

УДК 556.06

Є.Д.Гопченко, д.г.н., Ж.Р.Шакірманова, к.г.н.
Одеський державний екологічний університет

ТЕРИТОРІАЛЬНЕ УЗАГАЛЬНЕННЯ БАЗОВИХ ВЕЛИЧИН ПРОГНОЗНОЇ СХЕМИ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСНЯНОГО ВОДОПІЛЛЯ ДЛЯ РІВНИННИХ РІЧОК УКРАЇНИ

Обґрунтовується метод розрахунку та просторового узагальнення середньобагаторічних шарів стоку та максимальних модулів весняного водопілля на рівнинних річках України.

Ключові слова: шари стоку, максимальний модуль, весняне водопілля, просторове узагальнення

Вступ. Територіальний метод довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейнах рівнинних річок України, заснований на встановленні типу водності майбутнього водопілля за допомогою дискримінантної функції [1], передбачає визначення очікуваних величин цих гідрологічних характеристик для річок, включаючи й ті, по яких обмежені або відсутні дані гідрологічних спостережень. Як базові тут використовуються величини середньобагаторічних значень шарів стоку та максимальних витрат або їх модулів у період весняного водопілля на річках.

На річках, що мають тривалі часові гідрологічні спостереження за характеристиками весняного водопілля, середньобагаторічні їх значення отримуються за методом середнього арифметичного. Для водних об'єктів з короткими рядами спостережень або для тих, на яких спостереження взагалі не ведуться, середньобагаторічні значення шарів весняного стоку можна визначити при їх узагальненні, наприклад, по регіональних залежностях від географічного положення водозборів або по картосхемах розподілу по території. Побудова картосхем розподілу середньобагаторічних шарів весняного стоку є загально прийнятним прийомом просторового узагальнення гідрологічних характеристик з метою встановлення фізико-географічної обумовленості їх змінювання по території, а також для поширення розроблених розрахункових чи прогностичних схем для невивчених у гідрологічному відношенні водозборів [2-6 та ін].

Стосовно середньобагаторічних максимальних витрат води або максимальних модулів весняного водопілля для таких річок, узагальнення їх у вигляді наприклад, картосхеми розподілу по території (як для шарів весняного стоку), неможливе у зв'язку із залежністю як витрат води, так і їх модулів від площ водозборів і наявності впливу процесів русло-заплавного регулювання. Авторами робіт [7-9] запропоновано метод, що дозволяє розраховувати величину максимального модуля весняного водопілля в рамках моделі типового одноmodalного гідрографа.

При цьому при встановленні просторового розподілу характеристик стоку слід мати на увазі не тільки географічну зональну обумовленість досліджуваної величини, але й її залежність від місцевих особливостей зони формування і розвитку стоку.

Метою даної статті є обґрунтування методу розрахунку і територіальне узагальнення базових величин прогнозної схеми характеристик весняного водопілля для рівнинних річок України – шарів стоку та максимального модуля весняного водопілля.

Об'єкти та вихідні матеріали дослідження. До аналізу характеристик стоку весняного водопілля були взяті відомості про гідрологічні дані багаторічних спостережень Державної мережі гідрометслужби в межах рівнинної території України, включаючи басейни Середнього (з притоками Прип'яттю та Десною) та Нижнього Подніп-

ров'я, річки басейну Сіверського Дінця та Південного Бугу, річки північно-західного Причорномор'я. Для більш повного аналізу та обґрунтування методу розрахунку характеристик весняного стоку була залучена й гідрометеорологічна інформація по частинах басейнів Десни, Сейму і Сіверського Дінця, що знаходяться на території Російської Федерації, річок Молдови.

Для розглядуваних водозборів річок вихідними матеріалами по характеристиках стоку весняного водопілля взяті багаторічні дані по 217 гідрологічних постах, які здійснюють тривалі регулярні спостереження за стоком води. В цілому по рівнинній території країни пости розміщені досить рівномірно.

Діапазон водозбірних площ змінюється від 6.2 км² (лог Райчик – с.Польова-Лукашівка) до 88500 км² (р. Десна – м. Літки). Гідрологічну вивченість території в частині площ водозборів, що замикають пости, і періодів спостережень за стоком водопілля характеризує табл.1.

Таблиця 1 – Розподіл водозборів за періодами гідрологічних спостережень та розмірами водозбірних площ

Діапазон площ, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень, років						
	≤ 20	21-30	31-40	41-50	≥ 50	Всього	%
< 10		2				2	0.9
11-100	1	3	1		2	7	3.2
101-1000	2	10	20	22	19	73	33.7
1001-5000	2	9	14	24	32	81	37.3
5001-10000		3	4	7	11	25	11.5
10001-20000			2	4	10	16	7.4
20001-50000			1		7	8	3.7
50001-100000		1	1	1	2	5	2.3
Всього	5	28	43	58	83	217	100
%	2.3	12.9	19.8	26.7	38.3	100	

Як видно з табл.1, недостатньо вивченими є порівняно невеликі водозбори. Так, частка басейнів з площами водозборів менше 100 км² складає 3.2%. Найбільша кількість гідрологічних постів (37.3% від загального їх числа) має величини площ водозборів в діапазоні від 1001 до 5000 км², а для 33.7 % – розміри водозборів коливаються в межах 101-1000 км². У 25 водомірних постів (11.5%) значення площ водозборів знаходиться в діапазоні 5001-10000 км². Кількість річок з площами водозборів, більш ніж 20тис. км², значно менша.

Важливим показником гідрологічної вивченості території є тривалість стокових спостережень на річках. Станом на 2000 р. (останній рік, по який опубліковані дані стокових характеристик весняного водопілля по території України) і на 1986 р. (по території Росії і Молдови) на досліджуваній території 83 пости мають ряди спостережень більше 50 років (38,3% загальної кількості). Ряди довжиною 20 та менше років мають 5 постів (2.3%). В основному (на більш, ніж 45% водопостів) часові гідрологічні ряди достатньо тривалі і становлять 30-50 років.

На жаль, практично по всіх річках розглядуваної території немає безперервних рядів з багаторічними гідрометеорологічними спостереженнями у зв'язку з відсутністю вимірів у період воєнних 1941-1945 років. Дані стокових спостережень за характеристиками весняного водопілля в басейнах річок Причорноморської низовини дуже не

однорідні у часовому відношенні. Багаторічні стокові ряди тут нерідко перериваються у 1975-1988 рр. або ж зовсім відсутні.

Методи дослідження. В роботі для розрахунку і територіального узагальнення базових величин прогнозної схеми характеристик весняного водопілля для рівнинних річок України використано метод розрахунку характеристик гідрографів схилового припливу тало-дошових вод до руслової мережі.

Визначення величини максимального модуля весняного водопілля ведеться в рамках моделі редуційного гідрографа у вигляді [7]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (1)$$

де q_0 – середньобагаторічний модуль максимального стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

q'_0 – середньобагаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повенеких хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

В рамках типизованих гідрографів схилового стоку [7,8]

$$q'_0 = 0.28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_0, \quad (2)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт нерівномірності схилового припливу у часі;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

Y_0 – середньобагаторічний шар стоку весняного водопілля, мм.

Для розрахунку трансформаційної функції $\psi(t_p / T_0)$ Є.Д. Гопченком [7,8] обґрунтовані рівняння:

а) при $0 < t_p < T_0$

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

б) при $t_p \geq T_0$

$$\psi(t_p / T_0) = \frac{n}{n+1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^m \right]; \quad (4)$$

в) при $t_p / T_0 = 0$

$$\psi(t_p / T_0) = 1.0, \quad (5)$$

де t_p – тривалість руслового добігання;

m – показник степеня у рівнянні кривої ізохрон.

Щоб урахувати вплив на максимальний стік весняного водопілля озер і водосховищ, рекомендується використовувати формулу СНіП 2.01.14-83 [10]

$$r = 1 / (1 + C f'_{oz}), \quad (6)$$

де f'_{oz} – середньозважена озерність;

C – емпіричний коефіцієнт, який визначається величиною Y_0 .

Щодо коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε_F , то його можна визначити з (1), а потім узагальнити в залежності від розмірів водозборів, оскільки

$$\varepsilon_F = (q_0 / q'_0) / [\psi(t_p / T_0) \cdot r]. \quad (7)$$

Подальшою метою роботи є обґрунтування параметрів базової розрахункової величини q'_0 , а саме: коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу $(n+1)/n$, тривалості схилового припливу T_0 і шару стоку Y_0 , які відповідають середньобагаторічним значенням.

Результати дослідження та їх аналіз. Визначення коефіцієнтів нерівномірності схилового припливу поверхневих вод ведеться, виходячи з редуційного гідрографа схилового припливу поверхневих вод, коли

$$q'_t = q'_m \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right], \quad (8)$$

де q'_m – максимальна ордината схилового гідрографа;
 T_0 – тривалість схилового припливу.

Інтегрування (8) по T_0 приводить до виразу

$$Y_m = q'_m \frac{n}{n+1} T_0. \quad (9)$$

Звідки

$$\frac{n+1}{n} = \frac{q'_m \cdot T_0}{Y_m} = \frac{Q'_m \cdot T_0}{W}, \quad (10)$$

де Q'_m – максимальна витрата води схилового припливу, м³/с;
 $W = Y_m \cdot F$ – об'єм схилового припливу, м³.

Через відсутність спостережень за схиловим припливом рекомендується використати методичний підхід, запропонований Є.Д. Гопченком [9]. Його сутність полягає в тому, що спочатку по мережевих даних Гідрометслужби України розраховуються коефіцієнти нерівномірності не схилового, а руслового стоку $(m+1)/m$, який становить

$$\frac{m+1}{m} = 86.4 \frac{\bar{Q}_m \cdot \bar{T}_n}{\bar{W}}, \quad (11)$$

де \bar{Q}_m – середні багаторічні максимальні витрати води руслового стоку, м³/с;

\bar{T}_n – середня багаторічна тривалість водопілля, діб;

\bar{W} – середній багаторічний об'єм стоку весняного водопілля, м³.

Екстраполяція $(m+1)/m$ на вісь ординат графіків зв'язку $[(m+1)/m] = f[\lg(F+1)]$ дозволяє визначити шукане значення $(n+1)/n$ для того або іншого регіону.

Зокрема, для басейнів рівнинних річок України

$$\frac{n+1}{n} = \left(\frac{m+1}{m} \right)_{F \rightarrow 0} = 8.0. \quad (12)$$

Середньобагаторічний шар стоку за період весняного водопілля Y_0 є однією з основних характеристик в методі просторових довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля при встановленні як середньобагаторічних величин шарів стоку, так і при визначенні максимальних модулів стоку для невивчених у гідрологічному відношенні річок. В басейнах річок розглядуваної території

середньобагаторічні значення шарів весняного водопілля змінюються від 5.2 мм (р.Ялпуг-ж.д.ст.Комрат) до 104 мм (р.Коста-с.Глазове).

При встановленні просторового розподілу шарів стоку весняного водопілля досліджене питання їх залежності від місцевих особливостей досліджуваної рівнинної території України, тобто в основу узагальнень покладено регіональні залежності стоку від географічних і місцевих факторів (залісеності і заболоченості водозборів).

Досьогодні питання впливу лісу на річковий стік залишається дискусійним. Деякі автори (А.А.Ізмаїльський (1894), П.В.Отоцький (1905), Г.Н.Висоцький (в період 1899-1938), А.В.Огієвський (1952), А.А.Молчанов (1952,1953) та ін.) вважали, що у зв'язку з високою водопоглинальною спроможністю лісових ґрунтів, значна частка поверхневих вод переводиться до ґрунтових і при цьому річковий стік знижується.

Аналізуючи такі висновки, Г.Ф.Басов (1949) вважає їх не обґрунтованими, бо при цих дослідженнях на різних ділянках водозборів не враховувалися інші їх фізико-географічні фактори – геологічна будова, гідрогеологічні умови, характер рельєфу і, крім того, період проведення експериментальних спостережень цих авторів припадав на маловодний цикл водності [3].

Н.С.Нестеров (1917) відзначав значну регулюючу роль лісу у формуванні поверхневого стоку, інфільтрації вологи вглиб і утворенні річкового стоку ґрунтовим шляхом. Дослідженнями А.Д.Дубаха (1940) та В.І.Рутковського (1948) встановлено, що хвойний ліс при 100% залісеності знижує річковий стік відносно поля на 65% або у 2-3 рази.

У післявоєнні часи широкі дослідження гідрологічної ролі лісу подовжувалися в Лабораторії лісоводства Інституту лісу АН СРСР під керівництвом М.Є.Ткаченка і В.П.Тимофєєва. Ними був зроблений висновок (1946) про те, що водний режим лісових ґрунтів змінюється під впливом механічного складу і типу ґрунтів.

Розглядаючи процес формування весняного стоку під пологом лісу, А.А.Молчанов (1952,1953) відзначає, що з початком сніготанення значний шар талої води утримується в сніговому покриві. Далі, при заповненні тало-дощовою водою верхнього шару ґрунту починається поверхневий стік при інтенсивному зростанні коефіцієнтів стоку, а наприкінці водопілля, при стіканні води, яка ще залишається у шарі верховодки, вони зменшуються. При цьому значна частина опадів, які проникають в ґрунти витрачається рослинністю або йде на поповнення запасів підземних вод і вже потрапляє в річки внутрішньоґрунтовим шляхом. У зв'язку з більш тривалим таненням снігу у лісі і високою водопоглинальною здатністю менш промерзлих, ніж у полі, лісових ґрунтів, максимальні витрати води весняних водопіль знижуються.

А.В.Огієвський (1952), визначаючи складну роль лісу у формуванні річкового стоку, вказує на позитивні і негативні риси його впливу на стік та балансові чинники. Так, позитивний вплив лісу, на його думку, проявляється у збільшенні кількості опадів над лісовим масивом, зменшенні випаровування з ґрунту під пологом лісу, підвищенні інфільтрації води в ґрунт і лісову підстилку і, як наслідок, збільшенні підземного живлення при зменшенні поверхневого стоку. Негативні ж сторони впливу лісу на стік полягають, з одного боку, в значній транспірації вологи рослинністю (лісом і підліском), що призводить до висушування ґрунтів і втрат вологи, а з іншого – в недоврахуванні в балансі стоку тих опадів, які були затримані кронами дерев і витрачені на випаровування. Що стосується регулюючого впливу лісу на формування стоку річок у період весняного водопілля, А.В.Огієвським робиться висновок, що наявність лісу на водозборі сприяє уповільненню весняного стоку при зменшенні його об'єму за рахунок затримання частки опадів кронами дерев і значних втрат тало-дощової води на поглинання лісовим покривом.

Д.Л.Соколовський [3] вважає, що ліс перерозподіляє стік, зменшуючи максимальний паводковий і збільшуючи підземний (для повністю залісених водозборів спостерігається підвищення меженного стоку в 3-5 разів, порівняно з польовими). Зниження максимальних витрат води водопілля і паводків більш відчутне (в 5-10 разів) на малих водозборах, які мають в основному поверхневе живлення.

Результати експериментальних досліджень в басейнах річок лісової, лісостепової і степової зон, одержані А.І.Суботіним (1966), показують, що стік талих вод у лісі значно менший, ніж з відкритих частин басейну, однак, ця різниця змінюється в залежності від метеорологічних умов кожного року. Основна причина зниження стоку талодощових вод у лісі, на думку А.І.Суботіна, пов'язана з більш тривалим періодом сніготанення снігу у лісі при інтенсивному просочуванні талої води у ґрунт. При цьому вплив лісу на стік чіткіше проявляється в маловодні роки, з відлигами зимою і з затяжною розтягнутою весною.

Отже немає сумніву в наявності значної водорегулюючої ролі лісу у гідрологічному режимі річок, у тому числі й періоду весняного водопілля, однак, в різних (конкретних) фізико-географічних умовах направленість його дії може бути різною.

Стосовно питання виявлення впливу боліт на річковий стік, то воно також, як і відносно лісу, немає однозначної відповіді і повинно вирішуватися в комплексі взаємодіючих фізико-географічних факторів.

Ще на початку минулого сторіччя, на думку С.М.Нікітіна (1896,1899), М.І.Максимовича (1901) болота відіграють позитивну роль у водному живленні річок за рахунок доброї водоутримуючої і водопоглинальної здатності торф'яних шарів. Інший погляд на характер стоку з боліт висловив ще у 1914 р. Є.В.Оппоков – торф при значній вологоємності і площі для випаровування вологи має дуже малу водопроникність і, як наслідок, малу участь в поверхневому і підземному стоці річок. Таку ж думку відносно зменшення річкового стоку з боліт висловлювали і М.А.Веліканов (1948), Б.В.Поляков (1946), але ж А.Д.Дубах (1936), Л.К. Давидов (1947), В.Д. Лопатін (1949), А.В.Огієвський (1951) визначають незначний і, взагалі, неоднозначний вплив боліт на стік річок.

Як відзначає К.Є.Іванов (1953,1957), такі суперечливі висновки відносно регулювання стоку талих і дощових вод болотами, як і для лісу, пов'язані з тим, що надаються вони без достатнього врахування інших фізико-географічних факторів території, де знаходяться болотні масиви, наприклад, кліматичних відмінностей географічних регіонів, типів ландшафту, глибини залягання рівня ґрунтових вод та ін. При цьому формування поверхневого стоку з болотних ландшафтів розглядалося ним окремо для верхових і низинних боліт при різній водопропускній здатності активного й інертного горизонтів. Так, з одного боку, болота є великими акумуляторами вологи для випаровування при добрій вологопоглинальній спроможності торф'яних шарів, що призводить до зниження стоку. З іншого – болота (особливо низинні) мають значну вологоємність і при високому рівні підземних вод позитивно впливають на стік.

Отже вплив боліт на гідрологічний режим річок неоднозначний і змінюється при різному співвідношенні тепла і вологи в умовах природного ландшафту.

Для вилучення географічної складової розподілу шарів стоку по території на основі залежності (рис.1) їх значення були приведені спочатку до географічної широти 50° півн.ш. ($Y_{0(\varphi=50^\circ)}$) за рівнянням

$$Y_{0(\varphi=50^\circ)} = Y_0 / \exp[\alpha_\varphi (\varphi^\circ - 50)], \quad (13)$$

де Y_0 – норма шару весняного стоку, мм;

α_φ – коефіцієнт зв'язку, який в басейнах річок рівнинної території України дорівнює 0.32.

Для виключення впливу боліт була побудована залежність $Y_{0(\varphi=50^\circ)} = f[\lg(f_\delta + 1)]$ при коефіцієнті кореляції $r=0.10$, який при числі членів ряду 217 є значущим.

Для визначення коефіцієнтів впливу заболоченості і залісеності на середньобаторічні величини шарів стоку одержані рівняння:

$$k_\delta = 1 - \lambda_\delta \lg(f_\delta + 1), \quad (14)$$

$$k_\lambda = 1 + \lambda_\lambda \lg(f_\lambda + 1), \quad (15)$$

де λ_δ та λ_λ - коефіцієнти, які дорівнюють 0.08 і 0.098 відповідно.

Тобто, встановлено, що для рівнинних річок України в цілому простежується помірна редукція шарів стоку зі збільшенням заболоченості водозборів (f_δ), яка складає 8%. Відчутна тенденція до збільшення весняного стоку при збільшенні площі лісів (f_λ) – близько 10% (при $r=0.14$).

Після виключення впливу на шари стоку залісеності і заболоченості побудована картосхема ізоліній середньобаторічних шарів стоку $Y_0 / k_\lambda k_\delta$, яка показана на рис.2. Змінюються вони у широтному напрямку, зменшуючись з півночі на південь від 140-100 мм (верхня течія р.Десна, у межах Росії), 70-80 мм (північ України), 50-60 мм (центральна частина території) до 30-10 мм (басейни півдня рівнинної України). Одержати значення Y_0 , використовуючи картосхему, можна за рівнянням

$$Y_0 = (Y_0)_{карт} \cdot k_\lambda k_\delta, \quad (16)$$

де $(Y_0)_{карт}$ - значення середньобаторічних шарів весняного стоку, зняті з картосхеми (див. рис.2) для геометричних центрів водозборів.

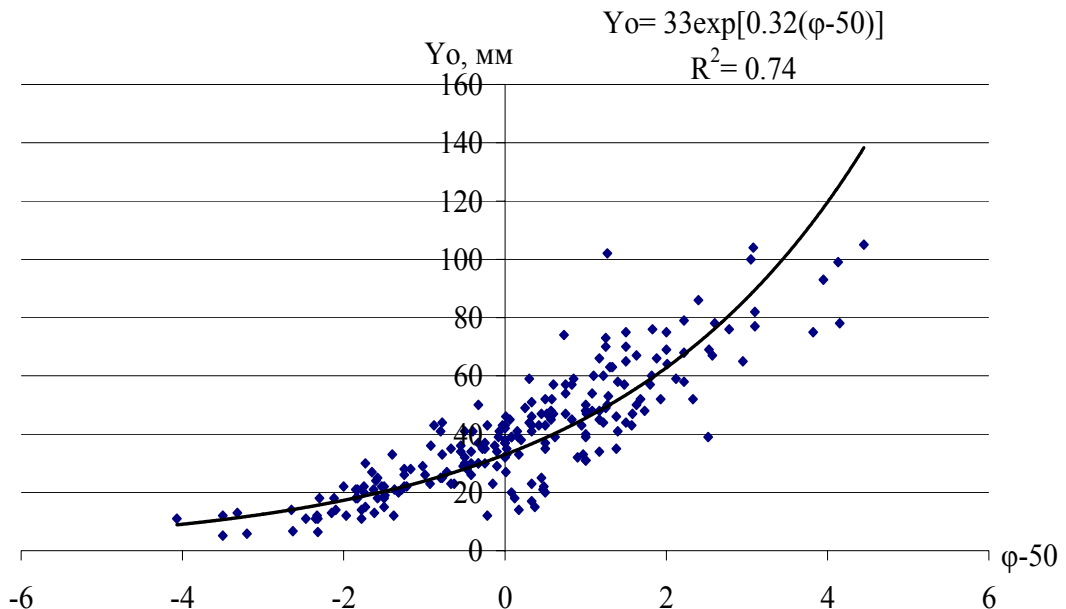


Рис. 1 – Залежність середньобаторічних величин шарів стоку весняного водопілля від географічної широти географічних центрів водозборів річок рівнинної території України.

Тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 (через відсутність спостережень за схиловим стоком) була визначена числовим шляхом за методом, запропонованим Є.Д. Гопченком [9] в рамках генетичної формули стоку (1).

Розрахунок величини T_0 виконано на основі комп'ютерної моделі «Gauguag», яка дозволяє в автоматичному режимі здійснювати розрахунки та будувати розрахункові залежності в межах розглядуваного регіону рівнинної України.

З урахуванням одержаного $n=0.14$ і, беручи $m=1.0$, операторні рівняння для визначення T_0 набудуть вигляду:

а) при $t_p < T_0$

$$T_0 = \left[\frac{2.0 \cdot \varepsilon_F Y_m}{q_m} (1.14 \cdot T_0^{0.14} - 0.93 \cdot t_p^{0.14}) \right]^{0.88}; \quad (17)$$

б) при $t_p \geq T_0$

$$T_0 = \left[\left(1.88 - \frac{q_m}{0.28 \cdot Y_m \varepsilon_F} \right) 1.88 \cdot t_p \right]. \quad (18)$$

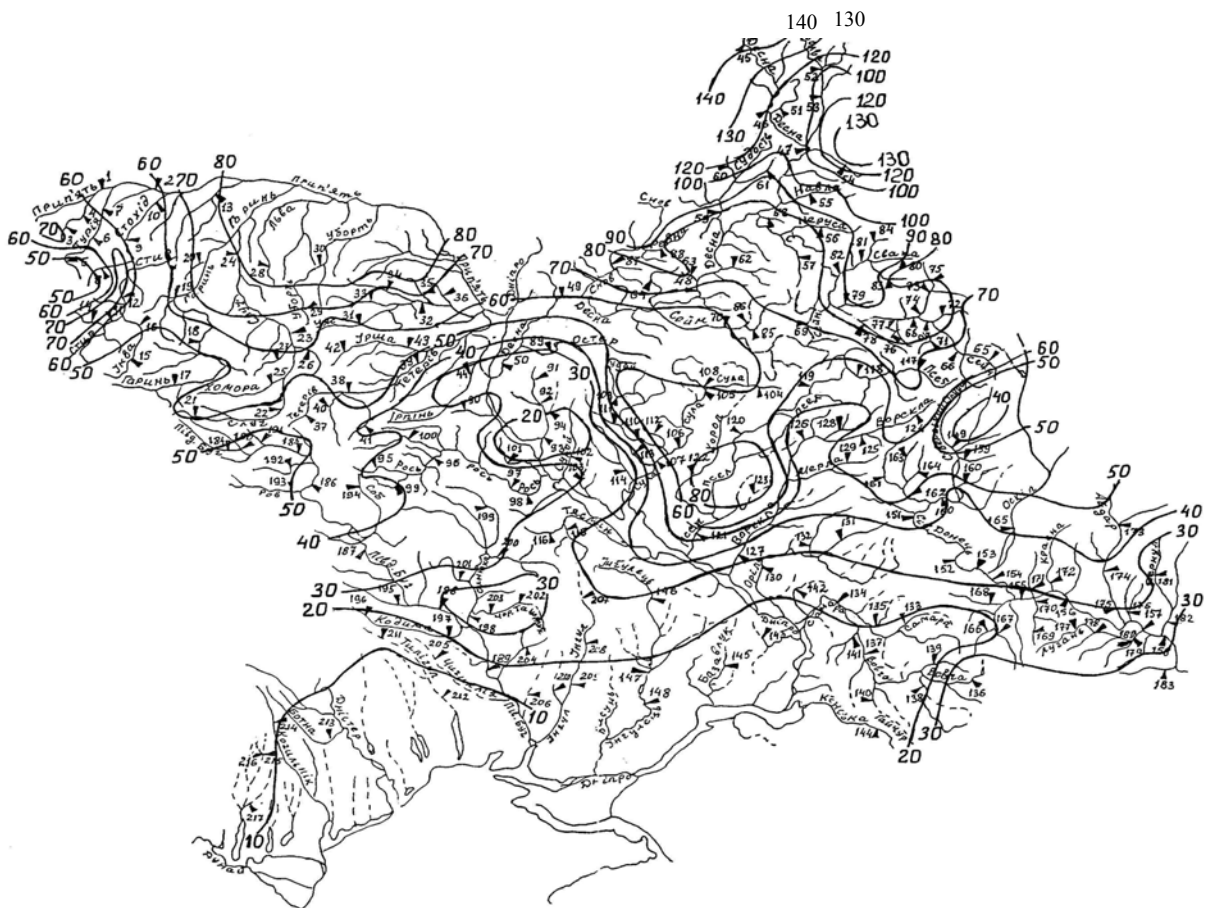


Рис. 2 – Розподіл по території середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля (при $f_n = 0, f_b = 0$) в басейнах річок рівнинної території України, мм.

Як видно, кожне з рівнянь (17) і (18) має два невідомих, а тому вирішуються вони у декілька етапів. У комп'ютерному комплексі „Gauguag” використовується метод простої однокрокової ітерації.

Відомий шлях числового визначення тривалості схилового припливу T_0 на базі рівнянь (17) і (18) на першому етапі передбачає прийняття $\varepsilon_F = 1.0$. Після числового вирішення (17) і (18), в залежності від співвідношення t_p/T_0 перші наближені величини T'_0 пов'язуються з розмірами водозборів.

Використовуючи екстраполяцію залежностей $T'_0 = f [\lg(F+1)]$ на вісь ординат, знаходиться орієнтовне значення T_0 . Саме воно дозволяє, спираючись на (1), визначити коефіцієнти русло-заплавного регулювання ε_F

$$\varepsilon_F = \left(\frac{q_0}{q'_0} \right) / \left[\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \cdot r \right]. \quad (19)$$

Одержане рівняння для рівнинної території України має вигляд

$$\varepsilon_F = e^{-0.18 \lg(F+1)}. \quad (20)$$

На цьому перший етап і закінчується. Стосовно весняного водопілля можна скористатись й іншим методом. З цією метою запишемо вираз для T_0 в період водопілля таким чином

$$T_0 = T_{cn} + t_{cx}, \quad (21)$$

де T_{cn} – тривалість сніготанення;

t_{cx} – тривалість схилового добігання.

В період водопілля $T_{cn} \gg t_{cx}$, тобто без великих похибок можна взяти

$$T_0 \approx T_{cn}. \quad (22)$$

При розрахунку тривалості схилового припливу вод у другому наближенні для кожного поста вводиться свій коефіцієнт ε_F , знятий з графіка $\varepsilon_F = f [\lg(F+1)]$ або визначений за (20).

Після виконаних розрахунків для просторового узагальнення тривалості схилового припливу вивчався вплив на T_0 місцевих факторів - залісеності і заболоченості. Для виключення впливу географічної складової у межах рівнинної території України всі значення T_0 були приведені до середньої широти 50^0 півн.ш., причому

$$(T_0)_{\varphi=50^0} = T_0 - 24.2(\varphi^0 - 50). \quad (23)$$

Побудовані залежності $(T_0)_{\varphi=50}$ від залісеності водозборів свідчать про збільшення тривалості припливу тало-дошової води зі схилів при збільшенні частки лісів на водозборі.

Дослідження характеру зв'язку між T_0 і заболоченістю водозборів f_0 (незалежно від їх географічного положення і залісеності) свідчать також про зростання тривалості схилового припливу зі збільшенням заболоченості.

Значення коефіцієнтів впливу залісеності і заболоченості на величину тривалості схилового припливу визначаються за рівняннями:

$$k'_n = 1 + \lambda_n \lg(f_n + 1), \quad (24)$$

$$k'_o = 1 + \lambda_o \lg(f_o + 1), \quad (25)$$

де λ_n та λ_o - коефіцієнти, які дорівнюють 0.37 і 1.23 відповідно.

Після приведення величин тривалості схилового припливу до умов відсутності впливу боліт та лісів $T_o / k'_n k'_o$ побудовано карту розподілу цих величин по території України (рис.3).

Як видно, спостерігається достатньо складний розподіл величини тривалості схилового припливу на розглядуваній території. Це пояснюється неоднорідністю в геолого-геоморфологічній будові території (особливо, у межах степової зони), що визначає й сучасний стан рельєфу поверхні території і особливості процесів формування поверхневого і підземного стоку річок.

В середньому по території значення тривалості схилового припливу при виключенні впливу лісів і боліт ($T_o / k'_n k'_o$) змінюються в межах 200-300 годин. Однак, на їх фоні відмічаються області (іноді замкнені) підвищених значень – на рівні 400-500 годин. Найбільші значення $T_o / k'_n k'_o$ відносяться до зони поширення карсту – басейнів рр. Стир, Горинь (зона мішаних лісів), який сприяє перехвату частини поверхневих вод.

В лісостеповій зоні такі райони (при $T_o / k'_n k'_o$ до 400-500 год) мають місце в межах басейнів правих приток Середнього Дніпра (рр.Остер, Супой, Сула, Псел, Ворскла) за рахунок розташування їх на межі Дніпровсько-Донецької западини і Українського кристалічного щита. Ця територія займає Полтавську рівнину і Придніпровську низовину та характеризується плоским низовинним рельєфом з повільним стоком поверхневих вод. Крім того, в басейні присутні карстові явища.

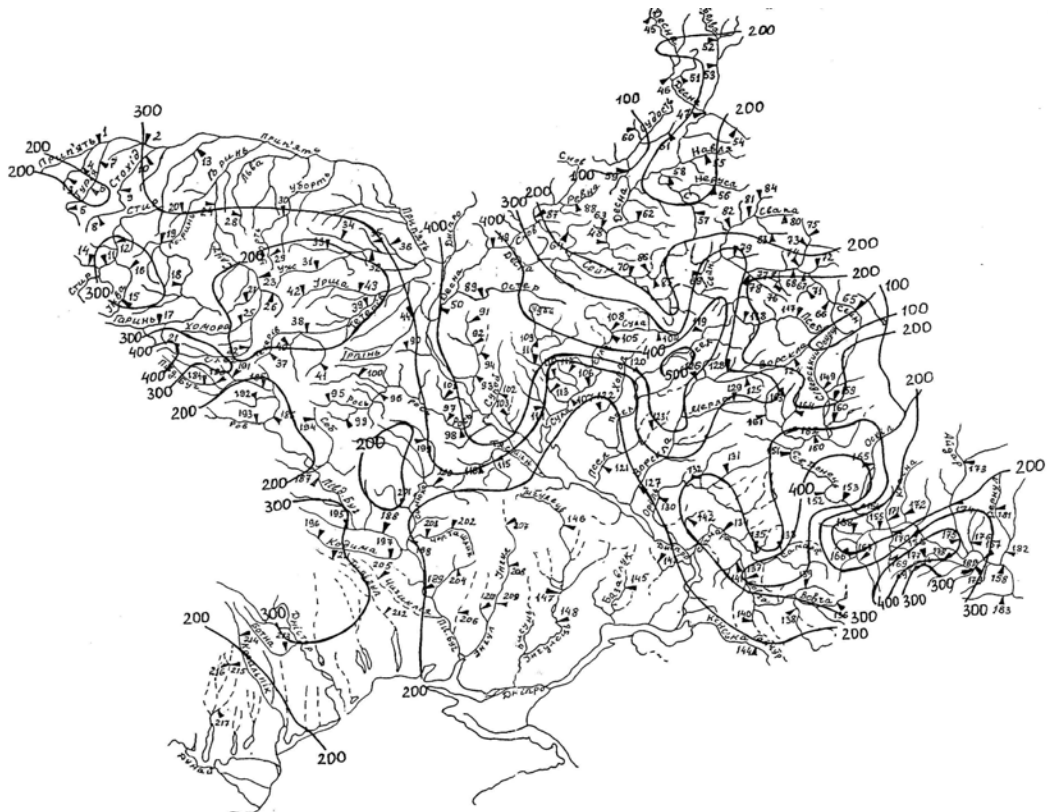


Рис. 3 – Розподіл по території тривалості схилового припливу тало-дощової води (при $f_n = 0, f_o = 0$) в басейнах річок рівнинної України, год.

Ще більш складний розподіл тривалості схилового припливу має місце в степовій зоні. Так, підвищення її значень до 300-400 год на території правобережжя зони (середня течія Південного Бугу), що розташована на межі з Подільською височиною, скоріше за все зумовлені наявністю карстових областей в басейні сусідньої р.Дністер.

Доволі неоднорідний розподіл величин тривалості схилового припливу й у лівобережній частині території – в басейнах рр. Оріль і Самара, а також нижньої течії Сіверського Дінця з його правими притоками ($T_0 / k'_a k'_b$ досягають значень 400 год). В геолого-геоморфологічному відношенні ця територія є місцем з'єднання трьох геоструктурних областей – Придніпровської низовини (басейни рр. Оріль і Самара), Донецького Кряжу, який тягнеться вздовж правого берега Сіверського Дінця, і Приазовської височини. Таке поєднання трьох різномірних геоморфологічних структур призводить до складної геологічної будови і характерних рис формування основних форм ландшафту. Так, наприклад, в районі Кінсько-Ялинської западини поверхня кристалічного фундаменту нижче рівня моря, а в межах Дніпровсько-Донецької западини цей фундамент знижений на глибину до 1000 м і більше.

Таким чином, одержати значення T_0 , використовуючи картосхему, можна за рівнянням

$$T_0 = (T_0)_{\text{карт}} \cdot k'_a k'_b, \quad (26)$$

де $(T_0)_{\text{карт}}$ - значення тривалості схилового припливу води, які знімаються з картосхеми (див. рис.3) для геометричних центрів водозборів.

Висновки. Територіальний метод довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля включає базові середньобагаторічні величини шарів стоку та максимальних витрат води водопіль. Визначення їх значень за наявності багатолітніх рядів стокових спостережень відбувається достатньо просто, тобто шляхом підрахунку середньоарифметичних величин. Методика територіального прогнозу характеристик весняного стоку передбачає її використання й для невивчених у гідрологічному відношенні як окремих річок, так і територій в цілому (наприклад, в межах північно-західної частини Причорноморської низовини).

В статті обґрунтовується метод розрахунку середньобагаторічного модуля максимального весняного стоку (q_0) для невисвітлених даними спостережень річок, який базується на моделі типового одномодального гідрографа весняного водопілля.

Розрахунок величини q_0 ведеться через середньобагаторічний максимальний модуль схилового припливу тало-дошової води (q'_0) з урахуванням трансформаційної функції розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання $\psi(t_p / T_0)$, русло-заплавного регулювання (ε_F) та трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу (r). Сама величина модуля схилового приливу весняних вод до руслової мережі (q'_0) встановлюється з урахуванням коефіцієнта нерівномірності схилового приливу $\frac{n+1}{n}$, визначеного для рівнинної території України на рівні 8.0, а також середньобагаторічних значень шарів весняного стоку (Y_0) і тривалості схилового приливу (T_0). Узагальнення останніх в межах рівнинної території України виконано з урахуванням впливу на Y_0 і T_0 місцевих факторів – залісеності і заболоченості водозборів річок. Аналіз наукової літератури з впливу лісів і боліт на формування річкового стоку, у тому числі й весняного, показав наявність різнонаправленої їх водорегулюю-

чої дії. Відносно впливу цих факторів на тривалість схилового приливу тало-дощових вод (T_0), то і болота і ліс збільшують величину T_0 на 123% і 37% відповідно.

Таким чином, після приведення величин середньобагаторічних значень шарів весняного стоку і тривалості схилового приливу до $f_6 = 0$ і $f_d = 0$ побудовані карто-схеми розподілу цих величин по території рівнинної України, що дає можливість їх оцінки для будь-якого водозбору річки.

Список літератури

1. Гопченко Є.Д., Шакирзанова Ж.Р. Метод просторового довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля та строків його проходження // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. – Вип. 50, ч. II. – С. 158-168.
2. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии – М.-Л.: Энергоиздат, 1932. – 208 с.
3. Кузин П.С. Классификация рек и гидрологическое районирование СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 455 с.
4. Соколовский Д.Л. Речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 540 с.
5. Комаров В.Д. Долгосрочный прогноз весеннего стока рек черноземной зоны ЕТС на основе территориально общих зависимостей. – Л.: Гидрометеиздат, 1955. – 74 с.
6. Огиевский А.В. Основные закономерности в процессах стока на речных бассейнах // Труды НИУ ГУГМС, серия IV. – 1945. – Вып. 13.- 191 с.
7. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. – Одесса, ТЭС, 2002. – 110 с.
8. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности.–Київ,КНТ, 2005. – 148 с.
9. Гопченко Е.Д. О редукации максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорология и гидрология. – 1973. – №2. – С.66-71.
10. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 448 с.

Территориальное обобщение базовых величин прогнозной схемы характеристик весеннего половодья для равнинных рек Украины. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р.

Обосновывается метод расчета и пространственного обобщения среднемноголетних слоев стока и максимальных модулей весеннего половодья на равнинных реках Украины.

Ключевые слова: слои стока, максимальный модуль, весеннее половодье, пространственное обобщение

Spatial generalization of the basic variables forecasting scheme of characteristics of the spring flood for lowland rivers in Ukraine. Gopchenko E.D., Shakirzanova J.R.

It is substantiated the method of calculation and the spatial generalization of the mean multi-ancient layer of flow and maximal modules of spring flood on the lowland rivers of Ukraine.

Keywords: layer flow, maximal moduls, spring flood, the spatial generalization