

**МАКСИМАЛЬНИЙ СТІК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ В БАСЕЙНІ
Р. ПІВДЕННИЙ БУГ**

Для нормування розрахункових характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг була використана структура, яка спирається на теорію руслових ізохрон.

Ключові слова: максимальний стік, весняне водопілля, статистичний аналіз, просторове узагальнення.

Вступ. Максимальний стік річок відноситься до тих характеристик їх гідрологічного режиму, з якими пов'язана безпечність функціонування усього господарчого комплексу. З метою уніфікації підходів до визначення розрахункових величин паводків і водопіль розробляються нормативні документи загального або галузевого використання. Зокрема, в Україні поки що діє СНіП 2.01.14-83, у якому узагальнені матеріали гідрологічних спостережень по 1980 рік. З того часу виконані нові теоретичні дослідження максимального стоку, які дають змогу не тільки поновити нормативні параметри максимального стоку, а й застосувати більш досконалі розрахункові схеми.

Метою дослідження є обґрунтування сучасної розрахункової методики для визначення характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг. В основу покладено теорію руслових ізохрон, реалізовану Є.Д.Гопченком у вигляді операторної структури "схиловий приплив – русловий стік". На відміну від багатьох методик, у яких процеси трансформації схилового припливу у русловий стік вирішуються інтегрально, в операторній моделі в окремі категорії виділені характеристики максимального стоку як на схилах, так і в русловій мережі. На схилах це досягається завдяки використанню тривалості припливу води зі схилів до руслової мережі, а в русловій мережі – з урахуванням тривалості руслового добігання і ефектів русло-заплавного регулювання.

Об'єкти та вихідні матеріали дослідження. Для аналізу та розрахунку максимального стоку весняного водопілля були взяті відомості гідрологічних спостережень за шарами стоку та максимальними витратами води весняного водопілля на 28 гідрологічних постах басейну р. Південний Буг. Період спостережень - до 2000 року включно.

Методи дослідження. Формування стоку є двооператорною моделлю трансформації опадів в русловий стік. Перший оператор (опадів – схиловий стік) описується характеристиками підстильної поверхні схилів, а другий (схиловий приплив – русловий стік) – трансформацією схилового припливу річковою мережею (через час руслового добігання, русло-заплавне регулювання і під впливом озер, водосховищ і ставків проточного типу).

Нами розглядається лише другий оператор, а що стосується першого, то використовуються його фінальні характеристики - максимальний модуль припливу q'_m , шар припливу Y_m , тривалість припливу T_0 , коефіцієнти часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$.

Якщо скористуватись рівнянням схилового гідрографа у редукційному вигляді [1, 2], тобто

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

то для елементарних водозборів (при $t_p < T_0$)

$$q_m = q'_m \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] \varepsilon_F. \quad (2)$$

Множник, що стоїть в квадратних дужках, є однією з двох трансформаційних функцій максимального модуля схилового припливу при переміщенні паводкових хвиль по русловій мережі, зумовлений часом руслового добігання t_p . Позначимо його через $\psi(t_p/T_0)$. Отже при $t_p < T_0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n. \quad (3)$$

При $t_p \geq T_0$

$$q_m = q'_m \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (4)$$

З (4) видно, що

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p}. \quad (5)$$

За умови $(t_p/T_0)=0$, як видно з (3),

$$\psi(t_p/T_0) = 1.0. \quad (6)$$

З врахуванням (3), (5) і (6) базове рівняння (2) має вигляд [1]:

$$q_m = q'_m \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F \delta, \quad (7)$$

де δ - коефіцієнт трансформації максимальних витрат води під впливом озер, водосховищ і ставків проточного типу, який рекомендується розраховувати за формулою, що запропонована в нормативному документі СНіП 2.01.14-83.

Максимальний модуль схилового припливу q'_m , виходячи з (1), після його інтегрування, дорівнює

$$q'_m = k_p \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_m, \quad (8)$$

де k_p - коефіцієнт розмірності.

Для річкових систем трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ буде записана у більш загальному вигляді, ніж (3) і (5), а саме

а) при $(t_p/T_0) = 0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1.0; \quad (9)$$

б) при $0 < (t_p/T_0) < 1.0$

$$\psi(t_p/T_0) = 1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (10)$$

в) при $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\psi(t_p/T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]. \quad (11)$$

Функція русло-заплавної трансформації ε_F , з врахуванням (9)-(11), у параметричному вигляді запишеться так:

а) при $(t_p/T_0) = 0$

$$\varepsilon_F = 1.0; \quad (12)$$

б) при $0 < (t_p/T_0) < 1.0$

$$\varepsilon_F = (q_m/q'_m) \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]^{-1}; \quad (13)$$

в) при $(t_p/T_0) \geq 1.0$

$$\varepsilon_F = (q_m/q'_m) \left\{ \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right] \right\}^{-1}, \quad (14)$$

де m - показник степені у рівнянні функції руслових ізохрон.

Відношення q_m/q'_m є редуційною кривою, яку інтегрально можна виразити через площу водозбору F (за умови осереднення по території T_0), наприклад,

$$q_m/q'_m = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}. \quad (15)$$

Результати дослідження та їх аналіз. Для обґрунтування розрахункових характеристик весняного водопілля використані матеріали багаторічних спостережень по 28 річкових водозборах, що знаходяться в діапазоні площ від 92,5 км² (р. Соб - с. Зозів) до 46200 км² (р. Південний Буг – с. Олександрівка), і періодами спостережень – від 30 до 87 років (по 2000 рік включно).

В основу розрахунку максимального модуля весняного водопілля заданої забезпеченості покладена така формула:

$$q_P = q'_{1\%} \psi(t_p/T_0) \varepsilon_F \delta, \quad (16)$$

де q_P - максимальний модуль стоку забезпеченістю $P\%$;

$q'_{1\%}$ - максимальний модуль схилового припливу забезпеченістю $P=1\%$;

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}. \quad (17)$$

δ - коефіцієнт трансформації повеневих хвиль під впливом ставків і водосховищ проточного типу; 0,28 – коефіцієнт розмірності.

В (16) і (17): q_P та $q'_{1\%}$ в м³/(с*км²); T_0 - у год.; $Y_{1\%}$ - в мм.

Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку. Статистичний аналіз вихідних даних виконувався з використанням методів моментів та найбільшої правдоподібності. Коефіцієнти варіації C_v коливаються від 0,56 до 1,79 за методом моментів та від 0,56 до 1,86 – за методом найбільшої правдоподібності. В цілому ж вони збігаються, тобто метод обчислення коефіцієнтів варіації в рядах максимального стоку водопілля не є актуальним.

У подальших розрахунках використано коефіцієнти варіації, одержані за методом найбільшої правдоподібності. Максимальні витрати води і шари стоку весняного водопілля забезпеченістю $P=1\%$ встановлені за допомогою розподілу С.Н.Крицького та М.Ф.Менкеля, при співвідношеннях $C_s/C_v=2.5$ (витрати води) і 2.0 (шари стоку), де C_s – коефіцієнт асиметрії.

Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку. Водозбір річки Південний Буг має незначну залісеність. Оскільки розподіл тепла і вологи в умовах рівнини визначається широтним положенням об'єктів, спочатку досліджується залежність $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів (рис. 1).

Досить високий коефіцієнт кореляції ($r=0,69$) свідчить про наявність залежності між цими величинами, що дає змогу картувати $Y_{1\%}$ (рис. 2). Ізолінії проведені через 20 мм та зменшуються з північного заходу на південний схід від 160 до 60 мм.

Визначення коефіцієнта часової нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$. За відсутності даних спостережень за схиловим стоком можна спочатку розрахувати коефіцієнти руслового стоку $\frac{m_1+1}{m_1}$, а потім їх узагальнити. Дійсно, для руслового стоку

$$\frac{m_1+1}{m_1} = \frac{Q_m T_n}{Y_m F} 86,4, \quad (18)$$

де T_n - тривалість водопілля (д); Q_m - максимальна витрата води (м³/с).

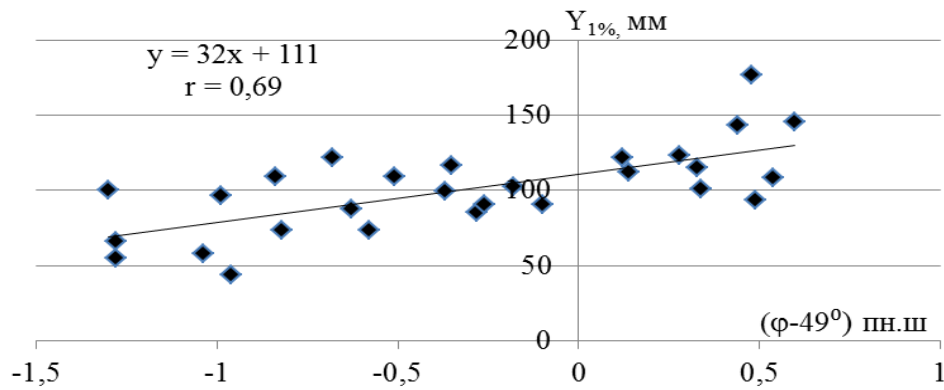


Рис. 1 - Залежність шару стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$ від широти геометричних центрів водозборів $(\varphi-49^\circ)$, пн.ш.

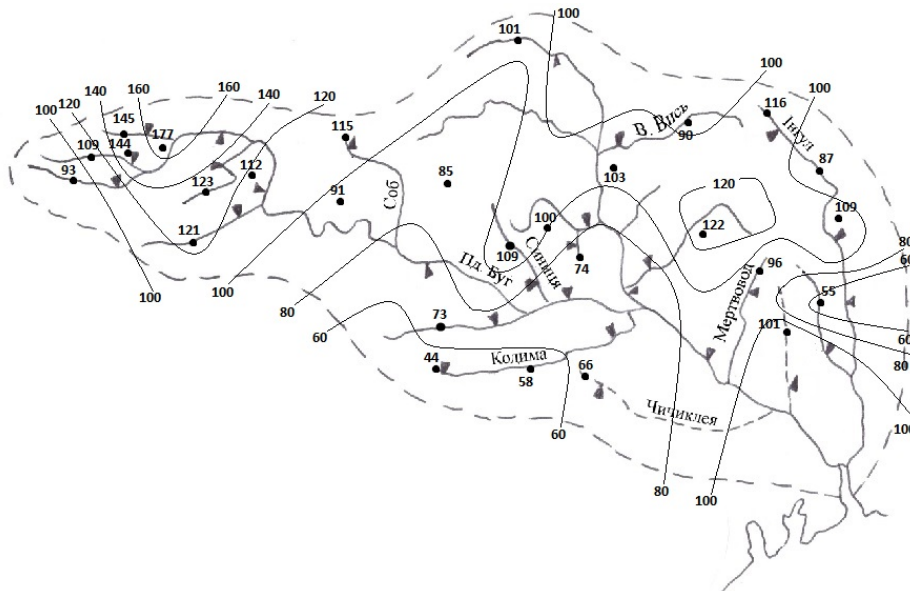


Рис. 2 - Розподіл по території шарів стоку весняного водопілля $Y_{1\%}$, мм.

На основі розрахованих за (18) коефіцієнтів часової нерівномірності побудована залежність $\frac{m_1+1}{m_1} = f(F)$, яка представлена на рис. 3.

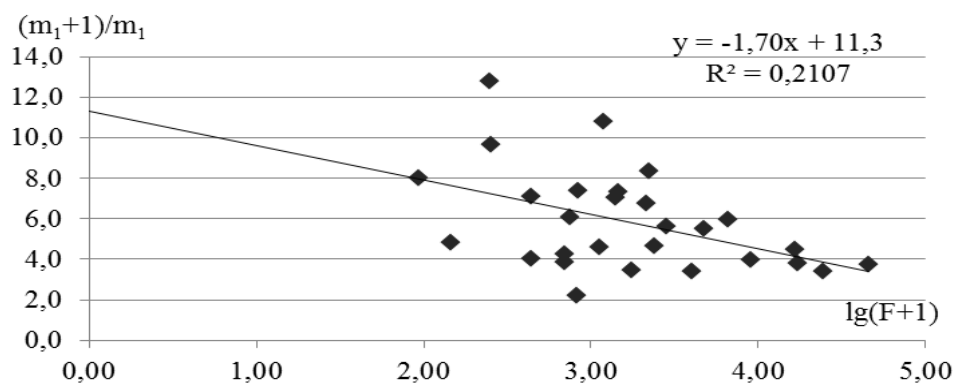


Рис. 3 - Залежність коефіцієнта нерівномірності руслового стоку від площі водозборів

Рівняння цієї залежності

$$\frac{m_1+1}{m_1} = 11,3 - 1,70 \lg(F + 1). \quad (19)$$

Вільний член в (19) дорівнює 11,3. Таким чином, для басейну р. Південний Буг можна взяти $\frac{n+1}{n} = \left(\frac{m_1+1}{m_1}\right)_{F=n} = 11,3$.

Визначення тривалості руслового добігання t_p . Час руслового добігання t_p є однією з тих характеристик, які суттєвим чином впливають на ступінь трансформації повеневих хвиль в процесі їх переміщення в русловій мережі.

При оцінці часу руслового добігання задача фактично зводиться до визначення швидкості потоку, оскільки

$$t_p = L/V_a, \quad (20)$$

де L - гідрографічна довжина річки;

V_a - швидкість руслового добігання.

Згідно з Шезі, швидкість руслового добігання залежить від глибини потоку, ухилу водотоку, шорсткості русла та заплави. Але морфометричні характеристики потоків безперервно змінюються по всій довжині річки, що спричиняє деякі труднощі при використанні формули Шезі в практиці гідрологічних розрахунків та прогнозів. Тому замість формули Шезі

$$V = \frac{1}{n_p} \sqrt{h_{\text{сеп}} I_p}, \quad (21)$$

де n_p - шорсткість русла;

$h_{\text{сеп}}$ - середня глибина потоку;

I_p - ухил водотоку,

Г.А.Алексеев [3], спираючись на наявність зв'язку між $h_{\text{сеп}}$ та Q в тому чи іншому перерізі річки, запропонував дещо інший її варіант, а саме

$$V = c_1 Q^{\alpha_1} I_p^{\beta}, \quad (22)$$

де c_1 - швидкісний коефіцієнт, що залежить від шорсткості русла. За Г.А.Алексеевим, $\alpha_1 = 0.25$, $\beta = 0.33$.

Регіональне рівняння для р. Південний Буг має більш спрощений вигляд, а саме

$$V = 1.30 F^{0.13} I_p^{0.33}, \text{ км/год.} \quad (23)$$

Визначення тривалості схилового припливу T_0 . Тривалість припливу води зі схилів в руслову мережу є однією з базових, але на жаль, не вимірюваних характеристик паводків і повеней. У двооператорній схемі трансформації водоутворення в русловій гідрограф тривалість припливу води зі схилів за інших рівних умов визначає перш за все міру зарегулювання стоку на схилах.

В рамках генетичної теорії А.М.Бефані [4], на кафедрі гідрології ОДЕКУ розроблено метод чисельного встановлення T_0 [5], зокрема ,

а) при $t_p < T_0$

$$T_0 = \left(\frac{\varepsilon_F Y_m}{n q_m}\right)^{\frac{n+1}{n}} \left[(n+1) T_0 - \frac{m+1}{n+m+1} t_p^n \right]^{\frac{1}{n+1}}; \quad (24)$$

б) при $t_p > T_0$

$$T_0 = \left[\left(\frac{m+n+1}{n+1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} \right) \frac{m(m+n+1)}{n+1} t_p^m \right]^{\frac{1}{m}} \quad (25)$$

де m – показник степені у рівнянні кривих ізохрон.

При масових розрахунках нульове наближення потрібно починати зверху з деякого числа, яке явно перевищує фізичні межі T_0 , але не менше t_p , наприклад, з 2000 годин. Якщо на якомусь кроці ітераційної процедури послідовність T_0 розбігається, тривалість припливу обчислюється алгебраїчним шляхом з рівняння (25).

Але раніше, ніж вирішувати рівняння (24) або (25), необхідно мати дані про коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$. Для річок басейну р. Південний Буг $\frac{n+1}{n} = 11,3$, а $n = 0,097 \cong 0,10$.

Вирішення (24) та (25) відбувається у два етапи. Оскільки у цих рівняннях, які не утворюють системи, по два невідомих параметра (ε_F і T_0), то на першому етапі береться $\varepsilon_F = 1.0$.

У відповідності з рекомендаціями [5], на завершення першого етапу будується залежність $(T_0)_1 = f(F)$, яка представлена рис.4.

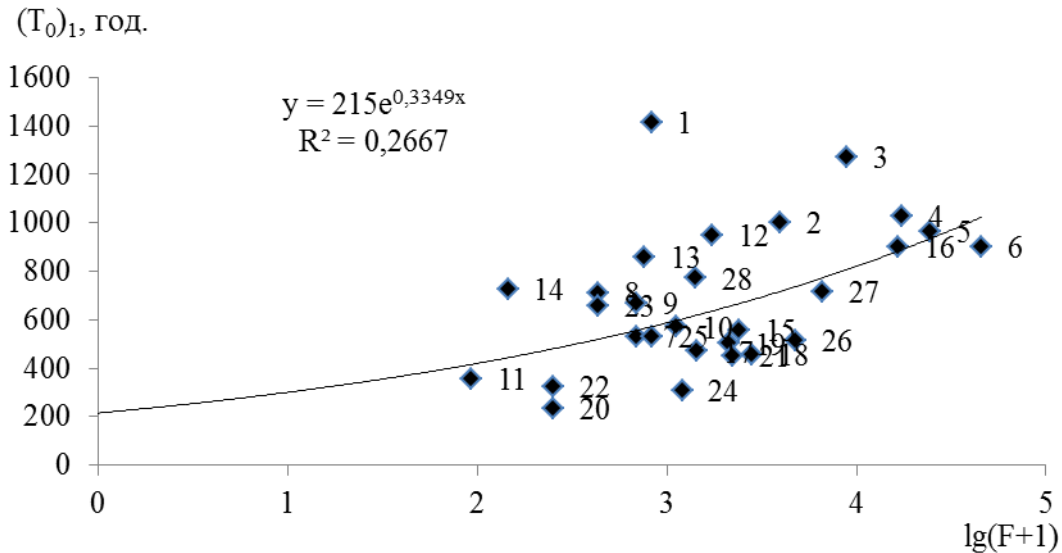


Рис. 4 – Залежність тривалості схилового припливу від площі водозборів

Екстраполяція $(T_0)_1$ на вісь ординат дає змогу встановити середнє просторове значення T_0 , яке дорівнює 215 год.

Після цього на закінчення першого етапу ітераційного розв'язання задачі при $T_0=215$ год встановлюється коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F . Тепер рівняння (24) або (25) вирішуються лише відносно невідомих T_0 . Приступаючи до просторового узагальнення T_0 , слід вихідні дані перевірити на нормальність, наприклад, за допомогою критерію Гауса

$$\frac{\sigma}{\rho} = \sqrt{\pi/2} \cong 1.25, \quad (26)$$

де σ – середньоквадратичне відхилення

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum[(T_0)_i - \bar{T}_0]^2}{N-1}} = 289, \quad (27)$$

ρ – середнє арифметичне значення

$$\rho = \frac{1}{N} \sum |(\bar{T}_0)_i - \bar{T}_0| = 231. \quad (28)$$

Таким чином, $\sigma/\rho = 1,25$, що співпадає з його теоретичним значенням і дозволяє осереднити тривалість припливу T_0 по території. За цих обставин, для території Південного Бугу береться $\bar{T}_0 = 225$ год. Після цього потребує уточнення й залежність $\varepsilon_F = f(F)$.

Трансформація водопіль під впливом руслового добігання. Одним з видів трансформації є розпластування повеневих хвиль під впливом часу руслового добігання. Кількісно ступінь трансформації максимальних модулів визначається за допомогою функції $\psi(t_p/T_0)$.

При коефіцієнті часової нерівномірності $(n+1)/n=11.3$ і, беручи для всіх водозборів $m=1.0$ (оскільки повсюдно $t_p < T_0$), рівняння для трансформаційної функції $\psi(t_p/T_0)$ будуть мати вигляд:

а) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,87\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{0,10}; \quad (29)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0,091 \frac{T_0}{t_p} \left(2 - 0,52 \frac{T_0}{t_p}\right). \quad (30)$$

Русло-заплавне регулювання водопіль. Вплив русло-заплавного регулювання на максимальний стік визначається за допомогою коефіцієнта ε_F , який є функцією спадного вигляду (з верхнім граничним значенням $\varepsilon_F = 1.0$ при $F \rightarrow 0$) зі збільшенням площі водозборів. Розрахувати його можна оберненим шляхом, виходячи з (7):

$$\varepsilon_F = \frac{q_m/q'_m}{\psi(t_p/T_0)} \quad (31)$$

Визначені за допомогою (31) коефіцієнти русло-заплавного регулювання ε_F потім були узагальнені у вигляді залежності від площ водозборів F (рис.5).

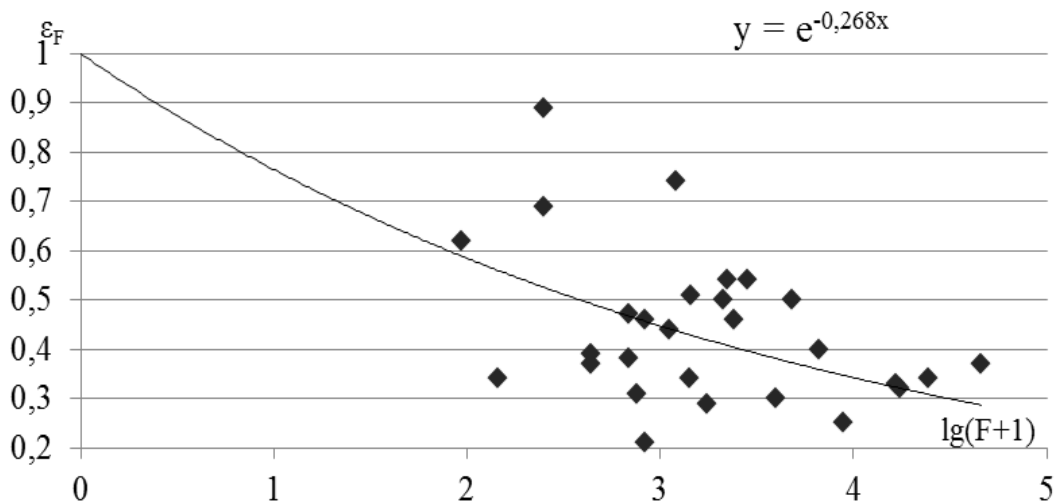


Рис. 5 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F від площ водозборів

Описується вона рівнянням

$$\varepsilon_F = e^{-0.268 \lg(F+1)} \quad (32)$$

Висновки. При детальному аналізі сучасного стану в галузі нормування характеристик максимального стоку річок в окремі категорії виділені формули, основані на геометричній схематизації гідрографів паводків і водопіль, а також ті, що побудовані, виходячи з моделі ізохрон руслового добігання. Нами використана методика, яка ґрунтується саме на теорії руслових ізохрон.

1. Розрахункові шари стоку $Y_{1\%}$ змінюються по території від 60 до 160 мм в напрямку з південного сходу на північний захід і представлені картою ізоліній.

2. Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу в період весняного водопілля в середньому становить 11,3.

3. Тривалість схилового припливу T_0 встановлена чисельним методом при застосуванні програмного пакету "Caguar", розробленого на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ. В середньому $T_0 = 225$ год.

4. Трансформаційна функція $\psi(t_p/T_0)$ зумовлена в основному відношенням t_p/T_0 і формою гідрографів схилового припливу води до руслової мережі.

5. Коефіцієнти русло-заплавного регулювання водопіль узагальнені в залежності від розміру водозборів.

Перевірні розрахунки за операторною структурою засвідчили, що середнє відхилення обчислених за цією методикою максимальних модулів $q_{1\%}$ від вихідних даних в середньому становить $\pm 22,2\%$, що відповідає точності вихідної інформації щодо максимального стоку в басейні р. Південний Буг ($\sigma_{q_{1\%}} = 21,3\%$).

Список літератури

1. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности. – К.: КНТ, 2005, 148 с.
2. Гопченко Є.Д., Романчук М.Є. Нові підходи до нормування розрахункових характеристик максимального стоку // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – Київ, 2000. – Т.3. – с. 144-149.
3. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР. – М.: Гидрометеиздат, 1956. – 107 с.
4. Бефани А.М. Основы теории ливневого стока // Труды ОГМИ, 1958. Ч.II. – Вып. XIV. – 305 с.
5. Збірник методичних вказівок до практичних занять з дисципліни "Гідрологічні розрахунки". (Складено Гопченко Є.Д., Нагаєвою С.П., Овчарук В.А.) – Одеса, ОГМІ, 2001. – 57 с.

Максимальный сток весеннего половодья в бассейне р. Южный Буг. Е.Д.Гопченко, А.А.Станкевич.

Для нормирования расчетных характеристик максимального стока весеннего половодья в бассейне реки Южный Буг была использована структура, которая опирается на теорию русловых изохрон.

Ключевые слова: максимальный сток, весеннее половодье, статистический анализ, пространственное обобщение.

Maximum spring flood runoff in the basin of the river Southern Bug. Gopchenko E.D., Stankevych A.A.

To regulation design characteristics of the maximum spring flood runoff in the basin of the Southern Buh River was used structure, which is based on isochronous channel theory.

Keywords: maximum runoff, spring flood, statistical analysis, spatial generalization.