

Berchak V. S. Researching valleys and rivers landscapes in Ukrainian the and foreign scientists works. The article analyzes the main scientific works of Ukrainian and foreign scientists in the direction of research valleys and rivers landscapes complexes and paragenetic paradynamic systems. The basic directions of further research landscape of river valleys.

Keywords: river valley landscapes, anthropogenic landscapes, research scientists, small river.

Берчак В. С. Исследование долинно-речных ландшафтов в трудах украинских и зарубежных ученых. В статье проведен анализ основных научных трудов украинских и зарубежных ученых в направлении исследования долинно-речных ландшафтных комплексов, парадинамических и парагенетических систем. Обоснованы основные направления дальнейших исследований ландшафтов долин рек.

Ключевые слова: долинно-речные ландшафты, антропогенные ландшафты, исследования, ученые, малая река.

Надійшла до редколегії 24.04.2014

УДК 627.142:556.535

Онищук В. В.

*Київський національний університет
імені Тараса Шевченка*

АНАЛІЗ ІСНУЮЧИХ ПІДХОДІВ ЩОДО ОЦІНКИ ГІДРОМОРФОДИНАМІЧНОЇ СТІЙКОСТІ АЛЮВІАЛЬНИХ РУСЕЛ З ПОЗИЦІЙ СИСТЕМНОСТІ

Ключові слова: загальний коефіцієнт гідравлічного опору русла, руслоформування витрата води, тип русла, гідроморфодинамічна стійкість русла

Актуальність проблеми. Оцінка стійкості русел річок виступає одним із важливих компонентів в аналізі руслових процесів і має велике практичне значення. Оскільки стійкість заключає в собі певний екологічний зміст, який пов'язаний передусім із аналізом і прогнозом інтенсивності руслових деформацій, а останні, в свою чергу, можуть суттєво впливати на умови життєдіяльності і господарювання у межах русло-заплавного комплексу річок.

При оцінці темпів розвитку руслових деформацій необхідно мати показник, який об'єктивно зміг би характеризувати ступінь їх опору річковому потоку, тобто визначати рівень стійкості русла.

З цих причин цілий ряд дослідників ставили перед собою завдання щодо встановлення критерію стійкості русла. При цьому дуже часто намагалися виявити головні фактори деформацій русел річок, визначити їх кількісну характеристику, яка і приймалась як показник стійкості русла. Детальний аналіз цих показників виконаний в роботі [1].

Гідравлічні структури потоку найбільш яскраво виявляють взаємодію з русловими формами при проходженні руслоформуючих витрат води. При цьому стані водотоку має місце динамічна рівновага гідродинамічної системи «потік-русло» (ГДС п-р), яка визначає відповідний тип русла у загальному комплексі єдиного ерозійно-аккумулятивного процесу. Сформований тип русла має високий рівень самореалізації, зокрема властивість самозбереження, що дає можливість надійно виконувати оцінку стійкості досліджуваних ділянок обстеження. Для оцінки такого стану ГДСп-р існує низка критеріїв – параметричних показників стійкості.

Огляд і короткий аналіз існуючих показників. Першим спробував виконати оцінку річкових русел В. М. Лохтін. Він ще у 1895 р. [2] запропонував вираз, який

широко застосовується у практиці і ввійшов у літературу під назвою “число Лохтіна”:

$$L = \frac{d}{\Delta H_{км}}, \quad (1)$$

де d - діаметр донних наносів, мм; $\Delta H_{км}$ - кілометричне падіння, м.

Число Лохтіна має лінійну розмірність (m^{-1}), і тому на його величину впливає порядок і величина річки. Для малих річок L як правило менше 1. В зв'язку з цим, за допомогою числа Лохтіна можна порівнювати стійкість русел річок лише близьких порядків.

М.А.Ржаніцин, виходячи із тези, що стійкість річкового русла може бути охарактеризована параметром стійкості донних відкладів та параметром відносної глибини, вирішує поставлену проблему наступним чином [3]:

$$K_{рж} = \frac{dB}{h^2 I}. \quad (2)$$

Показник $K_{рж}$ має слабку чутливість виходячи з міркувань, що із збільшенням глибини звичайно спостерігається зменшення інтенсивності руслових деформацій. Але це питання доволі спірне, так як співвідношення ширини до глибини є досить показовим для оцінки руслових деформацій.

Експериментальним шляхом також встановлено показник І. К. Нікітіна [4]:

$$K_H = \frac{w^2}{V_{дон.}^2} > < 0,41, \quad (3)$$

де w - поперечний переріз потоку. Припускається, що при $K_H > 0,41$ - рух наносів по дну відсутній, а при $K_H < 0,41$ - відбувається інтенсивний розмив дна русла.

С.Г.Шатаєва вважає, що чим менша стійкість русла, тим менша крутизна його підводних укосів [1]. Використовуючи картографічний матеріал, вона запропонувала морфометричний показник наступного вигляду:

$$A = \frac{\lg \Delta h}{\lg \Delta B}, \quad (4)$$

який характеризує відношення приросту глибини потоку h при зміні його ширини B . На відміну від показника Х.М.Поліна [5], цей морфометричний показник можна використовувати лише для оцінки інтенсивності деформацій піщаних перекатів.

І.Ф.Карасьов [6] ввів ерозійно-морфометричний показник стійкості потоку і русла у вигляді:

$$K_{е-р} = \frac{V_{нр}}{(ghI_0)^{0,5}} * \frac{h}{B}, \quad (5)$$

де $V_{нр}$ - середня нерозмивна швидкість потоку, м/с.

За цим показником русло вважається стійким, якщо $K_{е-р} > 0,3$.

Крім вищенаведених показників є багато інших емпіричних формул, які дають змогу розраховувати величини зміщення берегів, і виходячи з цього, виникає можливість оцінювати стійкість русел. Так, І.В.Поповим [7] була запропонована залежність для розрахунку зміщення ввігнутого берега в i -му перерізі плесової улоговини у вигляді:

$$(\Delta y)_i = C_b \frac{(h_{max})_i - h_0}{h_{max} - h_0} * t, \quad (6)$$

де h_{max} - максимальна глибина в межах даної плесової улоговини; C_b - швидкість зміщення брівки в перерізі з глибиною h_{max} ; $(h_{max})_i$ - максимальна глибина в i -му створі, який розглядається; h_0 - глибина потоку на коритах перекатів; t - час, на який складається прогноз.

Отже, існує значна кількість методів і підходів щодо оцінки стійкості русел річок. Проте їх використання в тому чи іншому випадку не завжди дає достатньо обґрунтовані і надійні результати.

Необхідно зауважити, що вказані вище показники не завжди можна застосовувати для комплексної оцінки руслових деформацій. Тому, з урахуванням попередніх досягнень О.Г. Ободовським було розроблено критеріальний параметр, який надійно міг би відповідати умовам стійкості русел річок України [8].

У даній роботі відмічається, що дослідження руслових процесів на річках тісно пов'язане з механізмом водної ерозії в їх басейнах. Ерозійні процеси на поверхні водозборів і руслові процеси водотоків, підпорядковуються єдиній схемі функціонування ерозійно-аккумулятивної системи "схил - яр - балка - струмок - річка - гирло", тобто у ерозійно-русловій системі.

Модифікований показник для визначення стійкості русла, який запропонований О.Г. Ободовським [8] має такий вигляд

$$L_o = \frac{d}{\Delta H_M} \frac{B}{h} A, \quad (7)$$

де: d – середньозважений діаметр донних наносів, мм; ΔH_M – кілометричне падіння водної поверхні, м; B – середня ширина русла, м; h - середня глибина потоку, м; A – коефіцієнт ерозії, який характеризує зональність річкових басейнів за ступенем еродованості ґрунтів. Для гальки з гравієм він має осереднене значення $A = 0,03$, а для русел складених із суміші мулу, піску і суглинку – $0,004$. Вираз (7) містить у своїй структурі не лише параметр, який характеризує умови транспортування наносів, а й показник форми русла, що робить його більш чутливим до оцінки стійкості. А введення в цей комплекс ерозійного коефіцієнта відображає умови прояву ерозійних процесів на водозборі [8].

Показник A , визначений за залежністю (7), добре узгоджується з функціонуванням системи ерозійних процесів на території України. Так, його найменше значення характерне для Полісся, де ступінь розораності водозборів невисока, і ерозія ґрунтів не має катастрофічних наслідків. Збільшення коефіцієнта A в Лісостепу і, особливо, в Степу підтверджується високою розораністю території та значною деградацією поширених там ґрунтів.

Таблиця 1 – Оцінка коефіцієнта ерозії A для різних природних зон України в залежності від складу річкового алювію

Природні зони	Річковий алювій				Середнє по зонах
	Мул, глина з піском	Мул з піском, суглинком, пісок	Пісок з гравієм і галькою	Пісок з гравієм	
мішаних лісів	-	0,0309	-	-	0,0309
лісостепова	0,0309	0,0386	0,0331	0,0300	0,0350
степова	-	0,0470	0,0720	-	0,0530
Середнє значення	0,0309	0,0396	0,0460	0,0300	

Для показника L_o розроблена класифікаційна шкала за якісно відмінними між собою гідроморфологічними станами, яка наведена в табл. 2.

Таблиця 2 – Шкала стійкості річок для умов вільного та обмеженого руслоформування

Ступінь стійкості	Значення L_0 при:	
	Вільних умовах руслоформування	Переважаючих обмежених умов руслоформування
Стійкі	<1	>7
Відносно стійкі	1-4	4-7
Відносно нестійкі	4-7	1-4
Нестійкі	>7	<1

На сьогоднішній день одним з найбільш теоретично обґрунтованим є показник відносної інваріантності К.В. Гришаніна [9]

$$M_x = \frac{h_{p\phi} (gB_{p\phi})^{0,25}}{Q_{p\phi}^{0,5}} = const, \quad (8)$$

Для умов динамічної рівноваги ділянки рівнинної річки цей показник близький до середнього значення 0,9. Межі змін цього показника для умов оптимального функціонування рівнинних річок дорівнюють $0,75 < M_x < 1,05$, а для гірських річок – від 0,45 до 0,64 відповідають прояву властивості самоорганізації ГДС_{п-р}. а це свідчить про те, що при $M_x < 0,45$ транспортувальна здатність потоку буде підвищена і відповідно це призведе до розмиву руслової улоговини на ділянці гірської річки. При $M_x > 0,64$ в руслі будуть превалювати струмені з недостатньою потужністю для транспортування наносів, що призведе до замулення русла.

Виклад основного матеріалу. Варто зауважити, що оцінку стійкості ділянки річки рекомендується виконувати за декількома показниками, які мають шкалу класифікації за рівнями якісного і кількісного визначення гідроморфологічного стану при динамічній рівновазі ГДС_{п-р}. Такими показниками виявились показник відносної інваріантності К. В. Гришаніна [9] і модифікований показник для визначення стійкості русла, який запропонований О. Г. Ободовський [8]. Наведені вище дані показники для оцінки ступеню стійкості річкових русел були апробовані в роботах [10, 11]. Вони дають можливість досить повно висвітлити особливості прояву процесів руслоформування (оцінити ступінь гідроморфологічної стійкості досліджуваних ділянок річок). Але у цьому контексті також слід зауважити на недостатню їх точність із-за відсутності інваріантності.

Виходячи з цих позицій рекомендується інтегральна оцінка діючих на ГДС_{п-р}. зовнішніх і внутрішніх сил та реакції русла. Загальну реакцію русла можна оцінити як суперпозиційну арифметичну суму коефіцієнтів гідравлічного опору русла у наступному вигляді:

$$L_3 = L_{\Delta} + L_{p\phi} + L_b \pm L_{кор} + L_{рос} \pm L_{віт} \pm L_{с.хв} + L_{б.к} + L_{з-р.с} + L_{р-з} + L_{з.в} + L_{к.в}, \quad (9)$$

де L_3 – загальний коефіцієнт гідравлічного опору русла; L_{Δ} - гідравлічний опір зернистої шорсткості русла; $L_{p\phi}$ – гідравлічний опір руслових форм; L_b – гідравлічний опір берегів; $L_{кор}$ – гідравлічний опір від дії сили Кориоліса; $L_{рос}$ – гідравлічний опір руслової рослинності; $L_{віт}$ – гідравлічний опір від дії вітру; $L_{с.хв}$ – гідравлічний опір від дії судових хвиль; $L_{б.к}$ – гідравлічний опір від дії берегозахисних кріплень; $L_{з-р.с}$ – гідравлічний опір від дії захисно-регулювальних споруд; $L_{р-з}$ – гідравлічний опір від дії конфігурації русло-заплавного комплексу; $L_{з.в}$ – гідравлічний опір від дії заборів води; $L_{к.в}$ – гідравлічний опір від дії кар'єрних виїмок.

Коефіцієнт гідравлічного опору зернистої шорсткості русла L_{Δ} для крупноалювіальних русел можна визначити за [12, 13]:

$$*\lambda_{\Delta, \delta} = \frac{1}{[41g(h_{p\phi} / \Delta_{сер.зв}) + 4.25]^2}; \quad (10)$$

$$*\lambda_{\Delta, \delta} = \frac{2g}{[23(h_{p\phi} / \Delta_{сер.зв})^{0.166}]^2}, \quad (11)$$

де $\Delta_{сер.зв}$ - абсолютна середньозважена величина висоти виступів шорсткості дна русла, яка домірна середньозваженій величині діаметру частинок шару самовимощення, а для дрібнозернистих ґрунтів дорівнює $0,5d_{сер}$. Обчислені дані за формулами (10 і 11) можна осереднити і при цьому додати значення гідравлічного опору від впливу на потік шорсткості укосів берегів $\lambda_{\Delta, \delta}$. Величину $\lambda_{\Delta, \delta}$ можна визначити за допомогою формули

$$*\lambda_{\Delta, \delta} = \frac{1}{[41g(\chi_{сер. h_{p\phi}} / \Delta_{сер.зв, \delta}) + 4.25]^2}; \quad (12)$$

де $\chi_{сер. h_{p\phi}}$ - середнє значення змоченого периметру укосів берегів при проходженні руслоформуваної витрати; $\Delta_{сер.зв, \delta}$ - середньозважена висота виступів шорсткості берегів.

Другою складовою загального гідравлічного опору $\lambda_{р.ф}$ є вплив структурних форм на русловий потік. Морфологічні структури для крупноалювіальних русел при проходженні руслоформуючих витрат води і наносів мають форму гряд, які відносяться до мезоструктур (різномасштабних гряд), та макроструктур у вигляді боковиків, осередків і островів.

Розрахунок $\lambda_{р.ф}$ рекомендується визначати за модифікованою нами формулою наступного вигляду [14]. :

$$\frac{1,41}{\sqrt{\lambda_{р.ф}}} = k \left(\frac{h_{р.ф.}}{h_{\tau}} \right)^{\alpha}, \quad (13)$$

де α - корегувальний коефіцієнт, величина якого залежить від площі поперечного перерізу структурної форми $\omega_{р.ф.} = h_{\tau(сер.)} B_{р.ф.}$ (де $B_{р.ф.}$ – ширина руслової форми в її основі); при $\omega_{р.ф.}$ рівному 10% від $(h_{р.ф.} B_{р.ф.})$ величину α рекомендується приймати орієнтовно домірною 1,15; при $\omega_{р.ф.} = 20\%$ від $(h_{р.ф.} B_{р.ф.})$ – $\alpha = 1,4$ і при $\omega_{р.ф.} = 30\%$ від $(h_{р.ф.} B_{р.ф.})$ – $\alpha = 1,6$ (вплив островів); h_{τ} - середня висота гряди, яка домірна максимальній крупності частинок шару самовимощення дна русла або розраховується за формулою $h_{\tau} = 0.20 + 0.1h$ [15].

За даними експериментів А. П. Зегжди і Х. Є. Базена [14] для русел з неоднорідними крупнозернистими матеріалами, які за висотою виступів шорсткості $\Delta_{сер.зв}$ наближаються до висоти мезоформ, залежність (13) набуває наступного вигляду:

$$\frac{1,41}{\sqrt{\lambda_{р.ф}}} = 8^{\alpha} \left(\frac{h_{р.ф.}}{h_{\tau}} \right)^{0,2}, \quad (14)$$

Після перетворення формула (13) має наступний вигляд:

$$\lambda_{р.ф} = \left[\frac{1,41}{8^{\alpha} (h_{р.ф.} / h_{\tau})^{0,2}} \right]^2. \quad (15)$$

Оскільки ГДС_{п-р} у своїй основі є дисипативною, то для відносно стабільної ділянки річки дисипація енергії ϵ_0 може бути виражена через руслоформувальну витрату води $Q_{рф}$ і похил вільної поверхні l_0 у вигляді втрати долі потужності водотоку [14]:

$$\epsilon_0 = \rho g Q l_0. \quad (16)$$

З другого боку стійкість системи підпорядкована прояву властивості самоорганізації ГДС_{п-р} і тому дисипація енергії ϵ_0 може бути визначена через внутрішні турбулентні характеристики системи згідно гіпотези О.Н. Колмогорова [14] - $\epsilon_0 = k (\bar{U}^3)/\lambda$ (де k – емпіричний коефіцієнт; \bar{U} - середня квадратична швидкість, яка визначається за рівнем енергії турбулентності ; λ – лінійний масштаб системи). Значення ϵ_0 можна також записати через гідравлічні параметри у наступному вигляді [14]:

$$\epsilon_0 = \frac{\rho g}{C_0^2} \frac{V^3}{h f_0} \omega, \quad (17)$$

де C_0 – коефіцієнт Шезі; V - середня швидкість потоку ; h – середня глибина потоку ; ω – площа поперечного перерізу руслового потоку.

Слід відмітити, що C_0 в свою чергу є складною функцією внутрішніх і зовнішніх силових факторів ($C_0 = f(h/D; h/h_r; B/h; \omega_{фак}/\omega_{рф} \dots)$) [14].

В заключному варіанті із рівнянь (16 і 17) отримуємо рівняння динамічної рівноваги ГДС_{п-р} за рівнем дисипації енергії у наступному вигляді:

$$Q_{рф} l_0 = \frac{\rho g}{C_0^2} \frac{V^3}{h f_0} \omega, \quad (18)$$

Рівняння (18) доцільно привести до наступного вигляду:

$$f_0 = \frac{V^3 B h}{C_0^2 h Q_{рф} I_0} = \frac{V^2 \lambda_\Delta}{2 g h I_0} = \frac{\lambda_\Delta}{2 \lambda_\phi}, \quad (19)$$

де f_0 – коефіцієнт звивистості русла;

Таким чином, опір берегів λ_ϕ залежить від опору зернистої шорсткості дна русла і від форми русла по довжині річки через коефіцієнт звивистості f_0 однорукавного русла під час проходження $Q_{рф}$ (рис. 1). Звивистість русла є продуктом прояву явища меандрування, яке можна виразити через дію внутрішніх і зовнішніх силових факторів, зокрема через тенденцію розвитку вертикаль із отриманого зв'язку $f_0 = f(B/h, \lambda_3)$ видно, що звивистість русла можна також орієнтовно оцінювати за допомогою формули - $f_0 = 0,04 (B/h) \lambda_3 + 1,2$.

Таким чином, коефіцієнт гідравлічний опору берегів можна визначити за:

$$\lambda_\phi = \lambda_\Delta / (2 f_0). \quad (20)$$

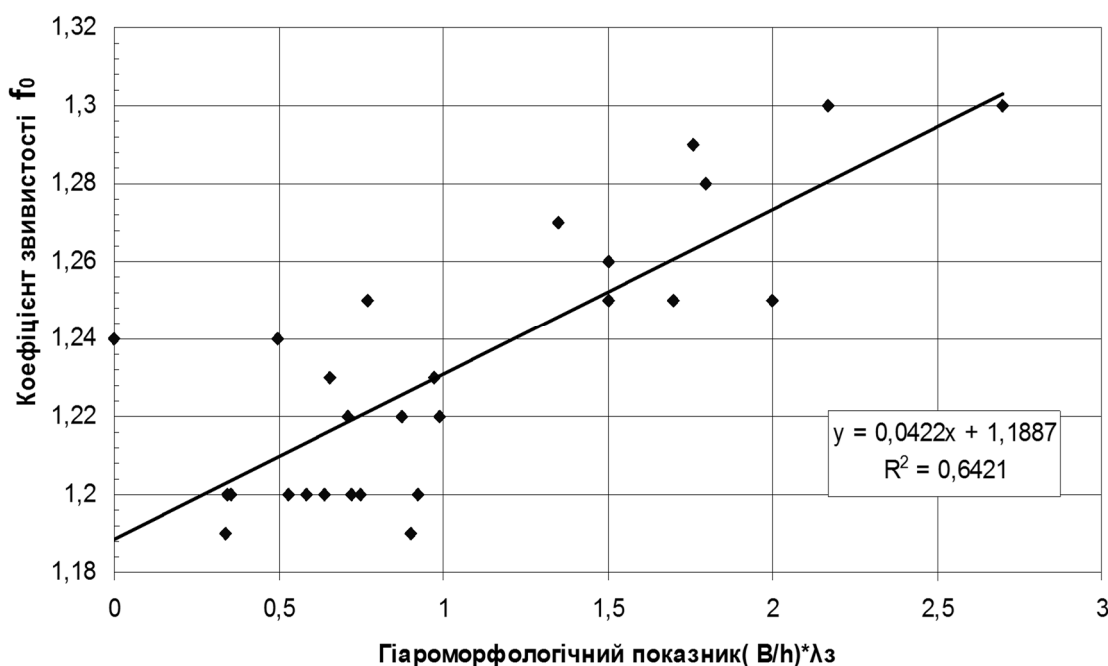


Рис 1 – Графік зв'язку між коефіцієнтом звивистості русла f_0 і гідроморфологічним показником $(V/h)\lambda_z$.

На деяких ділянках річок може виникнути необхідність урахування також опору рослинності на водний (паводковий) потік $\lambda_{рос}$. У цьому випадку для розрахунків можна скористатися формулою наступного вигляду [17]:

$$\lambda_{рос} = 4 \frac{V_p^2}{V^2} S_m C_D \kappa_B \frac{1}{M_p^2}, \quad (21)$$

де V_p середня швидкість течії у межах рослинного шару; V - середня швидкість течії у чистому від рослинності руслі; S_m - площа мідельового перерізу елементів рослинності, яка залежить від h_p і d_p ; C_D - коефіцієнт гідродинамічного опору елемента рослинності може мінятися від 0,1 до 1 [18]; $\kappa_B = F_i / F_1 \approx 0,2-1$ (де F_i - сила опору рослинного елемента в масиві, F_1 - сила опору одиночного елемента у водному потоці, а також по формулі - $\kappa_B = 1 - (1,5d_p / l)$, де l - віддаль між елементами; M_p - середній розмір площі дна морфологічної структури на якій закріплений елемент рослинності.

Для течії у рослинному шарі частково зарослого русла коефіцієнт гідравлічного опору $\lambda_{рос}$ можна обрахувати за формулою:

$$\lambda_{рос} = \frac{8ghl}{V_p^2} \left(1 - \frac{h_1}{h}\right), \quad (22)$$

де h_1 - глибина потоку над рослинністю. Після підстановки в формулу (22) $V_p = \sqrt{2} \cdot u_* \cdot j$ (де $u_* = (ghI)^{0,5}$ - динамічна швидкість потоку). Отримуємо:

$$\lambda_{рос} = \frac{4}{j} \left(1 - \frac{h_1}{h}\right), \quad (23)$$

де $j = \frac{M_p^2}{S_m C_D \kappa_B}$ - комплексна характеристика рослинного шару.

Для визначення величини гідравлічного опору $\lambda_{кор}$, як реакції на дію сили Кориоліса, був використаний третій закон Ньютона. Згідно цього закону сила Кориоліса визначається за формулою:

$$F_{кор} = -m a_{кор} = -2m (\omega_3 \times u_3), \quad (24)$$

де $a_{кор} = -2(\omega_3 \times u_3)$ – прискорення сили Кориоліса; m – маса річкового потоку, яка діє на одиницю площі ($1m^2$) на відповідний берег, яка може бути визначена за формулою:

$$m = 1 \times h_{рф} B_{ф} \cos \alpha \times \rho_{см}, \quad (25)$$

де $h_{рф}$ – глибина потоку при руслоформувальній витраті води, яка при відсутності незворотних руслових деформаціях відповідає глибині потоку біля берега при відмітці брівки русла на розрахунковому створі; $B_{ф}$ – довжина фронту дії сили Кориоліса при проходженні руслоформуючих витрат води і транспортувальних наносів, яка визначає довжину водного стержня ($1 \times h_{рф} B_{ф} \cos \alpha$), цей вираз вказує на те, що при $\alpha = 90^\circ$ сила $F_{кор}$ має діяти за течією (як на деяких річках Аляски, Латориці, Ужу, на деяких ділянках Дунаю), що обумовлює деяке прискорення потоку, або проти течії (як, наприклад, на ряді річок земної кулі – Прип'яті, Сіверському Дінці, Амурі, Амазонці, на деяких ділянках Дунаю), що обумовлює незначне підсилення інтенсивності розвитку явища меандрування на річках з великими значеннями позовжнього похилу та цілком суттєво на великих рівнинних річках [19]; $\rho_{см} = \rho(1 - S) + \rho_s S$, де $\rho_{см}$ – питома віртуальна щільність водного потоку, взятої в об'ємних одиницях (де ρ – питома густина води; S – каламутність руслового потоку, взятої в об'ємних одиницях; ρ_s – питома щільність частинок наносів); u_3 – середня швидкість обертання планети Земля навколо своєї орбіти, яка визначається за формулою $u_3 = (2\pi r_3) / t_{доб.з} = (2 \times 3,145 \times 6371300) / 86201 = 464,9 м/с$; ω_3 – кутова швидкість обертаючої системи відліку, яка визначається за формулою :

$$\omega_3 = (m \times u_{р.п}) / r_3 = (1 \times h_{рф} B_{рф} \cos \alpha \times u_{р.п}) / r_3, \quad (26)$$

де $u_{р.п}$ – середня швидкість руслового потоку при проходженні руслоформуючої витрати води з транспортувальними наносами у розрахунковому створі (по фронту дії сили Кориоліса при $B_{фак} = B_{рф}$).

Таким чином, коефіцієнт гідравлічного опору $\lambda_{кор}$, для відповідного берега річки або самого річкового потоку, при дії сили Кориоліса, можна визначити за формулою:

$$\lambda_{кор} = \frac{2(h_{рф} B_{фак} \cos \alpha \rho_{см})^2 u_3 u_{р.п}}{r_3^2}. \quad (27)$$

Приклад розрахунку $\lambda_{кор}$ для гірської річки та інтерпретація отриманого результату.

Вихідні дані для розрахунку значення $\lambda_{кор}$. У якості розрахункового створу взято гідрологічний пост Сірет – м. Сторожинець: $h_{рф} = 2,1 м$; $B_{рф} = 70 м$; $\cos \alpha = 1$; $\rho_{см} = 1,04$ при $S = 1000 г/м^3$; $u_3 = 464,9 м/с$; $u_{р.п} = 2,15 м/с$ і $r_3 = 6371300 м$. При цих значеннях вихідних параметрів $\lambda_{кор} = 0,000011$. Це говорить про те, що сила Кориоліса не може слугувати першопричиною виникнення явища меандрування. Також ця сила не може суттєво впливати на розвиток меандрування при різних схемах її дії. Але силу Кориоліса варто враховувати $\lambda_{кор}$ для самих великих річок (рр. Об, Єнісей, Лена, Амазонка) при оцінці як пропускну здатності русла, так і при оцінці інтенсивності розвитку явища меандрування.

У цьому контексті слід зауважити, що сила Кориоліса аналогічним чином впливає на океанські течії та синоптичні циркуляції. Наприклад, під дією цієї сили течія Гольфстрім є дещо прискореною в Індійському океані і уповільненою вздовж скандинавського півострова, що підсилює процес дисипації центроструменевого руслоформування (при значно малих похилах відбувається розгалуження русла). В атмосфері сила Кориоліса прискорює переміщення антициклонів і сповільнює рух циклонів у північній півкулі.

Протидію руслового потоку вітровим навантаженням можна оцінити через параметр λ_{sim} . Цей параметр можна визначити за формулою

$$\lambda_{sim} = \frac{W_{10} B_{\phi} \cos \alpha}{\nu}, \quad (28)$$

де W_{10} – швидкість вітру на висоті 10м від поверхні води; $B_{\phi} \cos \alpha$ – довжина фронту дії сили вітру; ν – коефіцієнт кінематичної в'язкості, значення якого залежать від температури річкової води [16]. Специфіка дії вітру на річковий потік аналогічна дії сили Кориоліса, тільки у вигляді нагінних хвиль на поверхні потоку.

Визначення гідравлічного коефіцієнта $\lambda_{c,хв}$ рекомендується виконувати за формулою:

$$\lambda_{c,хв} = \frac{(W_{10} \pm v_{p,n}) B_{\phi} \cos \alpha}{\nu}, \quad (29)$$

де $(W_{10} \pm v_{p,n})$ – характеризує дію ефекту ежекції на поверхню води, обумовленого електромагнітним полем, яке формується в нейтральній зоні на межі між поверхнею води і вітровим фронтом [21].

На урбанізованих ділянках русел необхідно враховувати вплив на русловий потік берегозахисних кріплень та захисно-регулювальних споруд. Можливість системного управління русловими процесами викладено в роботі [22]. У даній статті намічено врахувати вплив різних поверхонь на величину коефіцієнтів гідравлічного опору $\lambda_{б,к}$ і $\lambda_{з-р,с}$, які змогли б у повній мірі охопити різнопланові види берегозахисних кріплень та захисно-регулювальних споруд. Для визначення впливу берегозахисних кріплень на величину коефіцієнта гідравлічного опору $\lambda_{б,к}$ рекомендується розрахункова формула наступного вигляду:

$$\lambda_{б,к} = \frac{\rho_{см} I_0 v_{p,n}}{2(h_{рф} B_{\phi} \cos \alpha \rho_{см})^2 + v_{non}}, \quad (30)$$

де $v_{пол}$ – середня поперечна швидкість руслового потоку; I_0 – поздовжній гідравлічний похил руслового потоку.

Наведена формула (30) показує як впливають берегозахисні кріплення на розподіл силових напружень (тиск питомої рухомої маси води і транспортувальних наносів руслового потоку на розподіл потенціалу придонної динамічної швидкості по рівнодіючій сили $B_{\phi} \cos \alpha$) на русловий потік у поперечному вимірі. Таким чином, формула (30) характеризує процес трансформації гідродинамічної системи «потік – русло» у гідродинамічну систему «потік – споруда – русло».

Для визначення впливу захисно-регулювальних споруд на величину коефіцієнта гідравлічного опору $\lambda_{з-р,с}$ рекомендується розрахункова формула наступного вигляду:

$$\lambda_{з-р,с} = \frac{\rho_{см} I_n v_{p,n,c}}{2(h_{з,р} B_c \cos \alpha \rho_{см})^2 + v_{non}}, \quad (31)$$

де $h_{з,р}$ – середня глибина руслового потоку при наявності поперечних захисно-регулювальних споруд типу коротких напівзагат; B_c – ширина русла у створі дії

поперечних споруд, які виступають в русло зі значним стисненням живого перерізу; I_n – поперечний похил руслового потоку; $U_{p.п.с}$ - середня швидкість зрегульованого русла активними поперечними спорудами.

Зміни конфігурації рельєфу русло-заплавного комплексу можуть впливати на пропускну здатність русла. Одним прикладом таких змін може слугувати двохбічне обвалування русла за схемою різкого обмеження ширини водопропускного коридору. В роботі [23] даються ряд рекомендацій стосовно визначення необхідної ширини B_p русло-заплавного комплексу, але у цьому контексті необхідно також оцінити можливі зміни гідравлічного опору на ділянках видозмінених русел. Для визначення складової гідравлічного опору для умов обмеження території заплави пропонується розрахункова формула наступного вигляду:

$$\lambda_{p-з} = \frac{\rho_{см.з} I_{0.з} v_{з.п}}{B_p + 0,2B_{п.м} v_{пол}}, \quad (32)$$

де $\lambda_{p-з}$ - гідравлічний опір від впливу видозміни заплави на руслові процеси; B_p – розрахункова ширина водопропускного коридору; $B_{п.м}$ – ширина поясу меандрування; $U_{пол}$ – середня поперечна швидкість заплавного потоку; $\rho_{см.з}$ – віртуальна щільність заплавного потоку (водний потік з транспортувальними наносами); $I_{0.з}$ – поздовжній гідравлічний похил заплавного потоку; $v_{з.п}$ – середня поздовжня швидкість заплавного потоку.

Значний забір води з річок також впливає на гідроморфологічний стан русла, оскільки при цьому відбувається деградація річки шляхом її замулення. Урахувати гідроморфологічні зміни русла можна за допомогою оцінки вертикальних руслових деформацій. Що стосується оцінки пропускну здатності таких русел, то визначити їх гідравлічний опір можна урахувавши додаткову складову $\lambda_{з.в}$, яка враховує вплив заборів води на господарські потреби з умовою недопущення розвитку процесу деградації річки, Для визначення $\lambda_{з.в}$, рекомендується розрахункова формула наступного вигляду:

$$\lambda_{з.в} = \frac{\rho_{см} I_0 v_{p.п}}{h_{pф} B_{pф} + 0,9Q_{pф}}, \quad (33)$$

де $Q_{pф}$ – руслоформувальна витрата води.

Значні за об'ємами кар'єрні виїмки є одним із активних антропогенних факторів, які у значній мірі впливають на розвиток руслових процесів. При цьому відбуваються тривимірні руслові деформації, які при проходженні руслоформувального паводку можуть викликати незворотні руслові деформації, на можливий довгий період часу, у вигляді трансформації типів русел. Додаткову складову гідравлічного опору $\lambda_{к.в}$, яка урахує вплив кар'єрних виїмок для умов недопущення розвитку незворотних руслових деформацій (просідання рівнів води), рекомендується визначати за формулою

$$\lambda_{к.в} = \frac{\rho_{см} I_0 v_{p.п}}{h_{pф} B_{pф} + 0,2Q_{pф}}. \quad (34)$$

Греблі водосховищ і гідротехнічних вузлів найбільш активно впливають на розвиток руслових процесів. Кардинальні зміни руслової ситуації не дають можливість побачити річку, так як верхній і нижній б'єфи займають великі ділянки русла. Вплив цих споруд на руслові процеси є незворотнім на весь період їх існування.

Слід відмітити, що для ділянок русел річок у місцях розташування гідрологічних постів, як правило, не треба виконувати розрахунки параметра $\lambda_{рос}$. Русла гірських річок є практично чисті від рослинності. Лише на обмеженій частині

ділянок річок зі складною формою русла можна зустрітися з рослинністю (русло в гірській частині на деяких ділянках річок має так зване «внутрішнє» русло, яке можна виокремити зарослими відмілинами).

Стосовно визначення λ_r необхідно відмітити наступне [17, 23] – в гравійно-гальково-валунних руслах донний градовий рельєф проявляється досить слабо в сезонному циклі (найбільш рельєфні гряди формуються на піку проходження паводку з руслоформувальними витратами води, при транспорті гравійних наносів, а при спаді паводку вони досить швидко трансформуються зі зменшенням їх висоти орієнтовно до 50%). Гідравлічний опір в таких руслах в цілому визначається формою поперечного перерізу потоку на конкретній ділянці і зернистою шорсткістю дна русла й досить слабо залежить від швидкості течії; гребні перекатів після спаду рівнів розмиваються досить повільно або в умовах формування шару самовимощення не розмиваються взагалі і їх форма досить наближена до водозливу з широким порогом.

Із рівняння (9) слідує, що у створені реакції до діючих сил мають відношення як русло, так і потік. Це вказує на те, що коефіцієнт гідравлічного опору λ_3 варто іменувати як коефіцієнт опору системи «потік – русло» $\lambda_{ГДСп-р}$.

При оцінці пропускної здатності русла, зокрема в умовах проходження руслоформувальної витрати, що використовується для оцінки гідро морфологічного стану річки, необхідно мати величини ряду параметрів ГДС_{п-р}. Користуючись формулою Шезі–Маннінга щонайперш необхідно визначити середню глибину потоку $h_{рф}$, середню ширину русла у межах брівок при відсутності незворотних руслових деформацій $V_{бр} \approx V_{рф}$, гідравлічний похил на досліджуваній ділянці l_0 , середню швидкість потоку у межах брівок русла $V_{бр}$ і середньозважену висоту виступів шорсткості русла (дна та окремо берегів) $\Delta_{сер.зв}$. Для більш точного визначення витрати рекомендується модифікована формула у наступному вигляді:

$$Q_{рф} \approx V_{бр} h_{сер} V_{бр} = V_{рф} h_{рф}^{1,5} [(2gl_0)/\lambda_3]^{0,5} \quad (35)$$

У формулі (35) величина загального гідравлічного опору λ_3 визначається за допомогою арифметичної суми значень складових гідравлічного опору від дії сил природного і антропогенного походження (9). В табл. 3 наведено дані чотирьох основних постійно діючих складових загального гідравлічного опору, на долю яких припадає орієнтовно 95%.

Таблиця 3 – Значення основних складових загального гідравлічного опору λ_3 для ділянок русел гірської частини Дністра і Десни

Річка - пост	λ_{Δ}	$\lambda_{р.ф}$	$\lambda_{б}$	$\lambda_{кор}$	$\lambda_3 = \sum \lambda_i$
Дністер - Стрілки	0,018	0,0023	0,0057	0,000035	0,026
Десна - Чернігів	0,0045	0,0075	0,0002	0,000018	0,012

У якості прикладу для можливих випадків визначення інших складових λ_3 в табл. 4 наведені гіпотетичні дані розрахунків для ділянки русла на гідрологічному посту Дністер – Стрілки.

Таблиця 4 – Значення тимчасових за характером прояву складових загального гідравлічного опору λ_3 для ділянки русла Дністра

Річка - пост	$\lambda_{рос}$	$\lambda_{віт}$	$\lambda_{хв}$	$\lambda_{б.к}$	$\lambda_{з.р.с}$	$\lambda_{р-з.к}$	$\lambda_{з.в}$	$\lambda_{к.в}$
Дністер - Стрілки	0.0044	4,3	3,9	0,000005	0,00002	0.00001	0,000003	0.00001

Слід зауважити, що при визначенні $\lambda_{рос}$ за формулою (23) використані наступні значення параметрів: $h_1 = 0,7$ м; $j = 540$ ($M_p = 3$ м²; $S_m = 0,001$; $C_D = 0,2$ і $K_B = 0,3$). При дії вітру на поверхню потоку пропускну здатність русла необхідно оцінювати

шляхом урахування відповідних змін витрати у поверхневому шарі потоку товщиною домірною висоті хвилі ($\lambda_{\text{віт}} = 4,3$, наведене у табл. 2, відповідає наступним значенням показників: $W_{10} = 20$ м/с; $\cos\alpha = 0,5$; $v = 139$ м²/с; висота хвилі 0,4 м). Аналогічним чином було обчислено $\lambda_{\text{хв}}$. За цими даними обрахунків встановлено, що пропускна здатність русла зменшилась на 3,4%. У випадку дії вітру проти течії (при $\cos\alpha = 1$) пропускна здатність русла може зменшитись орієнтовно на 2% або збільшитись орієнтовно на 3% при збільшенні на ділянці річки поздовжнього гідравлічного похилу. Руслоформувальна витрата для гідрологічного поста Дністер – Стрілки за модифікованою формулою (35) $Q_{\text{рф}} = 268$ м³/с, що орієнтовно на 1% стала більшою у порівнянні з величиною при її визначенні через коефіцієнт Шезі-Маннінга C ($Q_{\text{рф}} = 265$ м³/с).

Багаторічні коливання річкового стоку являють собою безперервно-дискретний характер, детермінований впливом цілого ряду взаємообумовлюючих і взаємообмежувальних факторів, який проявляється у вигляді чергування груп підвищених та понижених закономірних значень. Із позицій принципу ергодичності відкритої динамічної системи [21] слідує, що в процесі еволюції такої системи кожний її елемент з певною періодичністю повторюється, утворюючи цим самим певну ієрархічну структуру дискретного розвитку. Таким чином, атмосферні опади і річковий стік являють собою комбінацію трикутників Фідія-Фібоначчі, які підкреслюють тенденцію наближення систем до динамічної рівноваги з максимальним рівнем порядку, тобто з максимальною ентропією. Закономірність такого розвитку підпорядкована «золотій» пропорції $\Phi = 2\cos\pi/5$ [24]. В цій роботі також встановлено, що коефіцієнта ергодичності $k_e = 2.618$. Отже, цей коефіцієнт виражає закономірність періодичних невірноважених фазових переходів у процесі самоорганізації системи. Динамічна рівновага системи настає при досягненні величини коефіцієнта стійкості $k_c = \pi / k_e = 1,2$. Звідси випливає, що загальну стійкість можна також використати при оцінці гідроморфологічної стійкості русла річки (ГДС_{п-р})

$$k_{\text{ГДСп-р}} = \frac{\sum_{i=1}^n F_{\text{см.}}}{\sum_{i=1}^n F_{\text{нор.}}} , \quad (36)$$

де $F_{\text{см}}$ - стримуючі сили; $F_{\text{нор}}$ - порушуючі сили.

Арифметичну суму зовнішніх і внутрішніх сил можна представити у наступному вигляді:

$$\sum_{i=1}^n F_i = F_{\text{лоб}} + F_{\text{позд}} + F_{\text{ц}} + F_{\text{пол.с}} (- F_{\text{р}} - F_{\text{с/к}} + F_{\text{зв}} \pm F_{\text{кор}} - F_{\text{під}} - F_{\text{w}}) f , \quad (37)$$

де $F_{\text{лоб}}$ – сила гідродинамічного напору (лобова дія течії) на частинки наносів; $F_{\text{позд}}$ – поздовжня сила тяжіння частинки наносів; $F_{\text{ц}}$ – центроспрямована сила (поперечна циркуляція); $F_{\text{пол.с}}$ – реактивна сила від поперечного стиснення потоку; $F_{\text{р}}$ – тиск води при сповільненій течії; $F_{\text{с/к}}$ – вертикальні складові сил суфозії/кавітації ґрунтів у придонній області потоку на межі контакту двох різних за потенціалами енергетичних полів, де формується нейтральна зона [21]; $F_{\text{зв}}$ – сила зв'язності ґрунтів; $F_{\text{кор}}$ – сила Кориоліса; $F_{\text{під}}$ – підйомна сила, яка виникає за рахунок несиметричного обтікання частинок наносів русловим потоком; F_{w} – підйомна сила, обумовлена дією на частинку наносів вертикальної складової пульсації потоку; f – динамічний коефіцієнт тертя [26].

Силу лобового напору на частинку наносів $F_{\text{лоб}}$ можна визначити за формулою (25)

$$F_{\text{лоб}} = C_y \rho d^2 g h_{\text{рф}} I_0, \quad (38)$$

де C_y – коефіцієнт опору частинки при її обтіканні горизонтальним потоком, який змінюється від 0 до 1 і для еліпсоїдальних частинок можна приймати рівним 0,5; d – середній розмір частинки на поверхні дна русла.

Поздовжню силу тяжіння частинки наносів $F_{\text{позд}}$ рекомендується обчислювати за формулою [26]

$$F_{\text{позд}} = \rho' g [(\pi d^3) / 4] \sin \alpha, \quad (39)$$

де $\rho' = (\rho_n - \rho) / \rho$ – маса частинки наносів у водному потоці; α – кут нахилу дна русла до горизонту.

Центроспрямовуюча сила (поперечна циркуляція) F_u може бути визначена за формулою

$$F_u = \frac{m_{\text{р.п}} u_x^2}{r^2}, \quad (40)$$

де $m_{\text{р.п}} = \rho g h_{\text{рф}} B_{\text{рф}}$ – питома маса руслового потоку; u_x – поздовжня складова швидкості потоку на звивині/криволінійній ділянці русла; r – радіус звивини.

Реактивна сила від поперечного стиснення потоку з одного та двох берегів $F_{\text{понт/с}}$ визначається за формулами

$$* F_{\text{non.c}} = \frac{\rho' h_{\text{рф}} B_c}{I_n u_c}; \quad (41)$$

$$** F_{\text{non.c}} = \frac{\rho' h_c B_c}{u_c}. \quad (42)$$

де I_n – поперечний гідравлічний похил стисненого потоку; u_c – середня швидкість потоку на стисненій ділянці русла.

Тиск води при сповільненій течії F_p , який підсилює меандрування русла при спаді паводку, в створі зі звивиною, можна розрахувати за формулою

$$F_p \approx 0,5 \rho' \omega_{\text{рф}} (V_1^2 - V_2^2), \quad (43)$$

де V_1 і V_2 – відповідно, середні швидкості потоку у створах 1 і 2.

Вертикальні складові сил суфозії/кавітації ґрунтів у придонній області потоку $F_{\text{с/к}}$ визначаються за формулами

$$* F_c = \rho' P; \quad (44)$$

$$* F_k = \rho' V_n, \quad (45)$$

де P – тиск повітря на межі вакуумної/нейтральної зони (тиск цієї зони орієнтовно домірний величині 0,05 атм); V_n – швидкість бурульок повітря, які взриваються на межі вакуумної зони.

Виконані розрахунки за формулою (44) показали, що тиск повітря який діє на частинку середнього діаметру піску на порядок вищий від її маси. Що стосується розвитку явища кавітації при розмиві дрібнозернистих ґрунтів згідно наведеної вище формули (45), то слід відмітити, що швидкість повітряних мас може досягати на два порядки вищих за своєю силою від сил зв'язності між частинками. В дослідях з

глинистими ґрунтами показано, що розмив дна русла відбувається дискретно у вигляді каверн, з яких вимиваються агрегати.

Сила зв'язності ґрунтів визначається за формулою [16]:

$$F_{зв} = \frac{24e^2l}{S_0\delta_{np}} \left(\frac{1}{2\delta_m} + \frac{\ln(\delta_{np}/\delta_m)}{\delta_{np}} \right) \frac{1}{d}, \quad (46)$$

де e – одиничний заряд; l – плече диполя молекули води; S_0 – елементарна площа на твердій поверхні, яка має заряд $2e$; δ_m – товщина шару щільнозв'язаної води; δ_{np} – товщина шару зв'язаної води. Даний коефіцієнт можна також визначити за даними сили зв'язності частинок дрібнозернистих ґрунтів, отриманих на основі експериментальних досліджень Ц. Є. Мірцхулавою [16].

Силу Кориоліса $F_{кор}$ можна визначити за формулою

$$F_{кор} = \frac{2(h_{рф}B_{ф} \cos\alpha\rho_{см})^2 u_{зп.п}}{r_3^2}, \quad (47)$$

де u_3 – швидкість обертання планети Земля навколо своєї осі; $u_{р.п}$ – швидкість течії руслового потоку; r_3 – радіус планети Земля.

Підйомна сила, яка виникає за рахунок несиметричного обтікання частинок наносів русловим потоком, $F_{під}$ обчислюється за формулою [24]

$$F_{під} = 0,5\rho \lambda_y u_{\Delta}^2 a_c d_c^2, \quad (48)$$

де $\lambda_y = 0,25\lambda_x$; $\lambda_x = 0,4-0,45$; $a_c d_c^2$ – площа проекції міделевого перерізу частинок на площину, перпендикулярну лінії дії підйомної сили; u_{Δ} – швидкість руху води на висоті виступів шорсткості дна русла, яка визначається за формулою В. М. Гончарова [27].

Підйомна сила, обумовлена дією на частинку наносів вертикальної складової пульсації потоку F_w визначається за формулою [25]:

$$F_w = 0,5C_x \omega_x \rho U_z'^2, \quad (49)$$

де C_x – коефіцієнт опору частинки при її обтіканні вертикальною складовою швидкості потоку, який змінюється від 0 до 1 і для еліпсоїдальних частинок можна приймати рівним 0,7; ω_x – площа максимального розрізу частинки; U_z' – середнє значення абсолютної величини вертикальної складової пульсаційної швидкості потоку, яку для даного розрахунку можна взяти рівною 30% від середньої швидкості потоку.

Приклад розрахунку корегуючого коефіцієнта $k_{ГДСп-р}$ для ділянки русла Дністра. В табл. 5 наведені значення стримуючих сил, які направлені на підтримування динамічної рівноваги ГДСп-р і є складовими коефіцієнта $k_{ГДСп-р}$.

Таблиця 5 – Значення стримуючих сил для ділянки русла Дністра

Річка - пост	$F_{позд}$	F_p	$F_{зв}$	$\sum F_{см.}$
Дністер – Стрілки	5,5	114	100(50)	220(170)

Аналогічним чином побудована табл. 6, яка включає в себе розрахункові значення порушуючих динамічну рівновагу сил системи.

Таблиця 6 – Значення порушуючих сил для ділянки русла Дністра

Річка - пост	$F_{\text{лоб}}$	$F_{\text{ц}}$	$F_{\text{поп.с}}$	$F_{\text{с/к}}$	$F_{\text{кор}}$	$F_{\text{під}}$	F_{w}	$\sum F_{\text{нор.}}$
Дністер -Стрілки	4,8	0,4	112(0)	29	0,000035	0,0007	5	151(39)

Таким чином, для досліджуваної ділянки русла Дністра у створі гідрологічного поста (Дністер – Стрілки) значення корегуючого коефіцієнта $k_{\text{ГДСп-р}}$ буде орієнтовно дорівнювати $\sum F_{\text{см.}} / \sum F_{\text{нор.}} = 1,45(4,36)$.

Отже для більш точного визначення рівня стійкості алювіальних русел рекомендуються формули наступного вигляду:

$$* C^{\circ}_{\text{ГДСп-р}} = \frac{\sum_{i=1}^n F_{\text{см}}}{\sum_{i=1}^n F_{\text{нор}}} \frac{d}{\Delta H_M} \frac{B}{h} A ; \quad (50)$$

$$* C^{\Gamma}_{\text{ГДСп-р}} = \frac{\sum_{i=1}^n F_{\text{см}}}{\sum_{i=1}^n F_{\text{нор}}} \frac{h_{\text{рф}} (g B_{\text{рф}})^{0,25}}{Q_{\text{рф}}^{0,5}} . \quad (51)$$

Використовуючи наведені вище значення $\sum F_{\text{см.}} / \sum F_{\text{нор.}} = 1,45(4,36)$ для ділянки русла Дністра у створі гідрологічного поста (Дністер – Стрілки) отримуємо значення $C^{\circ}_{\text{ГДСп-р}} = k_{\text{ГДСп-р}} \times L_0 = 1,45 \times 39 = 56,6$ і $C^{\Gamma}_{\text{ГДСп-р}} = k_{\text{ГДСп-р}} \times M_x = 1,45 \times 0,5 = 0,72$. У контексті викладеного матеріалу слід зауважити, що при використанні формул (50 і 51) стійкість русла необхідно оцінювати, при наявності зворотних руслових деформацій, за даними класифікацій параметрів L_0 і M_x . І навпаки, у створах, де спостерігаються незворотні руслові деформації, приймати до уваги отримані дані за формулами (50 і 51).

Показник стійкості $C^{\circ}_{\text{ГДСп-р}}$ за формулою (50) рекомендується для рівнинних і гірських річок при наявності установлених значень коефіцієнта ерозії A . Показник стійкості $C^{\Gamma}_{\text{ГДСп-р}}$ за формулою (51) пропонується також для гірських і рівнинних річок з уточненням меж прояву властивості самоорганізації ГДСп-р.

Висновки. На основі викладених вище матеріалів можна зробити наступні узагальнення. Для підвищення точності визначення рівня стійкості русел річок рекомендується в розрахункові формули включити корегувальний коефіцієнт $k_{\text{ГДСп-р}}$, який враховує співвідношення діючих на систему стримуючих і зрушуючи внутрішніх та зовнішніх сил. Найбільш науково обґрунтованим на сьогоднішній день є показник відносної інваріантності К. В. Гришаніна, який дозволяє оцінити межі прояву властивості самоорганізації гідродинамічної системи «потік–русло» в умовах близькими до стану динамічної рівноваги, а також відхилення від відносно стійких станів у напрямках розвитку розмиву або замулення русла. Крім того, для оцінки стійкості русел річок України може бути використаний показник О. Г. Ободовського, який враховує особливості розмиву руслових відкладів і дає можливість класифікувати русла за п'яти можливими станами.

Список літератури

1. Чалов Р. С. Русловедение: теория, география, практика. Морфодинамика речных русел : в 2-х т. / Р. С. Чалов. – М. : Красанд, 2011. – Т.2. – 960 с.
2. Лохтин Н. С. О механизме речного русла / Н. С. Лохтин. – Казань, 1895. – 76 с.
3. Ржаницын Н. А. Руслоформирующие процессы рек / Н. А. Ржаницын. – Л. : Гидрометеиздат, 1985. – 264 с.
4. Никитин И. К. Турбулентный русловой поток и процессы в придонной области / И. К. Никитин. – К. : Изд-во АН УССР, 1963. – 142 с.
5. Полин Х. М. Принципы водно-путевой классификации плесов / Х. М. Полин // Русловой режим и троссирование прорезей. – М. : Изд-во Минречфлота СССР, 1949. – С. 179-202.
6. Карасев И. Ф. Русловые процессы при переброске стока / И. Ф. Карасев. – Л. : Гидрометеиздат, 1975. – 272 с.
7. Попов И. В. Методические основы исследований руслового процесса / И. В. Попов. – Л. : Гидрометеиздат, 1961. – 205 с.
8. Ободовський О. Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України) / О. Г. Ободовський. – К. : Ніка-Центр, 2001. – 274 с.
9. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов / К. В. Гришанин. – Л. : Гидрометеиздат, 1974. – 143 с.
10. Ободовський О. Г. Гідролого-екологічна оцінка руслових процесів (на прикладі річок України) / О. Г. Ободовський. – К. : Ніка-Центр, 2001. – 274 с.
11. Руслові процеси річки Лімниця / Ободовський О. Г., Онищук В. В., Гребінь В. В. та ін. – К. : Ніка-Центр, 2010. – 256 с.
12. Зегжда А. П. Гидравлические потери на трение в каналах и трубопроводах / А. П. Зегжда. – Л. : Госиздательство, 1957. – 278 с.
13. Базилевич В. А. Оценка шероховатости ложа естественных русел, сложенных из неоднородных несвязных грунтов / Базилевич В. А., Бухин М. Н., Онищук В. В. // Мелиорация и водное хозяйство. – 1984. – Вып.52. – С. 53-66.
14. Сидорчук А. Ю. Структура рельефа речного русла / А. Ю. Сидорчук / – СПб : Гидрометеиздат, 1992. – 126 с.
15. Кондратьев Н. Е. Основы гидроморфологической теории руслового процесса / Кондратьев Н. Е., Попов И. В., Смищенко Б. Ф. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 272 с.
16. СНиП 2.06.03-85. Нормы проектирования. Мелиоративные системы и сооружения. – М., 1986. – 180 с.
17. Боровков В. С. Русловые процессы и динамика речных потоков на урбанизированных территориях / В. С. Боровков. – Л. : Гидрометеиздат, 1989. – 297 с.
18. Идельчик И. Е. Справочник по гидравлическим сопротивлениям / И. Е. Идельчик. – М. : Машиностроение, 1975. – 560 с.
19. Онищук В. В. Принципові властивості відкритих динамічних систем у контексті еволюції руслових процесів: інваріантність, ергодичність, мандрування / В. В. Онищук. – Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2006. – Т. 10. – С. 9–20.
20. Справочник по гидравлике / Под. ред. В. А. Большакова. – К. : Вища школа, 1977. – 280 с.
21. Онищук В. В. Принципові властивості відкритих динамічних систем та їх роль при регулюванні русел річок / В. В. Онищук // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2012. – Т.1(26). – С. 19-27.
22. Ободовський О. Обґрунтування оптимальних управлінських рішень для протипаводкового захисту урбанізованих заплавної території в басейні р. Латориця / О. Ободовський, В. Онищук, Р. Федів // Водне господарство України. – 2009. – №4. – С. 17-24.
23. Лімниця : гідрологія, гідроморфологія, руслові процеси / Ободовський О. Г., Онищук В. В., Розлач З. В. та ін. ; за ред. О. Г. Ободовського. – К. : ВПЦ «Київський ун-тет», 2012. – 319 с.
24. Чорноморець Ю. О. Закономірності в багаторічних коливаннях водності річок (на прикладі річок Українських Карпат) / Ю. О. Чорноморець, В. В. Онищук // Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. – 2007. – Т.13. – С. 40-46.
25. Богомоллов А. И. Гидравлика / А. И. Богомоллов, К. А. Михайлов / – М. : Стройиздат, 1972. – 648 с.
26. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов / А. В. Караушев. – Л. : Гидрометеиздат, 1977. – 272 с.
27. Гончаров В. М. Динамика русловых потоков / В. М. Гончаров. – Л. : Гидрометеиздат, 1969. – 424 с.

Онищук В.В. Аналіз існуючих підходів щодо оцінки гідроморфодинамічної стійкості алювіальних русел з позицій системності. На основі матеріалів багаторічних натурних досліджень і проведених раніше руслових розрахунків, які зокрема стосуються оцінки стійкості русел гірських і рівнинних річок, рекомендуються модифіковані показники стійкості К. В. Гришанина і О. Г. Ободовського. Для більш достовірного визначення ступеню стійкості русел річок в дані розрахункові формули включено корегуючий коефіцієнт стійкості, який враховує співвідношення стримуючих і порушуючих рівновагу системи «потік-русло» внутрішніх та зовнішніх сил. Оцінку гідроморфологічної стійкості алювіальних

русел рекомендується виконувати для умов проходження руслоформувальних витрат води і транспортувальних наносів, визначених за репрезентативними методиками та за модифікованою формулою Шезі-Маннінга. Загальну реакцію русла від дії зовнішніх і внутрішніх сил пропонується оцінювати за допомогою арифметичної суми коефіцієнтів гідравлічного опору русла.

Ключові слова: загальний коефіцієнт гідравлічного опору русла, руслоформуюча витрата води, тип русла, гідроморфодинамічна стійкість русла.

Onyschuk V. V. Analysis of existing approaches as for assessment of hydromorphodynamic stability of alluvial channels from the standpoint of consistency. Based on long-term field research materials and prior channel calculations that relate to assessment of channel stability of mountain and lowland rivers modified stability parameters of K. Hryshanin and A. Obodovski are recommended. For a reliable determination of the degree of stability of river channels in such equations adjustment factor of stability that takes into account the ratio of constraints and disrupting the balance of the "flow-channel" internal and external forces was included. It is recommended to assess the hydromorphological stability of alluvial channels in conditions of channel forming water flow and sediment transport using representative methods and modified Chezy-Manning's equation. The overall response of the channel to the external and internal forces is suggested to evaluate using the arithmetic sum of the coefficients of hydraulic resistance of the channel.

Keywords: coefficient of hydraulic resistance of the channel, channel forming water flow, hydromorphodynamic channel stability.

Онищук В.В. Анализ существующих подходов касательно оценки гидроморфо-динамической устойчивости аллювиальных русел с позиций системности. На основе материалов многолетних исследований и русловых расчетов, которые касаются оценки устойчивости русел горных и равнинных рек, рекомендуются модифицированные показатели К.В. Гришанина и А.Г. Ободовского. Для повышения достоверности определения степени устойчивости русел рек в эти расчетные формулы включено корректирующий коэффициент устойчивости, который учитывает соотношение удерживающих и нарушающих равновесие системы «поток-русло» внешних и внутренних сил. Оценку гидроморфологической устойчивости аллювиальных русел рекомендуется производить для условий прохождения руслоформирующих расходов воды и транспортирующих наносов, по репрезентативным методиками и модифицированной формуле Шези-Маннинга. Общую реакцию русла от воздействия внешних и внутренних сил предлагается оценивать с помощью арифметической суммы коэффициентов гидравлического сопротивления русла.

Ключевые слова: общий коэффициент гидравлического сопротивления русла, руслоформирующий расход воды, тип русла, гидроморфодинамическая устойчивость русла.

Надійшла до редколегії 08.04.2014