

УДК 556.166

Є.Д.Гопченко, д.г.н., М.Є.Романчук, к.г.н.

Одеський державний екологічний університет

## ОСОБЛИВОСТІ СТРУКТУРНОЇ БАЗИ ДЕЯКИХ РОЗРАХУНКОВИХ ФОРМУЛ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ

*У статті розглядаються теоретичні основи і методичні підходи, які використовуються при нормуванні розрахункових характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних повеней.*

**Ключові слова:** паводки, повені, максимальний стік, розрахункові характеристики.

**Вступ.** Характеристики максимального стоку мають виняткове важливе значення у практичній діяльності людей, оскільки від них багато в чому залежить безпечність функціонування об'єктів господарського призначення, особливо тих, що знаходяться в зонах можливого підтоплення під час дощових паводків і танення сезонних снігів. Невипадково з досить давніх часів науковцями і практиками були запропоновані методики для визначення параметрів паводків і водопіль різної ймовірності перевищення.

**Сучасний стан проблеми.** Перші розрахункові схеми, використовуючи наявні матеріали спостережень за гідрологічним режимом річок, ґрунтувались на побудованні емпіричних залежностей, які описуються простими рівняннями вигляду [1]

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (1)$$

де  $q_m$  - максимальний модуль стоку;  $q'_m$  - максимальний модуль припливу води зі схилів до руслової мережі;  $F$  - площа водозборів;  $n_1$  - показник степеня, який визначає особливості редукції співвідношення  $q_m/q'_m$  від розміру водозборів, причому

$$q_m/q'_m = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \quad (2)$$

Рівняння (2) задовольняє граничні умовами:  $q_m/q'_m = 1.0$  при  $F = 0$  і  $q_m/q'_m = 0$  - при  $F \rightarrow \infty$ .

Практичне застосування формули (1) виявило суттєві недоліки її структури, оскільки крім максимального модуля  $q_m$  (або  $q'_m$ ) до важливих параметрів гідрографів паводків і водопіль слід віднести й шар стоку. Дійсно, К.П. Воскресенським [2] було доведено, що

$$q_m = k_0 Y_m, \quad (3)$$

де  $k_0$  - коефіцієнт трансформації схилових гідрографів;

$Y_m$  - шар стоку за паводок або водопілля.

З урахуванням (3)

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F+1)^{n_1}}. \quad (4)$$

Формули (1) і (4) набули значного поширення, у тому числі й при підготовці нормативних документів колишнього СРСР, відомих як СН 435-72 [3] і СНіП 2.01.14-83 [4]. Зауважимо, що останній до цього часу залишається діючим в Україні. Проблемним в структурі (4) є науково – методична база при визначенні  $k_0$ , зокрема, в СН 435-72 його було нормовано по географічних зонах та з урахуванням категорії рельєфу, а вже в СНіП 2.01.14-83 пропонується метод гідрологічної аналогії. На наш погляд, обидва методичні підходи не відповідають природі цього параметра. В [5] показано, що теоретично

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0(f_l, f_b)}, \quad (5)$$

де  $\frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу, причому

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m T_0(f_l, f_b)}{Y_m F}, \quad (6)$$

де  $Q'_m$  - максимальна витрата води схилового гідрографа;

$T_0$  - тривалість схилового припливу;

$f_l$  - лісистість водозборів;

$f_b$  - заболоченість водозборів.

Для справедливості слід зауважити, що заболоченість і залісеність річкових водозборів у нормативних документах враховані, але не окремо до кожної із складових ( $k_0$  та  $Y_m$ ), а шляхом введення інтегральних поправкових коефіцієнтів у праву частину формули (4). Вважаємо такий методичний підхід не зовсім коректним, оскільки залісеність і заболоченість водозборів по - різному впливає на  $k_0$  та  $Y_m$ . Більше того, ці природні чинники взагалі безпосередньо впливають на характеристики схилового, а не руслового стоку.

Одержана чисто емпіричним шляхом структура (1) теоретично була підтверджена спочатку Д.Л. Соколовським [1], а пізніше Є.Д. Гопченком [6]. За вихідний було прийнято одномодальний гідрограф паводка, геометрія якого дає змогу одержати рівняння

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_n k_m, \quad (7)$$

де  $k_n$  - коефіцієнт русло – заплавного регулювання

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n};$$

$$k_m = \frac{\frac{m+1}{m}}{\frac{n+1}{n}} - \text{коефіцієнт, пов'язаний з часовою нерівномірністю руслового}$$

$\left(\frac{m+1}{m}\right)$  і схилового  $\left(\frac{n+1}{n}\right)$  стоку;

$t_p$  - тривалість руслового добігання паводкових хвиль;

$T_n$  - тривалість паводків і водопіль.

За умови незначної просторової змінності  $T_0$  структура (7) може бути зведена до рівня (1) або (4), оскільки

$$\frac{k_n k_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = f(F) = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (8)$$

Необхідно при цьому ще раз підкреслити, що такі спрощення можливі лише за відсутності на річкових водозборах залісених і заболочених територій. Інакше необхідно використовувати при нормуванні характеристик максимального стоку повеней і паводків структуру (7), замість (1), (4).

Одноmodalний гідрограф є основою і для формул об'ємного типу. Дійсно, згідно [7], виходячи з такої моделі

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_n}, \quad (9)$$

де  $\frac{m+1}{m}$  - коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F}, \quad (10)$$

$Q_m$  - максимальна витрата води річкового стоку.

Спроби використати структуру (9) з метою удосконалення нормативної бази в галузі максимального стоку робились Д.Л. Соколовським [1], А.В. Огієвським [8], В.І. Мокляком [9] й іншими. Головні труднощі при реалізації (9) в авторських варіантах стосувались визначення тривалості паводків (водопіль)  $T_n$ . Так, у методиці А.В. Огієвського

$$T_n = T_0 + t_p; \quad (11)$$

у В.І. Мокляка

$$T_n = T_0(f_l, f_\sigma) + t_p + t_\phi, \quad (12)$$

де  $t_\phi$  - тривалість переміщення фронту сніготанення і водовіддачі.

Інший шлях використав Д.Л. Соколовський [1]. Він взяв  $T_n$  як суму  $t_n$  і  $t_{cn}$ , з урахуванням яких (9) набуває вигляду

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{t_n} \gamma, \quad (13)$$

де  $\gamma = \frac{t_{cn}}{t_n}$  - відношення тривалості спаду  $t_{cn}$  і підйому  $t_n$  гідрографів стоку.

Найбільш складним в структурі (13) виявився параметр  $t_n$ , який Д.Л. Соколовським пропонувалось нормувати в залежності від тривалості руслового добігання  $t_p$  таким чином

$$t_n = k_n t_p, \quad (14)$$

де  $k_n \geq 1.0$  набирає значень від одиниці (короткі зливи) до 1,3-1,6 – для тривалих дощів. Така рекомендація, на наш погляд, не відповідає процесам формування річкового стоку за схемою «схиловий приплив – русловий стік». Зокрема, для невеликих за розмірами водотоків співвідношення між  $t_n$  і  $t_p$  таке:  $t_n > t_p$  і ступінь цієї нерівності тим більший, чим менший водотік. І, навпаки, за умови, що тривалість руслового добігання  $t_p$  більша за тривалість ефективних дощових опадів, співвідношення між ними буде мати зворотний вигляд, тобто  $t_n < t_p$ .

Викладені вище міркування свідчать про відсутність перспектив до використання такого методичного підходу для нормування характеристик максимального стоку річок.

Автори [10] використали інший спосіб практичної реалізації (9). Спочатку праву частину помножено і поділено на  $(T_0 + t_p)$ , тобто (9) приводиться до вигляду

$$q_m = \frac{m+1}{m} \frac{Y_m}{T_0 + t_p} k_n. \quad (15)$$

Потім рівняння (15) вирішується за умови накладання обмежень на параметр  $k_n$ , який на першому етапі наближення береться на рівні одиниці (інші параметри:  $\frac{m+1}{m}, Y_m, t_p, q_m$  визначаються за матеріалами спостережень гідрологічної мережі постів). Після першого наближення будується залежність  $T'_0 = f(F)$ , за допомогою якої встановлюється для того чи іншого регіону (або окремого водозбору) середнє значення  $(T_0)_{сер}$ . Тепер з (15) можна для кожного водозбору обчислити  $k_n$  і побудувати залежність типу  $k_n = f(F)$ . На її основі у другому наближенні встановлюються розрахункові величини  $T_0$  для усіх водозборів. У подальшому вони підлягають факторному і просторовому узагальненню.

Домноживши у правій частині (15) чисельник і знаменник на  $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ , приходимо, до вже відомого рівняння (7).

В останні роки набули поширення формули максимального стоку, основані на моделі руслових ізохрон. Серед них найбільш відомою є розрахункова схема, запропонована А.М. Бефані [11]. В окремі категорії ним виділені елементарні водозбори і розгалужені річкові системи. Вихідні рівняння мають вигляд :

- для елементарних водозборів

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t, \quad (16)$$

де  $Q$  - витрата води;

$\omega$  - площа поперечного перерізу водотоку;

$q'_t$  - модуль схилового припливу;

- для річкових систем

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial(\omega + \omega_{зан} + \omega_{ал})}{\partial t} = \alpha B_x q'_t, \quad (17)$$

де  $\omega_{зан}$  - площа поперечного перерізу заплави;

$\omega_{ал}$  - площа поперечного перерізу алювію;

$B_x$  - ширина водозборів по ізохронах руслового добігання;

$\alpha$  - коефіцієнт густоти гідрографічної мережі.

Після інтегрування і деяких узагальнень, виходячи з (16) і (17), одержані розрахункові структури:

- для елементарних водозборів

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi; \quad (18)$$

- для річкових систем

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_r \varepsilon_F, \quad (19)$$

де  $\varphi$  - коефіцієнт участі у формуванні максимального модуля стоку  $q_m$  загального (за паводок або водопілля) шару схилового припливу  $Y_m$ , причому

$$\varphi = \frac{\int_0^{t_p} q'_t dt}{\int_0^{T_0} q'_t dt} \leq 1.0; \quad (20)$$

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло – заплавного регулювання;

$k_r$  - гідрографічний коефіцієнт, який головним чином залежить від співвідношення між тривалостями  $t_p$  і  $T_0$ :

- при  $t_p < T_0$

$$k_r = \int_0^{t_p} q'_t B_t dt / \left( B_{cp} \int_0^{t_p} q'_t dt \right); \quad (21)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$k_r = \int_0^{T_0} q'_t B_t dt / \left( B_{cp} \int_0^{T_0} q'_t dt \right). \quad (22)$$

В роботах [5,6,7] пропонується при розрахунках максимального стоку паводків і водопіль користуватись редуційними графіками для  $q'_t$  і  $B_t$ , а саме:

- для схилових гідрографів

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right]; \quad (23)$$

- для ширин водозборів

$$B_t = B_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{t_p} \right)^{m_1} \right]. \quad (24)$$

При використанні (23) і (24) можна у параметричній формі записати рівняння для  $\varphi$  і  $k_r$ :

а) для коефіцієнта  $\varphi$

- при  $t_p < T_0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (25)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1.0 \quad (26)$$

б) для гідрографічних коефіцієнтів  $k_r$

- при  $t_p < T_0$

$$k_r = \left[ 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right] / \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (27)$$

- при  $t_p > T_0$

$$k_r = \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1(m_1 + 1 + 1)} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n. \quad (28)$$

Розглянуті науково – методичні підходи щодо нормування характеристик максимального стоку річок ґрунтуються на таких моделях: редуційні та об’ємні формули – на геометричній схематизації схилових і руслових гідрографів (або тільки руслових); так звані «генетичні формули» - на теорії руслових ізохрон за схемою «схиловий приплив – русловий стік». До окремої групи слід віднести формули граничної інтенсивності або раціональний метод, який набув великого поширення при розрахунках максимального стоку дощових паводків з невеликих водозборів. На відміну від попередніх методів, у цих формулах двооператорна модель трансформації «дощові опади – схиловий приплив – русловий стік» підміняється одним - «дощові опади – русловий стік». Вперше формула граничної інтенсивності була запропонована у 1868 р. австрійським інженером Кестліним у вигляді

$$q_m = a\eta, \quad (29)$$

де  $a$  - розрахункова інтенсивність зливи;

$\eta$  - коефіцієнт стоку.

З тих пір і до цього часу вона майже не зазнала якихось суттєвих змін. Наприклад, в США [12,13] вона використовується в редакції

$$q_m = \bar{a}_\tau \eta, \quad (30)$$

де  $\bar{a}_\tau$  - середня інтенсивність опадів за розрахункову тривалість  $\tau$ .

У працях Р.К. Лінслея й ін. [12] та Віссмена й ін. [13] під  $\tau$  розуміється басейнова тривалість добігання, тобто

$$\tau = t_p + t_{cx}, \quad (31)$$

де  $t_p$  - тривалість руслового добігання;

$t_{cx}$  - тривалість схилового добігання.

Коефіцієнт стоку ними розраховується по-різному. Згідно [12],

$$\eta = \eta_m \left( \frac{T_p}{100} \right)^x, \quad (32)$$

де  $\eta_m$  - максимальний коефіцієнт стоку, який представлений картою ізоліній;

$T_p$  - повторюваність паводків;

$x$  - параметр, який узагальнений у вигляді відповідної карти.

Розрахункова інтенсивність зливових опадів при цьому визначається за формулою

$$\bar{a}_\tau = \frac{kT_p^x}{\tau^n}. \quad (33)$$

За рекомендацією [13], коефіцієнт стоку  $\eta$  нормовано у вигляді таблиці в залежності від типу підстильної поверхні.

У нормативних документах СН435-72 і СНіП 2.01.14-83 структура формули граничної інтенсивності має таку ж саму редакцію, що й (30). Відмінність стосується лише методичних підходів до визначення параметрів. Так, басейнова тривалість добігання замінюється на розрахункову тривалість

$$\tau = 1,2t_p^{1,1} + t_{cx}. \quad (34)$$

Коефіцієнт стоку  $\eta$  в СН 435-72 було нормовано за типами підстильної поверхні, а в СНіП 2.01.14-83 рекомендується його визначити за формулою

$$\eta = \frac{C_2 \eta_0}{(F+1)^{n_3}} \left( \frac{I_6}{50} \right)^{n_2}, \quad (35)$$

де  $C_2$  - параметр, який змінюється від 1,2 (зона тундри) до 1,3-1,6 (інші природні зони);

$\eta_0$  - збірний коефіцієнт стоку, приведений до площі  $F = 10 \text{ км}^2$  і уклону схилів  $I_6 = 50 \text{ ‰}$ ;

$n_2$  і  $n_3$  - степеневі показники, представлені таблицею (по природних зонах і типах ґрунтів)

Для гірських річок Карпат, Кавказу, Середньої Азії, Західного і Східного Сибіру  $\eta$  районується з урахуванням типів ґрунтів.

При підготовці нормативних документів у Радянському Союзі була розширена методична база для визначення розрахункової інтенсивності опадів. Встановлено, що співвідношення  $\bar{a}_\tau$  до добових опадів  $H_\Delta$  відрізняються стійкістю на великих територіях і майже не залежать від забезпеченості. Це дало змогу районувати у межах СРСР коефіцієнт  $\bar{\psi}(\tau)$ , який дорівнює

$$\bar{\psi}(\tau) = \bar{a}_\tau / H_\Delta, \quad (36)$$

а формулу граничної інтенсивності (30) представити в редакції

$$q_m = k_p \bar{\psi}(\tau) H_\Delta \eta. \quad (37)$$

Добовий шар опадів 1%-ї забезпеченості представлено картою ізоліній. До недоліків теоретичної бази формул граничної інтенсивності ми повернемося нижче. Поки що відзначимо, що застосовується формула (37) для розрахунку максимального стоку дощових паводків з невеликих водозборів, площею  $F < 100 - 200 \text{ км}^2$ .

**Науково – методична база для нормування характеристик максимального стоку, яка пропонується авторами.** Вихідна модель передбачає довільну форму річкових водозборів, а гідрографи схилового припливу і функція русло – заплавного регулювання представлені у редуційному вигляді. У такій постановці, використовуючи модель руслових ізохрон, розрахункові рівняння набудуть вигляду:

- при  $t_p < T_0$

$$Q_m = V_g \int_0^{t_p} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (38)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$Q_m = V_g \int_0^{T_0} q'_t B_t \varepsilon_t dt, \quad (39)$$

де  $V_g$  - швидкість руслового добігання повеневих і паводкових хвиль;

$q'_t$  - ординати редуційного гідрографа схилового припливу, представленого рівнянням (23);

$B_t$  - функція ширин річкових водозборів по ізохронах руслових ізохрон (24);

$\varepsilon_t$  - функція русло – заплавного регулювання паводків і водопіль.

Інтегрування (38) і (39) та подальші узагальнення дозволили одержати базове рівняння [14]

$$q_m = q'_m \psi \left( \frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F, \quad (40)$$

де  $q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m; \quad (41)$$

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  - трансформаційна функція розпластування паводкових і повеневих

хвиль:

- при  $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1.0; \quad (42)$$

- при  $\frac{t_p}{T_0} < 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (43)$$

- при  $\frac{t_p}{T_0} \geq 1.0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1(m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right]; \quad (44)$$

- при  $\frac{t_p}{T_0} \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0; \quad (45)$$

$\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків і водопіль.

Структура (40) є універсальною, перш за все, з точки зору її використання для нормування максимального стоку як паводків, так і водопіль, причому в усьому діапазоні водозбірних площ (від окремих схилів до крупних річкових систем).

При реалізації структурного рівняння (40) мають місце досить суттєві труднощі, обумовлені відсутністю наявних матеріалів спостережень за характеристиками схилового припливу, зокрема, такими як  $\frac{n+1}{n}$  і  $T_0$ . На кафедрі гідрології суші

Одеського державного екологічного університету розроблена прикладна комп'ютерна програма «Сагауг», яка дозволяє чисельним шляхом подолати ці труднощі.

**Аналіз одержаних результатів.** Використовуючи (40), доцільно розглянути деякі параметри інших розрахункових формул.

Якщо порівняти (1) і (4), з одного боку, а (40), з іншого, то очевидно, що

$$\frac{1}{(F+1)^{n_1}} = \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (46)$$

Таким чином, площа водозборів інтегрально враховує розпластування паводкових і повеневих хвиль під впливом тривалості руслового добігання і русло – заплавного регулювання. З іншого боку, ліва частина тотожності не враховує наявності на водозборах лісів і боліт.

Об'ємні формули. З метою подальшого аналізу приведемо (9) до канонічного вигляду, домноживши чисельник і знаменник у правій частині на  $k_0$ . Тоді



$$q_m = q'_m k_m k_{T_0}, \quad (47)$$

де  $k_m = \frac{m+1}{m} \frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт трансформації форми гідрографів стоку;

$k_{T_0} = \frac{T_0}{T_n}$  - збірний коефіцієнт трансформації паводків і водопіль під впливом тривалості руслового добігання й ефектів русло – заплавного регулювання, оскільки

$$k_{T_0} = \frac{T_0}{T_0 + t_p + \Delta t} = \frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0} + \frac{\Delta t}{T_0}}, \quad (48)$$

$\Delta t$  - тривалість спорожнення русло – заплавної ємності після проходження максимальної витрати води.

Порівняння (47) і (40) дає змогу одержати співвідношення

$$k_m k_{T_0} = \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (49)$$

Реалізувати формулу (47) безпосередньо неможливо, оскільки невідомими у вихідному рівнянні, крім  $T_0$ , є ще й тривалість  $\Delta t$ .

Формула А.М. Бефані. Її розрахунковий варіант має вигляд (19), який досить просто привести до канонічної форми

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \varphi k_r \varepsilon_F. \quad (50)$$

З урахуванням (19), (27) і (28):

- при  $t_p < T_0$

$$q_m = q'_m \left[ 1 - \frac{m_1 + 1}{(n+1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right] \varepsilon_F, \quad (51)$$

- при  $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[ \frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n+1}{m_1 + n + 1} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{m_1} \right] \varepsilon_F. \quad (52)$$

Порівняння (40) з (51) і (52) свідчать про повну відповідність  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , з одного боку, а  $\varphi k_r (t_p < T_0)$  і  $k_r$  (при  $t_p > T_0$ ), з іншого. Щодо теоретичної основи (19), то про це йшлося раніше.

Представляє інтерес питання про співвідношення між  $k_r$  в формулі (9) і  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  - у формулі (40):

- при  $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) / k_r = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (53)$$

- при  $t_p > T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)/k_r = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}; \quad (54)$$

- при  $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)/k_r = 1,0; \quad (55)$$

- при  $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)/k_r = 0. \quad (56)$$

Характер залежності  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)/k_r$  від співвідношення  $\frac{t_p}{T_0}$  (в області  $t_p < T_0$ ) або  $\frac{T_0}{t_p}$  (при  $t_p > T_0$ ) ілюструється рис. 1

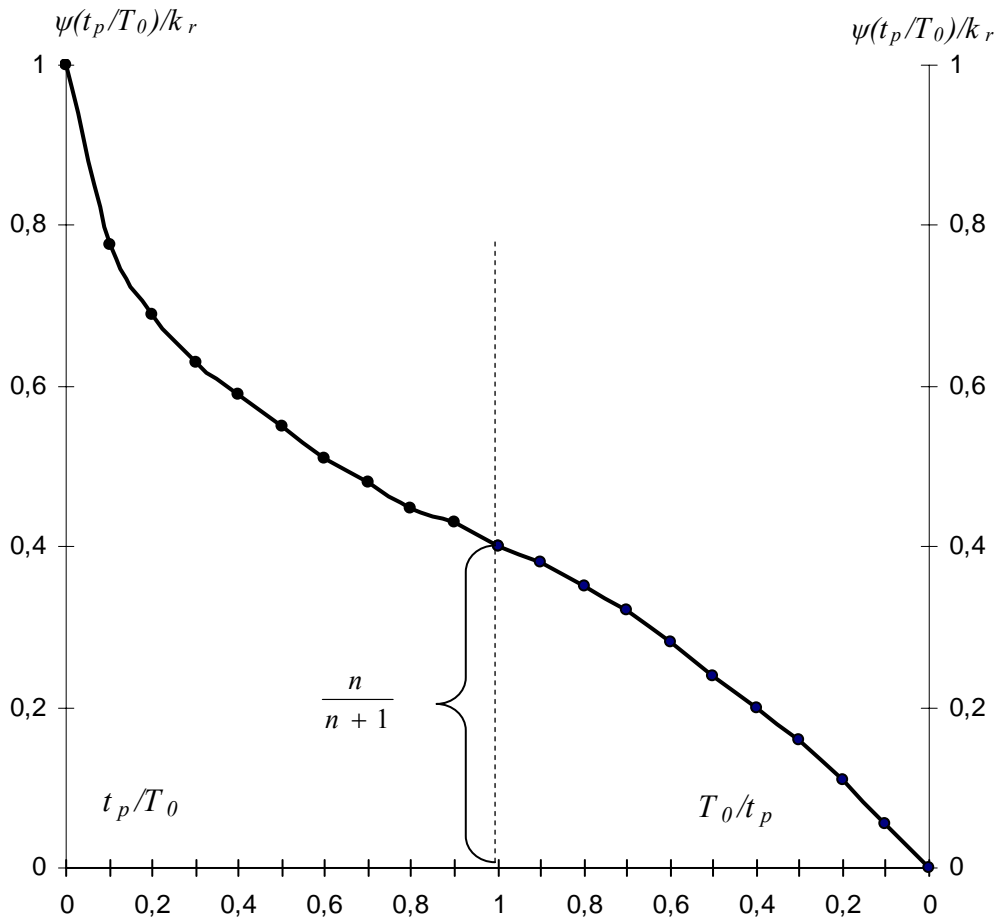


Рис. 1 - Залежність  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)/k_r$  від співвідношення  $\frac{t_p}{T_0}$  і  $\frac{T_0}{t_p}$

Рівняння (53-56) за відомих параметрів  $m_1$  і  $n$  дають змогу розраховувати коефіцієнти  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  і  $k_r$  один через інший.

Формули граничної інтенсивності. Для подальшого їх аналізу, враховуючи, що для зливових опадів добовий максимум  $H_g$  відповідає величині  $H_m$ , перепишемо (37) у такій редакції

$$q_m = \bar{\psi}(\tau) Y_m. \quad (57)$$

Домноживши у правій частині (57) чисельник і знаменник на  $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ , отримаємо рівняння

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} T_0 \bar{\psi}(\tau). \quad (58)$$

Порівняння (40) і (58) свідчить про те, що  $\psi(\tau)$  можна виразити за допомогою трансформаційної функції  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , бо

$$\bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right). \quad (59)$$

З (59) видно, що функція  $\bar{\psi}(\tau)$  ніяким чином не залежить від характеру редуційних кривих дощових опадів (як це передбачено в нормативних документах СН 435-72 і СНіП 2.01.14-83), а визначається двома трансформаційними функціями: схилового стоку  $\frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$  і руслового стоку -  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ . На основі викладеного, пропонується структуру (39) представити у такій редакції

$$q_m = k_p \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F. \quad (60)$$

Формулу (60) можна вважати універсальною як з точки зору розміру річкових водозборів, так і генетичних типів паводків (водопіль). Зокрема, для весняних водопіль формула (60) набуде вигляду

$$q_m = k_p \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x) \eta_\varepsilon \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \varepsilon_F, \quad (61)$$

де  $S_m$  - максимальні снігозапаси на початку водопілля;

$x$  - кількість опадів від дати  $S_m$  до кінця водопілля;

$\eta_\varepsilon$  - коефіцієнт стоку в період весняного водопілля.

**Висновки.** Аналіз базових структур, які використовуються (або використовувались у минулому) для нормування розрахункових характеристик максимального стоку, розрізняються, головним чином, ступенем урахування трансформаційних чинників.

У найбільш узагальненому вигляді вони входять до редуційних формул й описуються інтегрально лише розмірами річкових водозборів. Такий варіант в принципі можливий для використання, але має обмежені природні умови, зокрема, за відсутності залісеності і заболоченості на водозборах.

Формули об'ємного типу, побудовані на схематизації руслових гідрографів, виявилися досить не простими для практичної їх реалізації, а фактори трансформації паводків і водопіль, як і в структурі редуційних формул, інтегрально описуються одним параметром – тривалістю паводків (водопіль).

Формули граничної інтенсивності у своїй структурі не мають якоїсь фізичної основи і тому параметри, що їх описують, є величинами, за допомогою яких можна перейти від інтенсивності дощових опадів до максимальних модулів стоку, але без врахування ефектів русло – заплавного регулювання.

Найбільш теоретично обґрунтованою автори вважають операторну формулу, в основу якої покладено модель руслових ізохрон, що дало змогу виділити в окремій категорії процеси схилового і руслового стоку.

Структура розрахункової формули операторного типу в 2012 році була включена до проекту державних будівельних норм України в області максимального стоку паводків і водопіль.

### Список літератури

1. Соколовський Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1968. - 538 с.
2. Воскресенский К.П. Гидрологические расчеты при проектировании сооружений на малых реках, ручьях и временных водотоках. Л.: Гидрометеиздат, 1956.- 467 с.
3. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеиздат, 1973. - 111 с.
4. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеиздат, 1984. - 447 с.
5. Гопченко Е.Д. О редуцированных формулах максимального стока. Тр. УкрНИГМИ, 1980, вып. 175, С. 85-93
6. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. Л.: Гидрометеиздат, 1989. - 303 с.
7. Гопченко Е.Д. Анализ структуры объемных формул. Метеорология, климатология и гидрология, 1976, вып. 12, С. 84-90
8. Огиевский А.В. Гидрология суши. Сельхозиздат, 1952. - 515 с.
9. Мокляк В.І. Максимальні витрати від талих вод на річках УРСР. Київ: Вид. АНУРСР, 1957. - 163 с.
10. Гопченко Е.Д., Сербов Н.Г. Метод расчета максимального стока весеннего половодья рек Западно – Сибирской равнины. Метеорология и гидрология, 1990, №5, С. 79-85
11. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока. Тр. ОГМИ, 1958, ч. II, вып. 14, 302 с.
12. Линслей Р.К., Колер М.А., Паулюс Д.Л.Х. Прикладная гидрология (перев. с англ.). Л.: Гидрометеиздат, 1962. - 737 с.
13. Виссмен У., мл., Харбаф Т.И., Кнэпп Д.У. Введение в гидрологию (перев. с англ.). Л.: Гидрометеиздат, 1979. - 469 с.
14. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. Киев: КНТ, 2005. - 148 с.

### **Особенности структурной базы некоторых расчетных формул максимального стока рек. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.**

*В статье рассматриваются теоретические основы и методические подходы, которые используются при нормировании расчетных характеристик максимального стока дождевых паводков и весенних половодий.*

**Ключевые слова:** паводки, половодья, максимальный сток рек, расчетные характеристики.

### **Some features of the structural basis of calculation formulas of maximum runoff. Gopchenko E.D., Romanchuk M.E.**

*The article deals with the theoretical foundations and methodological approaches that are used in standardizing the design characteristics of the high flow of rain floods and spring floods.*

**Keywords:** flood, maximum river flow, the design characteristics.