

**МЕТОДИКА РОЗРАХУНКУ ХАРАКТЕРИСТИК МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ З НЕВЕЛИКИХ ВОДОЗБОРІВ**

*Розглядаються науково-методичні проблеми розрахунку характеристик максимального стоку паводків і водопіль з невеликих водозборів.*

**Ключові слова:** максимальний стік, паводки, водопілля, невеликі водозбори, нормативна база.

**Вступ.** Відомі в Україні науково – методичні підходи щодо нормування характеристик максимального стоку річок умовно поділяються на дві групи. До першої відносяться емпіричні і напівемпіричні редуційного і об’ємного типів. Виходячи з [1], слід зауважити, що вони в теоретичному відношенні ґрунтуються на моделі одномодальних гідрографів схилового і руслового (або тільки руслового) стоку. Серед редуційних формул відомі дві розрахункові структури. Зокрема, нормування характеристик весняного водопілля ґрунтується на формулі вигляду [2]

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (1)$$

де  $q_m$  - розрахунковий модуль річкового стоку;  $k_0$  - коефіцієнт схилової трансформації паводків і водопіль, який згідно з [1], дорівнює

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}; \quad (2)$$

$b$  - параметр, за допомогою якого враховується різний характер редуції максимальних модулів на невеликих і значних за площею водозборах;  $F$  - площа водозборів;  $\frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі представляє собою відношення

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m}{\bar{Q}'_{T_0}} > 1.0, \quad (3)$$

$Q'_m$  - максимальна витрата схилового припливу;  $\bar{Q}'_{T_0}$  - середня за паводок чи водопілля витрата припливу;  $T_0$  - тривалість схилового припливу;  $\delta, \delta_1, \delta_2$  - редуційні коефіцієнти для урахування впливу на максимальний модуль стоку озер (водосховищ) руслового типу, залісеності та заболоченості.

В [1] доводиться, що структурний вираз (1) відповідає лише умові осереднення у межах тієї чи іншої території (або окремого водозбору) тривалості схилового припливу  $T_0$ . Свого часу такий підхід було реалізовано при запровадженні союзного нормативного документа СН 435-72, бо  $k_0$  відповідало природним зонам, але з урахуванням категорії рельєфу. В діючому нині в Україні СНіП 2.01.14-83  $k_0$  визначається для розрахункового басейну на основі підбору річки – аналога. Необхідно мати на увазі, що така рекомендація є досить суб’єктивною процедурою.

Для розрахунку характеристик дощових паводків за основу взято дещо інший варіант формули (1), а саме

$$q_m = \frac{q_{200}}{(F/200)^{n_2}} \delta. \quad (4)$$

Область використання (4) знаходиться у межах  $F \geq 200$  км<sup>2</sup>. Причому, приведений до  $F=200$  км<sup>2</sup> модуль стоку  $q_{200}$  закартовано.

При застосуванні редуційних формул (1) і (3) виникає принципове питання, чому при розрахунках дощових паводків обмеження редуційних кривих  $lg q_m = f[lg(F+1)]$  з показником степеня  $n_1$  стосуються водозборів з площею  $F \geq 200$  км<sup>2</sup>, а при весняних водопіллях – лише до  $b=10$  км<sup>2</sup>. З іншого боку, така диференціація характеристик редуції максимальних модулів стоку у верхній частині залежностей  $lg q_m = f[lg(F+1)]$  є свідченням того, що коефіцієнт редуції  $\frac{1}{(F+1)^{n_1}}$

при фіксованих показниках степеня  $n_1$  взагалі не відповідає особливостям зменшення максимальних модулів при збільшенні розмірів водозборів.

При розмірах водозборів  $F < 200$  км<sup>2</sup> у варіантах СН 435-72 і СНіП 2.01.14-83 чомусь використовується (і при тому ж не досить коректно у теоретичному відношенні) формула, яку традиційно відносять до методики граничної інтенсивності,

$$q_m = 16,67 \bar{\psi}(\tau) H_{\delta} \eta \delta, \quad (5)$$

де  $16,67 \bar{\psi}(\tau)$  – ординати редуційних кривих середньої (з максимальних) інтенсивності за розрахункову тривалість опадів  $\tau$

$$\tau = 1,2 t_p^{1,1} + t_{cx}. \quad (6)$$

Очевидно, що  $\tau$  буде більшим за басейнову тривалість переміщення паводкових хвиль гідрографічною мережею  $\tau_{\delta}$ , оскільки

$$\tau_{\delta} = t_p + t_{cx}, \quad (7)$$

де  $t_p$  – тривалість руслового добігання паводкових хвиль;  $t_{cx}$  – тривалість добігання паводкових хвиль схилами.

У нормативних документах, між іншим, не пояснюється природа фізичного навантаження на  $t_p$  у (6). На нашу думку, різниця між  $\tau_{\delta}$  і  $\tau$  пояснюється лише одним – ігноруванням трансформацією атмосферних опадів на схилах. Відношення  $\frac{\tau_{\delta}}{\tau}$ , розраховане при  $t_{cx}=0,5$  год, що відповідає тривалості схилового добігання під час дощових паводків в залежності від розмірів водозборів, представлено на рис.1.

З нього видно, що в усьому діапазоні  $\frac{\tau_{\delta}}{\tau}$  це відношення менше одиниці, за виключенням  $\frac{\tau_{\delta}}{\tau} = 1.0$ , коли  $t_p = 0$ .

**Сучасний стан проблеми.** Найбільші відмінності спостерігаються в області невеликих водозборів, тобто для тих, для яких власне і розроблялась формула (5).

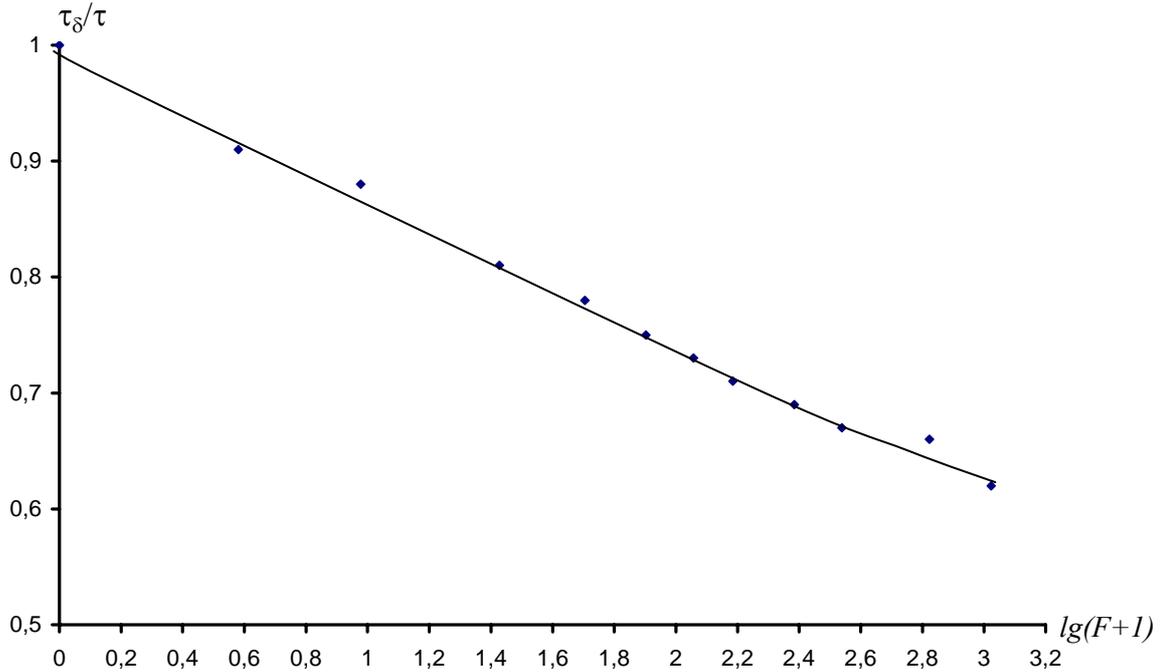


Рис.1 - Залежність відношення  $\tau_{\delta} / \tau$  від розмірів водозборів (при  $t_{cx}=0,5$  год)

Для невеликих водозборів, які можна моделювати у вигляді прямокутника з одним руслом посередині, А.М. Бефані [3] запропонував диференціальне рівняння

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = q'_t \quad (8)$$

В результаті його інтегрування одержані розрахункові формули:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p}; \quad (9)$$

б) при  $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p}, \quad (10)$$

де  $Y_{t_p}$  – так званий «діючий шар схилового припливу», який формує максимальну ординату паводка, тобто

$$Y_{t_p} = \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t dt, \quad (11)$$

$t_{кр}$  - час настання  $q_m$ ;  $Y_m$  - загальний шар схилового припливу за паводок, причому

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt, \quad (12)$$

$q'_t$  - ординати редуційного гідрографа схилового припливу.

Розглядаючи (8), необхідно зауважити, що в ньому не повною мірою враховуються ефекти русло – заплавного водообміну і регулювання. У більш загальній математичній моделі А.М. Бефані [4] здійснив спробу включити до рівняння (8) комплекс параметрів саме для врахування руслового і заплавного регулювання, після чого воно набуло вигляду

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} (\omega + \omega_a + \omega_3) = \alpha q'_t B_t, \quad (13)$$

де  $\omega$  - переріз річкового русла;  $\omega_a$  - переріз алювію;  $\omega_3$  - переріз заплави;  $\alpha$  - коефіцієнт густоти гідрографічної мережі, який береться автором постійним у межах річкових басейнів;  $B_t$  - ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.

Припускаючи, що між  $\omega$ , з одного боку, а  $\omega_a$  і  $\omega_3$ , з іншого, існує лінійна залежність у вигляді променів, А.М. Бефані здійснив інтегрування (13) і одержав такі розрахункові рівняння:

а) при  $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon; \quad (14)$$

б) при  $t_p > T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon, \quad (15)$$

де  $\varepsilon$  – коефіцієнт русло-заплавного регулювання, величина якого, судячи з (14) і (15), не залежить від розмірів водозборів;  $k_1$  і  $k_2$  - гідрографічні коефіцієнти, які дозволяють врахувати форму річкових водозборів, причому

$$k_1 = \frac{\int_0^{t_{kp}} q'_t B_t dt}{B_{сер} \int_0^{t_{kp}-t_p} q'_t dt}, \quad (16)$$

а

$$k_2 = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B_{сер} \int_0^{T_0} q'_t dt}, \quad (17)$$

$B_{сер}$  - середня ширина водозборів по ізохронах руслового добігання.

**Запропонована науково-методична база та її аналіз.** Стосовно невеликих водозборів, модель руслових ізохрон, як і у вихідній схемі А.М. Бефані [1], розглядається авторами у вигляді прямокутника. Боковий, тобто схиловий приплив

поверхневих вод до руслової мережі і русло – заплавне регулювання розглядаються як довільні функції часу ( $q'_t$  і  $\varepsilon_t$ , відповідно). За цих умов можливі два варіанти формування максимального стоку – коли  $t_p < T_0$ , і коли  $t_p > T_0$ . Зокрема,

при  $t_p < T_0$

$$Q_m = \sum_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q_t f_t \varepsilon_t. \quad (18)$$

Вважаючи, що за прямокутної форми водозборів і більш – менш незалежних по довжині водотоку швидкостях переміщення паводкових хвиль,  $f_1 = f_2 = \dots = f = BV\Delta t$ , (де  $B$  – ширина водозбору, а  $\Delta t$  – розрахунковий крок у часі), (18) можна переписати в редакції

$$Q_m = BV \sum_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q_t \varepsilon_t \Delta t \quad (19)$$

або в інтегральній формі

$$Q_m = BV \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t \varepsilon_t dt, \quad (20)$$

де  $t_{кр}$  - час настання максимальної витрати води у руслі.

Оскільки відомості стосовно функції регулювання  $\varepsilon_t$  відсутні, доцільно здійснити наближене інтегрування (20), а саме

$$(Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} \int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t dt. \quad (21)$$

Підінтегральна функція схилового припливу  $q'_t$  за розрахунковий час  $t_p$  представляє собою шар стоку  $Y_{t_p}$ , який бере безпосередню участь у формуванні максимальної витрати води. Тоді

$$(Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} Y_{t_p}. \quad (22)$$

Щоб (20) виразити за допомогою (22), запишемо відношення

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_\varepsilon, \quad (23)$$

де  $k_\varepsilon$  – допоміжний коефіцієнт, який ураховує змінність у просторі і часі русло-заплавного регулювання.

З (23) та (22) максимальна витрата води дорівнює

$$Q_m = k_\varepsilon (Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{t_p} k_\varepsilon Y_{t_p}. \quad (24)$$

Параметри  $\bar{\varepsilon}_{t_p}$  і  $k_\varepsilon$ , що входять до (24), з одного боку, не вимірюються, а з іншого, очевидно, будуть залежати від одного аргументу – площі водозборів. А це є підставою для їх об'єднання, тобто

$$\bar{\varepsilon}_{t_p} \cdot k_\varepsilon = \varepsilon_F, \quad (25)$$

де  $\varepsilon_F$  - коефіцієнт русло-заплавного регулювання паводків або водопіль.

Максимальний модуль стоку, виходячи з (24) та з урахуванням (25), буде дорівнювати

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{Y_{t_p}}{t_p} \varepsilon_F. \quad (26)$$

За умови  $t_p > T_0$

$$Q_m = \sum_{T_0} q'_t f_t \varepsilon_t = BV \sum_{T_0} q'_t \varepsilon_t \Delta t \quad (27)$$

або в інтегральному вигляді

$$Q_m = BV \int_0^{T_0} q'_t \varepsilon_t dt. \quad (28)$$

Запишемо спрощене рівняння стосовно  $(Q_m)_{np}$ , тобто

$$(Q_m)_{np} = BV \bar{\varepsilon}_{T_0} \int_0^{T_0} q'_t dt = BV \bar{\varepsilon}_{T_0} Y_m. \quad (29)$$

З урахуванням

$$\frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = k_\varepsilon, \quad (30)$$

рівняння (28) набуде розрахункового вигляду

$$Q_m = (Q_m)_{np} \cdot k_\varepsilon = BV Y_m k_\varepsilon, \quad (31)$$

звідки

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varepsilon_F. \quad (32)$$

Порівнюючи (26) і (32), можна бачити, що  $Y_{t_p} \leq Y_m$ , причому їх тотожність має місце, коли  $t_p = T_0$ .

Реалізувати на практиці і (26), і (32) досить складно, оскільки невідомою в них залишається така характеристика гідрографів схилового припливу як  $Y_{t_p}$ , а крім того, ще й коефіцієнт русло-заплавного регулювання  $\varepsilon_F$ . З іншого боку, досить складно на базі (26) побудувати розрахункову методику, в якій використовувались би снігозапаси

(весняне водопілля) або дощові опади (паводки). А така необхідність має місце у тих випадках, коли вихідні дані по максимальному стоку досить обмежені, а більш поширеними є матеріали спостережень за метеорологічними величинами.

З метою вирішення наведених об'єктивних труднощів, доцільно структури формул (26) і (32) дещо видозмінити. Зокрема, відомо, що  $Y_{t_p}$  і  $Y_m$  можна записати у параметричному вигляді, якщо мати функцію  $q'_t$ . Для високих паводків і водопіль можна, наприклад, функцію  $q'_t$  представити у редуційному вигляді [5]

$$q'_t = q'_m \left[ 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (33)$$

де  $q'_m$  - максимальний модуль схилового припливу;  $T_0$  - тривалість схилового припливу;  $n$  - степеневий показник, який залежить від форми руслових гідрографів.

Щоб визначити  $Y_{t_p}$  і  $Y_m$ , досить (33) проінтегрувати послідовно по  $t_p$  і  $T_0$ , тоді

$$Y_{t_p} = \int_0^{t_p} q'_t dt = q'_m t_p \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right], \quad (34)$$

а

$$Y_m = \int_0^{T_0} q'_t dt = \frac{n}{n+1} q'_m T_0. \quad (35)$$

Підставимо тепер (34) в (26), а (35) – у (32):

а) при  $t_p < T_0$

$$Y_{t_p} = q'_m \left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (36)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$Y_m = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} q'_m. \quad (37)$$

Безрозмірні складові цих рівнянь:  $\left[ 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]$  і  $\frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}$  залежать від співвідношення між  $t_p$  і  $T_0$  та форми гідрографів схилового припливу. Представимо їх у вигляді довільної функції  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ , причому

а) при  $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \frac{1}{n+1} \left( \frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (38)$$

б) при  $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (39)$$

Загальне ж розрахункове рівняння для визначення  $q_m$  буде мати вигляд

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

Таким чином, в (40) ефекти трансформації паводків і водопіль відображаються окремими параметрами -  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  і  $\varepsilon_F$ . Максимальний модуль схилового припливу  $q'_m$  можна виразити з (37)

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

де  $\frac{n+1}{n}$  - коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу до руслової мережі.

Верхньою межею для  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  є одиниця, коли  $\frac{t_p}{T_0} = 0$ , а нижньою - 0 (при  $t_p \gg T_0$ ). Характер залежностей  $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$  від співвідношення  $\frac{t_p}{T_0}$  наводиться на рис.2.

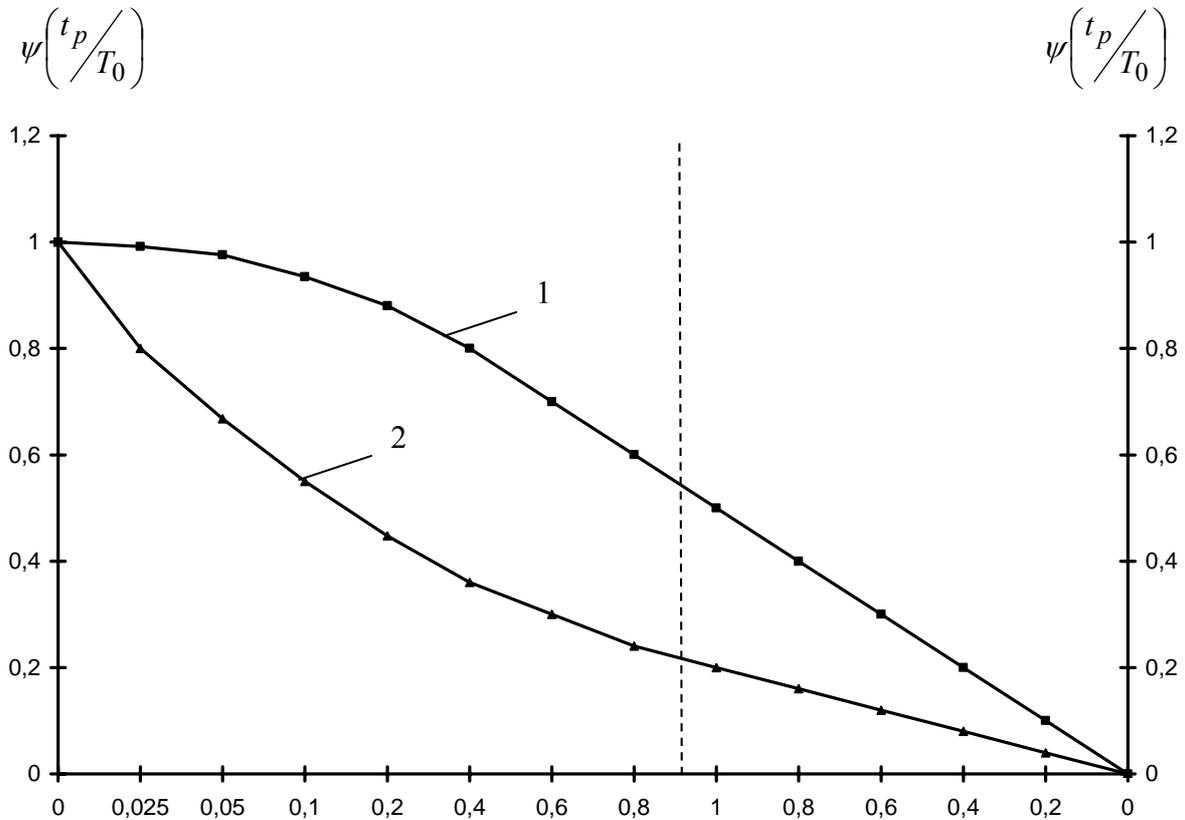


Рис.2 -Залежність трансформаційного коефіцієнта  $\psi(t_p/T_0)$  від співвідношення  $t_p/T_0$  при  $n=1.0$  (1) і  $0.25$  (2).

Як видно з цього рисунка, коефіцієнт розпластування паводкових або повеневих хвиль під впливом часу руслового добігання залежить суттєво не лише від  $t_p/T_0$ , але й від форми гідрографів схилового припливу, особливо при  $n < 1.0$ . Привертає увагу й те, що найбільшою часовою змінністю  $\psi\left(t_p/T_0\right)$  відрізняється в межах  $t_p/T_0 < 0.2$ . Модуль схилового припливу характеризує його потенціальні максимальні значення на тій чи іншій території. Крім того, вираз (41) дає змогу пристосувати розрахункову схему до використання дощових опадів (паводки) або максимальних снігозапасів (водопілля). Зокрема, для дощових паводків

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} H_m \eta, \quad (42)$$

а для весняних водопіль

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_m + x) \eta, \quad (43)$$

де  $H_m$  - паводкоформуєчі опади;  $\eta$  - об'ємний коефіцієнт паводкового (повеневого стоку);  $S_m$  - максимальні снігозапаси на початку сніготанення;  $x$  - кількість опадів за період від дати  $S_m$  до кінця водопілля.

**Висновок.** Враховуючи, що структурні вирази (1) і (3) не повною мірою відповідають редуційній закономірності зі степеневим показником  $n_1$  в області невеликих водозборів, запропоноване рівняння (40) рекомендується для розрахунку максимальних модулів весняного водопілля і дощових паводків на річках з водозбірними площами  $F \leq 100 \text{ км}^2$ .

#### Список літератури

1. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 303 с.
2. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 447 с.
3. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958. – Ч.2. – Вып.14. – 302 с.
4. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования паводочного стока на территории СССР. - Обнинск, 1981. - Вып.2. - 60 с.
5. Гопченко Е.Д. О редуционных формулах максимального стока // Труды УкрНИГМИ, 1980. – Вып.175. – С.85-93.

**Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Дорошенко О.Н.**

**Методика расчета характеристик максимального стока с малых водосборов.**

*Рассматривается научно-методическая проблема расчета характеристик максимального стока паводков и половодий с небольших водосборов.*

**Ключевые слова:** максимальный сток, паводки, половодье, небольшие водосборы, нормативная база.

**Gopchenko E.D., Romanchuk M.E., Doroshenko O.N.**

**Method of calculation maximal runoff descriptions from small watersheds.**

*The scientifically-methodical problem of calculation maximal runoff description of floods and high waters from small watersheds are examined.*

**Keywords:** maximal runoff, floods, high water, small watersheds, normative base.