

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
“КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ГІДРОГРАФІВ
ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ”**

Одеса – 2008

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

**МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
до практичних занять
“КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ГІДРОГРАФІВ
ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ”**

**з дисциплін
„Розрахунки та прогнози гідрологічних характеристик” для магістрів
та
„Гідрологічні прогнози” для спеціалістів
Напрямок підготовки „Гідрометеорологія”
Спеціальність „Гідрологія та гідрохімія”**

**Затверджено
на засіданні методичної комісії
гідрометеорологічного інституту
протокол № ____ від _____ 2008 р.**

Одеса – 2008

Методичні вказівки до практичних занять „Короткострокові прогнози гідрографів весняного водопілля” з дисциплін „Розрахунки та прогнози гідрологічних характеристик” для магістрів та „Гідрологічні прогнози” для спеціалістів IV курсу напряму підготовки „Гідрометеорологія”, спеціальність „Гідрологія та гідрохімія” /Укладачі: Шакірзанова Ж.Р., Погорелова М.П. – Одеса, ОДЕКУ, 2008, 36 с., укр. мова.

ЗМІСТ

Загальні положення	3
1 Короткострокові прогнози гідрографів весняного водопілля	4
1.1 Фізичні основи прогнозів.....	4
1.2 Потрапляння води на поверхню ґрунту.....	6
1.2.1. Розрахунок середніх снігозапасів на водозборі.....	6
1.2.2. Розрахунок інтенсивності танення снігу.....	8
1.2.3 Визначення водовіддачі снігового покриву.....	10
1.2.4 Визначення опадів періоду весняного водопілля.....	15
1.3 Втрати талих та дощових вод на водозборі.....	16
1.4 Стікання води в річкових басейнах та розрахунок гідрографу водопілля.....	19
Контрольні запитання до теоретичної частини	21
2 Практичні прийоми розрахунку інтенсивності сніготанення та водовіддачі за методом О.Г. Ковзеля.....	22
Контрольні запитання до практичної частини	26
Перелік літератури.....	27
Додатки.....	28

Загальні положення

Прогнози гідрографів весняного водопілля рівнинних річок, на яких хід стоку водопілля визначається в основному ходом та інтенсивністю сніготанення можуть бути отримані з урахуванням синоптичного прогнозу погоди і відносяться до категорії короткострокових. Такі прогнози мають важливе значення для практики при розрахунках та прогнозах трансформації хвиль водопілля.

Мета цих методичних вказівок полягає в здобутті студентами практичних навиків по розрахунках інтенсивності танення снігу, водовіддачі снігового покриву, стікання талої води по поверхні водозбору, втрат талої води на заповнення безстічних поглиблень, інфільтрацію та випаровування, а також руху паводка в русловій мережі басейну.

В результаті виконання практичної роботи студенти повинні **вміти**:

- вибрати метод для розрахунку інтенсивності сніготанення в залежності від наявної гідрометеорологічної інформації;
- розраховувати інтенсивність танення снігу для польової і лісової частин водозбору;
- визначати площу одночасного сніготанення та розраховувати водовіддачу снігу при різному ступені покриття водозбору снігом;
- розраховувати загальний шар водовіддачі снігового покриву з урахуванням частки площі водозбору, яка зайнята лісом.

Практичне завдання входить складовою частиною у вивчення загального курсу дисципліни „Розрахунки та прогнози гідрологічних характеристик” для магістрів та „Гідрологічні прогнози” для спеціалістів, захищається і оцінюється за прийнятою шкалою контрольних модулів.

Методичні вказівки можуть бути використані при виконанні практичного завдання з дисципліни „Гідрологічні прогнози” для студентів VI курсу заочного факультету напряму підготовки „Гідрометеорологія”, спеціальність „Гідрологія та гідрохімія”.

1 КОРОТКОСТРОКОВІ ПРОГНОЗИ ГІДРОГРАФУ ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ

1.1 Фізичні основи прогнозів

Для безперервної оцінки розвитку весняного водопілля в створі річки необхідним є розрахунок і прогнозування ходу витрат води (гідрографу) за цей період.

У теперішній час існують *два підходи* до розрахунку *гідрографа річки* за період весняного водопілля.

Перший спосіб заснований на *математичному описі* процесів формування стоку на басейні:

- потрапляння води на поверхню ґрунту – інтенсивності сніготанення, водовіддачі снігового покриву, випадіння рідких опадів;
- втрат талих і дощових вод – на інфільтрацію, випаровування, поверхнєве затримання та ін.;
- стікання тало-дощової води по схилах і руслах річок, формування гідрографа весняного водопілля.

Другий спосіб прогнозу гідрографа водопілля базується тільки на врахуванні *закономірностей руслового руху води*. Цей метод включає розробку різних способів прогнозів, заснованих на закономірностях руху паводкової хвилі, і прогнозу по стоку малих річок.

У першому методі вихідними даними для розрахунку (прогнозу) гідрографа водопілля є дані снігомірних зйомок, опадів, температури повітря та інших метеорологічних спостережень, в другому — гідрометричні дані.

При цьому в першому випадку, при прогнозі за даними метеорологічних спостережень, існує більша завчасність прогнозу, чим при використанні гідрометричних даних в другому методі. Проте визначення закономірностей процесів і чинників, що впливають на формування стоку, досить важке завдання. Воно включає розрахунок ходу інтенсивності сніготанення і водовіддачі снігового покриву, інфільтрації води в мерзлий ґрунт і стікання талої води під снігом по схилах, ярах і балках.

Теоретичні й експериментальні дослідження вчених з питань формування весняного водопілля послужили методичною основою для створення різних математичних моделей з розрахунків і прогнозів стоку. Ці моделі відносяться до класу детерміністичних і використовуються, в основному, для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля [1,2,5].

Одна з перших математичних моделей формування гідрографів весняного водопілля на рівнинних річках була побудована в Гідрометцентрі СРСР на базі досліджень В.Д. Комарова, Є.Г. Попова, Г.П. Калініна та інших [2,5]. Задача прогнозу гідрографів водопілля була вирішена на основі математичного опису процесів сніготанення, водовіддачі снігового покриву і припливу води до руслової мережі (окремо для польової і лісової частин басейну) через лінійну трансформаційну функцію.

Найбільш широке застосування в практиці прогнозів стоку знайшла модель талого, дощового і тало-дощового стоку, розроблена В.І. Коренем і В.А. Бельчиковим [2,5] для річок лісової зони. Модель припускає можливість розрахунку і прогнозу гідрографів стоку в замикаючому створі на основі врахування теплофізичних процесів, які відбуваються в зоні аерації і на поверхні ґрунту, тим самим дозволяючи вести безупинний на протязі всього року розрахунок стоку річок. Процеси промерзання і відтанення ґрунту, перерозподілу вологи в ґрунті, надходження, інфільтрації і стоку води розраховуються окремо для польової і лісової частин басейну. Крім того, при розрахунках поверхневого стоку в полі враховується можливе утворення на частині площі водонепроникного шару, який перешкоджає інфільтрації. Розрахований сумарний поверхневий і внутрішньогрунтовий стік перетворюється в гідрограф у замикаючому створі за допомогою лінійної моделі трансформації паводків.

Описана модель була також реалізована і випробувана на річках лісостепової зони (на прикладі р. Десни та її приток) в УкрНДГМІ В.П.Водоласковим.

На відміну від математичного моделювання формування водопілля рівнинних річок, при якій не виникає необхідності розраховувати процес накопичення запасу води в сніговому покриві в басейні, модель для гірської річки включає, як правило, опис процесу накопичення і танення снігового покриву на всіх висотах басейну з урахуванням нерівномірності його розподілу за площею на будь-яку задану календарну дату.

У математичні моделі закладаються ті ж уявлення про фізичну природу гідрометеорологічних процесів, що відбуваються на водозборах, і закономірності їх протікання, які містяться і у фізико-статистичних методах. Проте моделювання із застосуванням ЕОМ дозволяє замість непрямих показників тих або інших чинників стоку, що входять в рівняння балансу вологи в басейні річки, розраховувати їх в явному вигляді і з великою деталізацією, тобто дозволяє замість істотно спрощених використовувати повніші рівняння балансу.

Прикладом моделі для прогнозу гідрографу стоку гірських річок є модель авторів Л.Н.Боровікової та Ю.М.Денисова [2,5], яка складається з двох основних блоків: 1) розрахунку накопичення снігу та потрапляння

шару тало-дошової води на поверхню водозбору в межах окремих висотних зон, який ведеться на основі перерахунку даних метеорологічних спостережень (опадів, температури повітря) на деякій відомій висоті (опорній метеостанції) на ці дані для будь-якої заданої висоти; 2) визначення втрат тало-дошових вод і розрахунок трансформації стоку у гідрограф в замикаючому створі річки.

За останні роки у відділі гідропрогнозів УкрГМЦ у відділі успішно використовуються моделюючи комплекси прогнозування весняного і дошового стоку в гірських басейнах – “Тиса”, “Дністер”, “Прут”. В них моделюються процеси снігонакопичення, зміни стану поверхні водозбору, сніготанення та стокоутворення, а при прогнозах дошового стоку й процеси нерівномірності просторового розподілу опадів, водоутворення, випаровування, фільтрації.

У інших країнах світу останніми роками проблеми прогнозування стоку розв'язуються розвитком і використанням гідродинамічних моделей, як моделей вищого рівня, якими враховується фізична суть всього гідрологічного циклу явища на всьому річковому водозборі. Така модель Датського гідравлічного інституту – “Майк-11” - є моделлю з розосередженими параметрами. Вона є системою математичних рівнянь, що описують фізичні процеси на басейні.

Способи розрахунку та точність визначення основних процесів стокоутворення різні і залежать від наявності та повноти вихідної гідрометеорологічної інформації та особливостей формування стоку в будь-якої фізико-географічній зоні.

1.2 Потрапляння води на поверхню ґрунту

Характеристикою потрапляння води на поверхню ґрунту є середній по площі запас вод в сніговому покриві, шар талої води і рідких опадів за розрахункову одиницю часу.

1.2.1. Розрахунок середніх снігозапасів на водозборі

Розподіл снігу на поверхні водозбору має вкрай нерівномірний характер і залежить від типу підстильної поверхні (рельєфу, рослинності) і метеорологічних умов періоду снігонакопичення в кожному конкретному році. Сніг, який випадає на поверхню водозбору, може перерозподілятися під час зими за рахунок вітрового переносу у яри, балки, річки, на підвітряні схили. Різним є також співвідношення снігу на відкритих частинах басейну й у лісі. Так, А.Д.Дубах і Г.Д.Ріхтер прийшли до висновку, що снігу накопичується на полях більше, ніж у лісі. Таке явище вони пояснюють затримкою значної частини снігу кронами дерев і

швидкого його випаровування. На думку інших авторів, до початку весни снігу в лісах накопичується більше, ніж у полі. Про це свідчать отримані цими авторами значення коефіцієнтів снігонакопичення k_L у лісах різноманітної породи в різних фізико-географічних районах.

З врахуванням нерівномірності снігонакопичення на відкритих і залісених ділянках середні зважені значення максимальних запасів води в сніговому покриві (S) на водозборах обчислюються за рівнянням

$$S = S_n(1 - f_L) + S_n k_L f_L \quad (1.1)$$

або у вигляді

$$S = S_n [1 + f_L (k_L - 1)], \quad (1.2)$$

де S_n – запаси води у сніговому покриві за вимірами у полі,

f_L – залісеність водозборів (у частках від загальної їх площі);

k_L – співвідношення снігозапасів у лісі і полі, яке за даними вимірювань у басейнах південної частини лісної і лісостепової зон складає величину близько 1.10-1.15.

У районах з зимовими відлигами необхідно ураховувати ще й запаси води у льодяній кірці

$$S_{LK} = 10^3 \rho h f_{LK}, \quad (1.3)$$

де h – середня товщина льодяної кірки, мм;

ρ - щільність льодяної кірки, кг/м³;

f_{LK} – площа розповсюдження льодяної кірки (у частках від загальної площі).

Загальний запас води у сніговому покриві буде визначатися за формулою:

$$S_m = S_n [1 + f_L (k_L - 1)] + S_{LK}. \quad (1.4)$$

Підрахунок середніх по басейнах запасів води в сніговому покриві ведеться за формулою (1.1), де S_i обчислено за даними репрезентативних метеостанцій за вимірами в полі

$$S_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m S_j, \quad (1.5)$$

де S_j – максимальні снігозапаси по окремих пунктах їх виміру у межах водозбору, мм;

m – кількість вимірювальних пунктів снігозапасів.

При розрахунках гідрографа талого стоку окрім визначення середньої величини запасу води в сніговому покриві на водозборі необхідним є розрахунок шару танення снігу за розрахунковий інтервал часу.

1.2.2 Розрахунок інтенсивності танення снігу

Теоретичною основою розрахунку інтенсивності сніготанення є рівняння теплового балансу снігового покриву, яке можна представити у вигляді

$$h_T = \frac{10^3}{L} (P \pm LE + Q - I_e + q_n + q_x + \Delta q_s), \quad (1.6)$$

де h_T - шар талої води в мм, який виник за одиницю часу (інтенсивність сніготанення);

L - питома теплота плавлення;

P - приток тепла за рахунок турбулентного теплообміну з атмосферою;

LE - кількість тепла, яке отримується чи втрачається сніговим покривом в результаті вологообміну з атмосферою;

Q - приток тепла за рахунок прямої та розсіяної короткохвильової сонячної радіації;

I_e - ефективне випромінювання снігового покриву;

q_n - кількість тепла, яке потрапляє із ґрунту;

q_x - приплив тепла від рідких опадів;

Δq_s - зміна кількості тепла в сніговому покриві.

В практиці гідрологічних прогнозів користуються більш простими способами розрахунку інтенсивності сніготанення – спрощеними формулами теплообміну Є.Г. Попова або приблизними залежностями, які враховують тільки середню добову температуру повітря (метод В.Д.Комарова).

Формули сніготанення Є.Г.Попова мають вигляд:

для денної частини доби

$$h_{T_D} = 3,1\alpha(\theta_{\max} - \bar{\theta}) + 0,675[C_N(\theta_D + 45) - 60] + 0,83(1 + 0,54\omega_D)(\theta_D - 0,65) + 0,006S\theta_H, \quad (1.7)$$

для нічної частини доби

$$h_{T_H} = 0,83(1 + 0,54\omega_H)(\theta_H - 0,65) + 0,675[C_N(\theta_H + 45) - 60], \quad (1.8)$$

тут θ_D і θ_H – середні значення температури повітря відповідно за денні та нічні години, °С;

ω_D та ω_H - середні значення швидкості вітру за день та ніч, м/с;

θ_{\max} і $\bar{\theta}$ - максимальна і середня добова температура повітря, °С;

C_N - коефіцієнт, враховуючий хмарність.

Формули (1.7) і (1.8) можуть давати великі помилки в дні з аномальним внутрішньодобовим ходом температури повітря, а також при суцільній хмарності, або при мінливій хмарності, або при ясній погоді.

Інтенсивність танення можна приблизно розрахувати по температурі повітря за методом В.Д.Комарова

$$h_T = a\theta_+, \quad (1.9)$$

де h_T - шар талої води, мм/д;

a - коефіцієнт танення, тобто шар талої води на 1°C ;

θ_+ - плюсова середня добова температура повітря, $^\circ\text{C}$.

Розглянуті способи розрахунку танення снігу запропоновані для відкритої місцевості. Приблизний розрахунок інтенсивності сніготанення в лісі може бути виконаний за формулою (1.9) при коефіцієнті танення

- для хвойного лісу

$$a_l = e^{-1,4\lambda} a_n,$$

- для листяного лісу

$$a_l = e^{-0,36\lambda} a_n,$$

де a_l і a_n - відповідно коефіцієнти танення в лісі та в полі;

λ - повнота лісу (в долях одиниці).

Рівняння (1.9) дає найкращі результати для лісових ділянок і для районів с сталими багатосніжними зимами (на північ від $54\text{—}55^\circ$ п.ш.). Значення коефіцієнтів танення снігу a в середньому можуть бути прийнятими $5,0\text{--}5,2$ мм/ $(^\circ\text{C д})$ для поля і $1,8\text{--}2$ мм/ $(^\circ\text{C д})$ – для лісу.

Існує й інший спосіб розрахунку інтенсивності сніготанення, який враховує вплив календарної дати і широти місцевості на дружність танення снігу, а при розрахунку водовіддачі – зниження водоутримуючої здатності снігу в процесі танення. Інтенсивність сніготанення для польових ділянок розраховують по номограмі Л.Г.Шуляковського такого вигляду

$$h_T = f(\theta, D), \quad (1.10)$$

де θ — середня денна або середня добова температура повітря, $^\circ\text{C}$;

D — дата, на яку розраховують інтенсивність сніготанення.

Залежність (1.10) можна описати наступним виразом:

$$h_T = \begin{cases} (\alpha_n D_{20} + \beta_n)(T + 0.02 D_{20} + 1.15), \text{ при } \theta > -2^{\circ}\text{C}, \\ 0, \text{ при } \theta \leq -2^{\circ}\text{C}, \end{cases} \quad (1.11)$$

де θ — середня добова температура повітря, $^{\circ}\text{C}$;

D_{20} — кількість днів від 20 лютого до дати розрахунку інтенсивності сніготанення;

α_n і β_n — коефіцієнти, які визначаються по рис.1.1 залежно від широти місцевості, для якої розраховують сніготанення.

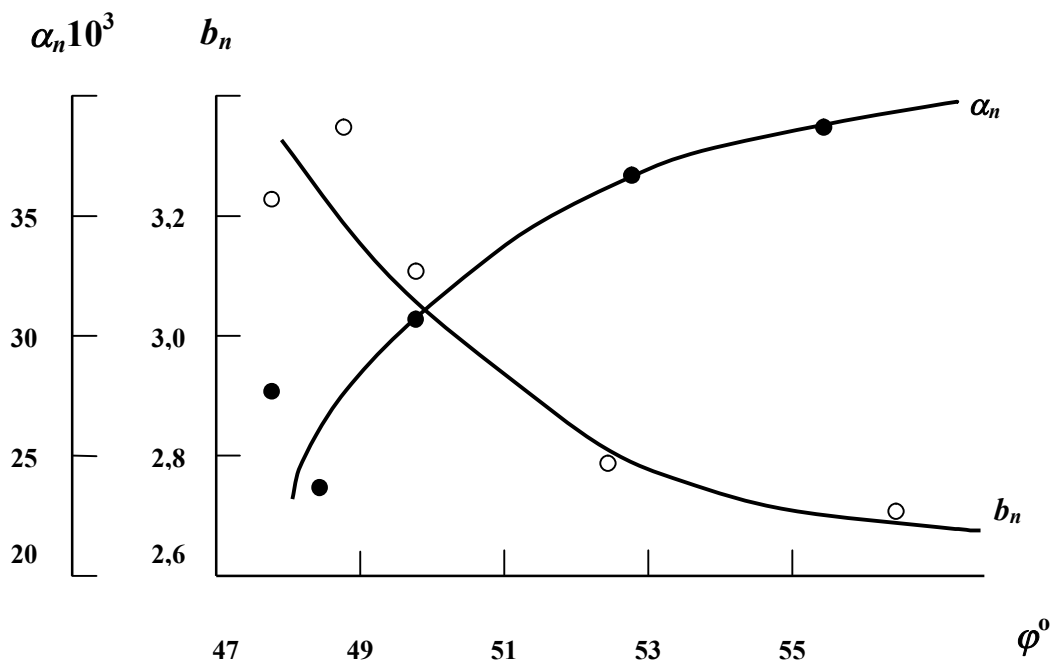


Рис.1.1 Зміна коефіцієнтів α_n і β_n в залежності від широти місцевості

1.2.3 Визначення вологоємності та водовіддачі снігового покриву

Водоутримуюча спроможність (вологоємність) снігу — це відношення максимальної кількості рідкої води, яку може утримувати в підвішаному стані деякий об'єм снігу, до загальної маси цього снігу. Ця величина залежить головним чином від структури снігу, яка змінюється в ході сніготанення — від крупнозернистого на початку до середньозернистого наприкінці танення.

Для її розрахунку можна використовувати наступну формулу:

$$\gamma_n = (\gamma_{\text{макс}} - \gamma_k) \exp(-cZ_n) + \gamma_k, \quad (1.12)$$

тут γ_n – вологоємність снігу на розрахункову дату n ;
 γ_{\max} – максимальна вологоємність снігу, яка дорівнює

$$\gamma_{\max} = \exp(-4 \cdot 10^{-3} \cdot \rho) - 0.04, \quad (1.13)$$

ρ – величина щільності снігу на початок його танення, кг/м³;
 γ_k – вологоємність крупнозернистого снігу в кінці сніготанення (0,06);
 $c=4$;
 Z_n – відносне зменшення снігу на n -й день, яке може бути визначене як

$$Z_n = \sum_{i=1}^n h_{T_i} / S_m; \quad (1.14)$$

S_m – максимальні запаси води в сніговому покриві на початок весняного сніготанення;

$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$ – сумарний шар танення снігу на n -й день від початку сніготанення.

Водовіддача снігового покриву – це кількість талої води, яка потрапила із снігу на поверхню ґрунту. Початок водовіддачі пов'язаний з моментом, коли шар танення перевищить шар води, який може утримувати сніг (вологоємність снігу).

Розрахунок добової водовіддачі виконується так:

$$h_B = \begin{cases} \{[Z_n - \gamma_n(1 - Z_n)] - [Z_{n-1} - \gamma_{n-1}(1 - Z_{n-1})]\} S_m, \text{ при } Z_n > Z_0, \\ 0, \text{ при } Z_n \leq Z_0, \end{cases} \quad (1.15)$$

де Z_{n-1} — відносне зменшення снігу на $(n-1)$ -й день;

Z_0 — танення снігу, при якому його вологість стає рівної водоутримуючій здатності і починається водовіддача.

Величина Z_0 розраховується в залежності від максимальної вологоємності снігу γ_{\max} у вигляді

$$Z_0 = \begin{cases} 0.34\gamma_{\max} + 0.59, \text{ при } \gamma_{\max} \leq 0.28, \\ 0.25\gamma_{\max} + 0.83, \text{ при } \gamma_{\max} > 0.28. \end{cases} \quad (1.16)$$

На практиці часто приймається метод розрахунку водовіддачі, оснований на припущенні постійної вологоємності снігу в період сніготанення $Z_0=0,13$ для средnezернистого снігу.

Визначення кількості води, яку може утримати сніг виконується як

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m. \quad (1.17)$$

Після того, як $\sum_{i=1}^n h_{T_i} > h_0$ почнеться водовіддача танучого снігу.

Розрахунок її ведеться за формулою (1.15), але на практиці частіше використовують вираз (при $Z_0=0.13$)

$$h_B = h_T / (1 - Z_0) = 1.15 \cdot h_T. \quad (1.18)$$

Розрахунок водовіддачі при цьому ведеться наступним чином:

- в перший день танення

$$h_B = 1.15 \cdot (\sum_{i=1}^n h_{T_i} - h_0); \quad (1.19)$$

- в другий та наступні дні танення

$$h_{B_i} = 1.15 \cdot h_{T_i}. \quad (1.20)$$

В ході сніготанення після появи проталин, тобто при неповному покритті басейну снігом, *приведений шар водовіддачі* снігового покриву буде дорівнювати

$$h'_B = h_B F_S, \quad (1.21)$$

де F_S - площа покрита снігом, яка виражена в долях площі басейну.

Динаміка площі, покритої танучим снігом, може бути встановлена за даними про сумарне танення снігу на кожен день з урахуванням інтегральної кривої розподілу запасів води в снігу [2,3,5]. Для лісової і лісостепової зон розподіл снігу по території може бути представлено як

$$F_S = 1 - \sum_{i=1}^n \exp\{\alpha \ln \alpha - \ln \Gamma(\alpha) + [(\alpha - 1) \ln Z_n - \alpha Z_n]\} \Delta Z_n, \quad (1.22)$$

тут Z_n — відносне зменшення снігу;

ΔZ_n — те ж за розрахунковий інтервал n (доба);

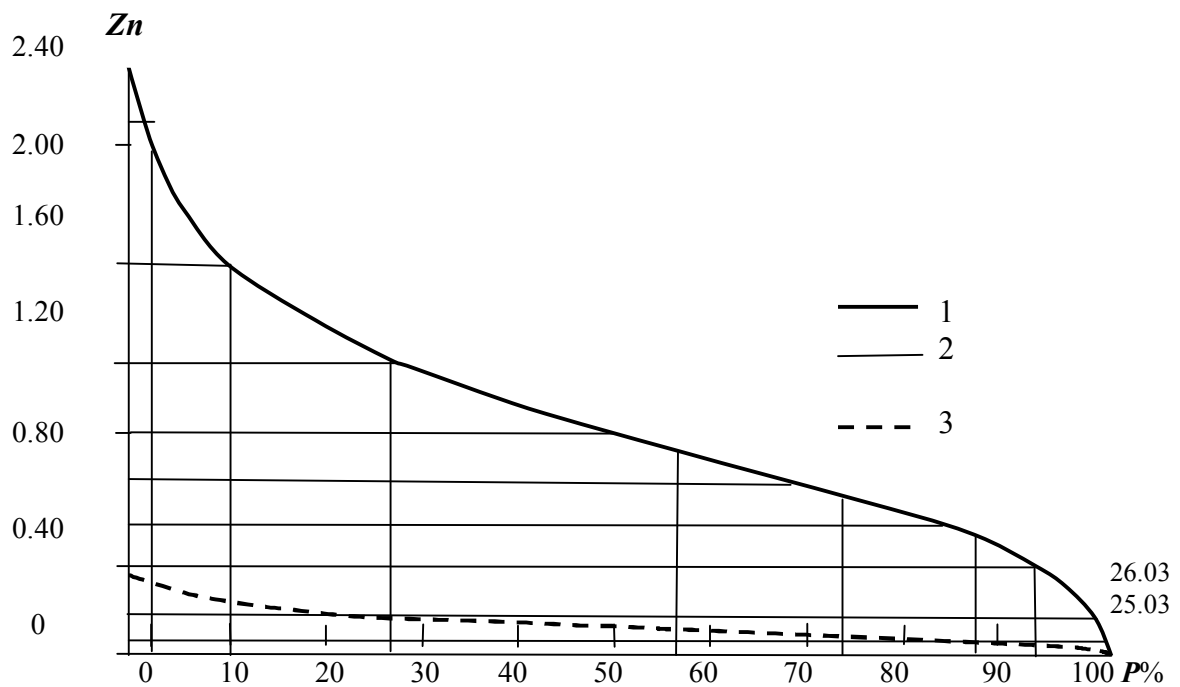
$\Gamma(\alpha)$ — гамма-функція;

$\alpha = 1/C_v^2$;

C_v — коефіцієнт варіації запасів води в сніговому покриві по площі водозбору. Для рівнинних басейнів приймають C_v — від 0,45 до 0,55 для поля і від 0,30 до 0,40 — для лісу [3].

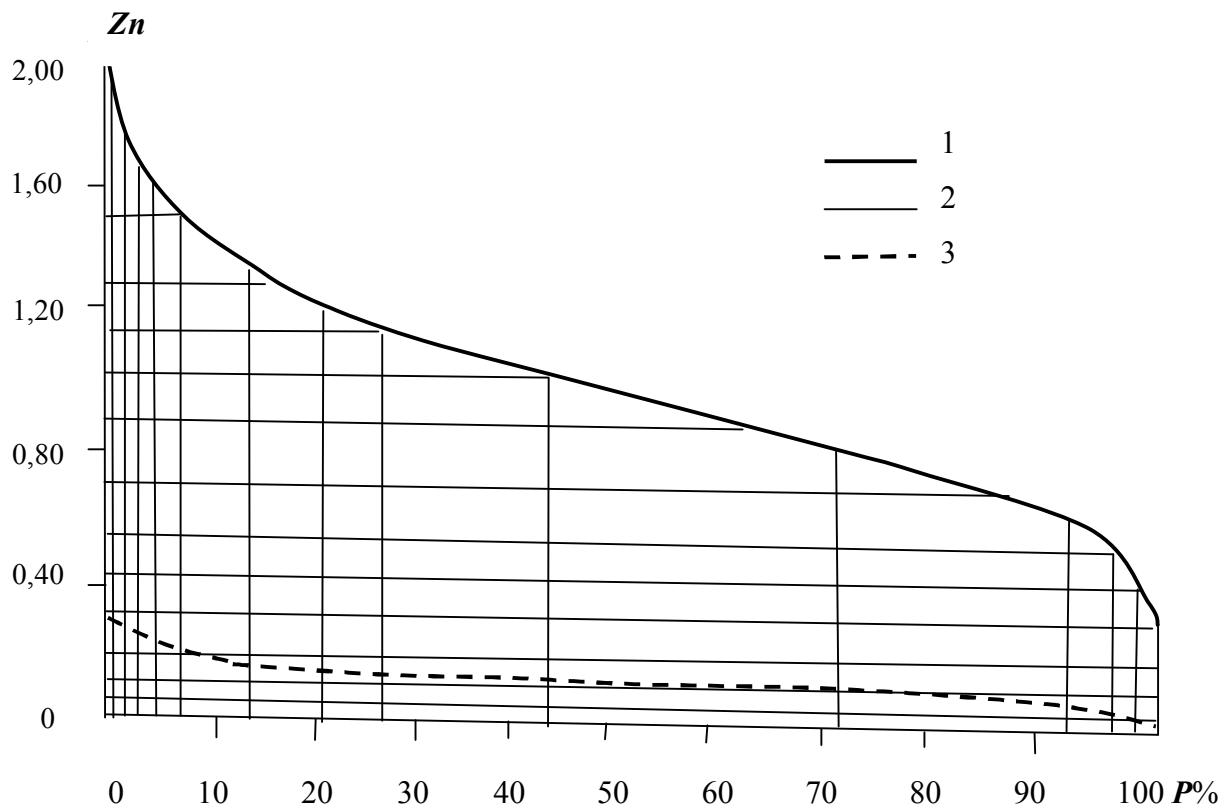
Такі криві розподілу снігового покриву по площі були побудовані В.Д.Комаровим [3] для низки водозборів і показали їх достатню сталість, що дозволило автору [3] отримати типові криві забезпеченості снігозапасів окремо для поля і лісу по модульних коефіцієнтах відносного зменшення

снігу на кожен день (Z_n). Типові криві для поля та лісу наведені на рис. 1.2 і 1.3, відповідно.



1 – крива забезпеченості снігозапасів; 2 – лінії, відповідні кількості снігу, що розтанув; 3 – крива водоутримуючої здатності снігового покриву

Рисунок 1.2 Крива забезпеченості снігозапасів у полі



1 – крива забезпеченості снігозапасів; 2 – лінії, відповідні кількості снігу, що розтанув; 3 – крива водоутримуючої здатності снігового покриву

Рисунок 1.3 Крива забезпеченості снігозапасів у лісі

Снігонакопичення та танення снігу в полі та в лісі значно розрізняються (п.1.2.1). Тому при частковій залісеності водозборів розрахунок приведенного шару водовіддачі спочатку ведуть окремо для польової h'_{Bn} і лісової $h'_{Bл}$ частин басейну, а потім й для всього басейну h'_B як

$$h'_B = h'_{Bn}(1 - \gamma) + h'_{Bл} \cdot \gamma, \quad (1.23)$$

де γ - залісеність водозбору у частках одиниці.

1.2.4. Визначення опадів періоду весняного водопілля

Прибуткова частина балансу весняного водопілля містить у собі також дощові опади. Умови стікання дощових вод залежать від стану підстельної поверхні. Так, найбільші коефіцієнти стоку опадів спостерігаються наприкінці сніготанення, коли ґрунт найбільше зволожений, а безсточні ємності на басейні в основному заповнені водою. Після сходу снігу з басейну й танення ґрунту вони убувають із ростом числа днів від дати сходу снігу до дати випадання опадів.

При прогнозуванні гідрографу весняного водопілля опади за розрахункову одиницю часу можуть бути визначені за методом середнього арифметичного при рівномірному розподілу мережі спостережень, аналогічно запасам води в сніговому покриві за (1.4), за методом середнього зваженого – при нерівномірності пунктів спостережень, а також за методом ізогіет, який дозволяє враховувати також і нерівномірність випадіння опадів по водозбору. Більш детально методи визначення шару опадів описані в спеціальній літературі, а також, наприклад в [3].

Рідкі опади, які випадають на поверхню снігу призводять до збільшення його вологості і можуть зміщувати дату початку водовіддачі. Урахування опадів при розрахунках приведенного шару водовіддачі снігового покриву виконується наступним чином:

- співставляємо суми шару танення та рідких опадів $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + X_i)$ з шаром, який насичує сніг h_0 . При $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + X_i) > h_0$ почнеться водовіддача;

- в перший день танення

$$h'_B = \left[\sum_{i=1}^n (h_{T_i} - h_0) \cdot 1,15 + X_i \right] F_S ; \quad (1.24)$$

- в другий та наступні дні танення

$$h'_{B_i} = (1.15 \cdot h_{T_i} + X_i) F_S . \quad (1.25)$$

1.3 Втрати талих та дощових вод на водозборі

Задача прогнозування весняного стоку річок потребує визначення водопоглинаючої спроможності річкового басейну перед початком сніготанення і передобчислення втрат води в період розвитку весняного водопілля. Сумарні втрати води складаються з втрат на *інфільтрацію в ґрунт, поверхневої затримки і випаровування*.

Втрати талої води на *випаровування* у період формування весняного водопілля оцінюються багатьма авторами по різному: В.Д. Комаров, П.П. Кузьмін, П.Ф. Ідзон вважають, що випаровування з поверхні таючого снігу з врахуванням конденсації, яка зростає при збільшенні температури і відносної вологості повітря, не велике і складає усього декілька міліметрів.

Базуючись на даних експедиційних досліджень О.І. Крестовський, А.Н. Постніков, А.Г. Сергеева указують на дещо більшу величину випаровування зі снігу за період його танення, рівну 5-20 мм.

Розмір *поверхневої затримки* складається з ємності різноманітних знижень рельєфу і мікрорельєфу, перехоплення опадів рослинністю при різному ступені розораності території, а також втрат води на змочування частинок і заповнення значних некапілярних пор у верхньому 3-4-см шарі ґрунту.

Значну роль поверхневої затримки у формуванні стоку підкреслював ще Р. Хортон. За даними американських вчених загальна ємність поверхневої затримки на малих басейнах із крутими схилами складає 8-10 мм. В.Д. Комаров і Л.А. Разумова одержали розмір утрат води на заповнення акумулятивних ємностей у середньому біля 30 мм.

Найбільш докладні дослідження затримки води в нерівностях мікрорельєфу виконані Є.Г. Поповим. Ним отримані рівняння для розрахунку склонового стоку в умовах водонепроникного басейну. Розмір втрат води на поверхневу затримку при цьому він зв'язував із ємністю безстічних поглиблень на поверхні басейну, який описується експоненціальним законом розподілу ємностей і кількістю води, яка надійшла на водозбір. Ці втрати талого стоку, за даними Є.Г. Попова, складають 20-25 мм.

Багаторічні дослідження експедиції Державного гідрологічного інституту колишнього СРСР, зробили висновок про те, що мікрорельєф поверхні водозборів може затримувати талі води тільки тимчасово, втрачаючи їх при цьому на інфільтрацію в ґрунти, поповнюючи запаси вологи ґрунту і збільшуючи запаси ґрунтових вод. При цьому втрати талих вод на поверхневу акумуляцію не великі і складають у залежності від механічного складу ґрунтів 1-5 мм.

Особливості *інфільтрації* талої і дощової води в період весняного водопілля пов'язані з водопроникністю ґрунту, обумовленою її вологістю і наявністю мерзлого шару. Наявність вільних пор і запасу вологи в ґрунті при зниженні температури до негативних значень сприяє утворенню шарів льоду, що призводять до зменшення водопрпускнуї спроможності ґрунту. Якщо ґрунт недостатньо зволожений, то при його промерзанні втрати талих вод на інфільтрацію найбільші.

Показником *зволоження* ґрунтів перед початком весняного сніготанення може слугувати величина запасу продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту (W , мм), визначеному наприкінці осені (W_{oc} , мм) з урахуванням поповнення вологозапасів ґрунту в періоди зимових відлиг або на початку весни

$$W = W_{oc} + \Delta W, \quad (1.26)$$

причому

$$\Delta W = a\Sigma\Theta_+ - z_0S_{від} + X_{від} - Y_{від}. \quad (1.27)$$

Тут: ΔW - зміна запасів вологи в ґрунті у зимовий період за рахунок відлиг, мм;

$a\Sigma\Theta_+$ - шар снігу, який зтаяв за відлигу, мм/ д;

a - коефіцієнт снігу, який розтанув за періоди відлиг, прийнятий рівним

2,5 мм/°С д;

$\Sigma\Theta_+$ - сума позитивних середніх добових температур повітря за відлигу, °С;

$z_0S_{від}$ - шар води, який утримується у товщі снігу перед відлигою (S_{om}), мм;

z_0 - коефіцієнт спроможності снігу, який утримує вологу, прийнятий рівним 0.13;

$X_{від}$ - сума дощових опадів за відлигу, мм;

$Y_{від}$ - шар стоку за паводок від відлиги, мм.

Для різних за механічним складом ґрунтів на водозборі за дослідженнями В.Д.Комарова доцільно виражати зволоження ґрунтів у вигляді відносної величини, як

$$w = W / 0.75NB, \quad (1.28)$$

де NB — запас вологи ґрунтів при найменшій їх вологоємності, мм;
 $0.75NB$ – вологість ґрунтів, яка відповідає вологості розриву капілярів, мм.

Інтегральними характеристиками зволоження басейну можуть виступати непрямі показники. Наприклад, запаси вологи ґрунтів до початку весни можуть бути розраховані по опадах і випаровуванню в літньо-осінні місяці попереднього року з урахуванням початкової вологості і збільшення вологи за рахунок зимових відлиг. Їх можна оцінити також і по середньому осінньому або осінньо-зимовому річковому стоку, а також по передпаводковій витраті води на річці.

Глибина промерзання ґрунту залежить від значень негативних температур, які проникають у ґрунт, і висоти снігового покриву, а також визначається місцевими факторами - типом ґрунту, його фізико-механічними і тепловими властивостями, мікрорельєфом басейну й іншими.

Роль глибини промерзання ґрунту пов'язана з льдистістю ґрунту на початку сніготанення. Чим більша льдистість, тим нижча водопроникненість мерзлого ґрунту і тим менші будуть утрати талої води, у порівнянні з утратами на непромерзлих ділянках.

Визначити можливість існування таких ділянок можна на основі типових інтегральних кривих розподілу глибин промерзання, вперше отриманих В.Д.Комаровим. Як показують інтегральні криві, при глибині промерзання ґрунту 60 см і більш ділянок із слабким промерзанням ґрунту не спостерігається і водопроникність ґрунту при достатньому зволоженні буде найменшою.

Сумарні втрати за одиничний інтервал часу пропонується [5] розраховувати за співвідношенням

$$P_i = P_m \left\{ \exp \left[- \left(\sum_{i=t_0}^{t-i} h_i \right) / P_m \right] - \exp \left[\left(\sum_{i=t_0}^t h_i \right) / P_m \right] \right\}, \quad (1.29)$$

де h_i — розрахована водоподача в i -й момент часу, мм;

t_0 — час початку сніготанення;

P_m — параметр, який характеризує водопоглинаючу здатність басейну перед початком сніготанення, мм.

Для визначення параметру P_m використовують номограму виду $P_m = f(Y, X)$, яка побудована за рівнянням

$$Y = X - P_m \left[1 - \exp\left(-\frac{X}{P_m}\right) \right] \quad (1.30)$$

або

$$Y = X - P_m \operatorname{th} \frac{X}{P_m}, \quad (1.31)$$

де Y – шар стоку весняного водопілля, мм;

X – сумарні запаси води в сніговому покриві та опадами періоду весняного водопілля, мм.

Рішення задачі визначення шару весняного водопілля зводиться до побудови водно-балансових залежностей вигляду $Y = f(X, w)$, де w – характеристика зволоження ґрунтів у 100 см шарі ґрунту на початок весни.

Значення параметру втрат тало-дощової води P_m , який залежить головним чином від водопоглинаючої здатності ґрунтів, можна також визначити за отриманими залежностями $P_m = f(w, L)$, де L – глибина промерзання ґрунтів, см.

Параметр P_m в редакції В.Д. Комарова, представляє величину поверхневої ємності і втрат води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт. Для річок степової і лісостепової зон ЄТС він встановив, що

$$P_m = A \exp[-bWL/(0,75HB)] \exp[-aW/(0,75HB)], \quad (1.32)$$

де A, a, b – параметри, які визначаються для конкретних водозборів.

Дослідження низки авторів щодо процесів водопоглинання в річковому басейні показали, що параметр P_m для Європейської території може змінюватися від 10 до 50 мм.

1.4 Стікання води в річкових басейнах та розрахунок гідрографа водопілля

Загальна тривалість добігання тало-дощової води до замикального створу складається з часу переміщення її по схилах, ярах і руслах річок.

При стіканні по схилах частина води затримується в різних безстічних поглибленнях. Більша частина цієї води не бере участь в стоці замикаючого створу.

Теоретичні дослідження процесів затримки, водопоглинання і стоку в річковому басейні розглядалися Є.Г. Поповим [4] на основі моделі річкового басейну як системи з “нерівномірним розподілом поверхневої ємності і не постійною інфільтраційною здатністю його ґрунтів”. Для урахування кількості затриманої води в пониженнях рельєфу використовують криві розподілу поверхневої місткості басейну. Розподіл величин ємності безстічних поглиблень на поверхні басейну може бути описаний функцією [4]

$$\varphi(S) = \frac{1}{P_m} \exp(-S/P_m), \quad (1.33)$$

де P_m – повна поверхнева ємність басейну, мм;

S – шар води при заповненні всіх безстічних поглиблень на поверхні басейну, мм.

Поверхневий стік формується тільки на тих ділянках водозбору, для яких кількість затриманої води менше водовіддачі. Акумуляція стоку водопілля в безстічних поглибленнях в басейнах зазвичай невелика (близько декількох міліметрів), але досягає десятків міліметрів в басейнах з переважанням знижених форм рельєфу (див.п.п. 1.3).

У початковий період танення снігу і водовіддачі частина талої води затримується на поверхні водозбору під сніговим покривом. В первинну гідрографічну мережу потрапляє об’єм води q_i , який можна представити рівнянням

$$q_i = (h_{B_i} - P_i) - W_i, \quad (1.34)$$

де $(h_{B_i} - P_i)$ – шар водоутворення на i -у добу;

W_i – об’єм води, який акумулюється під снігом

$$W_i = A(h_{B_i} - P_i), \text{ при } A < 1. \quad (1.35)$$

Свого максимального значення величина W_i набуває до появи проталин на 10-15% поверхні водозбору коли $W_i = W_{max}$. В свою чергу максимальний об’єм акумуляції води на поверхні під снігом W_{max} може бути визначений як

$$W_{max} = 0,2Y - 4, \quad (1.36)$$

де Y – шар стоку за період весняного водопілля.

В наступний період акумуляція талої води W_i припиняється і починається скид тало-дощової води з оврагів та балок до гідрографічної мережі

$$q_i = (h_{Bi} - P_i) + \Delta W_i, \quad (1.37)$$

де ΔW_i – об'єм води, яка потрапляє з оврагів та балок.

У зв'язку з тим, що загальний час стікання води по схилах часто значно перевищує тривалість стікання в річковій мережі врахування процесів, що відбуваються на водозборі, дозволяє збільшити завчасність прогнозу стоку [5]. Сам час стікання води по схилах і руслах річок визначається морфометричними і морфологічними характеристиками схилів та русла і може змінюватися від декількох годин для невеликих гірських річок до десятків днів для крупних рівнинних річок. Ця тривалість в основному і визначає завчасність прогнозу.

Стікання води, що поступила на водозбір за одиницю часу, відбувається протягом деякого часу, яке називається максимальним часом добігання притоку води в річкову мережу. Як і для ділянки річки, для водозбору можна побудувати криву добігання притоку води в річкову мережу.

Оскільки на практиці важко визначити графік притоку води в руслову мережу, частіше будують загальну криву добігання по схилах і руслах до замикаючого створу. Способи побудови цієї кривої описані в спеціальній літературі [1,2,5].

Величину витрати води в замикаючому створі річки Q в кожний момент часу t можна розрахувати за даними про шар сніготанення та водовіддачі з урахуванням рідких опадів при використанні кривої добігання r_δ , яка характеризує послідовність потрапляння тало-дощової води до замикаючого створу при завчасності δ

$$Q_t = \sum_{i=1}^t q_i r_{\delta_{t-i+1}}, \quad (1.38)$$

де q_i — приплив води до руслової мережі, який визначається за (1.37).

Процеси добігання ґрунтового стоку до руслової мережі вивчені недостатньо, тому у практичних розрахунках частіше використовують ті ж підходи, що і для трансформації поверхневого стоку.

Контрольні запитання до теоретичної частини

1. Які існують методи прогнозування гідрографів весняного водопілля? В чому їх різниця? Чим визначається завчасність прогнозу в цих методах?

2. Які основні етапи стокоутворення описують сучасні математичні моделі при розрахунках та прогнозах гідрографів водопіль?
3. Як враховується нерівномірність снігонакопичення на водозборах при розрахунку середніх їх величин?
4. Що є теоретичною основою розрахунку інтенсивності сніготанення?
5. Які вихідні дані необхідні в методах розрахунку інтенсивності сніготанення?
6. Як ведеться розрахунок водовіддачі снігу при несталому сніговому покриві і випадінні рідких опадів?
7. Назвіть основні види втрат тало-дощової води. Як вони визначаються?
8. Як визначити сумарні втрати тало-дощової води за одиничний інтервал часу при розрахунках гідрографу водопілля?
9. Які основні особливості стікання весняних вод в річкових басейнах?

2 ПРАКТИЧНІ ПРИЙОМИ РОЗРАХУНКУ ІНТЕНСИВНОСТІ СНІГОТАНЕННЯ ТА ВОДОВІДДАЧІ ЗА МЕТОДОМ О.Г. КОВЗЕЛЯ

Завдання:

Розрахувати середній по басейну хід водовіддачі снігового покриву з урахуванням рідких опадів у басейні руч. Лопач – м. Вологда.

Необхідні дані:

1. Залісеність басейну $\gamma = 35\%$.
2. Температура повітря по басейну руч. Лопач – м. Вологда – за період сніготанення 1980 р. прийнята однаковою для поля і лісу (табл. 2.1 і 2.2).
3. Добові опади за той же період визначені як середні за даними 3-х метеостанцій.
4. Максимальні запаси води в снігу за зиму 1979-1980 рр. складають у полі – $S_m = 82$ мм, у лісі – $S_m = 94$ мм.
5. Криві забезпеченості снігозапасів у полі і в лісі (див. рис. 1.2 і 1.3).
6. Коефіцієнт водоутримуючої здатності снігу $Z_0 = 0.13$.

Рішення:

1. Обчислюємо інтенсивність танення снігу по коефіцієнту танення і середній добовій температурі повітря $h_{T_i} = a \cdot \theta$. Коефіцієнт танення для поля $a_n = 5.0$ мм/°С д, для лісу $a_n = 2.0$ мм/°С д. Добові шари

танення h_{T_i} та їх наростаючі суми $\sum_{i=1}^n h_{T_i}$, а також відповідні

модульні коефіцієнти $Z_n = \sum_{i=1}^n h_{T_i} / S_m$ наведені в табл. 2.1 і 2.2.

2. Знаючи модульні коефіцієнти, по кривих забезпеченості снігозапасів (рис. 1.2 і 1.3) знаходимо частку покриття площі снігом F_S на кожен дату (площу одночасового сніготанення).

3. Визначаємо шар води, який насичує сніг до його вологості. При максимальних запасах води в сніговому покриві:

- для поля ($S_m = 82$ мм)

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m = 0.13 \cdot 82 = 10.7 \text{ мм};$$

- для лісу ($S_m = 94$ мм)

$$h_0 = Z_0 \cdot S_m = 0.13 \cdot 94 = 12.2 \text{ мм}.$$

4. Визначаємо початок водовіддачі, як момент, коли шар танення досягає шару вологості снігу відповідно співвідношення

$$\sum_{i=1}^n h_{T_i} > h_0. \text{ Так,}$$

- для поля за початок водовіддачі приймаємо 27.03;

- для лісу – 28.03.

5. Виконуємо розрахунок водовіддачі снігу у полі та лісі по формулах (1.19) та (1.20).

5.1 В перший день танення снігу розрахунок ведеться за формулою (1.19):

- у полі

$$h_B = 1.15 \cdot \left(\sum_{i=1}^n h_{T_i} - h_0 \right) = (13.5 - 10.7) \cdot 1.15 = 3.2 \text{ мм}$$

- у лісі

$$h_B = (12.4 - 12.2) \cdot 1.15 = 0.23 \text{ мм}.$$

5.2 В другий та наступні дні танення снігу у полі та лісі розрахунок ведеться за формулою (1.20):

$$h_{B_i} = 1.15 \cdot h_{T_i}.$$

**Таблиця 2.1. Розрахунок водовіддачі снігового покриву в басейні
руч. Лапач – м. Вологда, поле, 1980 р., $S_m = 82$ мм, $h_0 = 10.7$ мм**

Дата	θ °C	$h_{T_i} = 5 \cdot \theta$	$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$	Z_n	F_S	h'_B	X	$X \cdot F_S$	h'_{B_i}
17.03	0.6	3.0	3.0	0.036	1.0	-	0.5	0.5	-
25.03	0.4	2.0	5.0	0.061	1.0	-	-	-	-
26.03	0.1	0.5	5.5	0.067	1.0	-	3.9	3.9	-
27.03	1.6	8.0	13.5	0.16	1.0	3.2	-	-	7.6
28.03	3.5	17.5	31.0	0.38	0.97	19.5	-	-	19.5
29.03	2.5	12.5	43.5	0.53	0.9	12.9	0.2	0.18	13.1
30.03	2.9	14.5	58.0	0.7	0.78	13.0	-	-	13.0
31.03	3.1	15.5	75.5	0.9	0.6	10.7	0.3	0.18	10.9
1.04	4.9	24.5	98.0	1.2	0.39	11.0	-	-	11.0
2.04	6.2	31.0	129.0	1.57	0.18	6.4	-	-	6.4
3.04	9.0	45.0	174.0	2.12	0.05	2.58	-	0.03	2.6
4.04	9.7	48.5	222.0	2.71	0.0	-	-	-	-

**Таблиця 2.2. Розрахунок водовіддачі снігового покриву в басейні
руч. Лапач – м. Вологда, лес, 1980 р., $S_m = 94$ мм, $h_0 = 12.2$ мм**

Дата	θ °C	$h_{T_i} = 2 \cdot \theta$	$\sum_{i=1}^n h_{T_i}$	Z_n	F_S	h'_B	X	$X \cdot F_S$	h'_{B_i}
17.03	0.6	1.2	1.2	0.01	1.0	-	0.5	-	-
25.03	0.4	0.8	2.0	0.02	1.0	-	-	-	-
26.03	0.1	0.2	2.2	0.02	1.0	-	3.9	-	-
27.03	1.6	3.2	5.4	0.06	1.0	-	-	-	-
28.03	3.5	7.0	12.4	0.13	1.0	0.23	-	-	4.6
29.03	2.5	5.0	17.4	0.18	1.0	5.8	0.2	0.2	5.9
30.03	2.9	5.8	23.2	0.25	1.0	6.7	-	-	6.7
31.03	3.1	6.2	29.4	0.31	1.0	7.1	0.3	0.3	7.4
1.04	4.9	9.8	39.2	0.42	0.99	11.2	-	-	11.2
2.04	6.2	12.4	51.6	0.55	0.98	13.9	-	-	13.9
3.04	9.0	18.0	69.6	0.75	0.87	18.0	0.5	0.44	18.4
4.04	9.7	19.4	89.0	0.95	0.68	15.2	0.6	0.24	15.4
5.04	8.7	17.4	106.0	1.13	0.34	6.8	-	-	6.8
6.04	5.7	11.4	118.0	1.25	0.28	3.7	0.8	0.22	3.9
7.04	9.4	18.8	137.0	1.45	0.11	2.4	0.4	0.04	2.4
8.04	6.0	12.0	149.0	1.58	0.05	0.7	0.3	-	0.9
9.04	4.0	8.0	157.0	1.67	0.02	0.18	-	-	0.18
10.04	5.9	11.8	169.0	1.78	0.015	0.18	-	-	0.18
11.04	10.8	21.6	190.0	2.01	0.01	0.24	-	-	0.24
12.04	9.5	19.0	208.0	2.21	0	0	-	-	-

6. Розраховуємо приведенний шар водовіддачі снігового покриву за формулою (1.21):

$$h'_B = h_B F_S .$$

7. Визначаємо шар водовіддачі снігового покриву у полі та лісі з урахуванням рідких опадів.

7.1. Співставляємо суми шару танення та рідких опадів $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + X_i)$

з шаром, який насичує сніг h_0 . При $\sum_{i=1}^n (h_{T_i} + X_i) > h_0$ почнеться

водовіддача. Як видно з даних, опади не зміщують дати початку водовіддачі (27.03 в полі і 28.03 в лісі).

7.2. Обчислюємо шар водовіддачі снігу:

- в перший день танення за формулою (1.24)

$$h'_B = \left[\sum_{i=1}^n (h_{T_i} - h_0) \cdot 1,15 + X_i \right] F_S ;$$

- в другий та наступні дні танення за формулою (1.25)

$$h'_{B_i} = (1,15 \cdot h_{T_i} + X_i) F_S .$$

8. Виконуємо розрахунки шару водовіддачі снігового покриву всього басейну з урахуванням залісеності водозбору, згідно формули (1.23):

$$h'_B = h'_{B_n} (1 - \gamma) + h'_{B_l} \cdot \gamma$$

Для басейну руч. Лапач – м. Вологда залесеність дорівнює 35%, що в долях одиниці становить 0.35, розрахунок ведеться наступним чином (табл. 2.3):

$$h'_B = h'_{B_n} \cdot 0,65 + h'_{B_l} \cdot 0,35 .$$

Як видно з табл. 2.3, водовіддача снігового покриву у полі закінчилася 4.04, а на лісовій частині – тривала до 12.04.

Вихідні дані для виконання практичного завдання надані у додатку А.

**Таблиця 2.3. Розрахунок водовіддач снігового покриву в басейні
руч. Лапач – м. Вологда, 1980 р.**

Дата	Водовіддача		$h'_B = 0.65 \cdot h'_{B_n}$	$h'_B = 0.35 \cdot h'_{B_{л}}$	$h'_B, \text{мм}$
	поле h'_{B_n}	ліс $h'_{B_{л}}$			
17.03	-	-	-	-	-
25.03	-	-	-	-	-
26.03	-	-	-	-	-
27.03	7.6	-	4.9	-	4.9
28.03	19.5	4.6	12.7	1.6	14.3
29.03	13.1	5.9	8.5	2.0	10.5
30.03	13.0	6.7	8.4	2.3	10.7
31.03	10.9	7.4	7.1	2.6	9.7
1.04	11.0	11.2	7.2	3.9	11.1
2.04	6.4	13.9	4.2	4.9	9.1
3.04	2.6	18.4	1.7	6.4	8.1
4.04	-	15.4	-	5.4	5.4
5.04	-	6.8	-	2.4	2.4
6.04	-	3.9	-	1.4	1.4
7.04	-	2.4	-	0.8	0.8
8.04	-	0.9	-	0.3	0.3
9.04	-	0.18	-	0.06	0.06
10.04	-	0.18	-	0.06	0.06
11.04	-	0.24	-	0.08	0.08
12.04	-	-	-	-	-

Контрольні запитання до практичної частини:

1. Як визначити шар сніготанення за температурою повітря?
2. Від яких факторів залежить коефіцієнт танення снігу?
3. Дайте визначення понять “водовіддача снігового покриву” і “водозатримуюча здатність снігу”.
4. Яка дата приймається за дату початку водовіддачі снігу?
5. Як визначити площу одначасового сніготанення?

Перелік літератури

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеоздат, 1974. – 440 с.
2. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 390 с.
3. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. – М.: Гидрометеоздат, 1959. – 295с.
4. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – 395 с.
5. Руководство по гидрологическим прогнозам. – Вып. 2. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 246с.
6. Наставление по службе прогнозов, разд. 3, ч. 1. – Л.: Гидрометеоздат, 1962. – 194 с.

ДОДАТКИ

Варіант 1

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

Прибалтійська водно-балансова станція, 1996 р.
Залісеність $\gamma=30\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °C	Опади, X , мм
26.03	55	95	0.1	2.8
27.03	55	93	1.5	0.1
28.03	50	88	1.4	0.5
29.03	45	75	3.7	5.7
30.03	40	66	2.0	3.9
31.03	19	54	1.0	6.8
1.04	23	48	1.8	2.2
2.04	17	40	2.8	0.3
3.04	11	33	1.8	7.7
4.04	12	25	1.6	0.1
5.04	14	20	0.1	4.1
6.04	8	18	3.0	9.2
7.04		13	0.4	1.2
8.04		6	0.2	
9.04			0.8	
10.04			0.8	
11.04			3.0	

Варіант 2

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Імсре, 1980 р. Залісеність $\gamma=25\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °С	Опади, X , мм
27.03	73	88	-0,3	0,1
28.03	70	86	-0.1	0,5
29.03	67	78	1.9	5,7
30.03	64	73	2.6	3,9
31.03	59	66	2,3	6,8
1.04	50	63	1,3	2,2
2.04	45	58	0,2	0,3
3.04	29	53	1,4	7,7
4.04	15	48	1,9	0,1
5.04	5	36	2,1	14,1
		10		

Варіант 3

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Лапач, м/ст. Вологда, 1983 р.
Залісеність $\gamma = 35\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °С	Опади, X , мм
17.03	116	133	1.4	4.3
18.03	116	131	0.5	1.1
19.03	115	126	0.3	1.7
20.03	112	123	-1.3	3.9
21.03	112	120	0.4	2.7
22.03	109	113	0.4	2.0
23.03	106	108	1.0	9.0
24.03	87	100	0.2	
25.03	81	95	0.3	0.4
26.03	61	88	2.2	0.0
27.03	36	73	5.1	
28.03	0	62	7.1	
29.03		55	6.1	0.0
30.03		35	4.1	0.0

Варіант 4

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Лапач, м/ст. Вологда, 1989 р.
Залісеність $\gamma = 35\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °С	Опади, X , мм
5.03	58	65	0.5	
6.03	52	61	1.2	1.5
7.03	45	55	1.8	1.6
8.03	32	50	0.9	
9.03	29	43	1.9	1.4
10.03	21	40	2.3	
11.03	19	36	2.8	
12.03	15	32	3.2	
13.03	14	23	3.0	3.2
14.03		15	2.5	
15.03		11	2.3	
16.03		8	4.2	

Варіант 5

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Педаме, 1983 р. Залісеність $\gamma=30\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °С	Опади, X , мм
29.03	80	111	1.9	2.2
30.03	72	108	2.8	2.0
31.03	68	93	2.3	1.2
1.04	62	88	1.3	
2.04	59	80	0.2	
3.04	61	73	1.4	
4.04	49	66	1.9	
5.04	45	59	2.1	
6.04	44	52	2.5	
7.04	36	45	3.7	
8.04	28	38	4.1	2.5
9.04	18	29	2.4	0.0
10.04	6	25	1.5	
11.04	3	19	2.0	
12.04		15	3.8	
13.04		8	2.9	
14.04		6	5.1	

Варіант 6

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

Прибалтійська водно балансова станція, 1980 р.
Залісеність $\gamma = 30\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °C	Опади, X , мм
29.03	126	135	1.8	0,5
30.03	121		1.1	1,2
31.03	116	122	1.7	
1.04	108		1.2	2,3
2.04	105	115	0.7	
3.04	103		-0.3	
4.04		108	0.8	
5.04	70		1.6	
6.04		100	0.2	
7.04			5.8	
8.04		93	4.3	
9.04			2.8	
10.04	36		0.8	
11.04			2.0	
12.04			2.6	
13.04			4.2	
14.04			5.7	
15.04			2.6	
16.04			4.3	
17.04			4.7	
18.04			4.4	
19.04			2.2	

Варіант 7

**Вихідні дані для розрахунку водовіддачі із снігового покриву
за методом А.Г.Ковзеля**

струм. Вільгорт, м/ст. Сиктивкар, 1983 р.
Залісеність $\gamma = 25\%$

Дата	Запаси води у сніговому покриві в полі, $S_{п}$, мм	Запаси води у сніговому покриві в лісі, $S_{л}$, мм	Середньодобова температура повітря, Θ °С	Опади, X , мм
23.04	135	143	-4.8	
24.03	118	139	0.5	
25.03	118	130	1.5	0.3
26.03	114	125	1.3	
27.03	104	120	3.8	
28.03	73	101	7.3	
29.03	65	93	6.8	
30.03	62	81	5.1	
31.03	51	72	3.8	
1.04	67	66	6.2	1.0
2.04	38	54	5.2	2.0
3.04	18	41	4.1	0.9
4.04	0	33	9.2	
		26	10.5	
		10	8.9	

Методичні вказівки

**“Короткострокові прогнози гідрографу
весняного водопілля ”**

до практичних занять

з дисциплін „Розрахунки та прогнози гідрологічних характеристик” для
магістрів та „Гідрологічні прогнози” для спеціалістів IV курсу

Укладачі: Шакірзанова Жанна Рашидівна, к.г.н. , доцент
Погорєлова Марина Полікарпівна, асистент

Підп. до друку Формат Папір друк. №

Умовн. друк. Арк. Тираж Зам. №

Надруковано з готових оригіналів – макетів

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15
