

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ ТА НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

з організації самостійної роботи студентів та виконання контрольної
роботи при вивченні навчальної дисципліни
СПЕЦРОЗДІЛИ ГІДРОЛОГІЧНИХ РОЗРАХУНКІВ
для студентів 6-го курсу заочної форми навчання

«Узгоджено»

Нач. навчально – консультаційного центру

_____ Волошина Е.В.

«Затверджено»

На засіданні каф. Гідрології суші

Протокол №_14_ від «_26_» травня ___2016

Зав. кафедрою гідрології суші проф. _____ Гопченко Є.Д.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ ТА НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

з організації самостійної роботи студентів та виконання контрольної
роботи при вивченні навчальної дисципліни
СПЕЦРОЗДІЛИ ГІДРОЛОГІЧНИХ РОЗРАХУНКІВ
для студентів 6-го курсу заочної форми навчання

«Узгоджено»

Нач. навчально – консультаційного центру

_____ Волошина Е.В.

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ ТА НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

з організації самостійної роботи студентів та виконання контрольної
роботи при вивченні навчальної дисципліни
СПЕЦРОЗДІЛИ ГІДРОЛОГІЧНИХ РОЗРАХУНКІВ
для студентів 6-го курсу заочної форми навчання

Методичні вказівки з організації самостійної роботи студентів та виконання контрольної роботи при вивченні навчальної дисципліни «Спецрозділи гідрологічних розрахунків» для студентів 6-го курсу заочної форми навчання, рівень вищої освіти – «спеціаліст»/ Бояринцев Є.Л. – Одеса. ОДЕКУ. 2016 – 36с.

Зміст

1.	Загальна частина	6
1.1.	Передмова	6
1.2.	Мета методичних вказівок	6
1.3.	Перелік знань та вмінь студента після вивчення методичних вказівок	7
1.4.	Перелік навчальної літератури	8
2.	Практичні завдання	10
2.1.	Вибір об'єктів досліджень, опис їх особливостей з точки зору формування максимального стоку, оцінка повноти та якості гідрометеорологічної вивченості	11
2.2.	Опис об'єкту досліджень	11
3.	Водний баланс схилового стоку	13
3.1.	Компоненти балансу паводкового стоку	13
4.	Побудова та аналіз гідрографів паводкового стоку.	15
5.	Статистичні характеристики опадів	18
6.	Контрольні запитання ЗМ-ПІ	21
7.	Диференційне рівняння схилового стоку	22
7.1	Інтегрування рівняння схилового припливу	23
7.1.1.	Інтегрування рівняння схилового стоку у фазі водоутворення	23
7.1.2.	Визначення положення на схилі розподільного перерізу (хвилі стоку) та часу добігу хвилі стоку.	25
7.1.3.	Максимальна витрата води та максимальний модуль схилового стоку.	26
8.	Гідрографи поверхневого схилового стоку.	27
9.	Методи визначення регіональних параметрів узагальненого схилового гідрографа	30
9.1	Оцінка параметрів гідрографів схилового припливу по даним спостережень на малих водотоках	30

1. ЗАГАЛЬНА ЧАСТИНА

1.1. ПЕРЕДМОВА

Гідрологічні розрахунки як науковий розділ гідрології почав формуватися у ХІХ столітті і подальший його розвиток пов'язаний з потребами народного господарства. У 1929 році була створена єдина гідрологічна служба колишнього СРСР, що забезпечило розвиток гідрологічних розрахунків як окремого розділу гідрології суші.

Значний внесок в розвиток дисципліни зробили Д.І.Кочерін, Д.Л. Соколовський, Г.А. Алексеев, А.М. Бефані, М.А. Веліканов, Є.Д. Гопченко та інші. Отримані за результатами гідрологічних розрахунків дані використовуються при комунально-побутовому та промисловому водопостачанні, для забезпечення водою сільського господарства, енергетики, при здійсненні гідротехнічного будівництва.

“Спецрозділи гідрологічних розрахунків” - дисципліна, яка вивчає процеси формування максимального стоку річок на схилах і руслі, а також явища, які обумовлюють зміни співвідношення складових водних балансів під впливом кліматичних та антропогенних факторів. Значна увага приділяється вивченню впливу міських територій на поверхневий стік. Ці знання необхідні спеціалістам по використанню та охороні водних ресурсів.

Отримані за результатами гідрологічних розрахунків дані використовуються при комунально-побутовому та промисловому водопостачанні, для забезпечення водою сільського господарства, енергетики, при здійсненні гідротехнічного будівництва.

Дисципліна забезпечена в достатній кількості підручниками, посібниками, методичними вказівками.

1.2. МЕТА МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК

Методичні вказівки призначені для допомоги студентам заочної форми навчання у самостійному вивченні дисципліни та виконанні контрольної роботи.

Мета дисципліни – вивчення процесів, закономірностей та особливостей формування максимального стоку річок, принципів та методів визначення кількісних характеристик стоку у різних водогосподарських та гідрометеорологічних умовах його формування, вивчення закономірностей антропогенних впливів на гідрологічні процеси та їх оцінка.

Завдання дисципліни – вироблення у студентів розуміння основних методів гідрологічних розрахунків стоку та одержання навичок щодо розрахунку характеристик стоку у різні фази його формування, а також розуміння механізму та визначення ефекту антропогенних впливів на стік.

Дисципліна “Спецрозділи гідрологічних розрахунків” використовується при розв’язанні задач господарчого використання водних ресурсів, при здійсненні водоохоронних заходів, моделюванні та прогнозуванні змін стоку у різні фази водного режиму під впливом антропогенних чинників.

Вивчення дисципліни базується на знаннях, отриманих студентами при попередньому вивченні таких дисциплін як “Вища математика”, “Методи аналізу та обробки гідрометеорологічної інформації”, “Фізична гідрологія”, “Гідрологічні розрахунки”.

Знання, набуті при вивченні дисципліни будуть використані у подальшому при вивченні дисциплін “ГІС в гідрології”, “ Антропогенні впливи на гідрометеорологічні процеси”, при підготовці до дипломного проектування.

1.3. ПЕРЕЛІК ЗНАНЬ ТА ВМІНЬ СТУДЕНТА ПІСЛЯ ВИВЧЕННЯ ДИСЦИПЛІНИ

Після вивчення дисципліни студент повинен:

Знанати:

- генетичні типи паводків;

- математична модель руслових ізохрон (в інтегральному і розгорнутому варіантах);
- методичні підходи щодо вирішення моделі руслових ізохрон;
- теоретичне обґрунтування операторної структури формул максимального стоку (в моделі руслових ізохрон);
- обґрунтування структури редуційних та об'ємних формул (включаючи й операторні варіанти);
- принципіві положення формул сталої інтенсивності.
- володіти загальними методами наукової і прикладної гідрології, способами гідрологічних розрахунків і гідрологічного обґрунтування різних видів будівництва;

Вміти:

- складати розгорнуту модель ізохрон в залежності від співвідношення між тривалостями руслового добігання і припливу води зі схилів до руслової мережі;
- визначати тривалість і максимальні витрати води паводків (у рамках моделі руслових ізохрон);
- реалізувати на практиці методичні підходи щодо аналізу структурних побудовань розрахункових схем.
- уміти виконувати гідрологічні обґрунтування прикладних локальних і регіональних методик розрахунку гідрологічних величин.

1.4. ПЕРЕЛІК НАВЧАЛЬНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

Основна література

1. Бефани А.Н. Вопросы региональной гидрологии. Паводочный сток. – Киев. - 1989. – 131с.

2. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования стока на территории СССР.-Обнинск,- 1981.- Вып.2.- 60с.
3. Бояринцев Е.Л. Гидрологические расчёты. Конспект лекций. – Одесса, 2003, 65с.
4. Булавко А.Г. Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1971, 304с.
5. Гопченко Є.Д., Гушля А.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій. - Київ. - ІСДО.- 1994. - 296 с.
6. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. – Одесса “ТЕС”, 2002 – 110с.
7. Гопченко Е.Д., Романчук М.Є. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – Киев, КНТ . – 2005. – 148с.
8. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Водно-балансовые исследования. - Киев “Вища школа”, 1982. – 229с.
9. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. - Л., Гидрометеиздат. - 1984. - 448с.
10. Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Ленинград, 1989. – 153с.

Додаткова література

1. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. Уніфікація розрахункових схем максимальних витрат води річок. Зб. “Гідрометеорологія і охорона навколишнього середовища – 2002”, ч.1, Одеса, 2003, с.6 – 13.
2. Коваленко В.В. Гидрологическое обеспечение надежности строительных проектов при изменении климата. – Санкт – Петербург, РГГМУ –2009 - 99с.

3. Методические рекомендации по учёту влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчётах для водохозяйственного проектирования. Ленинград, 1986 – 35с.
4. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик. – Л., Гидрометеиздат. - 1984. - 248с.
5. Методические указания Гидрометслужбы № 83. Составление водных балансов речных бассейнов за период половодья, летней и зимней межени, значительных дождевых паводков, гидрологический год. Л., Гидрометеиздат, 1971, 34 с.
6. Методические указания Гидрометслужбы № 89. Составление водных балансов речных бассейнов. Л., Гидрометеиздат, 1974, 96 с.
7. Репрезентативные и экспериментальные бассейны. (Международное руководство по исследованиям и практике). Л., Гидрометеиздат, 1971. -427 с.

2. ПРАКТИЧНІ ЗАВДАННЯ

Методичні вказівки містять в собі два завдання:

Завдання №1 (ЗМ-П1) Вибір об'єктів досліджень. Опис їх особливостей з точки зору формування максимального стоку. Оцінка гідрометеорологічної вивченості. Розрахунок та побудова часових графіків опадів та стоку.

Завдання №2 (ЗМ-П2) Розрахунок та побудова інтегральних кривих стоку та опадів. Оцінка часу схилового добігання. Розрахунок ординат кривих втрат. Оцінка втрат стоку різного генезису.

Вихідні дані для виконання завдань знаходяться у фондових матеріалах кафедри гідрології суші та видаються викладачем дисципліни.

Оцінювання виконаних практичних робіт здійснюється згідно з робочою програмою дисципліни.

2.1. ВИБІР ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ, ОПИС ЇХ ОСОБЛИВОСТЕЙ З ТОЧКИ ЗОРУ ФОРМУВАННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ, ОЦІНКА ПОВНОТИ ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЧНОЇ ВИВЧЕНОСТІ

Студент вибирає регіон досліджень: гірський регіон Закарпаття, засушливий степовий регіон чи умови середнього Подніпров'я. Згідно з його вибором викладач пропонує для подальшої роботи користуватися матеріалами багаторічних спостережень Закарпатської, Молдавської, Колимської чи Придеснянської воднобалансових станцій, та видає вихідні дані для подальшої роботи.

2.2 ОПИС ОБ'ЄКТІВ ДОСЛІДЖЕНЬ

Опис об'єкту досліджень виконується за такою схемою:

1. Географічне положення, рельєф

Наводяться стислі відомості про географічне положення басейну річки, його розташування відносно басейнів інших річкових систем, гірських хребтів, про площу басейну. Надається загальна характеристика рельєфу та стислий опис основних орографічних елементів, вказується поділ басейну за висотними зонами та середня висота басейну.

2 Ґрунти та рослинність

Надається характеристика порід, які складають басейн річки, відомості про наявність карсту, зледеніння, багаторічної мерзлоти та райони їх поширення. Наводиться характеристика поверхні басейну – опис видів ґрунтів та їх розподіл по басейну, наявність боліт, характеристика рослинності, розподіл лісів по басейну.

3 Коротка кліматична характеристика взагалі регіону а також конкретного року.

Наводиться загальна характеристика клімату річкового басейну. Для складання кліматичної характеристики використовується середньорічні дані

трьох метеостанцій, розташованих в верхній, середній (поблизу геометричного центру тяжіння водозбору) та у нижній частинах басейну. На підставі даних «Ресурсів поверхневих вод» виконується опис кліматичних умов басейну.

4 Гідрометеорологічна вивченість та особливості водного режиму річок.

Вказується початок систематичних спостережень за гідрологічним режимом в басейні річки. Зазначається загальна кількість постів, з них - постів на головній річці та притоках. На підставі аналізу карти-схеми розміщення мережі пунктів спостережень зазначається ступінь рівномірності розташування постів на басейні. Наводиться розподіл постів за величиною площі водозбору. Вказується тривалість спостережень та розподіл постів за тривалістю спостережень і розмірами водозборів.

Особливості водного режиму річки вивчаються по літературних джерелах. Надається загальна характеристика водного режиму та живлення річки за «Ресурсами поверхневих вод». Зазначаються основні фази водного режиму та основні джерела живлення, указується тип річки за характером водного режиму.

У першому розділі роботи студент стисло дає фізико – географічну характеристику району досліджень згідно літературними джерелами, які пропонує викладач. Далі дається метеорологічна характеристика року спостережень згідно відповідному розділу «Матеріалів спостережень водно балансової станції», схема території та розташування пунктів спостережень відповідної воднобалансової станції. Аналізується кількість пунктів вимірювань, повнота, якість та тривалість спостережень на них.

3. ВОДНИЙ БАЛАНС СХИЛОВОГО СТОКУ

Рівняння водного балансу за період схилового стікання має такий вигляд:

$$X = Y_{нов} + U_{uT} + U_{cn} + P_3 + R \quad (3.1)$$

Де X - опади; $Y_{нов}$ - схиловий стік; U_{uT} - поверхнева інфільтрація за період дощу T , U_{cn} - поверхнева інфільтрація за час стікання τ після закінчення дощу; P_3 - поверхнєве затримання; R - перехват це ті опади, які їдуть на змочування рослинності.

Необхідно ввести поняття об шарі поверхневого водоутворення (S), як різниці шару опадів та одночасних втрат. Очевидно, що:

$$S = X - (U_{uT} + U_{cn} + P_3 + R), \quad (3.2)$$

звідкіля

$$Y_{нов} = S - U_{cn} \quad (3.3)$$

Рівняння балансу горяних схилів має вигляд:

$$X = Y + U_{uT(K)} + U_{cn(K)} + H_3 + R \quad (3.4)$$

де Y - повний паводковий стік (контактний Y_K плюс поверхневий $Y_{нов}$); H_3 - ґрунтове затримання, вслід за заповненням якого починається водовіддача; $U_{uT(K)}$ інфільтрація в підстильний відносний водоупор за час дощу; $U_{cn(K)}$ - теж саме за час спаду контактного стоку.

3.1. КОМПОНЕНТИ БАЛАНСУ ПАВОДКОВОГО СТОКУ

А) Втрати на перехоплення рослинністю (R_f) - це частина опадів, яка залишається на листах, стеблинах стволах дерев. Величезне значення має порода дерева. Найбільше затримання на елі та пихті. Чім сильніше вітер, тем менше перехват.

Б) Поверхнєве затримання (P_3). Під поверхнєвим затриманням розуміють витрати води на заповнення різного роду понижень земної поверхні на басейні річки.

В) Втрати поверхневого стоку на інфільтрацію (U_{uT} та U_{cn}). Втрати поверхневого паводкового стоку йдуть головним чином на інфільтрацію. На базі теоретичних міркувань та експериментальних досліджень професором А.М.Бефані була отримана двочленна функція часу:

$$k_t = k_0 + \frac{A}{t^n} \quad (3.5)$$

Перший член цієї формули виражає швидкість фільтрації під впливом сили ваги; другий член залежить від капілярного напору та характеризує швидкість фільтрації під впливом капілярних сил. Перший член формули постійний, другий є функцією часу. Крива, яка виражається цим рівнянням, зветься **кривою інфільтрації**.

Розрахунок втрат на інфільтрацію за період водоутворення (u_{uT}) та спаду (u_{cn}) оцінюється як добуток середньої величини інтенсивності поверхневого вбирання за відповідні періоди (\bar{k}_T и \bar{k}_{cn}), на їх тривалість:

$$u_{uT} = \bar{k}_T T$$

$$U_{cn} = \bar{k}_{cn} t_{cn}$$

Г) Ґрунтове затримання контактного стоку (P_3).

Величина ґрунтового затримання контактної складової паводкового стоку визначається:

А) Повною ємністю затримання, яка залежить від товщини пласту рихлих відкладень та їх попередньої зволоженості.

Б) Шаром опадів.

Аналіз експериментальних даних дозволив А.Н. Бефані отримати залежність виду:

$$P_3 = H(a - bI_w),$$

де H - товщина шару сипких відкладень; I_w - індекс попереднього зволоження; a та b - параметри.

Тип схилового стоку значно залежить від фізико – географічних умов та характеру підлеглої поверхні. На території бувшого СРСР А.М.Бефані

виокремлює десять областей з різним генезисом формування схилового стоку та приводить математичні моделі його формування [1].

4. ПОБУДОВА ТА АНАЛІЗ ГІДРОГРАФІВ ПАВОДКОВОГО СТОКУ

Для подальшого аналізу з рядів спостережень вибирається найбільш видатний дощовий паводок (таблиця «Характеристика стоку за окремі дощові паводки»), та по його параметрам виконуються подальші розрахунки. Приклад такої таблиці для водозборів Колимської ВБС показан на рисунку 4.1.

Характеристика стоку за отдельные летне-осенние паводки										
Название водотока, поста	Площадь водосбора, км ²	Период паводка		Продолжительность паводка, ч мин	Слой стока за паводок, мм	Слой осадков за паводок, мм	Коеффициент стока	Дата и время прохождения пика, ч мин	Наивысший расход воды, л/с	Модуль максимального стока, л/с·с км ²
		начало	конец							
Паводочный период 17/УП - 3/УП										
пост. Контактный - Средний	14,2	18/УП 8 00	3/УП 24 00	400 00	64,3	76,6	0,84	25/УП 15 00	5840	411
пост. Контактный - Нижний	21,2	18/УП 8 00	3/УП 24 00	400 00	57,4	78,3	0,73	25/УП 15 35	8790	415
пост. Морозова	0,63	17/УП 8 00	30/УП 24 00	328 00	88,9	91,9	0,97	25/УП 9 40	695	1100
пост. Песный	0,27	18/УП 8 00	1/УП 24 00	352 00	42,6	67,9	0,63	25/УП 10 40 11 30	140	519
пост. Встреча	5,35	18/УП 8 00	3/УП 24 00	400 00	50,0	80,1	0,62	25/УП 13 00	1960	366
пост. Встреча - устье	6,57	18/УП 8 00	3/УП 24 00	400 00	46,6	80,6	0,58	25/УП 15 50	3010	458
пост. Северный	0,38	19/УП 8 00	30/УП 24 00	280 00	64,6	78,0	0,83	25/УП 13 45	321	845
пост. Гроза	0,67	19/УП 8 00	30/УП 24 00	256 00	58,5	84,2	0,69	25/УП 11 20	290	433

Рис. 4.1. Приклад таблиці «Характеристика стоку за окремі дощові паводки»- «Матеріали спостережень Колимської ВБС, 1987г.).

Згідно даними цієї таблиці, робимо висновок, що максимальний паводок у цьому році визначався 24 – 27 липня. Це був один з найвищих паводків за весь період спостережень для цього регіону. Для подальших використаємо матеріал спостережень в басейні р. Южній. У центрі цього басейну розташовано опадомірний пункт № 20, удосконалений опадоміром Третьякова та пловіографом. В таблиці «Внутрішньодобовий хід стоку струмків» приведені дані по стоку на усіх малих водозборах. Користуючись

таблицею, будується гідрограф стоку цього паводку для обраного водозбору. На рис. 2 показані інтегральні криві опадів та стоку паводку 25-26 липня на струм. Южний, Колимська ВБС.

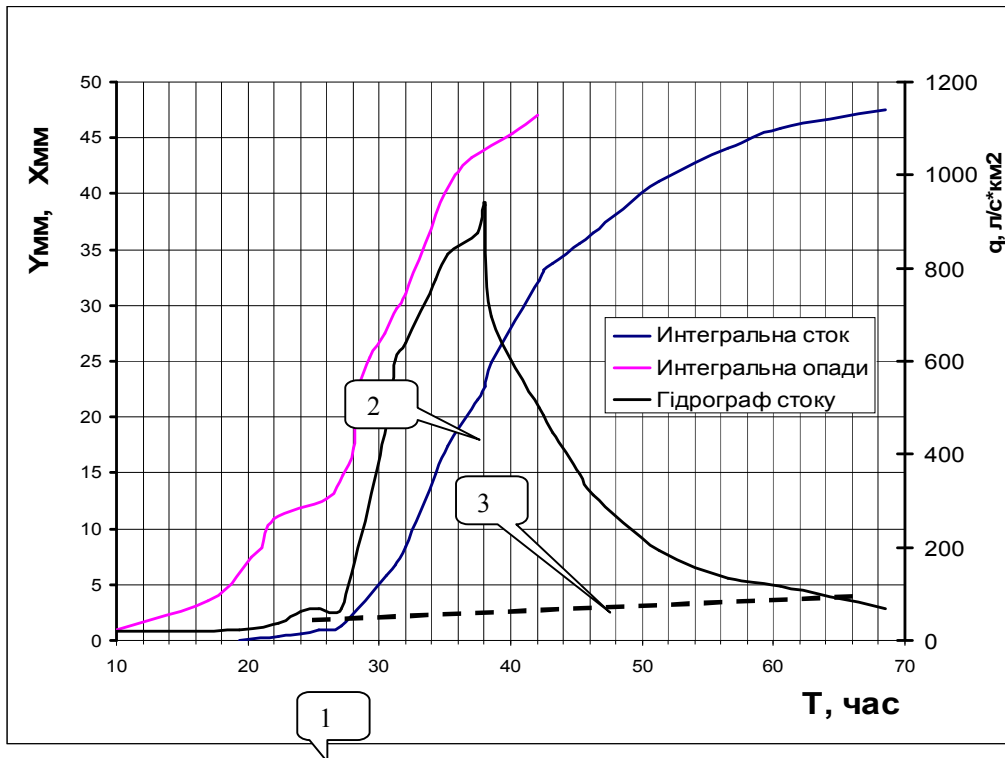


Рис.4. 2 Гідрограф стоку та інтегральні криві стоку та опадів паводку 25-26 липня на струм. Южний, Колимська ВБС. 1. – початок водоутворення; 2 – початок фази повного стоку; 3- гідрограф підземного живлення.

Аналізуючи графік, можна зробити такі висновки. Тривалість схилового припливу склала 48 годин при тривалості опадів 40 годин. Початок водоутворення відмічався через 10 годин після начала опадів, при цьому початкові втрати до начала водоутворення склали 11мм. Фаза повного стоку настала через 10 годин начала підйому стоку, максимум - через 28 годин, коли різко знизилася інтенсивність дощу. Спад продовжувався 30 часів. Сумарний шар стоку за паводок склав 47,0мм, а шар опадів також 47,0мм.

Дата і время, ч мин	Сума осадков от начала дождя, мм	Интенсивность дождя за интервал, мм/мин	Дата і время, ч мин	Сума осадков от начала дождя, мм	Интенсивность дождя за интервал, мм/мин	Дата і время, ч мин	Сума осадков от начала дождя, мм	Интенсивность дождя за интервал, мм/мин
24/лп 7 00	0,0		16 10	44,4	0,01	1 40	14,5	0,01
7 20	0,2	0,01	17 00	46,3	0,04	1/лп-брак зашкос, количество осадков по осадкомеру 6,6 мм		
7 40	1,3	0,06	18 00	47,0	0,01	2/лп 10 00	0,0	
8 00	2,8	0,08	18 20	47,0	0,00	10 20	0,6	0,03
8 10	3,8	0,10	26/лп 21 54	0,0		10 40	1,0	0,02
8 30	4,4	0,03	22 53	0,2	0,00	10 50	1,0	0,00
10 27	4,8	0,00	27/лп 0 20	0,0		2/лп 17 13	0,0	
24/лп 20 25	0,0		5 15	0,6	0,00	17 20	0,5	0,07
20 50	0,7	0,03	12 17	0,0		17 30	1,1	0,06
21 10	1,6	0,05	13 00	0,5	0,01	17 50	1,4	0,02
21 15	1,7	0,02	15 10	2,8	0,02	2/лп 19 16	0,0	
25-26/лп 7 25	0,0		0 30	8,4	0,01	19 40	0,5	0,02
17 00	3,5	0,01	2 50	10,6	0,02	19 50	0,5	0,00
20 30	7,5	0,02	6 15	12,0	0,01	5/лп-брак зашкос, количество осадков по осадкомеру 14,0 мм		
20 40	7,9	0,04	29/лп 9 25	0,0		4/лп 2 07	0,0	
21 10	8,3	0,01	13 15	1,0	0,00	2 10	0,1	0,03
22 00	10,9	0,05	29/лп 14 40	0,0		2 40	0,3	0,01
2 00	12,7	0,01	16 50	0,7	0,01	3 00	1,1	0,04
4 3 00	13,9	0,02	31/лп 17 18	0,0		3 42	1,5	0,01
3 20	14,8	0,05	17 20	0,2	0,02	5/лп 15 09	0,0	
3 30	15,5	0,07	17 20	0,2	0,02	16 00	0,5	0,01
3 40	16,5	0,10	17 50	0,9	0,02	16 50	1,9	0,03
3 50	16,7	0,02	18 10	1,8	0,05	17 25	2,1	0,01
4 00	17,2	0,05	18 30	3,2	0,07	10/лп 5 10 0,0		
4 20	19,6	0,12	18 35	3,3	0,02	5 40	0,5	0,02
4 40	22,4	0,14	31/лп-1/лп 19 40	0,0		5 50	1,1	0,06
4 50	23,4	0,10	19 40	0,0		6/лп 18 34	0,0	
5 30	25,3	0,05	20 30	0,5	0,01	18 40	0,5	0,08
5 40	25,5	0,02	20 40	0,9	0,04	19 10	1,5	0,03
5 50	26,1	0,06	20 50	1,7	0,08	19 40	1,6	0,00
6 40	27,5	0,07	21 10	3,9	0,11	10/лп 5 10 0,0		
6 50	28,2	0,07	21 30	5,3	0,07	5 40	0,5	0,02
7 10	28,6	0,02	21 40	5,8	0,05	5 50	1,1	0,06
7 30	29,7	0,06	21 50	6,7	0,09	Объем стока за паводок 2,0-10 ³ м ³		
7 40	30,6	0,09	22 30	8,5	0,05	Слой стока 7,7 мм		
8 00	31,1	0,03	23 10	10,9	0,06	Объем стока за паводок 2,3-10 ³ м ³		
9 10	32,6	0,02	23 30	12,5	0,08	Слой стока 8,4 мм		
10 20	36,4	0,05	0 00	13,3	0,03	Объем стока за паводок 2,1-10 ³ м ³		
10 40	37,3	0,05				Слой стока 7,7 мм		
11 00	38,5	0,07				Объем стока за паводок 2,1-10 ³ м ³		
11 20	40,2	0,08				Слой стока 7,7 мм		
11 40	41,2	0,05				Объем стока за паводок 2,1-10 ³ м ³		
11 50	42,3	0,05				Слой стока 7,7 мм		
12 00	43,3	0,03				Объем стока за паводок 2,1-10 ³ м ³		

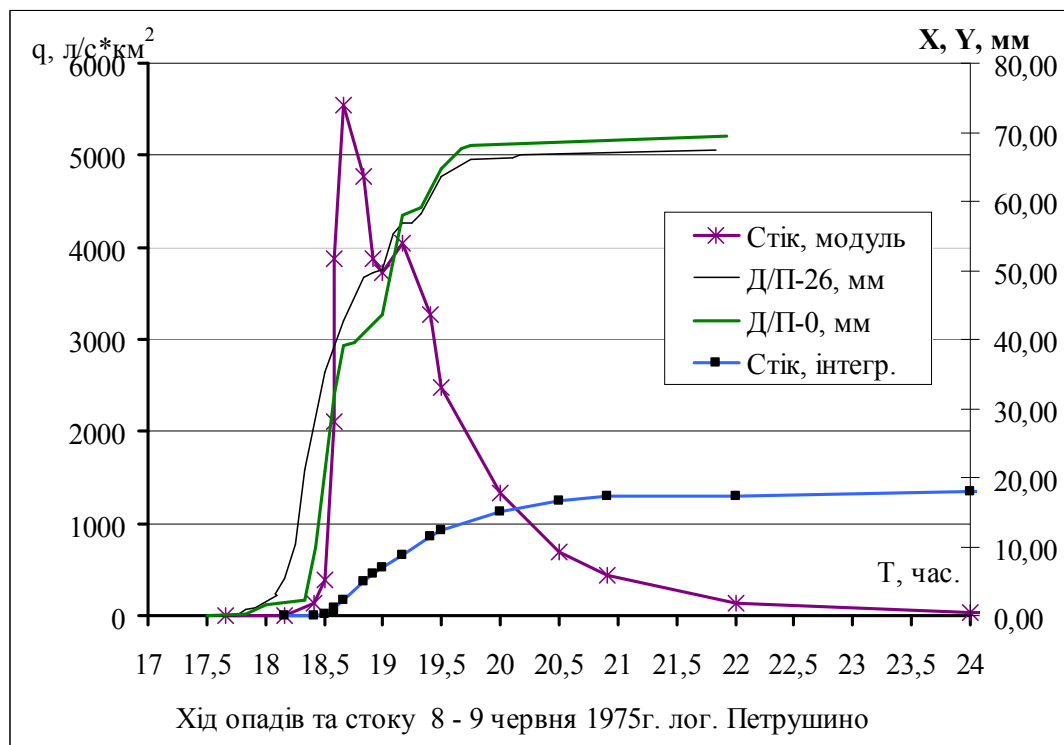
Рис.4.3 Пліовіограма дощу 25 – 27 липня 1986р, дощомірний пункт №5, басейн струм. Южний.

Дата і время, ч мин	Расход воды, л/с	Дата і время, ч мин	Расход воды, л/с	Дата і время, ч мин	Расход воды, л/с	Дата і время, ч мин	Расход воды, л/с	Дата і время, ч мин	Расход воды, л/с
8 30	12,5	9/лп 8 00	4,24	8 00	26,3	10 00	40,0	8 00	9,22
9 00	12,5	14 30	3,50	20 00	16,3	11 10	43,3	20 00	6,70
14 00	7,24	18 00	4,24	28/лп 8 00	11,9	12 00	41,6	21/лп 8 00	5,00
20 00	4,24	9/лп 8 00	3,90	14 00	10,9	18 30	26,3	22/лп 8 00	3,08
29/7 8 00	1,87	8 00	3,08	23 00	14,4	8 00	16,6	8 00	5,08
Объем стока за паводок 5,8-10 ³ м ³		10/лп 8 00	2,72	25/лп 8 00	21,6	8 00	6,97	Объем стока за паводок 2,0-10 ³ м ³	
Слой стока 21,6 мм		8 00	2,72	20 00	18,2	8 00	4,74	Слой стока 7,7 мм	
30/7 11 00	1,32	11 00	2,15	30/лп 8 00	12,5	17 40	4,74	Слой стока 7,7 мм	
13 00	2,39	Объем стока за паводок 2,3-10 ³ м ³		31/лп 8 00	7,98	8 00	3,59	Слой стока 7,7 мм	
14 30	4,24	Слой стока 8,4 мм		17 40	6,97	10/лп 5 30	8,67	Слой стока 7,7 мм	
16 00	7,98	25/лп 13 00	4,01	20 40	7,65	8 00	3,16	Слой стока 7,7 мм	
18 20	12,5	17 00	5,91	22 00	9,89	14 00	5,78	Слой стока 7,7 мм	
21 00	18,2	21 00	12,5	23 30	15,6	19 00	9,22	Слой стока 7,7 мм	
22 00	18,6	19 40	9,04	8 00	24,9	8 00	8,67	Слой стока 7,7 мм	
1/лп 0 00	17,2	21 00	12,5	1/лп 0 20	43,3	5 20	12,2	Слой стока 7,7 мм	
8 00	11,1	22 00	17,6	2 30	66,5	8 00	18,2	Слой стока 7,7 мм	
17 00	7,51	23 00	25,4	5 00	54,3	10 00	21,2	Слой стока 7,7 мм	
2/лп 8 00	5,13	1 00	32,3	8 00	38,5	12 00	21,6	Слой стока 7,7 мм	
3/лп 8 00	2,65	3 20	34,4	15 00	22,0	17 00	18,6	Слой стока 7,7 мм	
4/лп 8 00	1,81	4 30	50,8	21 00	16,6	12/лп 1 00	13,4	Слой стока 7,7 мм	
Объем стока за паводок 2,1-10 ³ м ³		4 50	71,9	23 20	16,0	8 00	10,1	Слой стока 7,7 мм	
Слой стока 7,7 мм		5 10	94,2	2 30	16,9	8 00	7,11	Слой стока 7,7 мм	
6/лп 12 00	1,07	5 45	118	6 00	16,3	13/лп 8 00	12,05	Слой стока 7,7 мм	
13 40	2,33	6 30	132	8 00	16,8	10 00	15,55	Слой стока 7,7 мм	
14 10	4,87	7 35	139	12 00	17,2	8 00	20,00	Слой стока 7,7 мм	
14 40	9,04	8 00	141	3/лп 8 00	12,5	20 00	23,55	Слой стока 7,7 мм	
15 40	16,0	9 25	134	8 00	12,5	23 55	13,5	Слой стока 7,7 мм	
18 00	21,6	11 10	150	Объем стока за паводок 29,6-10 ³ м ³		8 00	105	Слой стока 109 мм	
19 00	22,0	11 35	161	4/лп 8 00	8,67	12 00	64	Слой стока 109 мм	
1 00	15,0	11 55	178	8 00	8,67	15 55	153	Слой стока 109 мм	
8 00	9,41	12 15	188	5/лп 15 10	94,2	19 55	241	Слой стока 109 мм	
20 00	5,65	12 15	188	8 00	6,97	23 55	220	Слой стока 109 мм	
		15 10	121	15 50	6,57	8 00	4,01	Слой стока 109 мм	
		16 30	94,2	8 00	6,97	12 00	13,4	Слой стока 109 мм	
		20 15	68,5	13 00	16,9	13 00	15,3	Слой стока 109 мм	
		21 00	63,2	16 00	16,6	16 00	16,9	Слой стока 109 мм	
		21 55	66,0	17 20	17,2	19 45	380	Слой стока 109 мм	
		27/лп 1 00	40,8	8 00	24,9	23 40	305	Слой стока 109 мм	
		4 00	32,3					Слой стока 109 мм	

Рис. 4.4. Хід стоку з водозбору срум. Южний у період зливи 25 – 27 липня 1987р.

Сумарні втрати, як різниця між загальним шаром стоку та опадів, склала 0,0мм. Таке дивне співвідношення балансу пов'язано з тим, що в гірських умовах багаторічної мерзлоти втрати на поверхневе затримання маленькі, а частина початкових втрат, які пішли на заповнення руслової ємкості на початку паводка, повертаються в русло на його спаді. Шар підземного живлення у даному випадку склав 7,9 мм, таким чином поверхневий стік склав 39,9мм, а сумарні втрати 7,1мм.

На рис. 3 показані інтегральні криві опадів по даним двох пловіографів та стоку і гідрограф стоку для струмка Петрушино площею 1,21 км² (Придеснянська ВБС).



На рис. 4.5.. Інтегральні криві опадів по даним двох пловіографів, та стоку і гідрограф стоку для струмка Петрушино паводок 8-9 червня 1975 року. Цей струмок характеризує умови формування паводкового стоку в умовах піщано-супіщаних ґрунтів Придніпров'я.

5. СТАТИСТИЧНІ ХАРАКТЕРИСТИКИ ДОЩОВИХ ОПАДІВ

Оскільки кожен дощ є особистим, в статистичних розрахунках даних використовують вибірку граничних інтенсивності та кількості дощу. Під

граничною кількістю дощу H_τ розуміють найбільший його шар, який випав у термін дощу за вибраний неперервний інтервал часу τ . Гранична інтенсивність (h_{0t}) є середня за час вибірки τ . Послідовні значення H_τ , взяти за різні інтервали τ , складають ряд накопичення або криву граничних кількостей опадів. Відповідні граничні інтенсивності формують редуційну криву даного дощу. На першій стадії по розшифрованим даним хода дощів виконується вибірка найбільших за кожен рік шарів опадів H_τ за різні інтервали часу τ . Останні потім підвергаються статистичній обробці з метою отримання шарів опадів забезпеченістю $P\%(H_{\tau p})$. Аналогічні розрахунки виконуються і відносно добових максимумів опадів H . Щоб покращити надійність розрахункових характеристик опадів при коротких рядах спостережень, використовується спосіб годостанцій з числом не менш 50. Об'єднані ряди формуються по принципу кліматичної однорідності району.

Встановлено, що співвідношення $\frac{H_{\tau,p}}{H_p}$ в достатньо широкому діапазоні забезпеченості мало залежить від P , а криви $\Psi = \frac{H_{\tau,p}}{H_p} = \frac{f(p,\tau)}{f_1(p)} = \Psi_p(\tau)$ відрізняються достатньо добре вираженою просторовою стійкістю. Криви наростання шару опадів у часі можуть бути апроксимовані рівнянням: $\Psi_p(\tau) = a\tau^n$ або у виді таблиці.

Відповідна розрахункова інтенсивність опадів дорівнює:

$$\bar{a}_\tau = \frac{H_{\tau,p}}{\tau} = H_p \frac{\Psi_p(\tau)}{\tau} = H_p \bar{\Psi}_p(\tau) \quad (5.1)$$

де $\bar{\Psi}_p(\tau) = \frac{\Psi_p(\tau)}{\tau}$ - районні редуційні криви середніх інтенсивностей дощу у часі.

Що стосується добових максимумів опадів H_p , вони звичайно картуються, наприклад для $P=1\%$, тоді $H_p = H_{1\%} \lambda_p$, де λ_p - коефіцієнт забезпеченості.

Для моделювання та розрахунків використовуються різні математичні моделі, наприклад:

$$h_\tau = \frac{\Delta'}{(t_0 + t)^n} \quad (5.2)$$

де h_τ - гранична інтенсивність зливи, середня за будь який період τ ;

n - показник редуції у часі; Δ' - параметр, який зветься «потужністю дощу»

Для аналізу просторової редуції опадів будують карти ізогіет для різних інтервалів часу. Для аналітичного опису редуції опадів по площі використовують формулу виду:

$$\bar{X}_F = X_m \cdot K'_F, \quad (5.3)$$

де X_m - максимальний шар опадів в пункті ; \bar{X}_F - середній шар опадів на площі

F та K'_F - коефіцієнт редуції по площі.

На рис. 5.1 наведені криві забезпеченості найбільших в році шарів опадів

$H_{\tau_p} = f(P, \tau)$, та емпірична крива забезпеченості найбільших за рік

добових шарів опадів, а на рис. 1.2.- криві редуції середньої інтенсивності

дощу $\bar{\Psi}_{1\%}(\tau)$ для регіону півночі України.

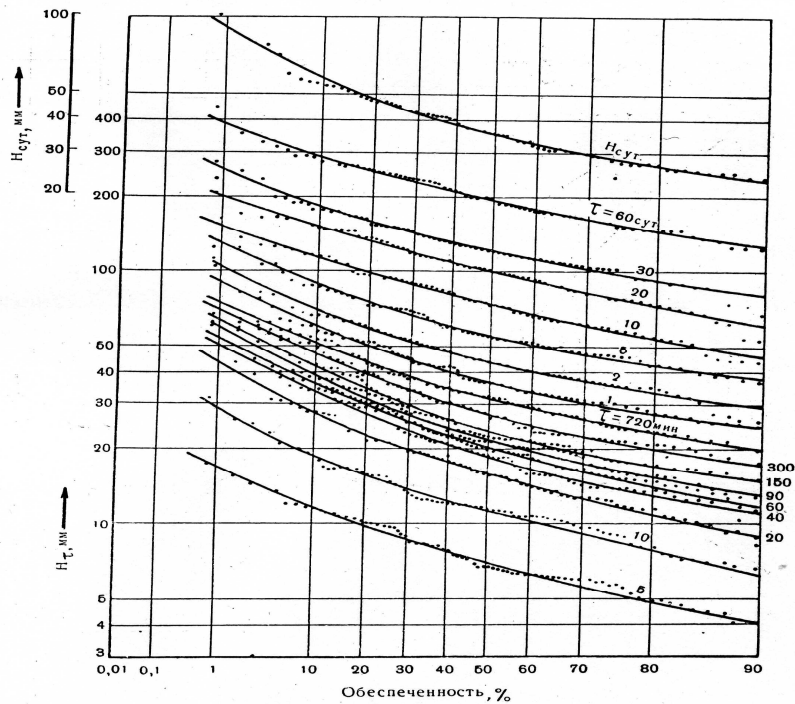


Рис. 5.1 Сімейство (абака) емпіричних кривих забезпеченості найбільших в році шарів опадів $H_{\tau} = f(P)$ за задані інтервали часу та найбільших у році добових опадів $H = f_1(P)$. для регіону півночі України [12].

6. Контрольні питання:

ЗМ-П1

- Яким чином можна отримати необхідну вихідну інформацію з довідкової літератури для аналізу гідрометеорологічних умов формування схилового стоку у різних фізико – географічних умовах.
- Як розрахувати початкові та кінцеві втрати схилового стоку.
- Розрахунок кривих накопичення опадів у часі та їх побудова
- Яким чином здійснюється розрахунок граничної кількості опадів
- Яким пристроєм вимірюється інтенсивність опадів.

Практичне завдання:

1. Скласти опис вивчаемого об'єкту та проаналізувати його гідрометеорологічну вивченність. Побудувати гідрографи стоку та розрахувати криві інтегральні криві опадів та стоку. Оцінити початкову та кінцеву кількість втрат стоку та їх генезис.

2. Практична робота складається з теоретичної (див. стор.2-4) та практичної (див. стор.5-11) частин.

Література до завдання №1

1. Бефани А.Н. Вопросы региональной гидрологии. Паводочный сток. – Киев. - 1989. – 131с.
2. Владимиров А.М. Гидрологические расчеты. Л., Гидрометеиздат. - 1990. - 365 с.
3. Гопченко Е.Д., Гнездилов Ю.А. Графоаналитический метод определения параметров гидрографов склонового стока (по материалам полевого обследования ГВВ)// Тр.УкрНИГМИ. – 1974.- вып.127.- с.54-61.
4. Бояринцев Е.Л. Гидрологические расчёты. Конспект лекций. – Одесса, 2003, 65с.

7. ДИФЕРЕНЦІЦНЕ РІВНЯННЯ СТОКУ

Загальна форма диференційного рівняння стоку, як категорії нестановищого руху з боковим припливом, виходячи з умов балансу, відносно бескінцево малого відрізка по довжині потоку dx , виглядає у виду [1]:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \varpi}{\partial t} = q_{xt}, \quad (7.1)$$

де x та t - координати відстані та часу, Q та ϖ - витрата води та площа перерізу потоки.

В наслідок натурних та теоретичних досліджень, професор А.Н Бефани розробляє формулу течії схилового стоку у вигляді:

$$V = cy^n, \quad (7.2)$$

де y - глибина рівномірно розподіленого шару схилового стоку, $c = c_0 \sqrt{I}$ - коефіцієнт, який залежить від шорсткості поверхні, I - ухил схилу.

Відокремив на схилі ділянку метрової ширини при фактичній глибині потоку, розповсюдженої рівномірно по всій ширині схилу y , отримаємо $\varpi = y$ и $Q = cy^{n+1}$.

Боковий приплив на метрову ділянку за час дощу дорівнює мінливій в часі інтенсивності водоутворення $h_t = a_t - k_t$, де a_t - інтенсивність опадів, а k_t - інтенсивність вбирання. Після закінчення дощу замість водоутворення поверхня буде втрачати воду на вбирання та випаровування, таким чином $q_{xt} = -k_t$, где k_t - сума втрат на вбирання та випаровування в часі.

Таким чином, диференціальне рівняння схилового стоку у фазі підйому можна представити у вигляді:

$$(n+1)cy^n \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h_t \quad (7.3)$$

З метою спрощення допустимо, що $h_t = h$, (водоутворення залишається постійним у часі). Тоді:

$$(n+1)cy^n \frac{\partial y}{\partial x} + \frac{\partial y}{\partial t} = h \quad (7.4)$$

7.1 ІНТЕГРУВАННЯ РІВНЯННЯ СХИЛОВОГО СТОКУ

1.1. Інтегрування рівняння схилового стоку у фазі водоутворення

З курсу вищої математики відомо, що якщо між частковими похідними функції існує лінійний зв'язок, то дане диференціальне рівняння при його рішенні може бути записано у вигляді системи характеристичних рівнянь. Тоді:

$$\frac{dx}{(n+1)cy^n} = \frac{dt}{1} = \frac{dy}{h}. \quad (7.5)$$

Розглянемо частні рівняння:

$$\frac{dx}{(n+1)cy^n} = \frac{dy}{h} \quad \text{и} \quad \frac{dt}{1} = \frac{dy}{h} \quad (7.6)$$

Після інтегрування (7.6):

$$y = \left(\frac{hx}{c}\right)^{\frac{1}{n+1}} + C_1 \quad (7.7)$$

та

$$y = ht + C_2 \quad (7.8)$$

Загальне рішення диференційного рівняння, яке виражає залежність y від обох перемінних (x та t) є $\Phi(C_1; C_2) \equiv 0$.

Функція $\Phi(C_1; C_2)$ дає безліч рішень, з яких необхідно вибрати ті, які задовольняють умовам, поставленої задачі, т.е. відповідають моделі явища, що розглядається. Для цього необхідно сформулювати початкові та граничні умови. Початкові умови: у момент часу $t=0$ розрахунковий шар стоку $y = 0$.

С іншої сторони, граничні умови можна записати наступним чином:

$$x = 0; y = 0.$$

Підставляючи початкові умови в (1.8), отримуємо $C_2 = 0$, а

$$y = ht \quad (7.9)$$

Використовуючи граничні умови, з (1.7) отримуємо $C_1 = 0$, а

відповідно:

$$y = \left(\frac{hx}{c}\right)^{\frac{1}{n+1}} \quad (7.10)$$

Рівняння (7.9) описує динаміку потоку в нижній частині схилу, де глибини нарастають пропорційно загальному шару водоутворення, таким чином тут має місце невстановившийся рух. Навпаки, в верхньої частині схилу (на відстані X от вододілу) рух має встановившийся характер, оскільки глибини потоку Y не залежать від часу.

Параболічна частина повздовжнього профілю схилового потоку смикається з прямолінійною у деякої плоскості, яка має назву розподільного перерізу, або хвилі стоку. Схема повздовжнього профілю схилового потоку у момент часу t від початку водоутворення приведена на рис. 7.1.

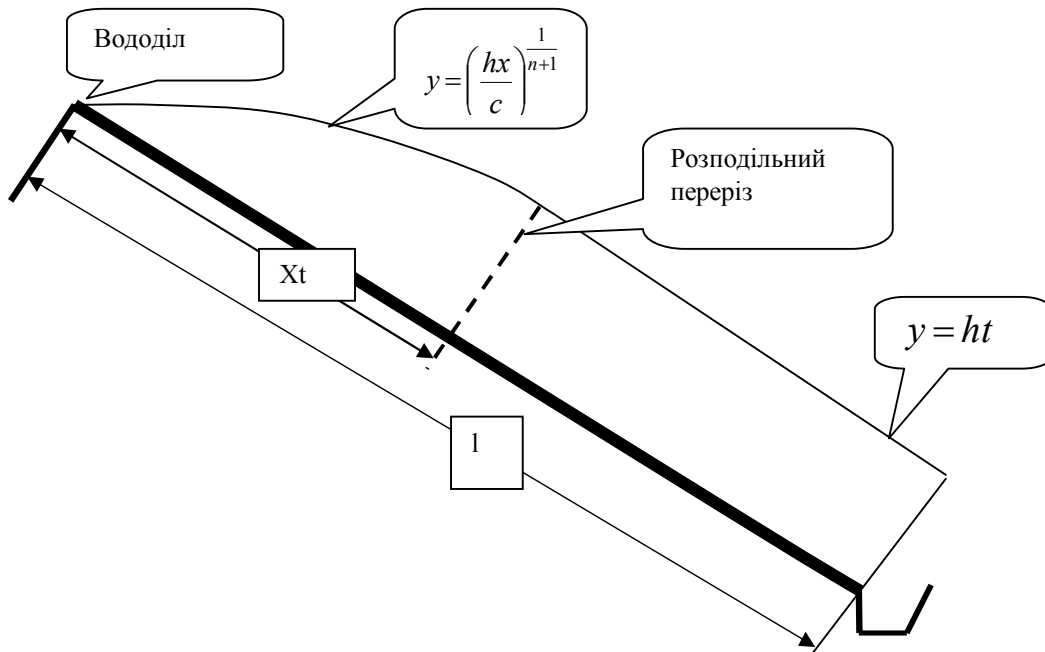


Рис. 7.1. Схема повздовжнього профілю схилового потоку у момент часу t від початку водоутворення.

7.1.2. ВИЗНАЧЕННЯ ПОЛОЖЕННЯ НА СХИЛІ РОЗПОДІЛЬНОГО ПЕРЕРІЗУ (ХВИЛІ СТОКУ)

Якщо прирівняємо (7.9) та (7.10), знайдемо шлях добігу розподільного перерізу або хвилі стоку, від початку водоутворення:

$$x_t = ch^n t^{n+1} \quad (7.11.)$$

Час добігу розподільного перерізу або хвилі стоку $t_{ск}$ до замикаючого створу отримуємо, якщо $x_t = l$. Згідно з (7.11):

$$t_{ск} = \left(\frac{l}{ch^n} \right)^{\frac{1}{n+1}} \quad (7.12)$$

7.1.3. МАКСИМАЛЬНА ВИТРАТА ТА МАКСИМАЛЬНИЙ МОДУЛЬ СХИЛОВОГО СТОКУ

Витрата води з одиниці ширини схилу: $Q_t = cy^{n+1}$. Таким чином, модуль схилового стоку q_t дорівнює:

$$q_t = \frac{Q_t}{l} = \frac{cy^{n+1}}{l} \quad (7.13)$$

Якщо має місце співвідношення $t_{ск} > T$, то у момент закінчення водоутворення положення розподільного перерізу або хвилі стоку x_T буде окреслюватись згідно (7.11), рівнянням:

$$x_T = cT^{n+1}h^n \quad (7.14)$$

Ясно, що при $x < l$, т.е. якщо протяжність схилу більш ніж шлях добігання хвилі стоку, то у момент закінчення дощу, у замикаючому створі має місто «неповний» стік з глибиною:

$$y = S_T = hT, \quad (7.15)$$

де S_T - шар водоутворення дощу.

Таким чином, максимальний модуль схилового стоку буде спостерігатися у момент $t = T$, таким чином:

$$q_m = \frac{c}{l} h^{n+1} T^{n+1} = \beta_T h, \quad (7.16)$$

де $\beta = \frac{x_T}{l}$ є коефіцієнт повноти схилового стоку

В умовах, коли $t_{ск} < T$, максимальний модуль схилового стоку q_m буде спостерігатися у момент добігання розподільного перерізу до замикаючого створу. При цьому $x_t = l$, а

$$y = \left(\frac{hl}{c}\right)^{\frac{1}{n+1}} \quad (7.17)$$

В відповідності з (7.13) та (7.17)

$$q_m = cy^{n+1} = h \quad (7.18)$$

На рівні $q_m = h$ модуль стоку буде утримуватись течії часу $\Delta t = T - t_{ск}$, де Δt - тривалість фази повного стоку.

8. ГІДРОГРАФИ ПОВЕРХНЕВОГО СХИЛОВОГО СТОКУ

При неповному схиловому стоці потік у момент закінчення водоутворення складається з двох елементів: нижнього, з глибиною потоку $y = S_T = hT$ (на ділянці, куди ще не добігла хвиля), та верхнього, з

глибиною потоку $y = \left(\frac{hx}{c}\right)^{\frac{1}{n+1}}$ (на ділянці завершеного добігання). Тому

динаміка спаду при неповнім стоці складається з двох елементів, маючи розрив неперервності у момент добігу хвилі стоку $t = t_{ст}$.

Після закінчення дощу спочатку стікає нижча частина потоку, яка мала к завершенню водоутворення глибину S_T . Ділянка кривої спаду від моменту закінчення водоутворення $t = T$ і до моменту добігання розподільного перерізу характеризується кривою спаду першого типу (рис.8.1).

В момент добігу розподільного перерізу буде формуватися більш бистрий спад кривої верхньої частини потоку з нерівномірним розподілом глибин, утворюючи криву другого типу (рис. 8.1). Цей випадок формування гідрографу схилового стоку відноситься до категорії завершеного.

Схиловий стік може закінчитися ще до витoku часу моменту добігання розподільного перерізу $t = t_{\text{СК}}$, в результаті истощення шару водоутворення на вбирання в момент часу $\tau_{\text{уст}}$. Такий випадок являється неповним незавершеним стоком. Час виснаження $\tau_{\text{уст}}$ визначається простим співвідношенням:

$$\tau_{\text{уст}} = \frac{S_T}{k_\tau} \quad (8.1)$$

Гідрограф неповного незавершеного схилового стоку приведено моменту добігання розподільного перерізу на рис. 8.2.

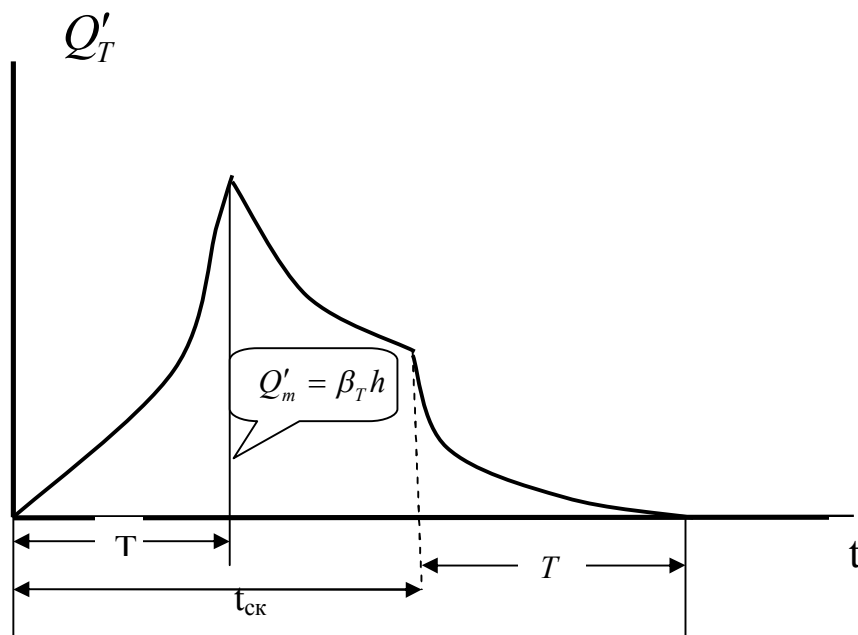


Рис 8. 1 Гідрограф неповного (завершеного) схилового стоку.

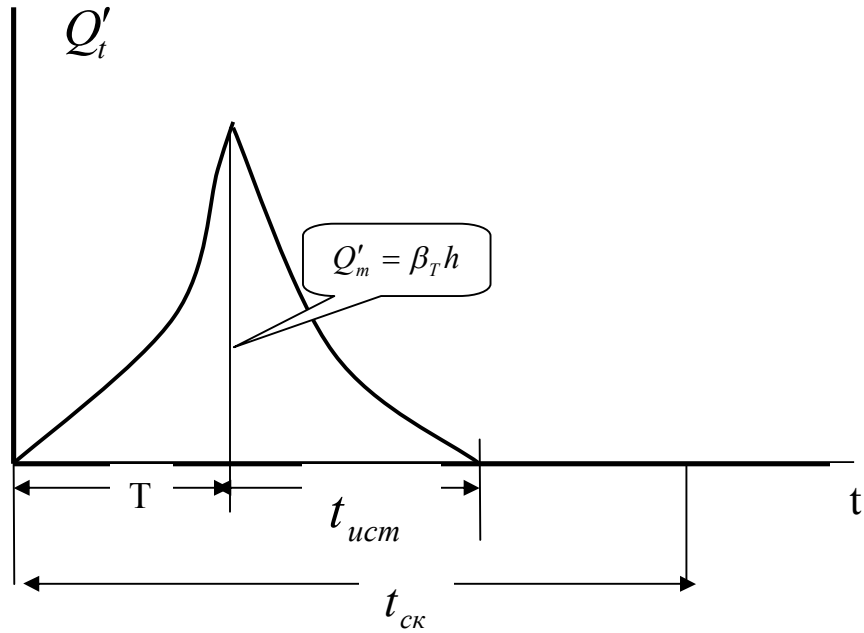


Рис. 8. 2 Гідрограф неповного (незавершеного) схилового стоку.

Повний схиловий стік має місце, коли час схилового добігу $t_{ск}$ менш ніж тривалість T . В цьому випадку в інтервалі часу $\Delta t = T - t_{ск}$ спостерігається фаза повного стоку, а гідрограф стоку приведено на рис. 8.3.

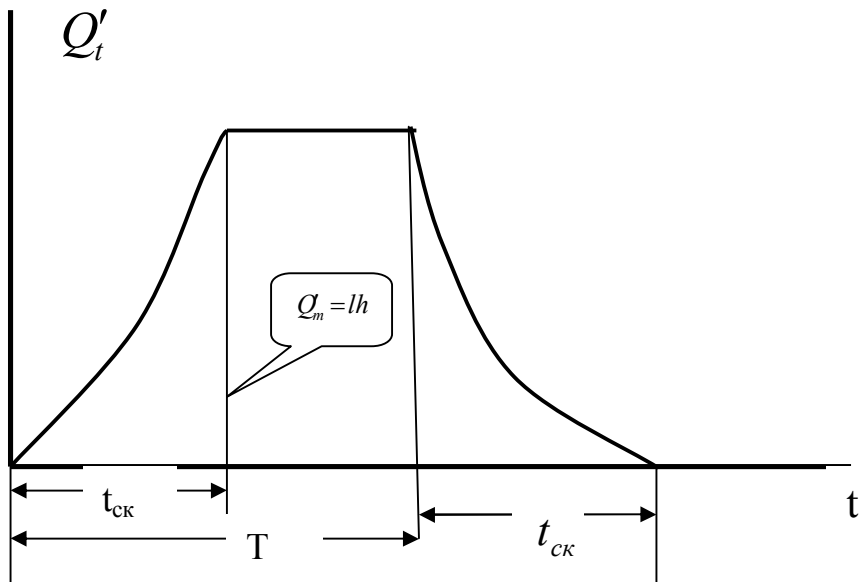


Рис. 8.3 Гідрограф повного схилового стоку.

9. МЕТОДИ ВИЗНАЧЕННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ ПАРАМЕТРІВ УЗАГАЛЬНЕНОГО СХИЛОВОГО ГІДРОГРАФА

Розрахункові характеристики гідрографів схилового стоку (у першу чергу, коефіцієнтів часової нерівномірності припливу води зі схилів до руслової мережі та його тривалість) можна встановити наступними способами:

- З використанням даних багаторічних спостережень на малих водозборах водно балансових станцій.
- Шляхом ретрансформації гідрографів стоку крупних річок.

9.1. ОЦІНКА ПАРАМЕТРІВ ГІДРОГРАФІВ СХИЛОВОГО СТОКУ ПО ДАНИМ СПОСТЕРЕЖЕНЬ НА МАЛИХ ВОДОТОКАХ

У цьому випадку для паводків (водопіль) рідкої повторюваності будується гідрограф стоку, по якому визначається розрахункові параметри:

шар Y_m , тривалість притоку T_0 , коефіцієнт часової неоднорідності $\frac{n+1}{n}$.

Для можливості математичної апроксимації гідрограф стоку надається в відносних координатах шляхом розвертки гідрографа від максимального

значення: $\frac{Q'_t}{Q'_m} = f(t/T_0)$.

Аналітично редуційний гідрограф окреслюється рівнянням:

$$\frac{Q'(t)}{Q'_m} = 1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n, \quad (9.1)$$

звідкіля: $Q'(t) = Q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n \right],$

$$\text{або: } q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (9.2)$$

де Q'_t и Q'_m - витрати води схилового припливу, а q'_t и q'_m - модулі схилового припливу.

Інтегрування (9.2) по T_0 дозволяє отримати загальний шар притоку:

$$y_m = q'_m T_0 \frac{n}{n+1}. \quad (9.3)$$

З (9.3) маємо:

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m T_0}{Y_m}, \quad (9.4)$$

Тоді:

$$n = \frac{1}{\frac{q'_m T_0}{Y_m} - 1} \quad (9.5)$$

Формалізація гідрографів схилового припливу за допомогою рівнянь виду (9.2), строго говорячи, можлива тільки для схилових гідрографів одно модальної форми. Но гідрографи стоку в період сніготанення мають багатомодальний характер, відповідаючий добовим хвилям сніготанення. Дослідження Е.Д.Гопченко та Е.Л.Бояринцева [6] виявили, що за допомогою (9.2) можливо описати гідрографи більш складної форми, ніж одномодальна. В цьому випадку виконується сглажування гідрографів стоку з обов'язковим виходом на основну хвилю (рис.9.1).

Кількість водно балансових станцій в організаційної структурі гідрометеорологічних спостережень дуже мала, викладені методичні підходи щодо обґрунтування $\frac{n+1}{n}$ та n вкрай обмежені. Тому заслуговує уваги пропонуваній в роботі [] спосіб визначення n через елементи руслових

гідрографів, використовуючи коефіцієнт $(m + 1) / m$:
используя коэффициент

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m}{Q_{T_n}} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F} \quad (9.6)$$

де Q_m - максимальна витрата води;; T_n - підгрунтя руслового гідрографу; Y_m - максимальний шар стоку за водопілля чи паводок; F - площа водозбору..

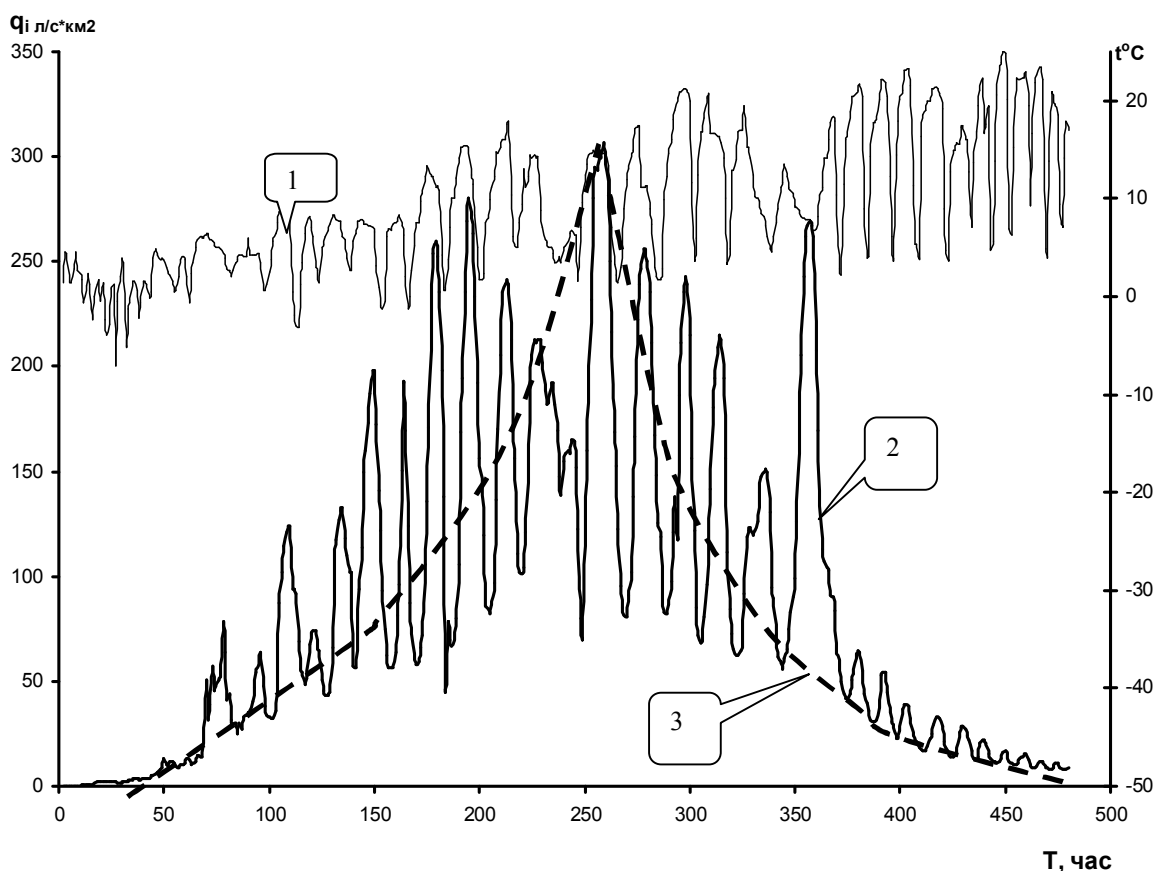


Рис. 9.1 Гідрограф стоку весняного водопілля 1- хід температури повітря; ход 2- хід стоку; 3- розрахунковий гідрограф.

Узагальнення коефіцієнту $(m + 1) / m$ за територією показало, він інтегрально може бути відображено в залежності від площі водозбору F . З зростанням площі під впливом ефектів русло – заплавного регулювання та

часу руслового добігання відбувається зменшення співвідношення, Q_m/Y_m , з однієї сторони, та зростання підгрунтя гідрографу T_{II} , - з іншої. У зв'язку з цим співвідношення $(Q_m T_n)/(Y_m F)$ характеризується поступовим зменшенням с ростом площі водозбору. При цьому, величина значення $(m+1)/m$ при $F \Rightarrow 0$ представляє собою, коефіцієнт нерівномірності схилового гідрографу, $(n+1)/n$.

Можливий також інший спосіб оцінки $(m+1)/m$ через середні багаторічні характеристики:

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{Q}_m \bar{T}_n}{\bar{Y}_m F} k_r \quad (9.7)$$

Для уточнення розрахунків $(m+1)/m$ можливий також декілька інший підхід [8].

Для кожного гідрометричного створу за багаторічний період будується залежності вигляду $Q_m = f(Q_{cp})$, які виражаються прямими, виходячими з початку координат. При цьому тангенс куту ухилу лінії зв'язку до осі абсцис відповідає значенню $(m+1)/m$.

3. Визначення тривалості притоку води зі схилів до руслової мережі T_0 .

При побудові формул максимального стоку найбільші труднощі пов'язані з визначенням саме цього параметру. Фізичний зміст T_0 визначене досить чітко – це підгрунтя схилового гідрографу. Однак із – за рідкої мережі воднобалансових станцій та високої мінливості T_0 у просторі, використатися таким простим прийомом не вдається. Більш того, у розрахункових схемах взагалі мова йде не просто о тривалості припливу, а о параметрі, задовольняючим умовам формування повеней (паводків) заданої імовірності перевищення. Таким чином, матеріали водно балансових станції скоріше мають розглядатися як допоміжні, головним чином, для контролю масштабу параметрів, які визначаються зворотнім шляхом за даними

стаціонарної мережі станцій та постів. Принципово, можливе визначення T_0 на підґрунті теорії ізохрони. Відповідно [] :

$$T_{\Pi} = T_0 + t_p, \quad (9.8)$$

відповідно

$$T_0 = T_{\Pi} - t_p, \quad (9.9)$$

де T_n - тривалість повені або паводку, а t_p - час руслового добігу. Необхідно відмітити що рівняння (9.8) не враховує ефектів русло – заплавної регулювання паводків та повеней.

Тому (9.8) необхідно переписати у вигляді:

$$T_{\Pi} = T_0 + t_p + \Delta t, \quad (9.10)$$

де Δt - час розвантаження русло – заплавної ємкості.

Однак у цьому разі (9.10) являється рівнянням ні з одним, а с двома невідомими – T_0 та Δt , що робить його практично не розв'язним відносно розрахункової тривалості схилового припливу T_0 .

Викладене дозволяє зробити висновок о том, що у сьогоденні немає скільки – небудь обґрунтованих методів прямого визначення T_0 за матеріалами спостережень. Професор Гопченко Є.Д. розробив спосіб обчислювання T_0 в рамках генетичної формули А.Н.Бефані, який пройшов всесторонню апробацію та отримав широке расповсюдження.

Базові рівняння для обчислювання T_0 мають вигляд:

а) при $t_p < T_0$:

$$\frac{nq_m}{Y_m \varepsilon_{\Pi}} T_0^{n+1} - (n+1)T_0^n + \frac{m_1+1}{m_1} t_p^n = 0; \quad (9.11)$$

б) при $t_p \geq T_0$:

$$\frac{1}{m_1+1} T_0^n + \frac{m_1+n+1}{(m_1+1)(n+1)} \left(\frac{q_m}{Y_m \varepsilon_{\Pi}} t_p - \frac{m_1+n+1}{n+1} \right) t_p^{m_1} = 0, \quad (9.12)$$

де q_m – максимальний модуль стоку за паводок чи водопілля, Y_m – шар стоку паводок (водопілля), ε'_n – коефіцієнт русло – заплавного водообміну та регулювання, m_1 – показник ступеню в рівнянні кривої ізохроні. В виду того, що в (9.11) та (9.12), окрім T_0 невідомим являється також ще і ε'_n , то рішення цього рівняння виконується с двома невідомими. Визначення ε'_n та T_0 виконується на підґрунті метода простій однокрокової ітерації та при деяких фізичних кордонах яки накладаються на ε'_n . В операторним вигляді рівняння (9.11) та (9.12) запишуться так:

а) при $tp < T_0$

$$T_0 = \left(\frac{\varepsilon'_n Y_m}{n q_m} \right)^{\frac{n+1}{n}} \left[(n+1)T_0 - \frac{m_1 + 1}{n + m_1 + 1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}}; \quad (9.13)$$

б) при $tp > T_0$

$$T_0 = \left[\left(\frac{m_1 + n + 1}{n + 1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon'_n} t_p \right) \frac{m_1 (n + m_1 + 1)}{n + 1} t_p^{m_1} \right]^{\frac{1}{m_1}}. \quad (9.14)$$

На рівнинних територіях характеристики весняного водопілля пов'язані з географічним положенням об'єктів. Тому, щоб проаналізувати вплив на тривалість припливу комплексу місцевих факторів (лісу, болот, карсту), необхідно спочатку необхідно проаналізувати вплив широти місцевості. Для цього будується графік зв'язку $T_0 = f(\varphi^0)$, де φ^0 - географічна широта геометричного центру водозбору. Після цього приведені до однієї широті значення T_0 досліджуються на факторну залежність от місцевих факторів.

Для вираховування впливу місцевих факторів на тривалість схилового припливу розраховуються поправні коефіцієнти. Так, для залісєнних водозборів басейну р.Дніпро пропонується вводити коефіцієнт $K_{л}$, який дорівнює

$$K_{л} = 1 + 0.018f_{л}, \quad (9.15)$$

де $f_{л}$ - відносна залесєнність у відсотках;

аналогічно, для заболочених водозборів:

$$K_{\sigma} = 1 + 0.04f_{\sigma}, \quad (9.16)$$

де f_{σ} - відносна заболоченість у відсотках.

Переходячи до картування даних о тривалості схилового припливу, необхідно попереду довести величини T_0 до $f_{\lambda} = f_{\sigma} = 0$. Для цього достатньо значення T_0 поділити на k_{λ} и k_{σ} , тобто:

$$(T_0)_{\text{прив}} = \frac{T_0}{k_{\lambda} k_{\sigma}} \quad (9.17)$$

Після цього отримані величини $(T_0)_{\text{прив}}$ наносяться на карту (до геометричних центрів водозборів).