корита	101
72. Корито в пляні	102
73. Корито в пляні—глибини	104
74. «Закони» Фарфа	105
75. Подовжній профіль корита	106
76. Поперечний перекрій корита	111
§ 19. Швидкості течії	
77. Розподіл швидкостей на ділянках	114
78. Швидкості на вертикалях	116
79. Швидкості в поземних площинах. Ізотахи	119
80. Поняття про виміри швидкостей	120
81. Емпіричні формули	121
§ 20. Витрати	
82. Поняття про витрату	126
83. Поняття про вимірювання витрат	127
§ 21. Рівні	
84. Коливання рівнів	129
85. Поняття про вивчення рівнів	132
86. Характерні вартості рівнів	132
87. Повторність, тривалість	133
88. Границі високих і низьких вод	136
89. Зв'язок між рівнями та витратами	137
90. Криві зв'язку відповідних рівнів	140
§ 22. Водонесність річок	
91. Обчислення й оброблення витрат	147
92. Характеристики стоку	149
93. Сумарна крива витрат	154



	94. Характеристики забезпеченості . . . . .	156
	95. Розподіл стоку за довжиною річки . . . . .	163
§ 23.	Різні фази в водоносності і режимі річок . . . . .	164
	96. Фази в режимі річки . . . . .	165
	97. Весняне водопілля . . . . .	167
	98. Поводи . . . . .	171
	99. Межень . . . . .	172
	100. Осінній період . . . . .	173
	101. Зимовий режим . . . . .	181
	102. Ґрунтове живлення . . . . .	186
	103. Гідрологічні роки . . . . .	187
§ 24.	Ерозійна робота річок . . . . .	189
	104. Різні впливи річки на корито . . . . .	192
	105. Пересування по дну . . . . .	196
	106. Перенесення суспендованих частинок . . . . .	197
	107. Перенесення розчинених речовин . . . . .	199
	108. Деформації річкового корита . . . . .	200
§ 25.	Характеристики річкової води . . . . .	201
	109. Про характеристики річкової води. Фізичні характеристики . . . . .	200
	110. Хемічні характеристики . . . . .	201
	111. Гідро-біологічні характеристики . . . . .	202
§ 26.	Про класифікацію річок . . . . .	202
	112. Можливі принципи класифікації . . . . .	

## РОЗДІЛ V. СТІК І ЧИННИКИ СТОКУ

§ 27.	Кліматичні чинники стоку . . . . .	204
	113. Відносна роля кліматичних чинників . . . . .	205
	114. Рівняння Пенка-Опшокова . . . . .	206
	115. Типи співвідношень між опадами, стоком і випаровуванням . . . . .	209
	115-а. Температури і другорядні чинники . . . . .	210
§ 28.	Топографічні й площинні чинники стоку . . . . .	210
	116. Елементи топографо-площинних чинників . . . . .	210
	117. Вплив розмірів сточища . . . . .	214
§ 29.	Ґрунтово-геологічні й рослинні чинники . . . . .	214
	118. Ґрунтово-геологічні чинники . . . . .	214
	119. Рослинна покрива. Ліси й болота . . . . .	214

## РОЗДІЛ VI. НАБЛИЖЕНІ СПОСОБИ ОБЧИСЛЯТИ СТІК

§ 30.	Загальні уваги . . . . .	216
	120. Про наближені способи обчислювати стік . . . . .	217
§ 31.	Обчислення норми стоку . . . . .	219
	121. Схема Кочеріна . . . . .	220
	122. Формула Великанова і Соколовського . . . . .	222
	123. Формули інших авторів . . . . .	223
	123-а. Обчислення норми стоку за короткочасними спостереженнями . . . . .	230
§ 32.	Обчислення розподілу рокових вартостей стоку . . . . .	232
	124. Способи Фостера та Соколовського . . . . .	237
	125. Спосіб Кочеріна . . . . .	239
	126. Формули для рокових вартостей стоку та для стоку по місяцях . . . . .	243
§ 33.	Обчислення характерних вартостей стоку . . . . .	245
	127. Формули Ішковського . . . . .	247
	128. Формули максимального стоку . . . . .	243
	129. Норми НКШ . . . . .	245
	129-а. Нові норми НКШ . . . . .	247
	130. Обчислення одиничних вартостей витрат за посередніми даними . . . . .	

## РОЗДІЛ VII. ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОГНОЗИ

§ 34.	Види та загальні обґрунтування прогнозів . . . . .	247
	131. Види гідрологічних прогнозів . . . . .	249
	132. Загальні обґрунтування прогнозів . . . . .	250
§ 35.	Способи прогнозів . . . . .	252
	133. Способи прогнозів за кордоном . . . . .	252
	134. Способи прогнозів в СРСР . . . . .	254
	135. Прогнози для р. Дніпра . . . . .	

## РОЗДІЛ VIII. ВОДНИЙ КАДАСТР

§ 36.	Основний водний кадастр річок . . . . .	263
	136. Список та каталог річок . . . . .	260
	137. Формуляр річки . . . . .	263
§ 37.	Кадастр водних сил . . . . .	263
	138. Кадастр водних сил СРСР . . . . .	265
	139. Кадастр Австрії . . . . .	

РОЗДІЛ ІХ. ОЗЕРА, СТАВКИ, БОЛОТА (Короткі відомості).

§ 38. Загальні поняття про стоячі водоймища	
140. Поділ стоячих водоймищ	267
141. Походження озер	268
142. Характеристики озер	268
143. Баяніс води озер	270
144. Болота	271
§ 39. Теплові процеси в стоячих водоймищах	
145. Процес нагрівання і охолодження озер	273
146. Замерзання стоячих водойм	276
§ 40. Динамічні процеси в озерах	
147. Хвилювання	277
148. Сеймі	279
149. Течії в озерах	280
ВИСНОВКИ	281
Література	284
Короткий укр. рос. словник	289









40<sup>00</sup>

