

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ**

ЗБІРНИК МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК

**ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ
З ДИСЦИПЛІНИ**

“ГІДРОЕКОЛОГІЯ”

**Напрямок підготовки “Гідрометеорологія”
Спеціальність “Гідрологія”**

Одеса - 2013

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ЗБІРНИК МЕТОДИЧНИХ ВКАЗІВОК

ДО ПРАКТИЧНИХ РОБІТ
З ДИСЦИПЛІНИ

“ГІДРОЕКОЛОГІЯ”

Напрямок підготовки *“Гідрометеорологія”*
Спеціальність *“Гідрологія”*

“Затверджено”
на засіданні методичної комісії
природоохоронного факультету
Протокол № 10 від “15” травня 2013 р.

Одеса - 2013

Збірник методичних вказівок для студентів I курсу (рівні підготовки – спеціаліст і магістр) до практичних робіт з дисципліни **«Гідроекологія»**, напрям підготовки «Гідрометеорологія», спеціальність «Гідрологія», / к. геогр. н., доц. Гриб О.М. / – Одеса, ОДЕКУ, 2013. – 60 с.

ЗМІСТ

	<i>Стор.</i>
ПЕРЕДМОВА	7
1 РОЗРАХУНОК ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ВОДОЙМ	8
1.1 Обчислення рівняння радіаційного балансу водойми	8
1.2 Обчислення рівняння теплового балансу	25
2 РОЗРАХУНОК ВОДООБМІНУ І ВОДОВІДНОВЛЕННЯ ЗАПЛАВНИХ ВОДОЙМ.....	30
2.1 Обчислення коефіцієнта водообміну заплавних водойми	30
2.2 Обчислення коефіцієнта водовідновлення заплавних водойми	35
3 РОЗРАХУНОК ВАЛОВОЇ ПЕРВИННОЇ ПРОДУКЦІЇ ТА ДЕСТРУКЦІЇ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ В ПЛАНКТОННІЙ ПІДСИСТЕМІ.....	41
3.1 Обчислення валової первинної продукції фітопланктону.....	41
3.2 Обчислення деструкції органічної речовини планктонною підсистемою	43
4 РОЗРАХУНОК ПРОДУКЦІЇ ВИЩИХ ВОДНИХ РОСЛИН ТА ЇХ СПІВТОВАРИСТВ	46
4.1 Обчислення чистої продукції повітряно-водних та занурених вищих водних рослин	50
4.2 Обчислення продукції підсистем планктону, мікробентосу та перифітону в співтовариствах вищих водних рослин	51
5 РОЗРАХУНОК РИБНОЇ ПРОДУКЦІЇ	55
5.1 Орієнтовний розрахунок рибної продукції за фітопланктоном.....	55
5.2 Розрахунок рибної продукції за зоопланктоном	58
6 РОЗРАХУНОК КИСНЕВОГО РЕЖИМУ В ПОВЕРХНЕВИХ ВОДАХ СУШІ	59
6.1 Обчислення швидкості розчинення атмосферного кисню в поверхневих водах суші	60
6.2 Розрахунок концентрації кисню при органічному забрудненні річки	61
РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА	63

ПЕРЕДМОВА

Збірник методичних вказівок до практичних робіт з дисципліни «Гідроекологія» складено відповідно з навчальними планами для студентів I курсу (рівні підготовки – спеціаліст і магістр) за напрямом підготовки «Гідрометеорологія», спеціальністю «Гідрологія». Перша робота (розділ 1) відноситься до тем «Енергозабезпеченість водних екосистем та термічний режим водойм» та «Водне середовище як екологічна система», друга (розділ 2) – до тем «Водне середовище як екологічна система», «Динаміка водних мас та її вплив на властивості водних екосистем» та «Абіотичні чинники водних екосистем», третя (розділ 3), четверта (розділ 4) і п'ята (розділ 5) – до тем «Біотичні чинники водних екосистем», «Вплив твердого стоку та донних відкладів на гідроекологічний стан річок і водойм» та «Сумісний вплив гідрологічних, гідрохімічних і гідробіологічних чинників на біологічну продуктивність водних екосистем», шоста (розділ 6) – до тем «Абіотичні чинники водних екосистем» та «Динаміка водних мас та її вплив на властивості водних екосистем».

Освоєння цих положень гідроекології дасть можливість фахівцям-гідрологам ОДЕКУ успішно виконувати важливі функціональні та управлінські роботи для прийняття відповідних адміністративних і науково-технічних рішень у боротьбі за підвищення якості природних вод та біологічної продуктивності водних екосистем. Знання та вміння отримані в результаті виконання практичних робіт з дисципліни «Гідроекологія» можуть бути використані при виконанні дипломного проекту чи магістерської роботи та у професійній діяльності.

Методи обчислень та практичні рекомендації до розрахунків в даному збірнику методичних вказівок викладені з урахуванням наукових і виробничих досягнень в області гідроекологічних досліджень водних екосистем науковців України [1-9].

Перед початком виконання завдань практичних робіт ознайомтесь з теоретичними положеннями та складіть рукописну пояснювальну записку. Далі, перевірте, як Ви засвоїли зміст роботи. Для цього спробуйте відповісти на «Запитання для самоперевірки...», що наведені для кожної з тем в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до самостійної роботи студента (СРС) [11]. Після того, як Ви переконалися, що засвоїли зміст завдань практичних робіт, приступайте до розрахунків. Виконання практичної роботи завершується написанням висновків за результатами розрахунків.

Оформлення роботи виконується на аркушах паперу формату А-4 за такими розділами: 1) назва роботи; 2) теоретичні положення; 3) завдання; 4) вихідні данні; 5) розрахункова частина; 6) висновки; 7) література.

Оцінка виконання роботи здійснюється відповідно до вимог робочої програми [10], які також наведені в методичних вказівках до СРС [11].

1 РОЗРАХУНОК ТЕРМІЧНОГО РЕЖИМУ ВОДОЙМ

Теоретичні положення

Біологічна продуктивність водних об'єктів багато в чому залежить від їхнього термічного режиму. Температура визначає умови існування живих організмів, їхню видову різноманітність та відповідно якість води.

У загальному вигляді розрахунок термічного режиму водойми (R) зводиться до вирішення наступного балансового рівняння

$$R = R_{PB} - R_{TB} = 0, \quad (1.1)$$

де R_{PB} – радіаційний баланс, R_{TB} – тепловий баланс.

Отже, розрахунок термічного режиму водойми (R) виконується шляхом обчислення рівнянь радіаційного (R_{PB}) та теплового (R_{TB}) балансу або їхнього сумісного розв'язання ($R = R_{PB} = R_{TB}$).

1.1 Обчислення рівняння радіаційного балансу водойми

Схему радіаційного балансу водойми представлено на рис. 1.1.

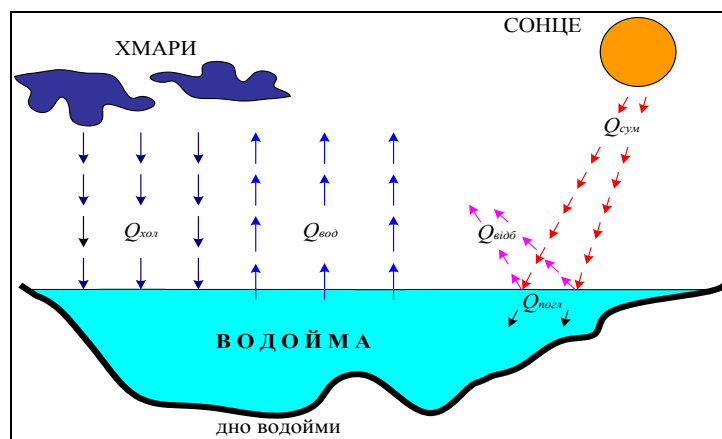


Рис. 1.1 – Схема радіаційного балансу водойми (R_{PB}), де:

$Q_{сум}$ – сумарна короткохвильова сонячна радіація,

$Q_{відб}$ – відбита сонячна радіація,

$Q_{погл}$ – поглинена сонячна радіація,

$Q_{хол}$ – довгохвильова радіація холодних тіл (хмар),

$Q_{вод}$ – довгохвильова радіація водойми.

Основна кількість тепла надходить до водойми із короткохвильовою сонячною радіацією. Вона поділяється на прямую ($Q_{прям}$) і розсіяну ($q_{розс}$) сонячну радіацію з довжиною хвиль менш 4 мкм та має назву – сумарна короткохвильова сонячна радіація ($Q_{сум}$):

$$Q_{сум} = Q_{прям} + q_{розс}. \quad (1.2)$$

Величину $Q_{\text{сум}}$ визначають з використанням опублікованих у метеорологічних довідниках результатів вимірювань піранометрами на метеорологічних станціях.

Якщо біля водойми немає метеостанції та у метеорологічних довідниках відсутні дані про $Q_{\text{сум}}$, то це значення знаходять інтерполяційними методами з використанням даних метеостанцій, розташованих навколо потрібної водойми.

Деяка кількість сонячної радіації відбивається поверхнею води, вона називається – відбита сонячна радіація ($Q_{\text{відб}}$).

Величину відбитої сонячної радіації обчислюють з використанням коефіцієнта відбивання – альbedo поверхні води (α), шляхом його перемноження на сумарну сонячну радіацію.

Рівняння для розрахунку $Q_{\text{відб}}$, має вигляд

$$Q_{\text{відб}} = \alpha \cdot Q_{\text{сум}}. \quad (1.3)$$

Величину альbedo водної поверхні вимірюють на метеостанціях за допомогою альбедометрів та публікують у метеорологічних довідниках.

При визначенні альbedo водної поверхні обов'язково треба враховувати метеорологічні, гідрологічні та астрономічні фактори, які мають безпосередній вплив на його значення. Основними з цих факторів є відповідно: хмарність, хвилювання та висота сонця.

З урахуванням хмарності альbedo водної поверхні (α) дорівнює величині $\alpha_{\text{хм}}$, яка залежить від різного ступеня хмарності (N , бали) та географічної широти місцевості (φ , °), тобто, $\alpha = \alpha_{\text{хм}} = f(N, \varphi)$.

Величину $\alpha_{\text{хм}}$ визначають за даними метеорологічних довідників, де публікуються значення $\alpha_{\text{хм}}$ для різних географічних широт (φ) та різного ступеня хмарності (N).

Якщо для водойми $\alpha_{\text{хм}}$ відсутнє, а вона розташована між географічними широтами з відомими $\alpha_{\text{хм}}$, то для цієї водойми значення $\alpha_{\text{хм}}$ визначають за допомогою інтерполяційних методів.

При хвилюванні поверхні водойми (λ , бали) більше 3 балів, враховуючи середню висоту сонця ($h_{\text{о}}$, °), значення α буде збільшуватися або зменшуватися на поправку $\alpha_{\text{хв}} = f(\lambda, h_{\text{о}})$.

Отже, $\alpha = f(N, \varphi, \lambda, h_{\text{о}})$, тому, з врахуванням хмарності та географічної широти місцевості, хвилювання та висоти сонця альbedo поверхні води обчислюється за формулою

$$\alpha = \alpha_{\text{хм}} - \alpha_{\text{хв}}. \quad (1.4)$$

Зміна знака та величини поправки $\alpha_{\text{хв}}$ пов'язана зі зміною кута падіння променів сонця та зменшенням або збільшенням площі відбиття сонячної радіації, що показано на рис. 1.2 а, б.

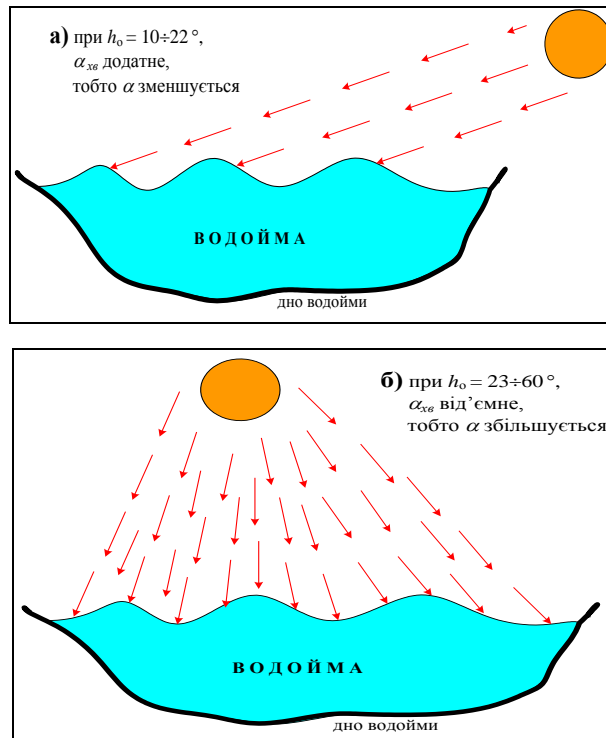


Рис. 1.2 – Зміна знака поправки α_{xv} до альбедо поверхні водойми (α), при хвилюванні (λ) більше 3 балів та різній висоті сонця (h_o)

Як видно з рис. 1.2 а, при хвилюванні $\lambda > 3$ балів та висоті сонця $h_o = 10 \div 22^\circ$ площа відбиття сонячної радіації зменшується, відповідно α також зменшується, отже, α_{xv} зі знаком “+”.

На рис. 1.2 б відображена ситуація, коли хвилювання $\lambda > 3$ балів, але висота сонця $h_o = 23 \div 60^\circ$, тобто площа відбиття сонячної радіації збільшується, отже α також збільшується, відповідно α_{xv} зі знаком “-”.

При хвилюванні $\lambda > 3$ балів та $h_o = 22 \div 23^\circ$ значення $\alpha_{xv} \approx 0$, тобто величина α не змінюється. В цьому випадку площа відбивання сонячної радіації приблизно дорівнює площі відбивання при хвилюванні до 3 балів, тому значення альбедо також не буде змінюватися.

Отже, з врахуванням (1.4) рівняння (1.3) буде мати вигляд

$$Q_{відб} = (\alpha_{xm} - \alpha_{xv}) \cdot Q_{сум} . \quad (1.5)$$

Однак більша частина сонячної радіації поглинається поверхнею водойми, ця радіація називається – поглинена сонячна радіація ($Q_{погл}$).

Її обчислюють як різницю сумарної сонячної радіації та відбитої. Цей розрахунок з врахуванням (1.5) має вигляд

$$Q_{погл} = Q_{сум} - Q_{відб} = Q_{сум} - (\alpha_{xm} + \alpha_{xv}) \cdot Q_{сум} = (1 - \alpha_{xm} + \alpha_{xv}) \cdot Q_{сум} . \quad (1.6)$$

Крім короткохвильової сонячної радіації до водойми надходить довгохвильова радіація з довжиною хвиль більш ніж 4 мкм. Ця радіація випромінюється холодними тілами, що оточують водойму, більша частка її йде від атмосфери і хмар, а саме від води, яка знаходиться в атмосфері та хмарах у вигляді пари. Це випромінювання називається – довгохвильова радіація холодних тіл ($Q_{хол}$).

Вода у водоймі є теж холодним тілом і вона також випромінює довгохвильову радіацію, тобто віддає тепло (енергію), та називається – довгохвильова радіація водойми ($Q_{вод}$).

Отже, якщо до поглиненої короткохвильової сонячної радіації ($Q_{погл}$) додати довгохвильову радіацію холодних тіл ($Q_{хол}$) і відняти довгохвильову радіацію водойми ($Q_{вод}$) отримаємо – величину радіаційного балансу водного об'єкта ($R_{РБ}$).

Таким чином, рівняння для розрахунку радіаційного балансу водного об'єкта з врахуванням (1.6) має вигляд

$$R_{РБ} = Q_{погл} + Q_{хол} - Q_{вод} = (1 - \alpha_{хм} + \alpha_{хв}) \cdot Q_{сум} + Q_{хол} - Q_{вод}. \quad (1.7)$$

У природному середовищі величина довгохвильової радіації, яку випромінює водойма ($Q_{вод}$), є набагато більшою за радіацію, що надходить до неї від холодних тіл ($Q_{хол}$), тобто утворюється “дефіцит” теплової енергії, яка надходить до водойми з довгохвильовою радіацією.

Абсолютну величину цього “дефіциту” називають ефективне випромінювання ($Q_{еф}$).

Отже, ефективне випромінювання ($Q_{еф}$) – це різниця між випромінюванням водної поверхні ($Q_{вод}$) та поглиненим нею зустрічним випромінюванням атмосфери і хмар ($Q_{хол}$). Виходячи з вище викладеного, маємо наступне рівняння

$$Q_{еф} = Q_{вод} - Q_{хол}. \quad (1.8)$$

З врахуванням (1.8) рівняння (1.7) буде мати вигляд

$$R_{РБ} = (1 - \alpha_{хм} + \alpha_{хв}) \cdot Q_{сум} - Q_{еф}. \quad (1.9)$$

Величину довгохвильової радіації водойми ($Q_{вод}$) розраховують за наступним рівнянням

$$Q_{вод} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot K_{вод}^4 \cdot T, \quad (1.10)$$

де: T – час, за який розраховується довгохвильова радіація водойми (с);
 ε – відносна випромінювальна здатність довгохвильової радіації (для води: $\varepsilon_{води} = 1,00$; для снігу: $\varepsilon_{снігу} = 0,99$; для льоду: $\varepsilon_{льоду} = 0,95$);

σ – стала Стефана-Больцмана, яка дорівнює $5,67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{Дж}}{\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{К}^4}$;

$K_{вод}$ – середнє значення абсолютної температури поверхні води за шкалою Кельвіна (К). Значення $K_{вод}$ обчислюють за формулою

$$K_{вод} = 273,15 + t_{вод}, \quad (1.11)$$

де $t_{вод}$ – середня температура поверхні води за шкалою Цельсія (°C).

Величину довгохвильової радіації атмосфери та хмар ($Q_{хол}$) розраховують за емпіричним рівнянням вигляду

$$Q_{хол} = \underbrace{(0,62 + 0,05 \cdot \sqrt{e_{нов}})}_{(*)} \cdot \underbrace{(1 + 0,12 \cdot N_{заг} + 0,12 \cdot N_{нижс})}_{(**)} \cdot \varepsilon \cdot \sigma \cdot K_{нов}^4 \cdot T, \quad (1.12)$$

де $e_{нов}$ – середня вологість повітря на висоті 2 м над водоймою (гПа); $N_{заг}$ та $N_{нижс}$ – відповідно кількість загальної та нижньої хмарності, яка спостерігалась над водоймою за потрібний час (в частках від одиниці); $K_{нов}$ – середнє значення абсолютної температури повітря на висоті 2 м над поверхнею водойми за шкалою Кельвіна (К). Значення $K_{нов}$ дорівнює

$$K_{нов} = 273,15 + t_{нов}, \quad (1.13)$$

де $t_{нов}$ – середня температура повітря на висоті 2 м над поверхнею водойми (за даними найближчої метеостанції) за шкалою Цельсія (°C).

Частина рівняння (1.12), позначена як (*), враховує ту частку довгохвильової радіації, яка випромінюється парою води в атмосфері, а частина, позначена як (**) – частку довгохвильової радіації, котра випромінюється водою у вигляді хмар.

У метеорологічних довідниках відсутні дані про середню вологість повітря на висоті 2 м над поверхнею водойми ($e_{нов}$)

$$e_{нов} = e_m + (0,8 \cdot e_{макс} - e_m) \cdot M, \quad (1.14)$$

де e_m – вологість повітря на висоті 2 м над поверхнею землі за даними найближчої метеостанції (гПа); $e_{макс}$ – середнє значення максимальної пружності водяної пари на висоті 2 м над поверхнею водойми (гПа); M – коефіцієнт трансформації вологості повітря на висоті 2 м над поверхнею водойми (в частках від одиниці).

Максимальна пружність водяної пари ($e_{макс}$) – це максимально можлива вологість повітря, при якій вода зі стану пароутворення починає перетворюватися (конденсуватися) на краплини рідини.

Величина $e_{макс}$ залежить від температури поверхні води ($t_{вод}$) та обчислюється з використанням зв'язку $e_{макс} = f(t_{вод})$

$$e_{макс} = 3,8 \cdot e^{0,08 \cdot t_{вод}}, \quad (1.15)$$

де e – основа натурального логарифма, яка дорівнює $e \approx 2,72$.

Коефіцієнт трансформації вологості повітря на висоті 2 м над поверхнею водойми (M) враховує зміну середньої вологості повітря $e_{нов}$ в залежності від співвідношення температур ($\Delta t = t_{вод} - t_{нов}$) та середньої довжини розгону повітряного потоку над водоймою ($L_{сер}$).

Ця залежність представлена у табл. 1.1 та на рис. 1.3.

Таблиця 1.1 – Значення коефіцієнта трансформації M

Співвідношення температур, $\Delta t = t_{вод} - t_{нов}, ^\circ\text{C}$	Середня довжина розгону повітряного потоку над водоймою, $L_{сер}$, км								
	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	5,0	10	20	50
$t_{вод} \approx t_{нов}, \Delta t = -3,9 \div +9,9 ^\circ\text{C}$	0,02	0,03	0,08	0,12	0,16	0,23	0,28	0,34	0,44
$t_{вод} < t_{нов}, \Delta t \leq -4 ^\circ\text{C}$	0,03	0,06	0,13	0,18	0,24	0,33	0,38	0,45	0,53
$t_{вод} > t_{нов}, \Delta t \geq +10 ^\circ\text{C}$	0,01	0,02	0,03	0,05	0,07	0,10	0,15	0,19	0,28

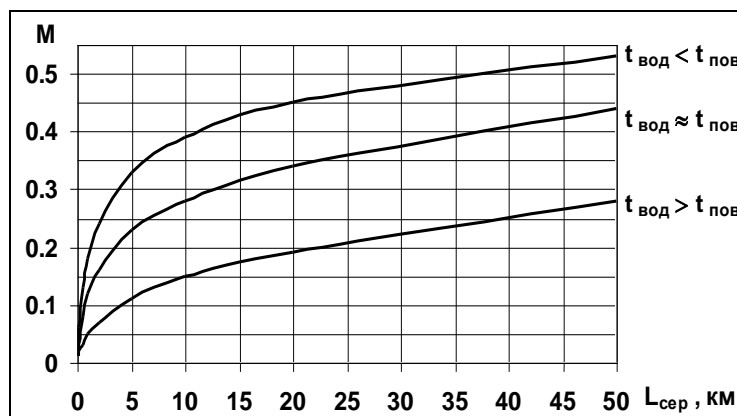


Рис. 1.3 – Графіки залежності коефіцієнта трансформації (M) від середньої довжини розгону повітряного потоку над водоймою ($L_{сер}$) при різних співвідношеннях температур ($\Delta t = t_{вод} - t_{нов}$)

Рис. 1.3 дозволяє визначити величину M не лише для вказаних у табл. 1.1 значень $L_{сер}$, але і між ними, а також більш наочно побачити, як змінюється величина M при різних значеннях $t_{вод}$ і $t_{нов}$ та $L_{сер}$.

Середня довжина розгону повітряного потоку над водоймою ($L_{сер}$) обчислюється як середньозважена відстань на висоті 2 м над водним дзеркалом водойми в залежності від повторювальності напрямків вітру (Π) за вісьма напрямками світу (румбами).

Для визначення $L_{сер}$ на плані водойми (або копії карти) будуються дві прямокутні сітки, одна з яких (рис. 1.4, а) орієнтована з півночі (Півн.) на південь (Півд.) і з заходу (Зах.) на схід (Сх.), а друга (рис. 1.4, б) – з північного-заходу (Пн.-Зх.) на південний-схід (Пд.-Сх.) і з північного-сходу (Пн.-Сх.) на південний-захід (Пд.-Зх.). Лінії цих сіток проводять через однакові відстані.

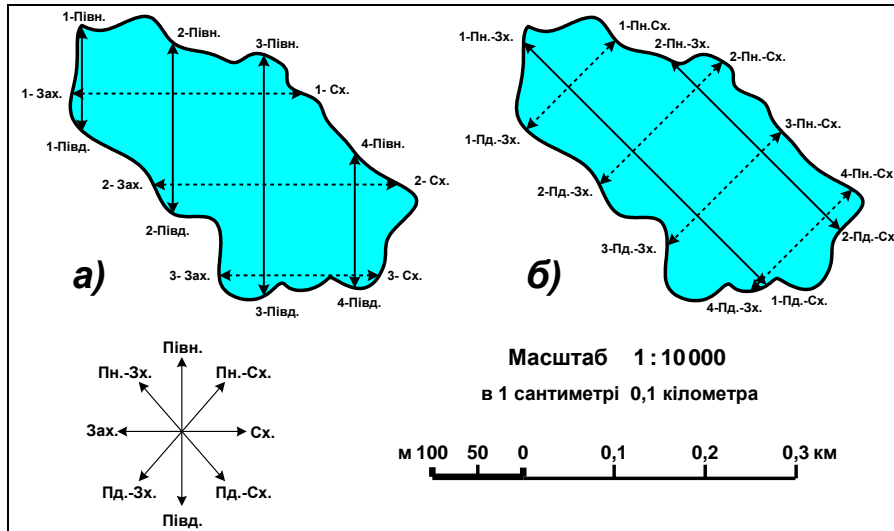


Рис. 1.4 – План водойми з двома прямокутними сітками, що орієнтовані за взаємно-протилежними сторонами світу

Обчислення середньої довжини розгону повітряного потоку над акваторією водойми ($L_{сер}$, км) виконується за формулою

$$L_{сер} = L_{Півн.-Півд.} \cdot (П_{Півн.} + П_{Півд.}) + L_{Зах.-Сх.} \cdot (П_{Зах.} + П_{Сх.}) + L_{Пн.-Зх.-Пд.-Сх.} \cdot (П_{Пн.-Зх.} + П_{Пд.-Сх.}) + L_{Пн.-Сх.-Пд.-Зх.} \cdot (П_{Пн.-Сх.} + П_{Пд.-Зх.}), \quad (1.16)$$

де $L_{Півн.-Півд.}$, $L_{Зах.-Сх.}$, $L_{Пн.-Зх.-Пд.-Сх.}$, $L_{Пн.-Сх.-Пд.-Зх.}$ – середні довжини розгону повітряного потоку за взаємно-протилежними сторонами світу (км); $П_{Півн.}$, $П_{Півд.}$, $П_{Зах.}$, $П_{Сх.}$, $П_{Пн.-Зх.}$, $П_{Пд.-Сх.}$, $П_{Пн.-Сх.}$, $П_{Пд.-Зх.}$ – повторювальності напрямку вітру за шістьма румбами (в частках від одиниці).

Середні довжини розгону повітряного потоку за взаємно-протилежними сторонами світу обчислюють за формулами:

$$\begin{aligned} L_{Півн.-Півд.} &= (L_{1-Півн.-1-Півд.} + L_{2-Півн.-2-Півд.} + \dots + L_{n-Півн.-n-Півд.}) / n, \\ L_{Зах.-Сх.} &= (L_{1-Зах.-1-Сх.} + L_{2-Зах.-2-Сх.} + \dots + L_{n-Зах.-n-Сх.}) / n, \\ L_{Пн.-Зх.-Пд.-Сх.} &= (L_{1-Пн.-Зх.-1-Пд.-Сх.} + L_{2-Пн.-Зх.-2-Пд.-Сх.} + \dots + L_{n-Пн.-Зх.-n-Пд.-Сх.}) / n, \\ L_{Пн.-Сх.-Пд.-Зх.} &= (L_{1-Пн.-Сх.-1-Пд.-Зх.} + L_{2-Пн.-Сх.-2-Пд.-Зх.} + \dots + L_{n-Пн.-Сх.-n-Пд.-Зх.}) / n, \end{aligned} \quad (1.17)$$

де $L_{1-Півн.-1-Півд.}$, $L_{2-Півн.-2-Півд.}$, \dots , $L_{n-Півн.-n-Півд.}$; $L_{1-Зах.-1-Сх.}$, \dots , $L_{n-Зах.-n-Сх.}$; $L_{1-Пн.-Зх.-1-Пд.-Сх.}$, \dots , $L_{n-Пн.-Зх.-n-Пд.-Сх.}$; $L_{1-Пн.-Сх.-1-Пд.-Зх.}$, \dots , $L_{n-Пн.-Сх.-n-Пд.-Зх.}$ – довжини розгону повітряного потоку, виміряні на плані між точками прямокутних сіток, орієнтованих з півночі на південь і з заходу на схід та з північного-заходу на південний-схід і з північного-сходу на південний-захід (км); n – кількість ліній в прямокутних сітках за взаємно-протилежними напрямками світу.

Завдання № 1 до практичної роботи № 1

Розрахуйте радіаційний баланс одного з Дніпровських водосховищ за один місяць теплого періоду року (R_{PB} , МДж/міс).

Розв'язання рівняння радіаційного балансу виконуйте за варіантами, представленими в табл. 1.2, при хвилюванні $\lambda \approx 3,5$ балів.

Вихідні дані до завдання № 1 практичної роботи № 1:

1) інтерпольовані значення осереднених за багаторічний період місячних сум короткохвильової сонячної радіації ($Q_{сум}$, МДж/(м²·міс)), яка надходить на поверхню Дніпровських водосховищ (табл. 1.3);

2) значення поправок $\alpha_{хв}$, при хвилюванні $\lambda > 3$ балів, в залежності від висоти сонця h_0 над Дніпровськими водосховищами (табл. 1.4);

3) значення середньої за місяць висоти сонця h_0 над Дніпровськими водосховищами (табл. 1.5);

4) інтерпольовані значення осереднених за багаторічний період місячних величин альbedo водної поверхні ($\alpha = \alpha_{хм}$) з врахуванням середніх значень різного ступеня хмарності ($N_{сер}$) впродовж місяця і середніх географічних широт ($\varphi_{сер}$) Дніпровських водосховищ (табл. 1.6);

5) значення середніх за багаторічний період місячних температур поверхні води ($t_{вод}$) у Дніпровських водосховищах (табл. 1.7);

6) середні за багаторічний період місячні значення метеорологічних елементів, які використовуються при розв'язанні рівняння радіаційного балансу, за даними середньозваженої метеостанції, розташованої в межах водозбору Дніпровських водосховищ (табл. 1.9);

7) повторюваність напрямків вітру (в частках від одиниці) за даними середньозваженої метеостанції (табл. 1.8);

8) горизонтальні плани Дніпровських водосховищ (рис. 1.5 – 1.10);

9) середні за багаторічний період місячні величини площ дзеркала Дніпровських водосховищ (табл. 1.10).

Таблиця 1.2 – Варіанти вихідних даних для вирішення завдання № 1 та № 2 практичної роботи № 1

Варіант	Водосховище	Місяць	Варіант	Водосховище	Місяць
1	2	3	4	5	6
1	Київське	Травень	16	Дніпродзержинське	Липень
2	Канівське	Травень	17	Запорізьке	Липень
3	Кременчуцьке	Травень	18	Каховське	Липень
4	Дніпродзержинське	Травень	19	Київське	Серпень
5	Запорізьке	Травень	20	Канівське	Серпень
6	Каховське	Травень	21	Кременчуцьке	Серпень

Продовження табл. 1.2

1	2	3	4	5	6
7	Київське	Червень	22	Дніпродзержинське	Серпень
8	Канівське	Червень	23	Запорізьке	Серпень
9	Кременчуцьке	Червень	24	Каховське	Серпень
10	Дніпродзержинське	Червень	25	Київське	Вересень
11	Запорізьке	Червень	26	Канівське	Вересень
12	Каховське	Червень	27	Кременчуцьке	Вересень
13	Київське	Липень	28	Дніпродзержинське	Вересень
14	Канівське	Липень	29	Запорізьке	Вересень
15	Кременчуцьке	Липень	30	Каховське	Вересень

Таблиця 1.3 – Місячні суми сонячної радіації, яка надходить на поверхню Дніпровських водосховищ ($Q_{\text{сум}}$, МДж/(м²·міс)) [1]

Водосховище	$\varphi_{\text{сер}}, ^\circ$	$Q_{\text{сум}}$, МДж/(м ² ·міс)				
		Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
Київське	50,6	578	620	591	507	352
Канівське	49,8	553	624	591	507	365
Кременчуцьке	49,0	561	629	595	515	364
Дніпродзержинське	48,8	574	637	612	536	373
Запорізьке	48,1	578	641	637	553	402
Каховське	47,3	595	662	675	537	427

Таблиця 1.4 – Величини поправок $\alpha_{\text{хв}}$, при хвилюванні $\lambda > 3$ балів, та з врахуванням висоти сонця h_o над Дніпровськими водосховищами [1]

$h_o, ^\circ$	10	20	30	40	50	60	90
$\alpha_{\text{хв}}$	+0,100	+0,015	-0,010	-0,018	-0,025	-0,029	-0,030

Таблиця 1.5 – Значення середньої за місяць висоти сонця h_o над Дніпровськими водосховищами

Водосховище	$h_o, ^\circ$				
	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
Київське	57,8	62,3	60,6	53,2	42,1
Канівське	58,8	63,3	61,6	54,2	43,1
Кременчуцьке	59,5	64,0	62,3	54,9	43,8
Дніпродзержинське	60,0	64,5	62,8	55,4	44,3
Запорізьке	60,8	65,3	63,6	56,2	45,1
Каховське	61,3	65,8	64,1	56,7	45,6

Таблиця 1.6 – Величина альбедо водної поверхні (α_{xm}), при штилі ($\lambda = 0 \div 3$ балів), з врахуванням середніх значень різного ступеня хмарності ($N_{сер} \approx 5$ балів) та середніх географічних широт ($\varphi_{сер}$) Дніпровських водосховищ

Водосховище	$\varphi_{сер}, ^\circ$	$\alpha = \alpha_{xm}$ (в частках від одиниці)				
		Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
Київське	50,6	0,071	0,068	0,068	0,070	0,078
Канівське	49,8	0,071	0,068	0,068	0,069	0,077
Кременчуцьке	49,0	0,070	0,067	0,067	0,069	0,077
Дніпродзержинське	48,8	0,070	0,067	0,067	0,069	0,077
Запорізьке	48,1	0,070	0,066	0,067	0,069	0,077
Каховське	47,3	0,069	0,066	0,066	0,068	0,077

Таблиця 1.7 – Значення середніх за багаторічний період місячних температур поверхні води ($t_{вод}$) у Дніпровських водосховищах

Водосховище	$t_{вод}, ^\circ\text{C}$				
	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
Київське	16,2	18,2	19,5	18,6	16,7
Канівське	16,2	18,2	19,5	18,7	16,8
Кременчуцьке	16,0	18,1	19,3	18,5	16,5
Дніпродзержинське	15,9	18,0	19,3	18,5	16,6
Запорізьке	15,8	18,0	19,4	18,6	16,7
Каховське	15,9	18,1	19,4	18,5	16,6

Таблиця 1.8 – Повторювальність напрямків вітру (в частках від одиниці) за даними середньозваженої метеостанції [1]

$P_{Півн.}$	$P_{Півд.}$	$P_{Зах.}$	$P_{Сх.}$	$P_{Пн.-Зх.}$	$P_{Пд.-Сх.}$	$P_{Пн.-Сх.}$	$P_{Пд.-Зх.}$
0,08	0,05	0,07	0,18	0,06	0,06	0,15	0,35

Таблиця 1.9 – Значення метеорологічних величин за даними середньозваженої метеостанції

Метеорологічні елементи	Місяць				
	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
$t_{нов}, ^\circ\text{C}$	20,7	23,1	26,2	26,0	21,4
$e_m, \text{гПа}$	13,3	15,3	17,4	16,8	15,1
$N_{заг}$ (в частках від одиниці)	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40
$N_{ниж}$ (в частках від одиниці)	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
Швидкість вітру, $u_{нов}, \text{м/с}$	2,5	1,6	1,7	2,2	1,8
Шар дощових опадів, $X_{дощ}, \text{мм}$	107	55	33	29	45

Таблиця 1.10 – Значення середніх за багаторічний період місячних площ дзеркала Дніпровських водосховищ [1]

Водосховище	$F_{водх}, \text{км}^2$				
	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
Київське	941	933	925	905	884
Канівське	630	629	630	630	628
Кременчуцьке	2153	2250	2212	2167	2122
Дніпродзержинське	564	562	559	557	556
Запорізьке	338	398	391	383	369
Каховське	2134	2150	2140	2136	2130

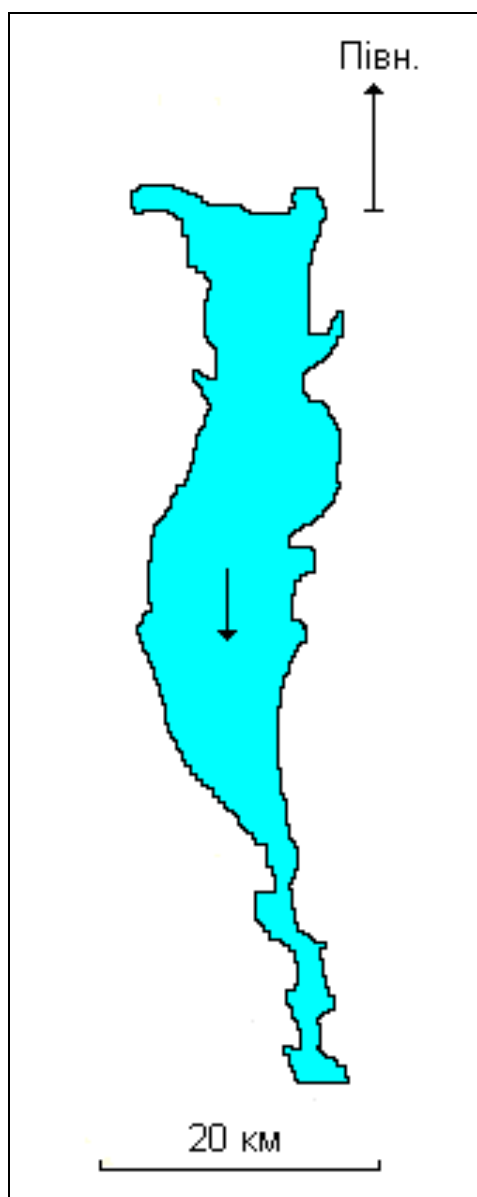


Рис. 1.5 – Горизонтальний план Київського водосховища

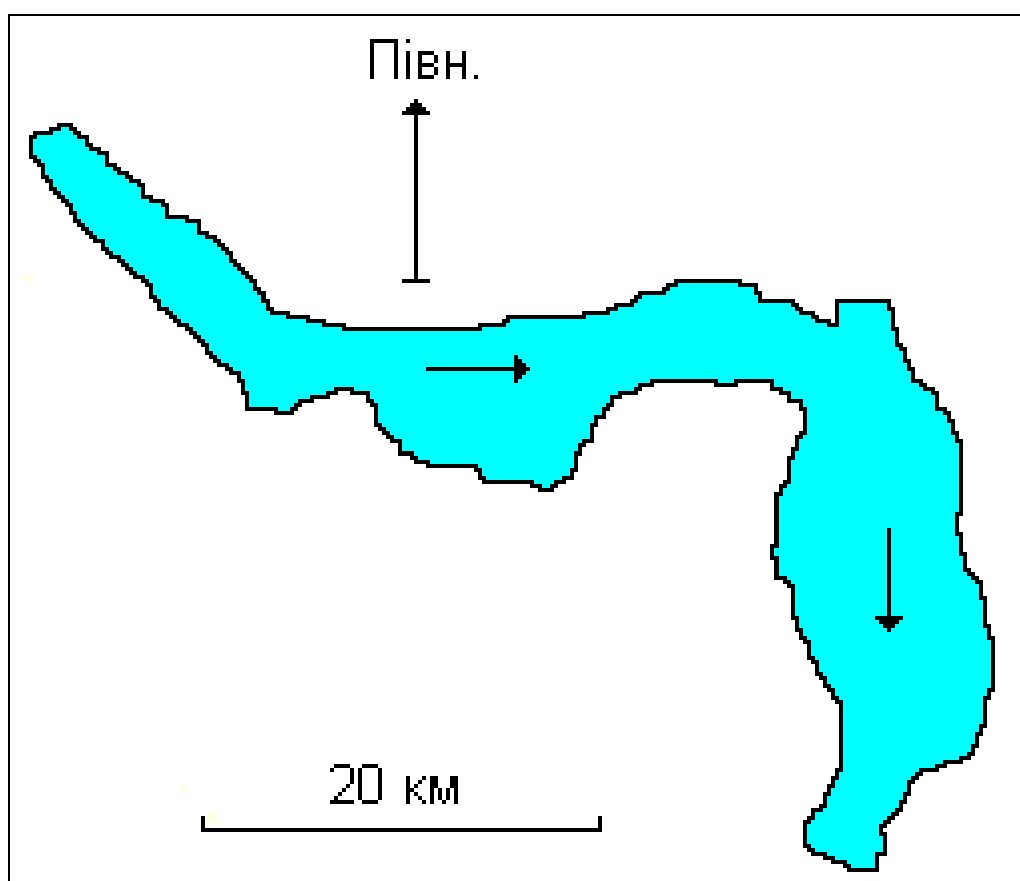


Рис. 1.6 – Горизонтальний план Канівського водосховища

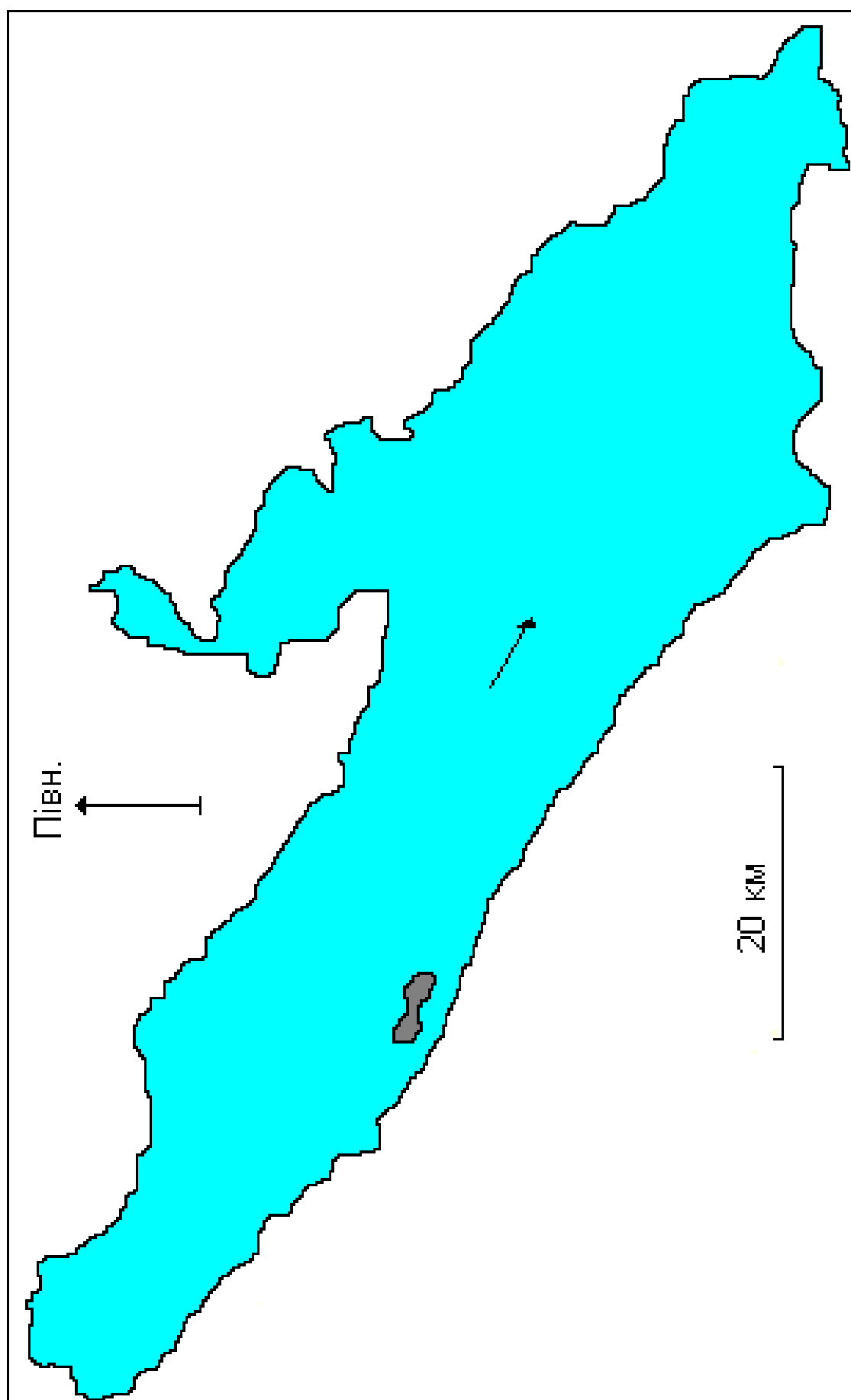


Рис. 1.7 – Горизонтальний план Кременчуцького водосховища

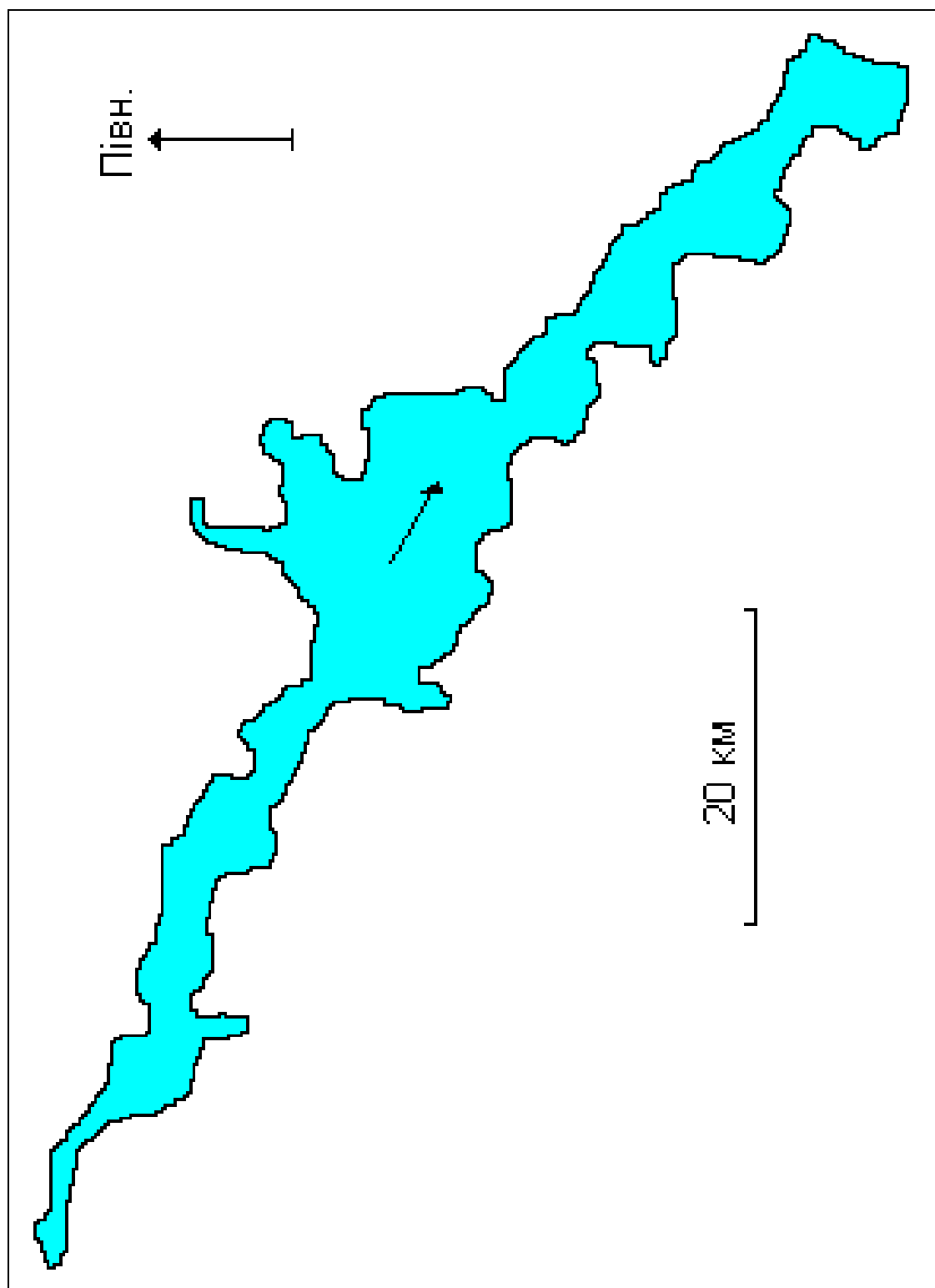


Рис. 1.8 – Горизонтальний план Дніпродзержинського водосховища

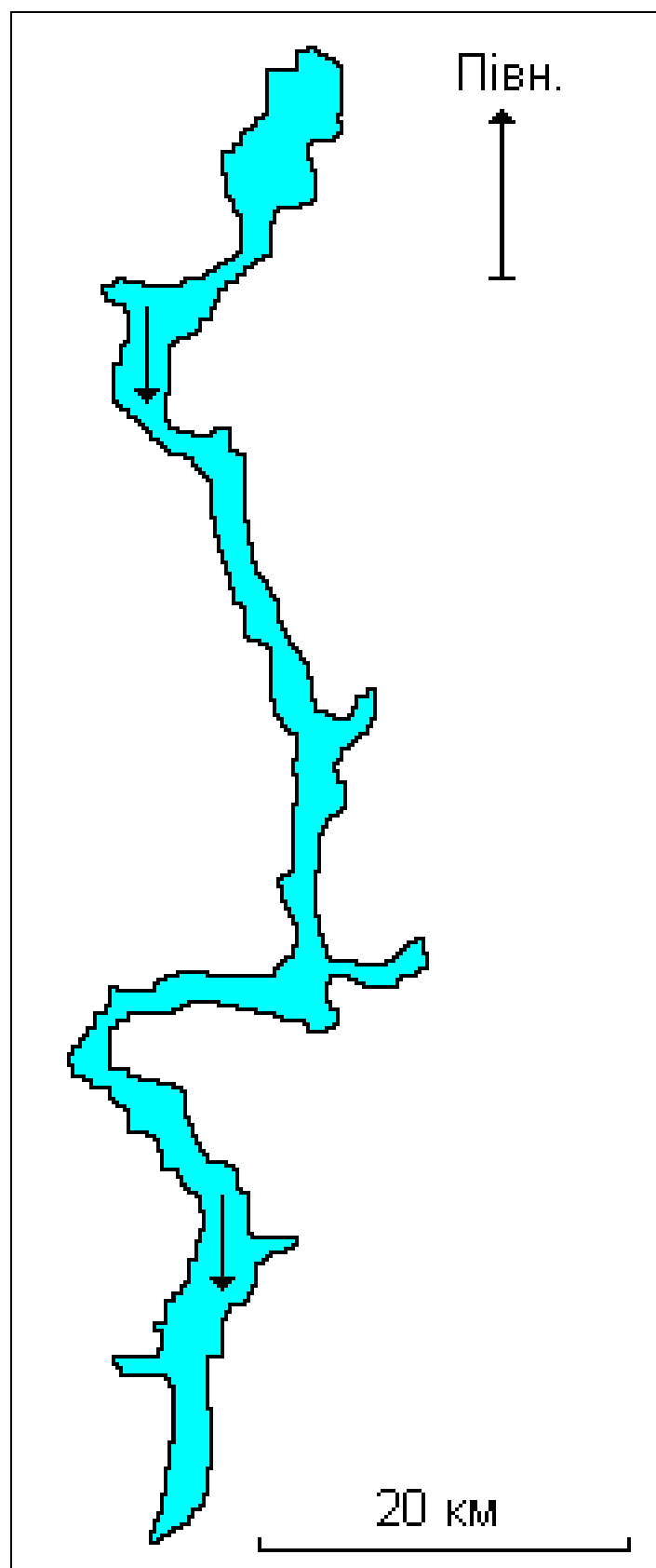


Рис. 1.9 – Горизонтальний план Запорізького водосховища

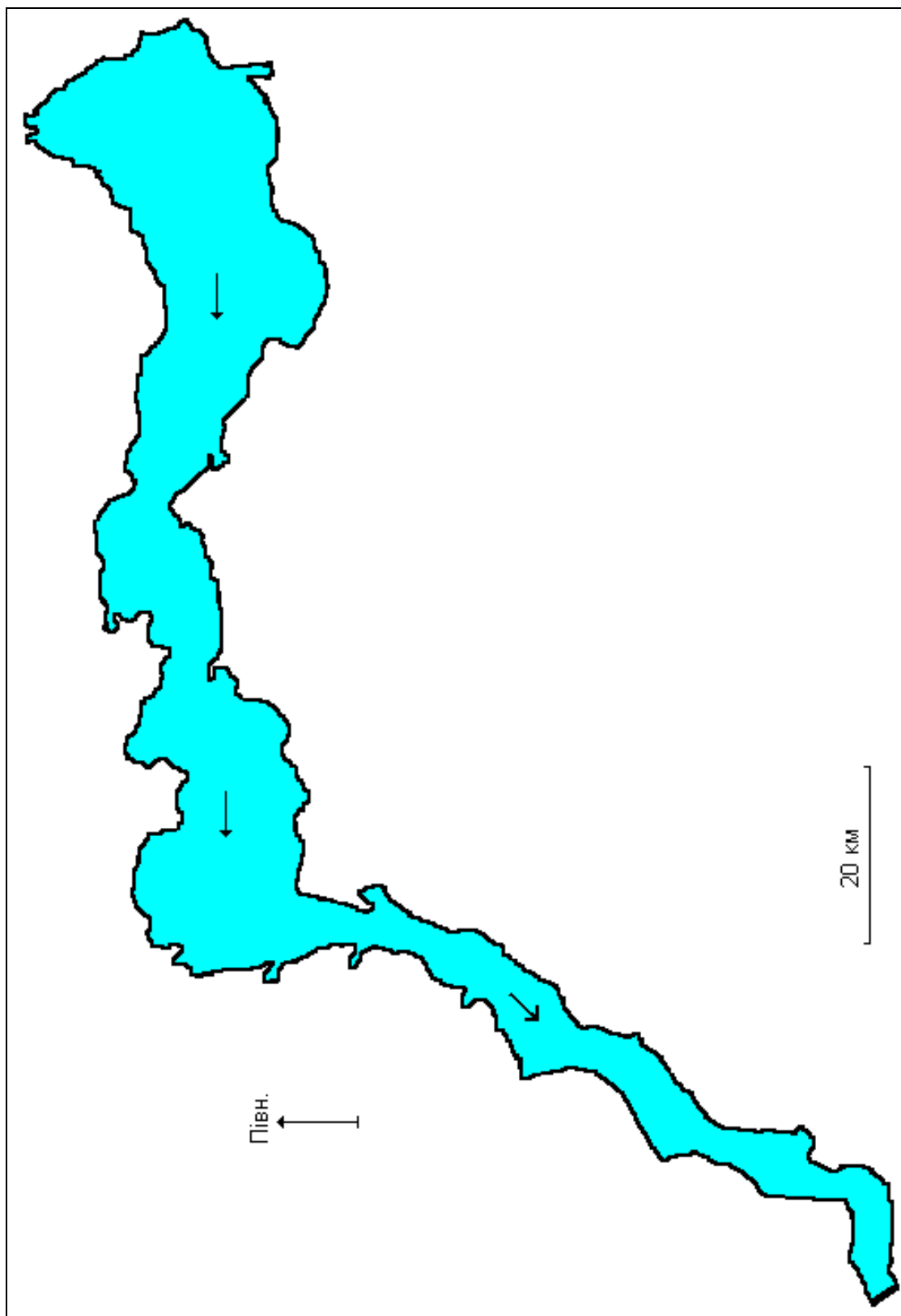


Рис. 1.10 – Горизонтальний план Каховського водосховища

Розрахунок радіаційного балансу водойми (приклад)

Розрахунок радіаційного балансу водойми ($R_{РБ}$) виконується для Каховського водосховища за вересень місяць.

Вихідні дані до завдання № 1 практичної роботи № 1:

- 1) $Q_{сум} = 427 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$;
- 2) $\lambda \approx 3,5$ балів, $h_o = 45,6^\circ$;
- 3) $\alpha_{хв} = -0,022$;
- 4) $\alpha_{хм} = 0,077$;
- 5) $t_{вод} = 16,6^\circ\text{C}$;
- 6) $t_{нов} = 21,4^\circ\text{C}$, $e_m = 15,1 \text{ гПа}$, $N_{заг} = 0,40$, $N_{ниж} = 0,20$;
- 7) $П_{Півн.} = 0,08$; $П_{Півд.} = 0,05$; $П_{Зах.} = 0,07$; $П_{Сх.} = 0,18$; $П_{Пн.-Зх.} = 0,06$; $П_{Пд.-Сх.} = 0,06$; $П_{Пн.-Сх.} = 0,15$; $П_{Пд.-Зх.} = 0,35$;
- 8) горизонтальний план Каховського водосховища із двома прямокутними сітками (рис. 1.11);
- 9) $T = 2592000 \text{ с}$;
- 10) $F_{водсх} = 2130 \text{ км}^2 = 2130 \cdot 10^6 \text{ м}^2$.

Етапи розрахунку завдання № 1 практичної роботи № 1:

По-перше, необхідно обчислити $Q_{вод}$ та $Q_{хол}$ для розрахунку $Q_{еф}$:

- 1) за рівнянням (1.10) обчислюється $Q_{вод}$:
 $Q_{вод} = 1,00 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot 289,75^4 \cdot 2592000 = 1036 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$;
- 2) з використанням плану Каховського водосховища та формули (1.17) визначаються середні довжини розгону повітряного потоку за взаємно-протилежними сторонами світу, нехай їх значення дорівнюють: $L_{Півн.-Півд.} = 2,67 \text{ км}$; $L_{Зах.-Сх.} = 3,50 \text{ км}$; $L_{Пн.-Зх.-Пд.-Сх.} = 3,72 \text{ км}$; $L_{Пн.-Сх.-Пд.-Зх.} = 4,07 \text{ км}$;
- 3) за рівнянням (1.16) обчислюється $L_{сер}$:
 $L_{сер} = 15,0 \cdot (0,08 + 0,05) + 35,0 \cdot (0,07 + 0,18) + 10,0 \cdot (0,06 + 0,06) + 25,0 \cdot (0,15 + 0,35) = 24,4 \text{ км}$;
- 4) розраховується співвідношення температур $\Delta t = t_{вод} - t_{нов} = -4,8^\circ\text{C}$, та з використанням табл. 1.1, або рис. 1.4, визначається значення коефіцієнта трансформації: $M = 0,47$;
- 5) з використанням (1.15) або рис. 1.3 визначається значення максимальної пружності водяної пари: $e_{макс} = 14,34 \text{ гПа}$;
- 6) за рівнянням (1.14) обчислюється величину вологості повітря на висоті 2 м над поверхнею водойми: $e_{нов} = 13,39 \text{ гПа}$;
- 7) далі за рівнянням (1.12) обчислюється $Q_{хол}$:
 $Q_{хол} = (0,62 + 0,05 \cdot \sqrt{13,39}) \cdot (1 + 0,12 \cdot 0,40 + 0,12 \cdot 0,20) \cdot 1,00 \cdot 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot 294,55^4 \cdot 2592000 = 952 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$;
- 8) з використанням рівнянням (1.8) обчислюється $Q_{еф}$:
 $Q_{еф} = 1036 - 952 = 84 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$.

По-друге, за рівнянням (1.9) розраховується R_{PB} водойми для 1 м^2 :
 $R_{PB} = (1 - 0,077 - 0,022) \cdot 427 - 84 = 301 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$.

Останнім обчислюється R_{PB} для всієї площі водойми $R_{PB-водсх}$ за вересень:

$$R_{PB-водсх} = R_{PB} \cdot F_{водсх} = 301 \cdot 2130 \cdot 10^6 = 641 \cdot 10^9 = 641 \text{ млрд МДж}/\text{міс}.$$

Висновок до завдання № 1 практичної роботи № 1:

Значення $Q_{хол}$ і $Q_{вод}$ та величина Q_{ef} свідчать про те, що за рахунок випромінювання довгохвильової радіації вода у Каховському водосховище втрачає теплову енергію, однак кількість теплової енергії, яка надходить до водосховища з короткохвильовою радіацією сонця $Q_{сум}$ перевищує ці втрати, тому величина радіаційного балансу водосховища, навіть у вересні місяці, має додатне значення: $R_{PB-водсх} = 641 \text{ млрд Дж}/\text{міс}$.

1.2 Обчислення рівняння теплового балансу

Тепловий баланс водойми (R_{TB}) обчислюється за рівнянням:

$$R_{TB} = L \cdot E + P + B, \quad (1.18)$$

де $L \cdot E$ – витрати тепла на випаровування (МДж/г):
 L – питома теплота пароутворення (МДж/г), E – шар випареної води (м);
 P – витрати тепла на турбулентний обмін з атмосферою (МДж/м²);
 B – акумуляція тепла у водоймі (МДж/м²), яка включає в собі такі складові:
 $B_{дн}$ – теплообмін із дном, $B_{пр-ст}$ – тепло, яке принесене водою приток або втрачене зі стоком води, $B_{дощ}$ – тепло, яке принесене водами дощів, $B_{сн-лѳ}$ – тепло, що виділяється при розсіюванні кінетичної енергії та витрачається на танення твердих опадів, а саме снігу та льоду.

У рівнянні (1.18) питома теплота пароутворення для води дорівнює $L = L_{вод} = 595 \text{ кал}/\text{г} = 2510 \text{ Дж}/\text{г}$. У період сніготанення та плавлення льоду питома теплота пароутворення складає $L = 2850 \text{ Дж}/\text{г}$, частина якої витрачається на танення снігу та плавлення льоду ($L_{сн-лѳ} = 340 \text{ Дж}/\text{г}$).

В даному випадку значення L дано з використанням одиниць маси, що не узгоджуються з лінійними одиницями, в яких виражають E . Тому перетворення одиниць маси води в одиниці шару води виконується шляхом множення L на щільність води ($\rho_{вод}$, $1 \cdot 10^6 \text{ г}/\text{м}^3$):

$$[L \cdot E] = [L] \cdot [E] \cdot [\rho_{вод}] = [\text{Дж}/\text{г}] \cdot [\text{м}] \cdot [1 \cdot 10^6 \text{ г}/\text{м}^3] = [\text{МДж}/\text{м}^2]. \quad (1.19)$$

Отже, витрати тепла на випаровування зручно розраховувати для шару води акваторії водоймища. З урахуванням $t_{вод}$ – температури води у водоймищі (°C), - витрати тепла на випаровування (МДж/м²) обчислюються так:

$$L \cdot E = 7,03 \cdot E \cdot (595 - 0,565 \cdot t_{вод}). \quad (1.20)$$

Шар випареної води (E , м) визначається за емпіричним рівнянням

$$E = 1,4 \cdot 10^{-3} \cdot (e_{\max} - e_{нов}) \cdot (1 + 0,72 \cdot u_{нов}) \cdot n, \quad (1.21)$$

де n – кількість діб, за які обчислюється шар випареної води; e_{\max} – максимальна пружність водяної пари (мб), визначена за $t_{вод}$ (°C); $e_{нов}$ та $u_{нов}$ – середня вологість повітря (мб) та швидкість вітру (м/с) на висоті 2 м над поверхнею дзеркала водойми.

Витрати тепла на турбулентний обмін з атмосферою (P , МДж/м²) розраховуються за наступним емпіричним рівнянням

$$P = 3,56 \cdot 10^5 \cdot (t_{вод} - t_{нов}) \cdot (1 + 0,72 \cdot u_{нов}) \cdot n, \quad (1.22)$$

де $t_{нов}$ – температура повітря на висоті 2 м над поверхнею води.

Теплообмін з дном ($B_{дн}$, МДж/м²) носить сезонний характер. Влітку відбувається прогрів водяної маси, отже йде передача тепла від води до дна, взимку, навпаки, – дно віддає накопичене за літо тепло до води.

Величина теплообміну з дном $B_{дн}$ залежить від місяця року, середнього значення географічної широти водойми ($\varphi_{сер}$) та її середньої глибини ($h_{сер}$, м), тобто $B_{дн} = f(\varphi_{сер}, h_{сер}, \text{місяць})$.

Тепло, яке принесене водою приток або втрачене зі стоком води ($B_{пр-ст}$, МДж/м²), обчислюється за рівнянням

$$B_{пр-ст} = 6,07 \cdot 10^5 \cdot Q_{пр-ст} \cdot t_{пр-ст} \cdot n / F_{водойм}, \quad (1.23)$$

де $t_{пр-ст}$ – середня температура між привнесеною водою приток та втраченою зі стоком води (°C), яка у розрахунках може бути приблизно прийнята як $t_{вод}$, тобто $t_{пр-ст} \approx t_{вод}$; $F_{водойм}$ – середня за розрахунковий період площа дзеркала водойми (м²); $Q_{пр-ст}$ – різниця між витратами притоку ($Q_{пр}$) та стоку ($Q_{ст}$) води, тобто, $Q_{пр-ст} = Q_{пр} - Q_{ст}$ (м³/с).

Тепло, що надходить до водойми з водами дощів ($B_{дощ}$, МДж/м²), обчислюється за даними про шар води, який вони утворили ($X_{дощ}$, м) за розрахунковий інтервал часу, припускаючи, що температура дощових вод ($t_{дощ}$) дорівнює температурі повітря ($t_{нов}$) тобто, $t_{дощ} \approx t_{нов}$

$$B_{дощ} = 4,19 \cdot X_{дощ} \cdot t_{нов}. \quad (1.24)$$

Тепло, що виділяється при розсіюванні кінетичної енергії та витрачається на танення твердих опадів ($B_{\text{сн-л\delta}}$, МДж/м²), а саме снігу та льоду, визначається за наступним рівнянням

$$B_{\text{сн-л\delta}} = 4,19 \cdot X_{\text{сн-л\delta}} \cdot (L_{\text{сн-л\delta}} - c_{\text{сн-л\delta}} \cdot t_{\text{пов}}), \quad (1.25)$$

де $X_{\text{сн-л\delta}}$ – шар твердих опадів (м), а саме снігу та льоду; $c_{\text{сн-л\delta}}$ – середнє значення теплоємності снігу та льоду, яке дорівнює $c_{\text{сн-л\delta}} = 2,1$; $L_{\text{сн-л\delta}}$ – питома теплота пароутворення у період сніготанення та плавлення льоду, яка дорівнює $L_{\text{сн-л\delta}} = 340$ Дж/г.

Для теплого періоду року, у зв'язку з відсутністю снігу та льоду, значення $B_{\text{сн-л\delta}}$ дорівнює 0.

Завдання № 2 до практичної роботи № 1

Обчисліть тепловий баланс одного з Дніпровських водосховищ за один місяць теплого періоду року ($R_{\text{ТБ}}$, МДж/міс).

Розрахунок рівняння теплового балансу виконується за варіантами, які представлено в табл. 1.2.

Вихідні дані до завдання № 2 практичної роботи № 1:

1) значення середніх за багаторічний період місячних температур поверхні води ($t_{\text{вод}}$) у Дніпровських водосховищах (табл. 1.7);

2) шар води, який утворили дощові опади $X_{\text{дощ}}$ за розрахунковий місяць року та інші середні за багаторічний період місячні значення метеорологічних величин, які використовуються при обчисленні теплового балансу, за даними середньозваженої метеостанції, розташованої в межах водозбору Дніпровських водосховищ (табл. 1.9);

3) середні за багаторічний період місячні величини площ дзеркала Дніпровських водосховищ (табл. 1.10);

4) величини $B_{\text{дн}}$ в залежності від місяця року, $\varphi_{\text{сер}}$ та середньої глибини водойми $h_{\text{сер}}$ (табл. 1.11);

5) значення середньомісячних за багаторічний період витрат $Q_{\text{пр}}$ та стоку $Q_{\text{ст}}$ води на Дніпровських водосховищах (табл. 1.12).

Таблиця 1.11 – Значення середніх за багаторічний період місячних величин $B_{\text{дн}}$ в залежності від середньої географічної широти $\varphi_{\text{сер}}$ та середньої глибини $h_{\text{сер}}$ Дніпровських водосховищ

Водосховище	$\varphi_{\text{сер}}, ^\circ$	$h_{\text{сер}}, \text{м}$	$B_{\text{дн}}, \text{МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$				
			Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень
Київське	50,6	4,00	-200	-150	-100	-34	35
Канівське	49,8	4,50	-195	-145	-95	-35	33
Кременчуцьке	49,0	6,50	-190	-140	-90	-36	31
Дніпродзержинське	48,8	4,50	-185	-135	-85	-37	29
Запорізьке	48,1	10,0	-180	-130	-80	-38	27
Каховське	47,3	5,00	-170	-120	-70	-40	25

Таблиця 1.12 – Значення середньомісячних за багаторічний період витрат притоку $Q_{\text{пр}}$ та стоку $Q_{\text{ст}}$ води на Дніпровських водосховищах

Водосховище	Місяць									
	Травень		Червень		Липень		Серпень		Вересень	
	$Q_{\text{пр}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{ст}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{пр}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{ст}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{пр}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{ст}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{пр}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{ст}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{пр}}, \text{м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{ст}}, \text{м}^3/\text{с}$
Київське	637	523	478	392	425	349	523	429	455	374
Канівське	750	690	563	518	501	461	616	567	536	493
Кременчуцьке	785	600	589	450	524	401	645	493	561	429
Дніпродзержинське	800	560	600	420	534	374	657	460	571	400
Запорізьке	830	580	623	435	554	387	681	476	593	414
Каховське	850	720	638	540	567	481	698	592	607	514

Розрахунок теплового балансу водойми (приклад)

Розрахунок теплового балансу водойми ($R_{\text{ТБ}}$) виконується для Каховського водосховища за вересень місяць.

Вихідні дані до завдання № 2 практичної роботи № 1:

- 1) $t_{\text{пр-ст}} \approx t_{\text{вод}} = 16,6 ^\circ\text{C}$;
- 2) $u_{\text{нов}} = 1,8 \text{ м/с}$;
- 3) $e_{\text{макс}} = 14,34 \text{ гПа}$;
- 4) $e_{\text{нов}} = 13,39 \text{ гПа}$;
- 5) $n = 30 \text{ д}$;
- 6) $t_{\text{доц}} \approx t_{\text{нов}} = 21,4 ^\circ\text{C}$;
- 7) $Q_{\text{пр}} = 607 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\text{ст}} = 514 \text{ м}^3/\text{с}$, $Q_{\text{пр-ст}} = 93 \text{ м}^3/\text{с}$;
- 8) $X_{\text{доц}} = 45 \text{ мм} = 0,045 \text{ м}$;
- 9) $F_{\text{вдсх}} = 2130 \text{ км}^2 = 2130 \cdot 10^6 \text{ м}^2$;
- 10) $B_{\text{дн}} = 25 \text{ МДж}/(\text{м}^2 \cdot \text{міс})$.

Етапи розрахунку завдання № 2 практичної роботи № 1:

Розрахунок виконується за наступною послідовністю:

1) за рівнянням (1.21) обчислюється E :

$$E = 1,4 \cdot 10^{-3} \cdot (14,34 - 13,39) \cdot (1 + 0,72 \cdot 1,8) \cdot 30 = 0,091 \text{ м/міс};$$

2) за рівнянням (1.20) обчислюється $L \cdot E$:

$$L \cdot E = 7,03 \cdot 0,091 \cdot (595 - 0,565 \cdot 16,6) = 375 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)};$$

3) за рівнянням (1.22) обчислюється P :

$$P = 3,56 \cdot 10^5 \cdot (16,6 - 21,4) \cdot (1 + 0,72 \cdot 1,8) \cdot 30 = -118 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)};$$

4) за рівнянням (1.23) обчислюється $B_{\text{пр-ст}}$:

$$B_{\text{пр-ст}} = 6,07 \cdot 10^5 \cdot 93 \cdot 16,6 \cdot 30 / 2130 \cdot 10^6 = 13,2 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)};$$

5) за рівнянням (1.24) обчислюється $B_{\text{дош}}$:

$$B_{\text{дош}} = 4,19 \cdot 0,045 \cdot 21,4 = 4,03 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)};$$

6) у зв'язку з відсутністю снігу та льоду в теплий період року

$$B_{\text{сн-ло}} = 0 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)};$$

7) далі за рівнянням (1.18) обчислюється $R_{\text{ТБ}}$:

$$R_{\text{ТБ}} = 375 + (-118) + (13,2 + 4,03 + 0 + 25) = 299 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)};$$

8) останнім розраховується $R_{\text{ТБ}}$ для всієї площі водойми $R_{\text{ТБ-вдсх}}$ за вересень місяць:

$$R_{\text{ТБ-вдсх}} = 299 \cdot 2130 \cdot 10^6 = 637 \cdot 10^9 \text{ МДж/міс} = 637 \text{ млрд.МДж/міс}.$$

Висновок до завдання № 2 практичної роботи № 1:

Величина P свідчить про те, що за рахунок турбулентного обміну з атмосферою вода у Каховському водосховищі втрачає теплову енергію, однак кількість теплової енергії, яка надходить до водосховища перевищує ці втрати, тому величина теплового балансу водосховища, навіть у вересні, має додатнє значення: $R_{\text{ТБ-вдсх}} = 637 \text{ млрд.МДж/міс}$.

Висновок до практичної роботи № 1

Для перевірки точності розрахунку термічного режиму водойми (R) шляхом визначення радіаційного та теплового балансів треба скористатися рівнянням (1.1), де показано, що в ідеальному випадку значення балансу теплової енергії водойми за деякий час, обчислені з використанням різних рівнянь, повинні бути однаковими, тобто це буде підтвердженням точності розрахунків. У нашому випадку за рівнянням (1.1) маємо: $R = R_{\text{РБ}} - R_{\text{ТБ}} = 301 - 299 = 2 \text{ МДж/(м}^2 \cdot \text{міс)}$, тобто $R_{\text{РБ}} \approx R_{\text{ТБ}}$, отже розрахунок термічного режиму Каховського водосховища за вересень місяць виконано вірно, а отримана нев'язка викликана тим, що дана водна екосистема не є замкнутою, тому в ній присутні багато чинників, які неможна врахувати, наприклад, невраховані скидні води, не точні вихідні дані і таке інше.

Питання для контролю знань з практичної роботи № 1 наведені в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до СРС [11].

2 РОЗРАХУНОК ВОДООБМІНУ І ВОДОВІДНОВЛЕННЯ ЗАПЛАВНИХ ВОДОЙМ

Теоретичні положення

Кисневий режим, фізико-хімічні характеристики води та відповідно біологічна продуктивність заплавних водойм багато в чому залежать від величини водообміну з річкою, в систему якої вони входять. Процес заміни води в озерах відбувається по протоках, які їх з'єднують з річковим руслом. Для якісної оцінки інтенсивності заміни озерних вод річковими використовують коефіцієнт водовідновлення.

2.1 Обчислення коефіцієнта водообміну заплавних водойми

Водообмін у заплавних водоймах – це заміна озерних вод річковими, яка обумовлена коливаннями рівнів води в річці. Водообмін найчастіше відбувається через протоки, що з'єднують русло річки з заплавними водоймами (рис. 2.1).

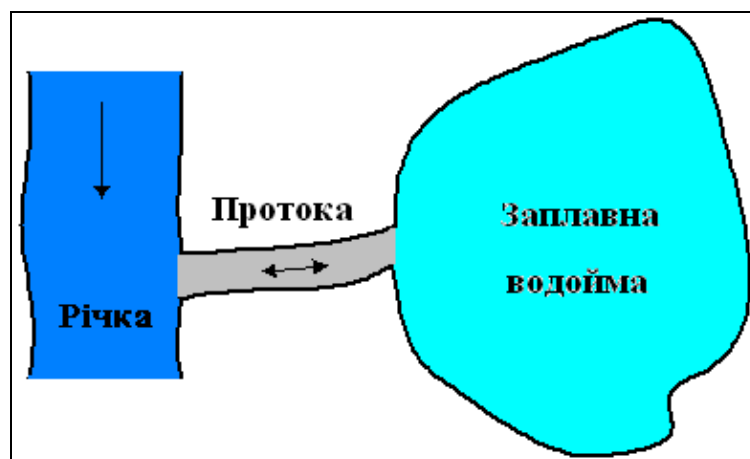


Рис. 2.1 – Схема водообміну між річкою і заплавною водоймою

При піднятті рівня води в річці (H_p) в протоці виникає уклон водної поверхні в сторону озера. Це пов'язано з тим, що рівень води в озері (H_o) нижче за рівень поверхні річкової води, тоді і річкова вода починає рухатися у заплавні водойми (рис. 2.2, а), наповнюючи їх, а при спаді – виходить із них (рис. 2.2, б), при цьому в озері залишається частина води, перемішана з річковою, тобто відбувся водообмін.

Оскільки надходження і вихід води в заплавних озерах відбувається по протоках, що звичайно з'єднують тільки якусь частину водойми, то не вся вода в озері одночасно перемішується з річковою водою. Тому для оцінки кількості заміненої озерної води річковою використовують поняття коефіцієнт водообміну, величина якого вказує на те, яка частина води в озері була замінена річковою.

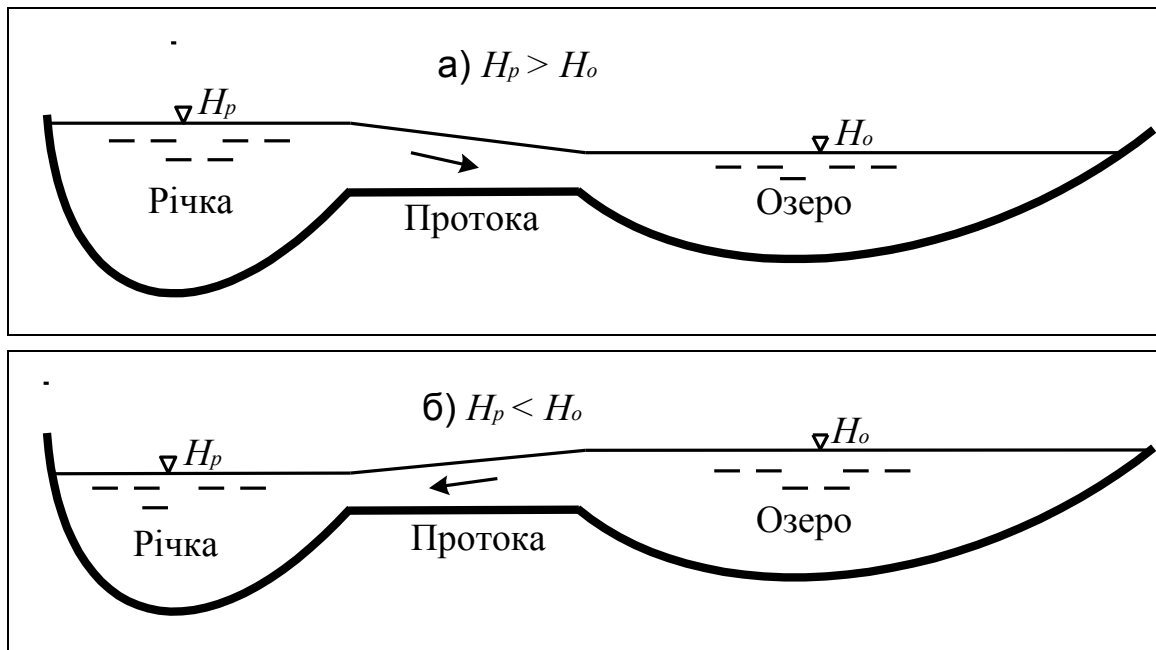


Рис. 2.2 – Схема перетоку води з річки в озеро (а) та навпаки (б)

В різних річкових системах процес водообміну в заплавах відбувається по-різному. Це пов'язано з багатьма факторами, які впливають на цей процес, наприклад, кількістю проток, величиною та частотою перепадів рівнів води в річці, з антропогенним факторами.

В даному посібнику схема розрахунку водообміну розглядається на прикладі гирлової ділянки річки Дніпро, де основна кількість заплачних озер з'єднується з річковим руслом однією протокою. Ця ділянка р. Дніпро починається від греблі Каховської гідроелектростанції (ГЕС), робота якої у даному випадку є основним регулюючим фактором в процесі водообміну між річкою та озерами.

Каховська ГЕС працює в режимі "пікових навантажень в електромережі у внутрішньодобовому масштабі" – усього декілька годин у добу, тому коливання води в нижньому б'єфі (НБ) Каховської греблі цілком визначаються роботою гідровузлів ГЕС (по 6 годин з ранку та у вечір збільшення скиду води – підйом рівнів, по 6 годин у день та у ночі зменшення скиду води – спад рівнів).

Розрахунок водообміну в даному випадку може бути проведений по відомих формулах річкової гідравліки, при умові, що будуть відомі величини коливання рівня води в річці і заплачних водоймах, які розташовані нижче ГЕС. Однак на гирловій ділянці р. Дніпро недостатня кількість гідрологічних постів, тому в цьому випадку експериментальним шляхом було знайдено залежність амплітуд ($A_{p,i}$, см) та відміток ($H_{p,i}$, см) коливання рівнів води на ділянках гирлової частини річки від амплітуд ($A_{p,НБ}$, см) та відміток ($H_{p,НБ}$, см) коливання рівня води в НБ Каховської ГЕС.

Вказані вище залежності представлені рівняннями:

$$A_{p,i} = K_{заг} \cdot A_{p,НБ}, \quad (2.1)$$

$$H_{p,i} = K_{заг} \cdot (H_{p,НБ} + 24) - 0,186 \cdot L_{p,i} - 24,1, \quad (2.2)$$

де $L_{p,i}$ – відстань від створу греблі до необхідної ділянки річки (км); $K_{заг}$ – коефіцієнт “загасання” амплітуд та відміток коливання рівнів води по довжині річки, який зменшується при збільшенні відстані від НБ Каховської ГЕС до шуканої ділянки р. Дніпро (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Значення $K_{заг}$ гирлової ділянки р. Дніпро

Пункт спостереження	Відстань від створу ГЕС, $L_{p,i}$, км	Коефіцієнт загасання, $K_{заг}$
м. Нова Каховка	0	1,00
сmt Львово	16,0	0,77
с. Садове	46,0	0,50
м. Херсон	62,0	0,37
сmt Кізомис	88,6	0,19

В зв’язку з тим, що водний режим гирлової частини р. Дніпро в сучасний період залежить від інтенсивності погодинної роботи гідровузлів Каховської ГЕС, то й величини водообміну в заплавних озерах будуть точніше визначатись погодинно, з використанням значень інтенсивності коливання рівнів води за довжиною річки від НБ Каховської греблі до впадіння у Дніпровський лиман.

Враховуючи вище викладене, для кожної ділянки Нижнього Дніпра було знайдено залежність змін інтенсивності коливання рівнів за довжиною гирлової частини річки.

Вказану залежність, яку встановлено експериментальним шляхом, представлено:

$$h_{p,i} = h_{p,НБ} \cdot e^{-0,023 \cdot L_{p,i}} + h_{p,г} \cdot e^{-0,020 \cdot (93 - L_{p,i})}, \quad (2.3)$$

де $h_{p,i}$, $h_{p,НБ}$, $h_{p,г}$ – відповідно, інтенсивності коливань рівнів води (см/год) на шуканій ділянці, у НБ Каховської ГЕС (м. Нова Каховка) та в крайній точці гирлової частини р. Дніпро (сmt Кізомис).

Для обчислення $h_{p,i}$ різної забезпеченості можна використовувати дані вимірювань у м. Нова Каховка і сmt Кізомис, які визначені експериментальним шляхом та представлені у табл. 2.2.

Таблиця 2.2 – Забезпеченість інтенсивності годинних змін рівня води

$h_{p,HB}$ та $h_{p,z}$, см/год	Забезпеченість, %					
	1	20	40	60	80	99
$h_{p,HB}$ (м. Нова Каховка)	25,0	10,0	6,00	4,50	3,00	1,00
$h_{p,z}$ (сміт Кізомис)	9,00	3,00	2,50	1,50	1,00	0,50
№ варіанта	26÷30	21÷25	16÷20	11÷15	6÷10	1÷5

Далі, при відомому значенні інтенсивності коливання рівня води в озері (h_o), в місці впадіння в озеро протоки, розрахунок величини водообміну проводиться з використанням коефіцієнта доступності (k_{oz}):

$$k_{oz} = \frac{h_o}{h_{p,i}}. \quad (2.4)$$

В тому випадку, коли на протоках і озерах не ведуться водомірні спостереження, використовують гідравлічну залежність k_{oz} від морфометричних характеристик проток, величина яких називається гідравлічним опором протоки (M_{np}) чи модулем опору протоки $k_{oz} = f(M_{np})$.

Обчислення M_{np} виконується за рівнянням:

$$M_{np} = \frac{L_{np} \cdot n_{np}^2}{B_{np}^2 \cdot h_{np}^{3,33}}, \quad (2.5)$$

де L_{np} – довжина протоки (м); B_{np} – середня ширина протоки (м); n_{np} – коефіцієнт шорсткості протоки ($n_{np} \approx 0,050$); h_{np} – середня глибина протоки (м).

Для нижнього Дніпра встановлена залежність коефіцієнта k_{oz} від модуля опору M_{np} , яка представлена рівнянням [7]:

$$k_{oz} = 0,055 \cdot M_{np}^{-0,205}, \quad (2.6)$$

де M_{np} – гідравлічний опір протоки чи модуль опору протоки.

Обсяги притоку-відтоку води у заплавних водоймах пропорційні розмірам зміни рівня у водоймі, тому збільшення або зменшення обсягу води ($W_{прит}$, $W_{відт}$, м³) залежить від площі водойми (F_o , км²) та інтенсивності коливання рівня води (h_o , см/год) в ньому, а також періоду притоку ($T_{прит}$, год) або відтоку ($T_{відт}$, год) води:

$$W_{прит} = F \cdot h_o \cdot T_{прит} \cdot 10^4. \quad (2.7)$$

В рівнянні (2.7) h_o обчислюють за рівнянням (2.8), яке є іншою інтерпретацією рівняння (2.4):

$$h_o = k_{oz} \cdot h_{p,i}. \quad (2.8)$$

Таким чином, коефіцієнт водообміну (K_{BO}) буде дорівнювати:

$$K_{BO} = \frac{W_{прит}}{W_o}, \quad (2.9)$$

де W_o – об'єм води в озері до початку притоку (m^3).

Площі дзеркал озер (F_o , km^2) та інші морфометричні характеристики заплавних водойм нижнього Дніпра і відповідних проток, а також відстані від греблі Каховської ГЕС до озер, наведено в табл. 2.3.

Завдання № 1 до практичної роботи № 2

Розрахуйте значення коефіцієнта водообміну (K_{BO}) та обсяги притоку води ($W_{прит}$, m^3) однієї з заплавних водойм.

Обчислення виконуйте за варіантами даних в табл. 2.2 і 2.3.

Вихідні дані до завдання № 1 практичної роботи № 2:

1) $h_{p,НБ}$, $h_{p,г}$ – відповідно, інтенсивності коливань рівнів води (см/год) у НБ Каховської ГЕС (м. Нова Каховка) та в крайній точці гирлової частини р. Дніпро (сміт Кізомис), які наведено в табл. 2.2;

2) морфометричні характеристики заплавних водойм нижнього Дніпра і проток та відстані від Каховської греблі до озер табл. 2.3;

3) період притоку води ($T_{прит}$, год).

Таблиця 2.3 – Характеристики водойм і проток нижнього Дніпра

№ варіанту	Заплавне озеро	$L_{p,i}$, км	F_o , km^2	W_o , млн. m^3	$h_{пр}$, м	$B_{пр}$, м	$L_{пр}$, км
1, 11, 21	Кардашинське	74,0	5,40	9,72	1,10	15,0	1,70
2, 12, 22	Краснюкове	88,0	1,80	3,60	0,90	12,0	0,80
3, 13, 23	Глухе	80,0	2,06	2,68	0,80	8,00	0,60
4, 14, 24	Казначейське	16,0	1,68	1,68	0,80	6,00	2,00
5, 15, 25	Фроловське	20,0	1,66	1,66	1,00	9,00	1,50
6, 16, 26	Круглик	10,0	1,31	1,44	1,03	13,0	1,70
7, 17, 27	Вчорашнє	50,0	0,70	0,84	1,70	10,0	1,60
8, 18, 28	Бублица	86,0	0,54	0,59	0,90	9,00	1,80
9, 19, 20	Дідів	82,0	0,21	0,42	0,80	10,0	0,80
10, 20, 30	Чайка	86,0	0,56	0,34	1,10	12,0	1,00

Розрахунок водообміну заплавних водойми (приклад)

Розрахунок значення коефіцієнту водообміну заплавної водойми (K_{BO}) та обсяги притоку води ($W_{прит}$) виконується для озера Чайка, що розташовано на відстані $L_{p,i} = 86,0$ км від греблі Каховської ГЕС.

Початкові дані до завдання № 1 практичної роботи № 2:

- 1) $h_{p,НБ} = 25,0$ см/год;
- 2) $h_{p,г} = 9,0$ см/год;
- 3) $F_o = 0,56$ км²;
- 4) $h_{np} = 1,10$ м;
- 5) $B_{np} = 12,0$ м;
- 6) $L_{np} = 1,00$ км = 1000 м;
- 7) $T_{прит} = 6$ год.

Етапи розрахунку завдання № 1 практичної роботи № 2:

Розрахунок виконується в наступній послідовності:

- 1) за рівнянням (2.3) обчислюємо $h_{p,i}$:

$$h_{p,i} = 25,0 \cdot 2,72^{-0,023 \cdot 86,0} + 9,0 \cdot 2,72^{-0,020 \cdot (93-86,0)} = 11,3 \text{ см/год};$$

- 2) за рівнянням (2.5) обчислюємо $M_{np} = \frac{1000 \cdot 0,050^2}{12,0^2 \cdot 1,10^{3,33}} = 0,013$;

- 3) за рівнянням (2.6) обчислюємо $k_{oz} = 0,11$;

- 4) за рівнянням (2.8) обчислюємо: $h_o = 0,11 \cdot 11,3 = 1,24$ см/год;

- 5) за рівнянням (2.7) обчислюємо $W_{прит} = 0,56 \cdot 1,24 \cdot 10^4 \cdot 6 = 41664$ м³;

- 6) за рівнянням (2.9) обчислюємо $K_{BO} = 0,12$.

Висновок до завдання № 1 практичної роботи № 2:

Величина притоку води в оз. Чайка, $W_{прит} = 41664$ м³, по відношенню до об'єму води в озері, $W_o = 0,34$ млн. м³, свідчить про те, що при таких значних скидах води на Каховський ГЕС (1 % забезпеченість) досить велика кількість річкової води (12,2 %) прибуде до озера за вказаний період притоку води (6 год). Навіть досить велике значення гідравлічного опору протоки ($M_{np} = 6,11$), який майже в 10 разів зменшує інтенсивність коливання рівнів води в озері ($h_o = 1,24$ см/год) по відношенню до коливання рівнів води в річці ($h_{p,i} = 11,3$ см/год), у даному випадку не є перешкодою досить швидкому водообміну ($K_{BO} = 0,12$).

2.2 Обчислення коефіцієнта водовідновлення заплавних водойми

Розрахунок водовідновлення заплавних водойм пов'язаний з тим, що не завжди інтенсивний водообмін сприяє покращанню екологічного стану озера та поліпшенню якості води в ньому.

Це відбувається тоді, коли річкові води, за рахунок яких йде водообмін, мають великі концентрації забруднюючих хімічних речовин, що може викликати погіршення якості води заплавних озер, зниженню їх біологічної продуктивності та занепаду даної водної екосистеми.

Для якісної оцінки інтенсивності водообміну використовують коефіцієнт водовідновлення (K_{BB}), алгоритм розрахунку якого наведено нижче за текстом посібника.

У більшості заплавних водойм надходження і відтік води при водообміні з річковою системою відбувається по тих самих протоках. У таких випадках у відтоці з водойми бере участь велика кількість річкової води, що надійшла в озеро в період притоку води.

Уявімо (рис. 2.3 а), що перед початком надходження річкової води у водойму ($H_p = H_o$) об'єм води в озері складає W_o , а концентрація якоїсь консервативної речовини в озерній воді дорівнює S_o , в річкових водах – S_p , а у воді протоки – S_{np} , при цьому, $S_{np} \approx S_p$.

За час, коли в річковій системі йде підйом рівня води, тобто $H_p > H_o$ (рис. 2.3 б), у заплавну водойму надходить обсяг річкової води W_{npr} , з концентрацією консервативної речовини S_{npr} ($S_{npr} \approx S_p \approx S_{np}$).

У процесі наповнення водойми межа між “старою” і “ною” водою через перемішування “розмивається”, отже формується область змішаної води, об'єм якої складає $W_{зміш}$, а концентрація консервативної речовини дорівнює $S_{зміш}$, значення якої визначається за рівнянням (2.10)

$$S_{зміш} = 0,5 \cdot (S_o + S_{npr}). \quad (2.10)$$

Після спаду рівня води в річці до значення H_p , тобто до того яке спостерігалось перед підйомом рівня, та відтоку води з водойми до рівня H_o , половина змішаної води покидає водойму, залишивши в озері об'єм, що складає $0,5 \cdot W_{зміш}$, а інший простір займає “стара” вода (рис. 2.3 в).

Враховуючи те, що в кінці циклу притоку-відтоку води, у водоймі залишається початкова кількість води W_o , то загальну кількість консервативної речовини у водоймі в цей момент часу ($S'_o \cdot W_o$) можна визначити за допомогою рівняння (2.11):

$$S'_o \cdot W_o = S_o \cdot (W_o - 0,5 \cdot W_{зміш}) + S_{зміш} \cdot 0,5 \cdot W_{зміш}. \quad (2.11)$$

Після перетворень рівняння (2.11), з врахуванням (2.10), одержуємо рівняння (2.10) для розрахунку коефіцієнту водовідновлення (K_{BB}):

$$K_{BB} = \frac{S'_o - S_o}{S_{npr} - S_o} = 0,25 \cdot \frac{W_{зміш}}{W_o}. \quad (2.12)$$

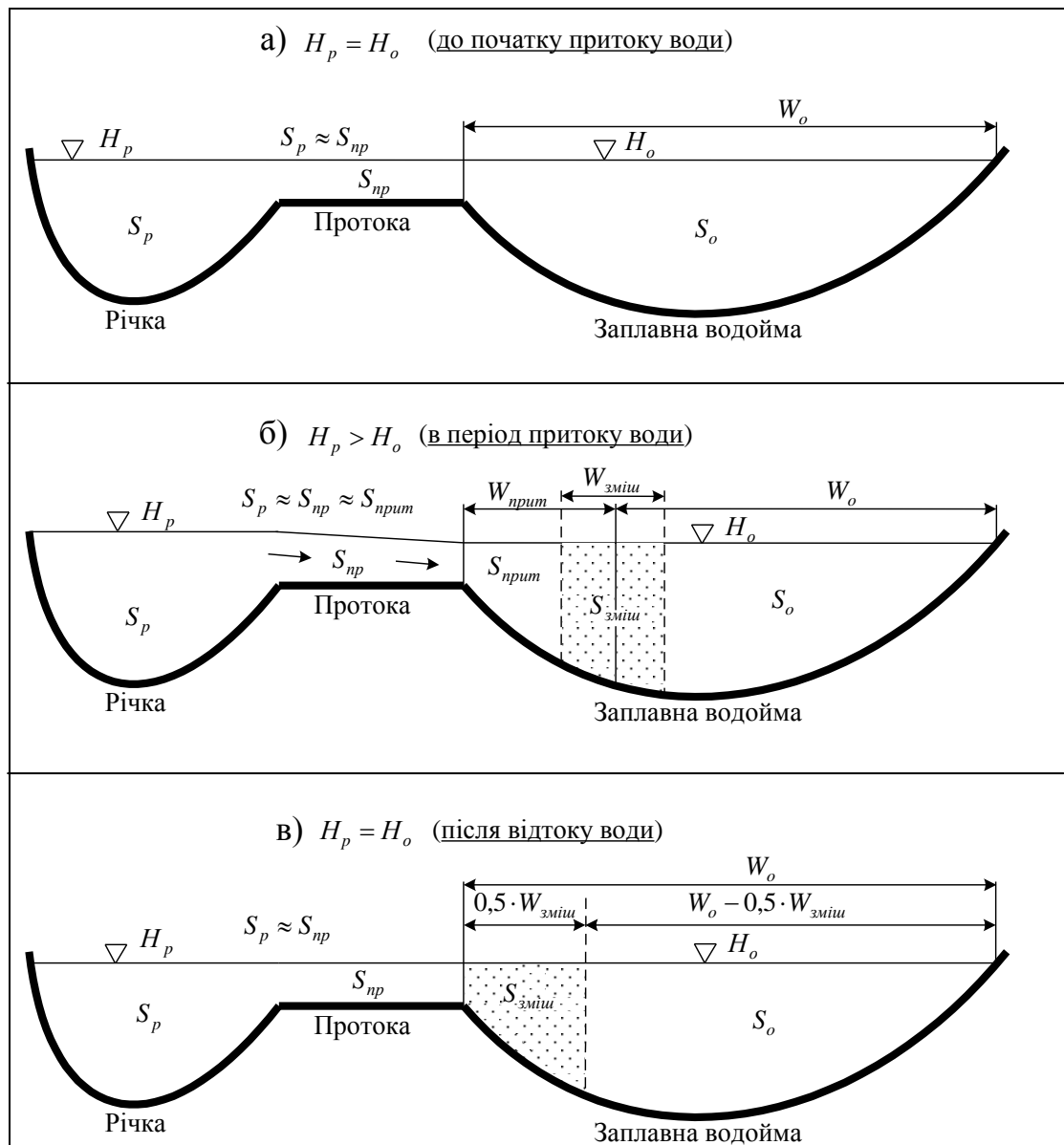


Рис. 2.3 – Схема водовідновлення заплавної водойми

Об'єм води, в якому за період циклу притоку-відтоку відбувається змішування обчислюється за рівнянням (2.13)

$$W_{зміш} = L_{зміш} \cdot B_o \cdot (h_{сер} + 0,5 \cdot \Delta H_o), \quad (2.13)$$

де B_o – середня ширина заплавної водойми (м); $h_{сер}$ – середня глибина заплавної водойми перед початком циклу притоку-відтоку (м); ΔH_o – величина підйому рівня води у водоймі при наповненні (м); $L_{зміш}$ – довжина зони змішування води між межами “старої” та “нової” води в озері (м).

Довжина зони змішування води залежить від інтенсивності та тривалості процесу перемішування і визначається за рівнянням (2.14)

$$L_{змиш} = 2 \cdot \frac{K_L \cdot T}{B_o}, \quad (2.14)$$

де T – тривалість циклу притоку-відтоку води, яка для водойм Нижнього Дніпра дорівнює, $T = T_{прит} + T_{відт} = 12$ годин; K_L – коефіцієнт горизонтального турбулентного перемішування ($\text{м}^2/\text{год}$), який в середньому, для водойм Нижнього Дніпра, складає $864 \text{ м}^2/\text{год}$.

З урахуванням (2.13) і (2.14) та після перетворень рівняння (2.12) буде мати вигляд рівняння (2.15):

$$K_{BB} = 432 \cdot T \cdot \left(\frac{1 + 0,5 \cdot \frac{W_{прит}}{W_o}}{F_o} \right). \quad (2.15)$$

Після визначення K_{BB} за рівнянням (2.15), можна розрахувати концентрацію консервативної хімічної речовини (S'_o), яка буде спостерігатися у водоймі після закінчення циклу притоку-відтоку води, трансформувавши рівняння (2.11) у рівняння (2.16):

$$S'_o = K_{BB} \cdot (S_{прит} - S_o) + S_o. \quad (2.16)$$

Концентрації деяких розчинених хімічних речовин у річкових та озерних водах Нижнього Дніпра наведено в табл. 2.4.

Таблиця 2.4 – Концентрації кисню і мінералізації у річкових та озерних водах Нижнього Дніпра

№ варіанту	Заплавне озеро	$S_p(\text{O}_2)$	$S_o(\text{O}_2)$	$S_p(\text{M})$	$S_o(\text{M})$
		$\frac{\text{мг O}_2}{\text{дм}^3}$		$\frac{\text{мг}}{\text{дм}^3}$	
1, 11, 21	Кардашинське	70,0	13,1	480	210
2, 12, 22	Краснюкове	75,0	13,7	495	290
3, 13, 23	Глухе	65,0	16,5	507	280
4, 14, 24	Казначейське	59,0	10,3	512	280
5, 15, 25	Фроловське	56,7	12,8	523	300
6, 16, 26	Круглик	49,7	9,20	530	303
7, 17, 27	Вчорашнє	60,3	7,83	539	270
8, 18, 28	Бублица	72,3	6,98	546	290
9, 19, 20	Дідів	45,6	7,25	562	280
10, 20, 30	Чайка	48,7	5,11	570	310

Завдання № 2 до практичної роботи № 2

Розрахуйте значення коефіцієнту водовідновлення (K_{BB}) та концентрації кисню і мінералізації після закінчення циклу притоку-відтоку води однієї з заплавних водойм.

Обчислення виконуйте за варіантами даних в табл. 2.3 і 2.4.

Вихідні дані до завдання № 2 практичної роботи № 2:

- 1) об'єм притоку води до заплавної водойми ($W_{прит}$);
- 2) морфометричні характеристики заплавних водойм (табл. 2.3);
- 3) період циклу притоку-відтоку води (T , год);
- 4) концентрації кисню і мінералізації у річкових та озерних водах Нижнього Дніпра (табл. 2.4).

Розрахунок водовідновлення заплавних водойми (приклад)

Розрахунок значення коефіцієнту водовідновлення заплавної водойми, K_{BB} , та концентрації кисню, $S'_o(O_2)$, і мінералізації $S'_o(M)$, після закінчення циклу притоку-відтоку води виконується для оз. Чайка.

Початкові дані до завдання № 2 практичної роботи № 2:

- 1) $W_{прит} = 41664 \text{ м}^3$;
- 2) $W_o = 0,34 \text{ млн.м}^3 = 340000 \text{ м}^3$;
- 3) $F_o = 0,56 \text{ км}^2 = 560000 \text{ м}^2$;
- 4) $T = 12 \text{ год}$;
- 5) $S_{прит}(O_2) = S_p(O_2) = 48,7 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$, $S_o(O_2) = 5,11 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$;
- 6) $S_{прит}(M) = S_p(M) = 570 \text{ мг/дм}^3$, $S_o(M) = 310 \text{ мг/дм}^3$.

Етапи розрахунку завдання № 2 практичної роботи № 2:

Розрахунок виконується у наступній послідовності:

- 1) за рівнянням (2.15) обчислюємо K_{BB} :

$$K_{BB} = 432 \cdot 12 \cdot \left(\frac{1 + 0,5 \cdot \frac{41664}{340000}}{560000} \right) \approx 0,005;$$

- 2) за рівнянням (2.16) обчислюємо $S'_o(O_2)$ та $S'_o(M)$:

$$S'_o(O_2) = 0,005 \cdot (48,7 - 5,11) + 5,11 \approx 5,33 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3;$$

$$S'_o(M) = 0,005 \cdot (570 - 310) + 310 \approx 311 \text{ мг/дм}^3.$$

Висновок до завдання № 2 практичної роботи № 2:

Величина коефіцієнту водовідновлення в заплавному оз. Чайка склала $K_{BB} = 0,005$, вона свідчить про те, що за один, дванадцятигодинний цикл притоку-відтоку води, тільки 0,5 % “старої” – озерної води, було замінено на “нову” – змішану річково-озерну.

Однак, навіть при такому значенні водовідновлення спостерігаються зміни в концентраціях розчинених хімічних речовин по завершенню циклу водообміну, концентрація розчиненого кисню збільшилася до значення $S'_o(\text{O}_2) = 5,33 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$, а мінералізації – до $S'_o(\text{M}) = 311 \text{ мг/дм}^3$.

Висновок до практичної роботи № 2

Таке мале значення K_{BV} , навіть при досить великому водообміні – обсяг притоку річкових вод склав $W_{прит} = 41664 \text{ м}^3$ (тобто 12,2 % від об'єму водойми $W_o = 0,34 \text{ млн. м}^3$ до підняття рівня води у річці), пов'язано з дуже коротким періодом циклу притоку-відтоку води, який складає лише 12 год, тобто води Дніпра не встигають змішатися з водою заплавної водойми Чайка.

Аналіз змін у хімічному складі озерних вод після циклу притоку-відтоку води дозволяє зробити наступні висновки: 1) підвищення концентрації кисню покращує екологічний стан озерної води та кисневий режим водойми, що сприяє збільшенню біологічної продуктивності водойми; 2) збільшення мінералізації навпаки – погіршує якість води, це пов'язано з тим, що оз. Чайка є прісною водоймою і поступове підвищення вмісту розчинених мінеральних речовин може змінити біологічне різноманіття та продуктивність даної гідроекосистеми.

Питання для контролю знань з практичної роботи № 2 наведені в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до СРС [11].

3 РОЗРАХУНОК ВАЛОВОЇ ПЕРВИННОЇ ПРОДУКЦІЇ ТА ДЕСТРУКЦІЇ ОРГАНІЧНОЇ РЕЧОВИНИ В ПЛАНКТОННІЙ ПІДСИСТЕМІ

Теоретичні положення

Одним з основних природних джерел органічних речовин і кисню у водоймі є фітопланктон, який також є їжею для інших водних організмів.

Фітопланктон – це сукупність мікроскопічних рослин (головним чином водоростей), які мешкають в товщі морських і прісних вод та пасивно переміщуються під впливом водних течій.

Найбільш поширені види планктонних водоростей водойм України представлені нижче: зелені; діатомові; синьо-зелені; евгленові, дінофітові та золотисті.

Первинна продукція планктонної підсистеми – це наслідок життєдіяльності фітопланктону, що характеризує результат процесу фотосинтезу, в ході якого виділяється кисень та утворюється органічна речовина, яка синтезується з мінеральних компонентів водного середовища. Таким чином, первинна продукція представляє собою синтезовану масу органічної речовини (біомасу фітопланктону) та кисню за одиницю часу в одиниці простору. Поділяють валову та чисту (“валова” мінус “витрати на обмін”) первинну продукцію.

Валова первинна продукція фітопланктону – це всі новоутворені при фотосинтезі органічні речовини та кисень. Саме ця величина дає уявлення про кількість органічної речовини та кисню, які використовуються у подальших перетвореннях у водоймі.

Чиста продукція фітопланктону – це та частина новоутвореної органічної речовини і кисню, яка залишається після витрат на обмін (в основному дихання) і деструкцію, та яка є безпосередньо доступною для вживання іншими організмами у воді в якості їжі.

Деструкція – це розкладання та перетворення органічної речовини у неорганічну організмами-деструкторами, з поглинанням кисню.

3.1 Обчислення валової первинної продукції фітопланктону

Валова первинна продукція для планктону (A_1 , $\text{гO}_2/(\text{м}^3 \cdot \text{с})$) визначається на основі питомої продукційної спроможності (a_1 , $\text{гO}_2/(\text{г} \cdot \text{с})$) і біомаси фітопланктону ($B_{1\text{с}}$, г/м^3) [2]:

$$A_1 = a_1 \cdot B_{1\text{с}} . \quad (3.1)$$

Питома продукційна спроможність залежить від складу і біомаси фітопланктону, сезону року, який обумовлює рівень освітленості і температуру води, форми поперечного перетину водойми і її середньої

глибини, та від каламутності води та концентрації зважених речовин у ній. Максимальне значення a_l спостерігається, як правило, поблизу поверхні води в умовах оптимальної освітленості (a_{lo}).

Величина a_l знаходиться в зворотній криволінійній залежності від біомаси. Така залежність виражається наступним експоненціальним рівнянням:

$$a_{lo} = a_{lo \max} \cdot e^{-\beta_l \cdot B_{lv}} . \quad (3.2)$$

При цьому, найбільша продукційна спроможність фітопланктону ($a_{lo \max}$) спостерігається при невеликій його біомасі ($B_{lv \min}$).

Параметри експонент рівняння (3.2) наведені у (табл. 3.1), вони відповідають різним варіантам складу фітопланктону, а також сезонам року, що дозволяє враховувати сезонну температуру та умови освітленості (для задовільної прозорості води – понад 0,8 м за диском Секкі).

Таблиця 3.1 – Параметри рівняння (3.2)

№ вар.	Сезон	Розрахунковий випадок	Діапазон зміни біомаси, B_{lv} , г/м ³		Параметри експонент	
			min	max	$a_{lo \max}$, гО ₂ /(г·с)	β_l
1 – 5	Літо	Помірний розвиток змішаного фітопланктону	0,07	7,00	$3,00 \cdot 10^{-5}$	0,30
6 – 10	Літо	Масовий розвиток сине-зелених водоростей	0,20	25,0	$1,00 \cdot 10^{-5}$	0,05
11 – 15	Весна	Помірний розвиток змішаного фітопланктону	0,50	3,00	$0,87 \cdot 10^{-5}$	0,50
16 – 20	Весна	Масовий розвиток діатомових водоростей	2,00	30,0	$1,74 \cdot 10^{-5}$	0,06
20 – 30	Осінь	Помірний розвиток змішаного фітопланктону	0,01	1,00	$0,46 \cdot 10^{-5}$	0,98

Питома продукційна спроможність a_l зменшується з глибиною. Для урахування епюри розподілу a_l за глибиною використовується коефіцієнт форми поперечного перетину водойми (k_{lf}), який представляє собою відношення середньої питомої продукційної спроможності фітопланктону у поперечному перетині водойми ($\overline{a_l}$) до її значення в умовах оптимальної освітленості (a_{lo}):

$$k_{lf} = \overline{a_l} / a_{lo} . \quad (3.3)$$

Отже, значення k_{If} зменшуються при переході від мілких і широких водойм до вузьких і глибоких, при незмінній площі поперечного перетину водойм. За даними натурних вимірювань у водоймах встановлені значення k_{If} при різних середніх глибинах водоймищ (табл. 3.2).

Таблиця 3.2 – Значення k_{If} при різних середніх глибинах водоймищ

№ вар.	Середні глибини водоймищ, м	Значення k_{If}
1 – 10	0 ÷ 2	0,50
11 – 20	2 ÷ 5	0,20
21 – 30	> 5	0,10

Вплив каламутності води на значення a_l враховується коефіцієнтом $k_{I_{зав}}$, що експоненціально залежить від концентрації завислих речовин у воді водойми ($C_{зав}$, г/м³):

$$k_{I_{зав}} = e^{-0,02 \cdot C_{зав}}. \quad (3.4)$$

Отже, рівняння (3.1) для розрахунку валової первинної продукції фітопланктону з урахуванням k_{If} та рівнянь (3.2) і (3.4) буде мати вигляд:

$$A_l = k_{If} \cdot a_{lo \max} \cdot e^{-\beta_l \cdot B_{l\phi}} \cdot e^{-0,02 \cdot C_{зав}} \cdot B_{l\phi}. \quad (3.5)$$

Завдання № 1 до практичної роботи № 3

Розрахуйте валову первинну продукцію фітопланктону. Варіанти вихідних даних для розрахунку наведено у табл. 3.1 – 3.3.

Таблиця 3.3 – Значення $C_{зав}$ у воді за варіантами

№ вар.	1-3	4-6	7-9	10-12	13-15	16-18	19-21	22-24	25-27	28-30
$C_{зав}$, г/м ³	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100

3.2 Обчислення деструкції органічної речовини планктонною підсистемою

Визначення величини деструкції органічної речовини планктонної підсистеми (R_l , гО₂/(м³·с)) складається з розрахунку деструкції, що здійснюється фітопланктоном ($R_{l\phi}$, гО₂/(м³·с)), та деструкції за рахунок зоопланктону і бактеріальних організмів (R_{l2} , гО₂/(м³·с)):

$$R_l = R_{l\phi} + R_{l2}. \quad (3.6)$$

Розрахунок деструкції для бактеріальних організмів і зоопланктону (R_{I_2}) виконується спільно, що пов'язано з малим подихом зоопланктону у водоймах, який складає 2–3 % від загального подиху всієї планктонної системи. Така спільна система називається гетеротрофна, тобто організми цієї системи здатні харчуватися тільки готовими органічними речовинами і нездатні синтезувати їх з неорганічних.

Деструкція фітопланктонних водоростей (R_{I_6}) дорівнює

$$R_{I_6} = r_{I_6} \cdot B_{I_6}, \quad (3.7)$$

де r_{I_6} – питомий подих планктонних водоростей ($\text{гО}_2 / (\text{г} \cdot \text{с})$), тобто подих одиниці біомаси за одиницю часу.

У водоймах r_{I_6} не залежить від розміру біомаси, а визначається складом фітопланктону і температурою води, зміни якої відбуваються за сезонами року (табл. 3.4). Тому деструкція за рахунок фітопланктону, прямо пропорційна його біомасі.

Таблиця 3.4 – Значення r_{I_6} при різних умовах

№ вар.	Сезон	Розрахунковий випадок	$r_{I_6}, \text{гО}_2 / (\text{г} \cdot \text{с})$
1 – 5	Літо	Помірний розвиток змішаного фітопланктону	$0,05 \cdot 10^{-5}$
6 – 10	Літо	Масовий розвиток сине-зелених водоростей	$0,10 \cdot 10^{-5}$
11 – 15	Весна	Помірний розвиток змішаного фітопланктону	$0,03 \cdot 10^{-5}$
16 – 20	Весна	Масовий розвиток діатомових водоростей	$0,05 \cdot 10^{-5}$
21 – 30	Осінь	Помірний розвиток змішаного фітопланктону	$0,01 \cdot 10^{-5}$

Деструкція за рахунок подиху фітопланктонних водоростей (R_{I_6}) не враховується при невеликій біомасі фітопланктону ($B_{I_6} < 1 \text{ мг/дм}^3$).

Деструкція гетеротрофної системи (R_{I_2}), тобто подих бактеріальних організмів і зоопланктону, залежить від концентрації органічних речовин у воді ($C_{БСК}$) та обчислюється за рівнянням:

$$R_{I_2} = k_{I_2} \cdot C_{БСК}, \quad (3.8)$$

де $C_{БСК}$ – біологічне споживання кисню ($\text{гО}_2 / \text{м}^3$); k_{I_2} – коефіцієнт, що враховує вплив температури води на величину деструкції гетеротрофних організмів планктонної підсистеми ($1/\text{с}$).

Величина коефіцієнту k_{I_2} залежить від концентрації органічної речовини ($C_{БСК}$) та розчиненого у воді кисню (C_{O_2}). Ця залежність встановлена за даними натурних спостережень та має наступний вигляд:

$$k_{I_2} = 0,25 \cdot 10^{-5} \cdot e^{-0,07 \cdot C_{БСК}} \cdot (1 - e^{-0,07 \cdot C_{O_2}}). \quad (3.9)$$

Отже, з урахуванням рівнянь (3.7) – (3.9) розрахунок деструкції органічної речовини планктонної підсистеми (R_I) буде мати вигляд:

$$R_I = r_{I_6} \cdot B_{I_6} + 0,25 \cdot 10^{-5} \cdot e^{-0,07 \cdot C_{БСК}} \cdot (1 - e^{-0,07 \cdot C_{O_2}}) \cdot C_{БСК}. \quad (3.10)$$

Завдання № 2 до практичної роботи № 3

Розрахуйте деструкцію органічної речовини планктонної підсистеми. Варіанти вихідних даних для розрахунку наведено у табл. 3.1 та 3.4, 3.5.

Таблиця 3.5 – Значення $C_{БСК}$ та C_{O_2} у воді за варіантами

№ вар.	1 – 3	4 – 6	7 – 9	10–12	13–15	16–18	19–21	22–24	25–27	28–30
$C_{БСК},$ гО ₂ /м ³	3,30	2,38	2,01	2,05	2,02	1,91	1,85	1,90	1,92	2,09
$C_{O_2},$ гО ₂ /м ³	6,90	6,48	6,45	6,90	7,07	7,32	7,43	7,56	7,74	8,00

Питання для контролю знань з практичної роботи № 3 наведені в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до СРС [11].

4 РОЗРАХУНОК ПРОДУКЦІЇ ВИЩИХ ВОДНИХ РОСЛИН ТА ЇХ СПІВТОВАРИСТВ

Теоретичні положення

До водних рослинних організмів, що створюють органічну речовину та кисень, також відносяться макрофіти, до яких належать і вищі водні рослини (рис. 4.1). Залежно від будови ложа водойми та прозорості води вони поширюються до глибини 2-3 м (іноді до 5-7 м), утворюючи кілька рослинних формацій, кожна з яких має певну, паралельну берегу, смугу.

Вищі водні рослини є невід'ємним середоутворюючим компонентом водних екосистем, оскільки створюють первинну харчову продукцію та розчинений кисень у водоймах в результаті своєї фотосинтетичної діяльності. Саме тому вищі водні рослини відіграють провідну енергетичну роль у функціонуванні гідроекосистем і багато в чому обумовлюють структуру біотичних співтовариств водойм.

Найбільше поширення вищі водні рослини мають у водоймах з уповільненим водообміном – озерах і водосховищах, де, у порівнянні з річками, їхня видова розмаїтість і продукційні показники на багато вищі. У цих водоймах вони створюють (продуцирують) величезну кількість біомаси, що при розпаді (деструкції) відіграє провідну роль в утворенні органічних та мінеральних донних відкладень. Багато рослин при розкладанні, що відбувається після їхнього відмирання, дають водному середовищу найважливіші елементи мінерального харчування.

Співтовариства вищих водних рослин (фітопланктон та мікрофітобентос у заростях) відіграють істотну роль у житті зоопланктону, зообентосу та інших водних організмів – в їх щільних заростях формуються придатні температурні умови та газовий режим, що сприяють розмноженню, інтенсивному зростанню тварин, вони служать їм надійним притулком і захистом від хижаків.

У гідроекосистемах вищі водні рослини виконують декілька життєво важливих, тісно зв'язаних між собою екологічних середоутворюючих і середозахисних функцій – фільтраційну, окисну, мінералізаційну, детоксикаційну, біоційну, акумуляційну (накопичення радіоактивних і інших елементів, важких металів) і інших, які не тільки формують і визначають якість вод у водоймах, але й визначають накопичення і кругообіг хімічних елементів у біоті та донних відкладеннях.

Вищі водні рослини також є субстратом для розвитку обростань – епіфітних угруповань водоростей (періфітону). Періфітон – це тварини та рослини гідробіонти, що живуть прикріпившись до стебелів та листів вищих водних рослин або інших поверхонь, які підіймаються над дном водойми. До періфітону належать найпростіші, водорості, коловертки, хробаки, молюски та личинки багатьох тварин, які є одним з основних індикаторів екологічного стану гідроекосистем.

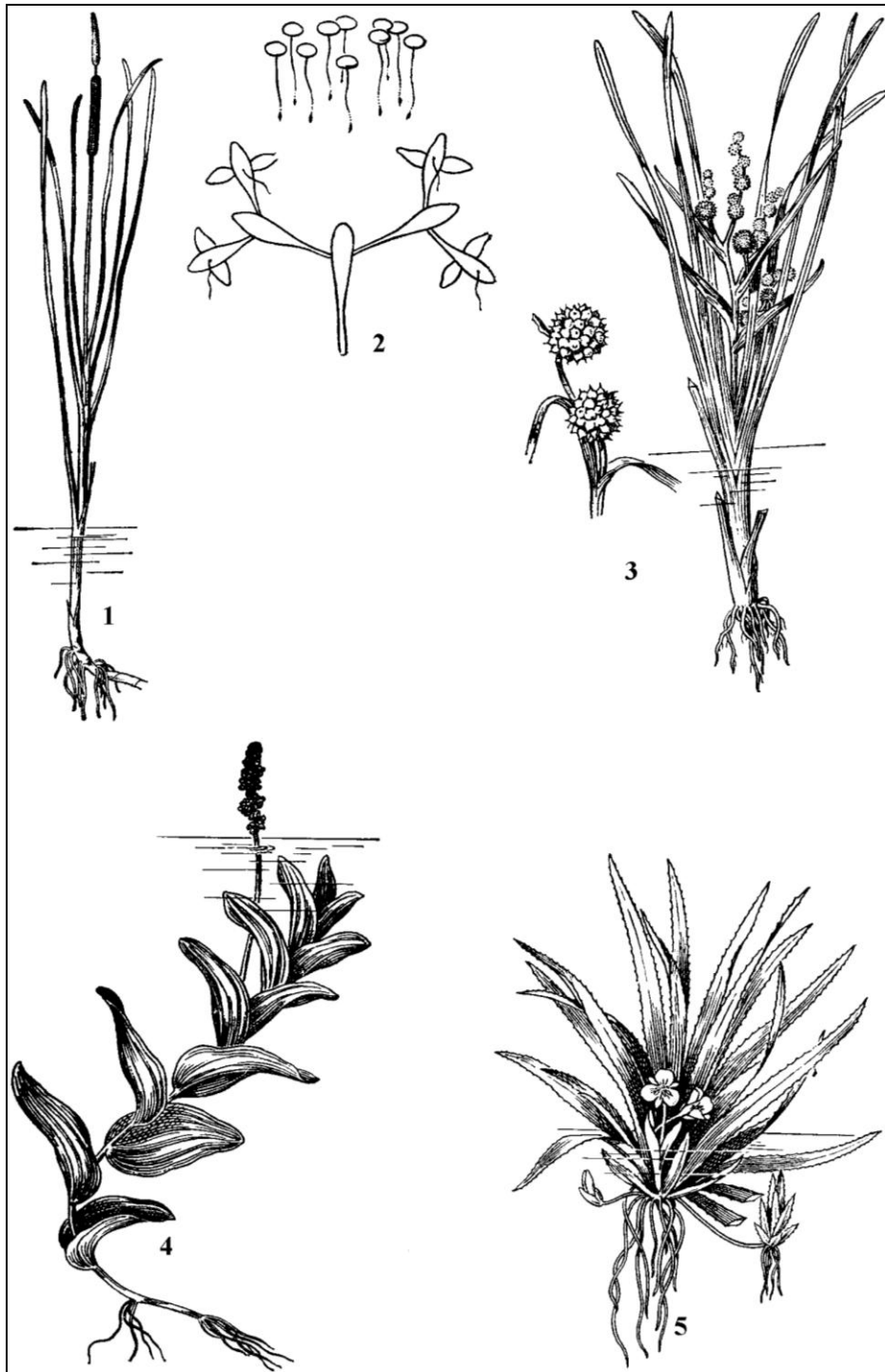
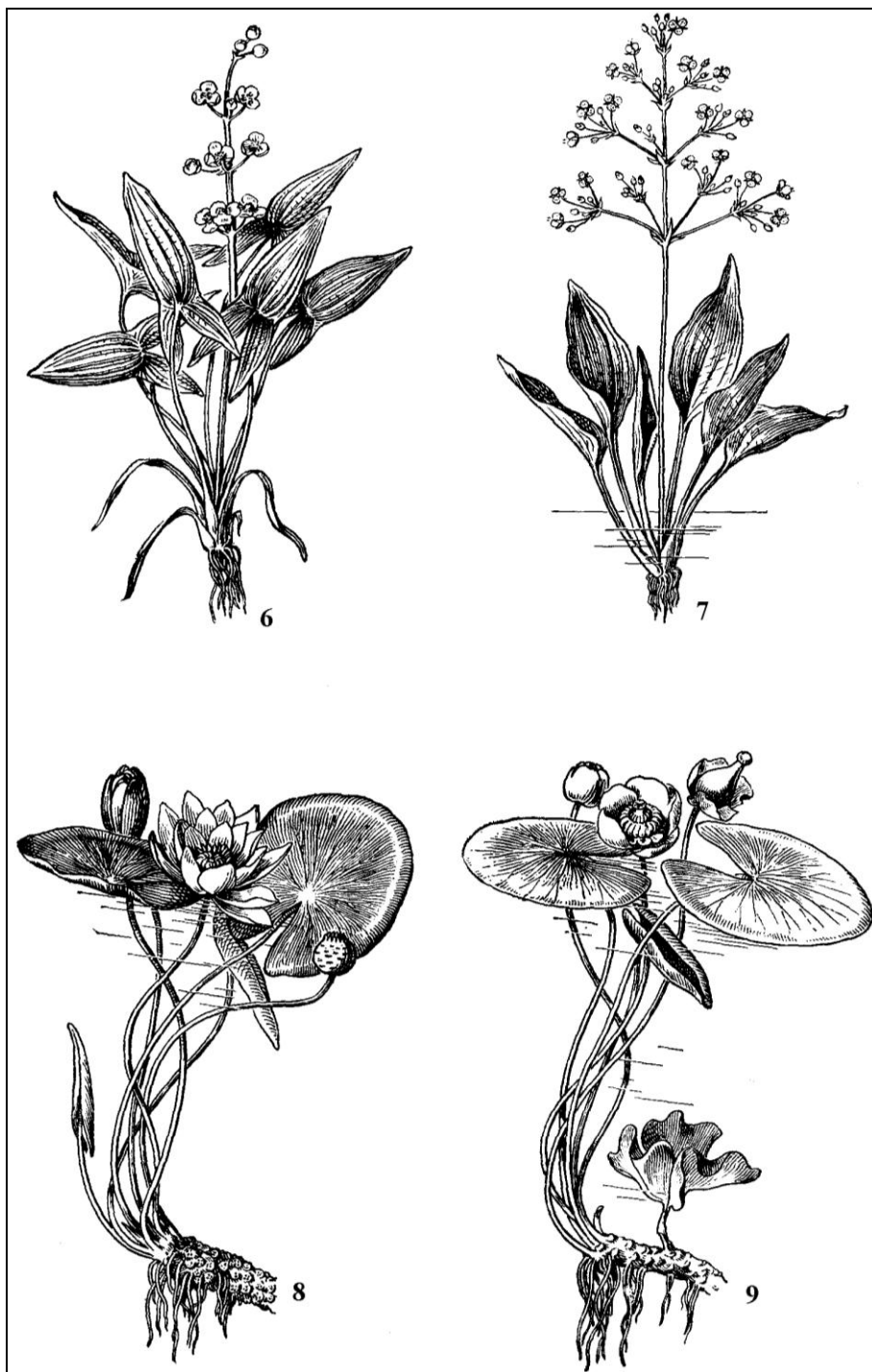


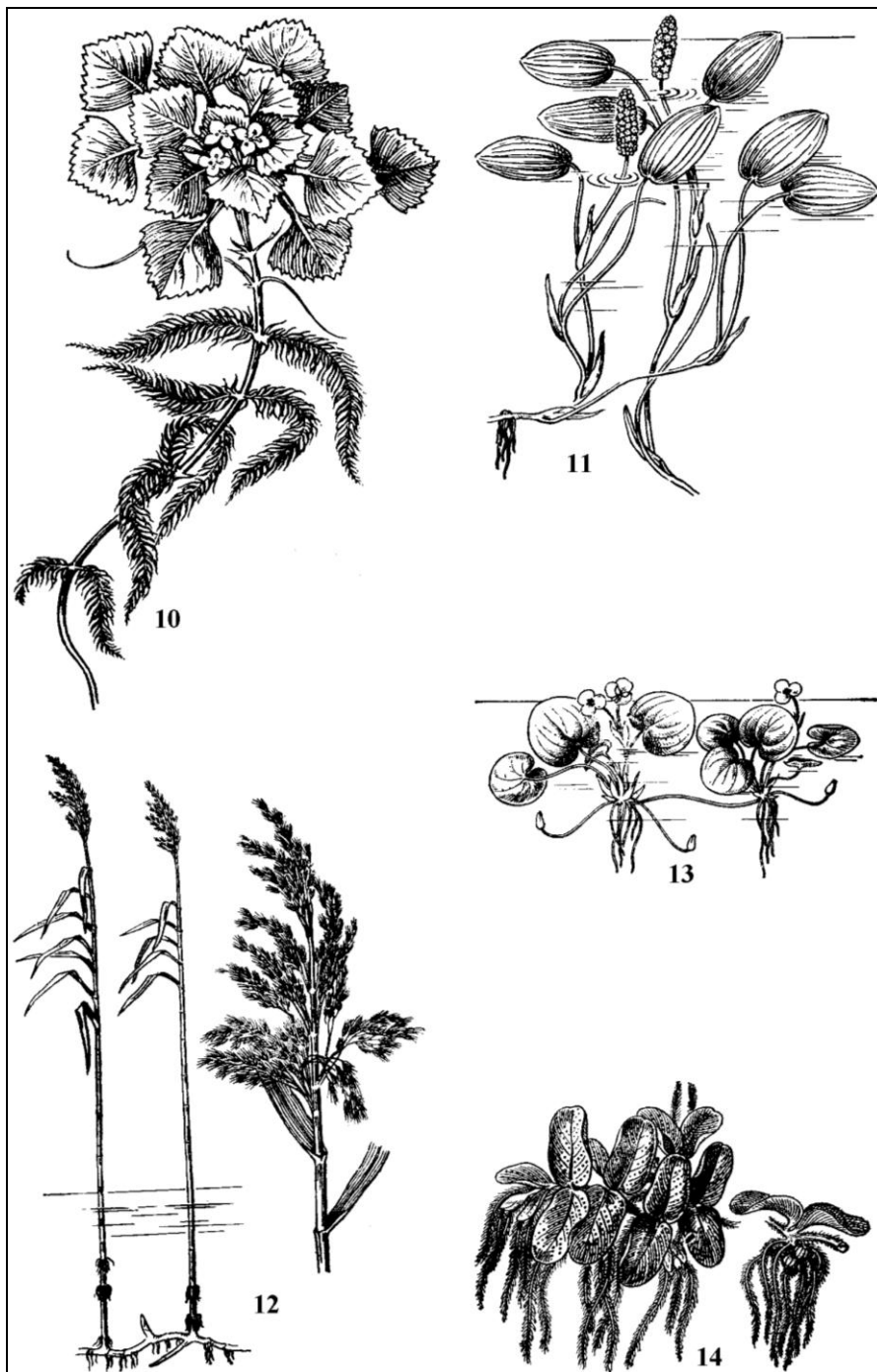
Рис. 4.1 – Найбільш поширені вищі водні рослини водойм України [5]:

1 – Рогоз вузьколистий (*Typha angustifolia*); 2 – Ряска (*Lemna*); 3 – Іжача голівка пряма (*Sparganium erectum*); 4 – Рдесник пронизанолистий (*Potamogeton perfoliatus*); 5 – Водяний різак алоеvidний (*Stratiotes aloides*)



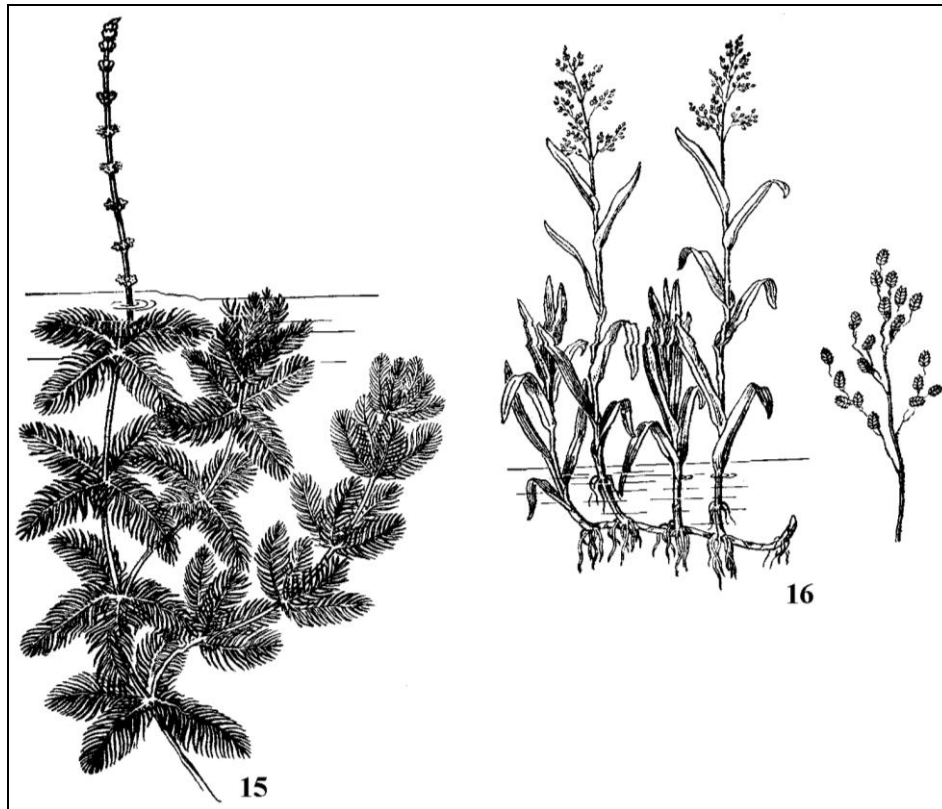
Продовження рис. 4.1 – Найбільш поширені вищі водні рослини
водойм України [5]:

6 – Стрілолист звичайний (*Sagittaria sagittifolia*); 7 – Частуха
подорожникова (*Alisma plantago-aquatica*); 8 – Латаття біле (*Nymphaea*
alba); 9 – Глечик жовтий (*Nuphar luteum*)



Продовження рис. 4.1 – Найбільш поширені вищі водні рослини водойм України [5]:

10 – Водяний горіх плаваючий (*Trapa natans*); 11 – Рдесник плаваючий (*Potamogeton natans*); 12 – Очерет звичайний (*Phragmites australis* або *Phragmites communis*); 13 – Жабурник звичайний (*Hydrocharis morsus-ranae*); 14 – Сальвінія плаваюча (*Salvinia natans*)



Продовження рис. 4.1 – Найбільш поширені вищі водні рослини водойм України [5:

15 – Водопериця колосова (*Myriophyllum spicatum*); 16 – Лепешняк великий (*Glyceria maxima*)

4.1 Обчислення чистої продукції повітряно-водних та занурених вищих водних рослин

Формування підсистеми вищої водної рослинності визначається характером ґрунту ложе водойми та параметрами поперечного перерізу, величиною проточності та водообміну водойми, прозорістю води. Для вищих водних рослин величина чистої продукції (P_{33} – повітряно-водні, P'_{33} – занурені) визначається на основі даних про їх фітомасу (B_{33} , B'_{33}) на 1 м² заростей, величину сирої фітомаси (μ_{33} , μ'_{33}) та значення річного P/B коефіцієнта (P_{33}/B_{33} , P'_{33}/B'_{33}), що у більшості випадків дорівнює 1,2. Фітомаса повітряно-водних рослин, у залежності від їх густоти і висоти, коливається у межах $1-10 \cdot 10^3$ г/м², а занурених – $4-5 \cdot 10^3$ г/м².

Вплив деструкції вищих водних рослин на приріст $C_{БСК}$ оцінюється з урахуванням частки легко доступної для відмирання і розкладання органічної речовини у їхній фітомасі (δ_{33} , δ'_{33}) та тривалості часу деструкції (τ_{33} , τ'_{33}).

З урахуванням викладеного величина чистої продукції вищих водних рослин дорівнює:

$$P_{33} = 1,2 \cdot B_{33} \cdot \delta_{33} \cdot \mu_{33} / \tau_{33},$$

$$P'_{33} = 1,2 \cdot B'_{33} \cdot \delta'_{33} \cdot \mu'_{33} / \tau'_{33},$$
(4.1)

Значення коефіцієнтів δ_{33} і δ'_{33} встановлені експериментальним шляхом та для повітряно-водних рослин (очерет і т.п.) коефіцієнт дорівнює 0,07, а для занурених (рдесник, водопериця і т.п.) він дорівнює 0,15. Час деструкції (надходження у воду і розкладання) для повітряно-водних рослин (τ_{33}) у середньому дорівнює 90 діб, а для занурених (τ'_{33}) – 30 діб.

При розрахунках потрібно враховувати, що розкладання повітряно-водних рослин звичайно відбувається пізно восени (листопад) і навесні (квітень – травень), а занурених – улітку або восени, в залежності від їх вегетаційних циклів. У інший час опадання у воду відмерлих вищих водних рослин має невелике значення.

Розмір сирої фітомаси μ_{33} та μ'_{33} , відповідно, для повітряно-водних рослин складає 0,47, а для занурених 0,11.

Завдання № 1 до практичної роботи № 4

Розрахуйте чисту продукцію вищих водних рослин. Варіанти вихідних даних для розрахунку наведено у табл. 4.1.

Таблиця 4.1 – Значення B_{33} та B'_{33} за варіантами

№ вар.	1 – 3	4 – 6	7 – 9	10–12	13–15	16–18	19–21	22–24	25–27	28–30
B_{33} , г/м ²	$1 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^3$	$3 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^3$	$6 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^3$	$8 \cdot 10^3$	$9 \cdot 10^3$	$10 \cdot 10^3$
B'_{33} , г/м ²	$4 \cdot 10^3$			$4,5 \cdot 10^3$				$5 \cdot 10^3$		

4.2 Обчислення продукції підсистем планктону, мікробентосу та перифітону в співтовариствах вищих водних рослин

Планктонна складова в співтовариствах вищих водних рослин (A_{31}) визначається аналогічно планктонній підсистемі (A_I), з урахуванням зниження продукційної спроможності фітопланктону за рахунок затінення

$$A_{31} = a_{31} \cdot B_{31e} \approx k_{zam} \cdot a_I \cdot B_{1e},$$
(4.2)

де k_{zam} – коефіцієнт, що враховує зниження продукційної спроможності фітопланктону в угрупованні вищих водних рослин за рахунок затінення, та який у середньому дорівнює 0,5.

З урахуванням (4.2), маємо:

$$A_{31} = 0,5 \cdot A_1. \quad (4.3)$$

Деструкція в планктоні (R_{31}) у заростях вищих водних рослин визначається аналогічно підсистемі планктону (R_1), тобто:

$$R_{31} = R_1. \quad (4.4)$$

Первинна продукція мікрофітобентосу в співтовариствах вищих водних рослин (A_{32}), як і планктону, визначається на основі залежностей, властивих підсистемі мікрофітобентосу (A_{21}), з урахуванням зниження продукційної спроможності за рахунок затінення:

$$A_{32} = a_{32} \cdot B_{32\phi} \approx k_{zam} \cdot a_{21} \cdot B_{21\phi}. \quad (4.5)$$

З урахуванням (4.5) та того, що $k_{zam} = 0,5$, маємо:

$$A_{32} = 0,5 \cdot A_{21}. \quad (4.6)$$

Деструкція в мікробентосних співтовариствах вищих водних рослин (R_{32}) обчислюється аналогічно підсистемі мікробентосу (R_{21}), отже:

$$R_{32} = R_{21}. \quad (4.7)$$

Валова первинна продукція перифітону на вищих водних рослинах (A_{34}) утворюється обростаючими водоростями та обчислюється за рівнянням:

$$A_{34} = a_{34} \cdot B_{34\phi} \cdot B_{33}'' , \quad (4.8)$$

де a_{34} – питома продукційна спроможність епіфітних (перифітонних) водоростей ($\text{гО}_2 / (\text{г} \cdot \text{с})$); $B_{34\phi}$ – біомаса (фітомаса) епіфітних водоростей (мг/г); B_{33}'' – фітомаса зануреної частини повітряно-водних та занурених вищих водних рослин (г/м^2), яка в залежності від густоти заростей та типу вищих водних рослин змінюється від 1000 до 6000 г/м^2 .

Аналогічно підсистемі мікрофітобентосу, питома продукційна спроможність епіфітних водоростей має найбільші значення на оптимальній глибині (a_{34o}) та пов'язана з фітомасою перифітону ($B_{34\phi}$) експоненціальною залежністю:

$$a_{34o} = a_{34o \max} \cdot e^{\beta_{34} \cdot B_{34\phi}}. \quad (4.9)$$

Значення параметрів рівняння (4.9) наведено у табл. 4.2.

Таблиця 4.2 – Параметри рівняння (4.9)

№ вар.	Сезон	Тип вищих водних рослин	Діапазон зміни біомаси, $B_{34\theta}$, мг/г, фітомаси зануреної частини вищих водних рослин		Параметри експонент	
			min	max	$a_{340 \max}$, $\text{гO}_2/(\text{г}\cdot\text{с})$	β_{34}
1 – 10	Літо	Повітряно-водні	0,01	1,00	$0,50 \cdot 10^{-5}$	1,20
11 – 15	Весна	Занурені	1,00	8,00	$0,35 \cdot 10^{-5}$	0,17
16 – 20	Весна	Повітряно-водні	0,01	0,50	$1,00 \cdot 10^{-5}$	1,80
21 – 30	Осінь	Повітряно-водні	0,01	0,50	$0,80 \cdot 10^{-5}$	2,75

Як і у мікрофітобентосі, найбільша питома продукційна спроможність епіфітних водоростей ($a_{340 \max}$) спостерігається при мінімальній біомасі ($B_{34\theta \min}$).

Вертикальний розподіл величини питомої продукційної спроможності епіфітних водоростей можна вважати відносно незмінним, що пов'язано зі зменшенням їх біомаси за глибиною (аналогічно підсистемі мікрофітобентосу).

Деструкція органічної речовини в перифітоні на вищих водних рослинах (R_{34}) дорівнює:

$$R_{34} = R_{34\theta} + R_{34z}, \quad (4.10)$$

де $R_{34\theta}$ – деструкція за рахунок подиху епіфітних водоростей, R_{34z} – гетеротрофна деструкція органічної речовини в перифітоні.

Подих епіфітних водоростей ($R_{34\theta}$) дорівнює:

$$R_{34\theta} = r_{34\theta} \cdot B_{34\theta} \cdot B_{33}'' , \quad (4.11)$$

де $r_{34\theta}$ – питомий подих епіфітних водоростей (табл. 4.3).

Таблиця 4.3 – Середні значення питомого подиху епіфітних водоростей ($r_{34\theta}$) в різні сезони року

№ вар.	Сезон	$r_{34\theta}$, $\text{гO}_2/(\text{г}\cdot\text{с})$
1 – 10	Літо	$0,045 \cdot 10^{-5}$
11 – 20	Весна	$0,030 \cdot 10^{-5}$
21 – 30	Осінь	$0,075 \cdot 10^{-5}$

Гетеротрофна деструкція органічної речовини перифітоном на вищих водних рослинах (R_{34e}) залежить від концентрації у воді легкодоступної органічної речовини ($C_{БСК}$):

$$R_{34e} = k_{34e} \cdot C_{БСК}, \quad (4.12)$$

де k_{34e} – коефіцієнт гетеротрофної деструкції, який залежить від концентрації органічної речовини ($C_{БСК}$) та фітомаси зануреної частини вищих водних рослин (B_{33}'').

Зв'язок k_{34e} з $C_{БСК}$ та B_{33}'' виражено експоненціальними залежностями та наведено у вигляді рівнянь:

$$k_{34e} = k_{34e \max} \cdot e^{-0,05 \cdot C_{БСК}}, \quad (5.13)$$

де

$$k_{34e \max} = B_{33}'' \cdot 10^{-8} \cdot e^{-0,00025 \cdot B_{33}''}. \quad (4.14)$$

Таким чином, з врахуванням (4.11) – (4.14) розрахункове рівняння для визначення деструкції органічної речовини в перифітоні на вищих водних рослинах (R_{34}) буде мати вигляд

$$R_{34} = r_{34e} \cdot B_{34e} \cdot B_{33}'' + B_{33}'' \cdot 10^{-8} \cdot e^{-0,00025 \cdot B_{33}''} \cdot e^{-0,05 \cdot C_{БСК}} \cdot C_{БСК}. \quad (4.15)$$

Завдання № 2 до практичної роботи № 4

Необхідно розрахувати первинні продукції підсистем планктону, мікробентосу та перифітону в співтовариствах вищих водних рослин. Варіанти вихідних даних для розрахунків наведено у розділі 3 цього посібника та у табл. 4.1 – 4.4.

Таблиця 4.4 – Значення B_{33}'' за варіантами

№ вар.	1 – 3	4 – 6	7 – 9	10–12	13–15	16–18	19–21	22–24	25–27	28–30
B_{33}'' , г/м ²	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	6000

Питання для контролю знань з практичної роботи № 4 наведені в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до СРС [11].

5 РОЗРАХУНОК РИБНОЇ ПРОДУКЦІЇ

Теоретичні положення

Склад іхтіофауни, наявність тих чи інших видів риб (рис. 6.1), стан популяції промислових видів риб, потенційна рибопродуктивність водних об'єктів та загальна величина вилову з них рибопродукції (реальна або промислова) є важливими характеристиками гідроекосистем, оскільки вони є індикаторами якості води, загального благополуччя або неблагополуччя гідроекосистем та визначають рибогосподарське значення водойм.

Більшість методів обчислення величин потенційної ($P_{p-потенц}$) та промислової ($P_{p-реал}$) рибної продуктивності водойми базується на результатах фактичних спостережень за рибопродукцією, морфометричними характеристиками, гідрологічним, гідрохімічним загальним гідробіологічним та санітарно-гідробіологічним режимами на конкретних водних об'єктах, що виконуються на протязі декількох вегетаційних сезонів [4].

На водоймах, де спостереження за величинами рибної продукції не виконувалися, для їх визначення використовують метод розрахунку “за аналогією”, тобто для невивченого водного об'єкта, з урахуванням даних про валову первинну продукцію фітопланктону, біомасу зоопланктону, гідролого-морфометричні, гідрохімічні характеристики водойми, температурний режим та інші показники, підбирається метод обчислення рибної продукції, який було розроблено за фактичними даними про рибопродукцію на вже дослідженій водоймі з аналогічними величинами валової первинної продукції фітопланктону, біомаси зоопланктону і т.д. [4].

5.1 Орієнтовний розрахунок рибної продукції за фітопланктоном

Визначення рибної продукції за фітопланктоном базується на залежності розміру вилову риби ($P_{p-реал}$, кг/(га·рік)) від величини первинної продукції фітопланктону ($P_{фп}$, кг/(га·рік)), яка встановлена В.В. Бульоном і Г.Г. Вінбергом [4], та виражена наступним лінійним рівнянням

$$P_{p-реал} = 0,001 \cdot (1,8 \pm 0,9) \cdot P_{фп} . \quad (5.1)$$

Середнє значення промислової рибної продукції дорівнює

$$P_{p-реал} = 0,02 \cdot P_{фп} . \quad (5.2)$$

Використовуючи ці рівняння, можна визначити величину очікуваної промислової рибної продукції на водоймі, що досліджується, при відомому значенні первинної продукції фітопланктону за рік.

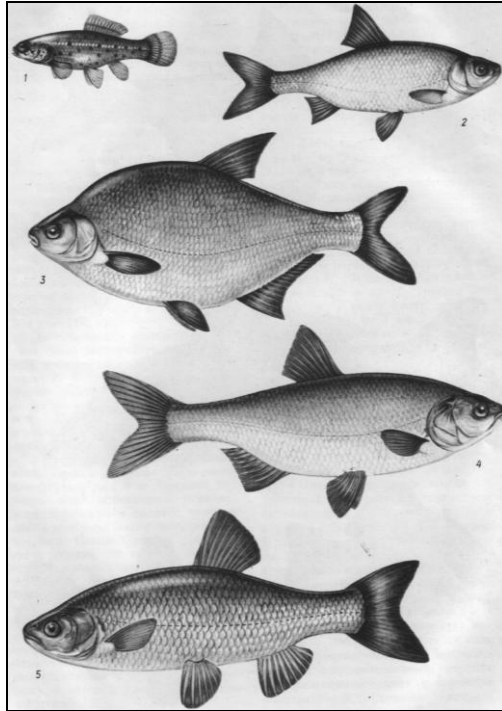
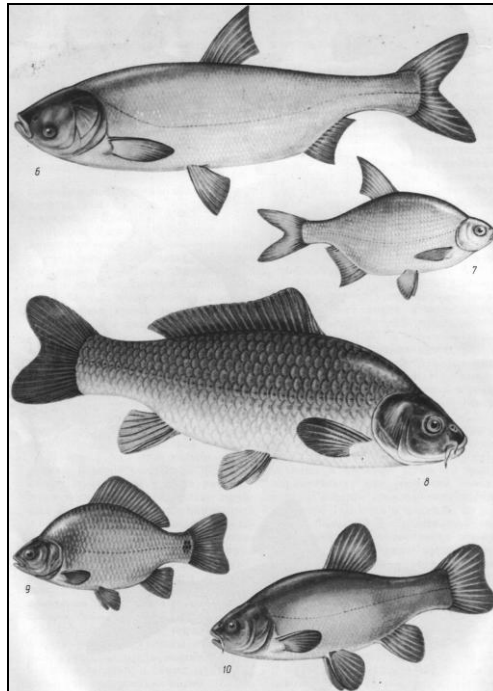
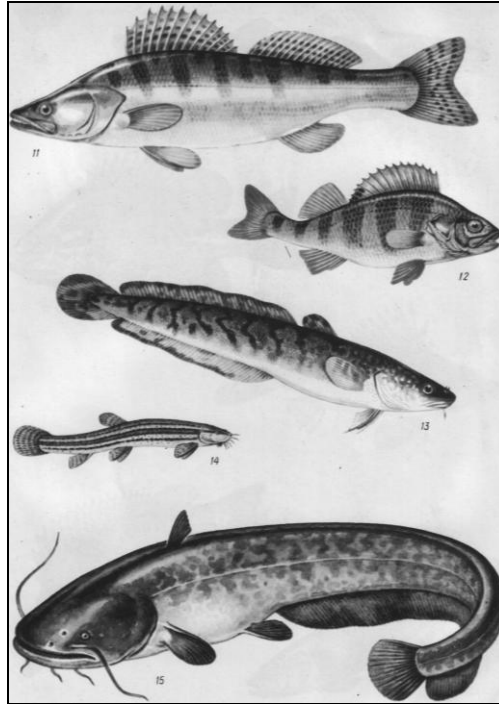


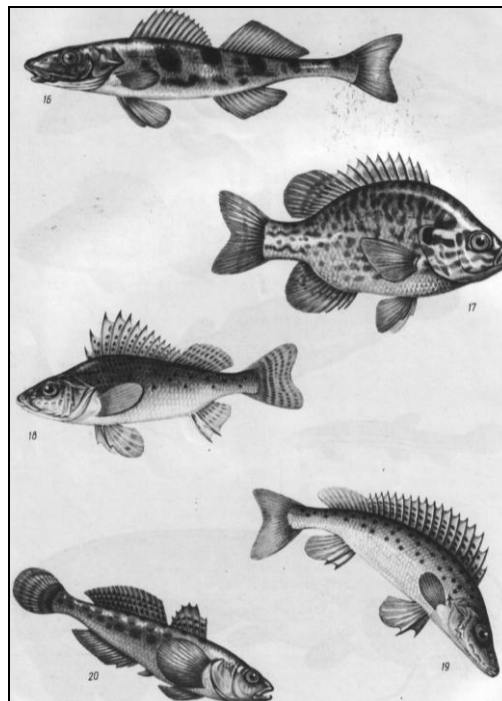
Рис. 5.1 – Характерні риби водойм України [5]:
 1 – Умбра європейська (10 см); 2 – Плотва (50 см); 3 – Лящ (45 см);
 4 – В'язь (60 см); 5 – Шереспер (60 см)



Продовження рис. 5.1 – Характерні риби водойм України [5]:
 6 – Товстолобик білий (100 см); 7 – Густера (25 см); 8 – Сазан (100 см);
 9 – Карась золотий (35 см); 10 – Лин (50 см)



Продовження рис. 5.1 – Характерні риби водойм України [5]:
 11 – Судак (120 см); 12 – Окунь (50 см); 13 – Налим (100 см);
 14 – В'юн (30 см); 15 – Сом (300 см)



Продовження рис. 5.1 – Характерні риби водойм України [5]:
 16 – Чоп великий (50 см); 17 – Сонячна риба (20 см); 18 – Йорж звичайний
 (22 см); 19 – Носар (25 см); 20 – Бичок-пісочник (20 см)

На озерах та водосховищах промислом вилучається тільки частина всієї маси риби у водоймі. Коефіцієнт вилову риби (k_p) може змінюватися на різних водних об'єктах від 0,02 до 0,35, дорівнюючи в середньому 0,1.

Потенційна рибна продуктивність ($P_{p-потенц}$, кг/(га·рік)) дорівнює

$$P_{p-потенц} = P_{p-реал} / k_p . \quad (5.3)$$

З урахуванням середньої величини коефіцієнта k_p та (5.2), рівняння (5.3) має наступний вигляд

$$P_{p-потенц} = 0,2 \cdot P_{\phi n} . \quad (5.4)$$

Завдання № 1 до практичної роботи № 5

Розрахуйте промислову та потенційну рибну продукцію у водоймі за рік. Варіанти вихідних даних для розрахунків наведено у табл. 5.1.

Таблиця 5.1 – Значення $P_{\phi n}$ за варіантами

№ варіанту	1-3	4-6	7-9	10-12	13-15	16-18	19-21	22-24	25-27	28-30
$P_{\phi n}$, кг/(га·рік)	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000

5.2 Розрахунок рибної продукції за зоопланктоном

Обчислення рибної продукції за зоопланктоном базується на даних про середню величину біомаси зоопланктону за вегетаційний період (B_{zn} , кг/га). За даними багаторічних спостережень на різних водоймах величина B_{zn} коливається в межах від 1 до 1000 кг/га та залежить від рівня трофності водойм та характеристик гідрологічного режиму.

Для визначення річної продукції зоопланктону за вегетаційний сезон (P_{znI} , кг/(га·рік)) використовують P/B -коефіцієнт (відношення річної питомої продукції безхребетних до їхньої питомої біомаси, за даними багаторічних спостережень)

$$P_{znI} = 10 \cdot B_{zn} \cdot P_{zn} / B_{zn} . \quad (5.5)$$

Розміри P/B -коефіцієнта зоопланктону в різних водоймах коливаються від 10 до 45 у мирних видів та від 4 до 32 - у хижих планктонних ракоподібних, та в середньому дорівнюють 23.

З урахування середньої величини P/B -коефіцієнта планктону маємо:

$$P_{znI} = 230 \cdot B_{zn} . \quad (5.6)$$

Однак риби використовують тільки частину зоопланктону, яка складає 50-80 % всієї продукції зоопланктону у водоймі.

Для визначення кількості зоопланктону, що йде на корм риbam ($P_{зп2}$) використовують коефіцієнт вживання зоопланктону рибами ($k_{зп1}$), який звичайно дорівнює 0,50-0,80.

За допомогою цього коефіцієнта частка річної продукції зоопланктону, що йде на корм риbam, обчислюється по рівнянню:

$$P_{зп2} = k_{зп1} \cdot P_{зп1} . \quad (5.7)$$

З урахуванням (5.6) а також того, що $k_{зп1}$ у середньому дорівнює 0,65, рівняння (5.7) буде мати вигляд

$$P_{зп2} = 150 \cdot B_{зп} . \quad (5.8)$$

Величина потенційної рибної продуктивності (питома рибна продукція, приріст іхтіомаси) обчислюється за допомогою кормового коефіцієнта ($k_{зп2}$), який виражає відношення якості засвоєного корму (зоопланктону) до приросту іхтіологічної маси риб ($P_{р-потенц}$):

$$P_{р-потенц} = P_{зп2} / k_{зп2} . \quad (5.9)$$

З урахуванням рівняння (6.8) та того, що середнє значення коефіцієнта $k_{зп2}$ (який зазвичай складає 5-10) дорівнює 7,5, рівняння (5.9) буде мати вигляд

$$P_{р-потенц} = 20 \cdot B_{зп} . \quad (5.10)$$

Загальна величина промислової рибопродуктивності ($P_{р-реал}$) розраховується за рівнянням

$$P_{р-реал} = k_p \cdot P_{р-потенц} . \quad (5.11)$$

З урахуванням (6.10) а також того, що середня величина вилова риби в озерах та водосховищах складає близько 0,5 % ($k_p = 0,005$), маємо:

$$P_{р-реал} = 0,1 \cdot B_{зп} . \quad (5.12)$$

Завдання № 2 до практичної роботи № 5

Розрахуйте потенційну та промислову рибну продукцію у водоймі за рік. Варіанти вихідних даних для розрахунків наведено у табл. 5.2.

Таблиця 5.2 – Значення $B_{зп}$ за варіантами

№ вар.	1-3	4-6	7-9	10-12	13-15	16-18	19-21	22-24	25-27	28-30
$B_{зп}$, кг/га	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000

Питання для контролю знань з практичної роботи № 5 наведені в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до СРС [11].

6 РОЗРАХУНОК КИСНЕВОГО РЕЖИМУ В ПОВЕРХНЕВИХ ВОДАХ СУШІ

Теоретичні положення

В попередніх розділах цього посібнику вказано, що концентрація розчиненого у воді кисню залежить від багатьох факторів, таких як сезон року, температура води і повітря, проточність, водообмін та водовідновлення, присутність у водоймах гідрофітов та інших водних організмів, концентрацій органічних та мінеральних речовин і таке інше.

Кисень у воду поступає з припливом води, розчиненням атмосферного кисню і надходженням із зелених водоростей. У даному розділі розглянуті методики розрахунку швидкості розчинення у воді атмосферного кисню та зміни концентрації кисню і БСК в разі попадання у водний об'єкт органічних забруднювальних речовин.

6.1 Обчислення швидкості розчинення атмосферного кисню в поверхневих водах суші

Кількість кисню, розчиненого у воді, залежить від температури води та парціального тиску. При парціальному тиску кисню в атмосферному повітрі на рівні 0,21 ат, в умовах контакту води з повітрям, при атмосферному тиску 760 мм рт. ст., граничний (рівноважний) вміст кисню у воді ($C_{O_2 \text{ рівн}}$, $\text{мгO}_2/\text{дм}^3$) залежить від температури води ($t_{\text{вод}}$, $^{\circ}\text{C}$) і визначається з використанням рівняння

$$C_{O_2 \text{ рівн}} = 14,22 \cdot e^{-0,0219 \cdot t_{\text{вод}}} . \quad (6.1)$$

Концентрація кисню $C_{O_2 \text{ рівн}}$ може бути виражена в $\text{мгO}_2/\text{л}$ або $\text{мгO}_2/\text{дм}^3$.

Зниження концентрації кисню в порівнянні з величинами, розрахованими за рівнянням (6.1), свідчить про забруднення води. У річках, води яких використовуються для господарсько-питного водопостачання, вміст розчиненого кисню не повинен бути менше, ніж $4 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$. При концентрації кисню нижче за $1-1,5 \text{ мгO}_2/\text{дм}^3$ гине риба.

При вмісті кисню (C_{O_2} , $\text{мгO}_2/\text{дм}^3$) нижче рівноважного, відбувається розчинення атмосферного кисню у воді. Швидкість розчинення кисню за добу (A_{O_2} , $\text{мгO}_2/(\text{дм}^3 \cdot \text{д})$) можна розрахувати за рівнянням

$$A_{O_2} = (C_{O_2 \text{ рівн}} - C_{O_2}) \cdot (1 - 10^{-k \cdot T}), \quad (6.2)$$

де k – коефіцієнт аерації, $1/\text{д}$; T – час, д.

Коефіцієнт аерації (k) розраховується за рівнянням

$$k = 0,0417 \cdot \frac{u_{нов}}{h_{сер}} + \frac{\sqrt{V_{сер}}}{h_{сер}^{1,5}}, \quad (6.3)$$

де $u_{нов}$ – швидкість вітру на висоті 2 м над поверхнею води, м/с;
 $h_{сер}$ – середня глибина водойми, м; $V_{сер}$ – середня швидкість течії, м/с.

Завдання № 1 до практичної роботи № 7

Обчисліть за приведеними вище формулами швидкість розчинення атмосферного кисню у воді. Розрахуйте час, необхідний для досягнення рівноважної концентрації кисню у воді при температурі води 20 °С, швидкості вітру 2,5 м/с, швидкості течії 0,25 м/с та різних середніх глибинах водойми: 2 м, 5 м і 10 м. Побудуйте криві накопичення кисню у воді за ходом часу. Проведіть аналіз результатів розрахунку.

Варіанти вихідних даних для розрахунків наведено у табл. 6.1.

Таблиця 6.1 – Значення C_{O_2} за варіантами

№ вар.	1 – 3	4 – 6	7 – 9	10–12	13–15	16–18	19–21	22–24	25–27	28–30
C_{O_2} , мгО ₂ /дм ³	1,00	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,80	1,90

6.2 Розрахунок концентрації кисню при органічному забрудненні річки

У випадках забруднення річкової води органічними відходами, розкладання відходів відбувається під дією бактерій, що використовують розчинений у воді кисень. Концентрацію відходів вимірюють біохімічним споживанням кисню (БСК), що являє собою кількість кисню в мгО₂, необхідну для розкладання відходів в 1 дм³ води ($C_{БСК}$, мгО₂/дм³).

Швидкість розкладання відходів ($A_{БСК}$, мг О₂/(дм³·д)) пропорційна їхній концентрації за умови, що у воді присутня достатня кількість кисню для підтримки цього процесу.

Швидкість розкладання відходів обчислюється за рівнянням

$$A_{БСК} = k_1 \cdot C_{БСК}, \quad (6.4)$$

де k_1 – стала добору кисню, яка в середньому дорівнює 0,50 д⁻¹.

При відсутності органічних відходів концентрація кисню коливається біля рівноважного значення $C_{O_2 \text{ рівн}}$, яке визначають за рівнянням (6.1).

При наявності органічних відходів реальна концентрація кисню у воді C_{O_2} буде нижче від рівноважної $C_{O_2 \text{ рівн}}$. Зниження концентрації кисню його дефіцит D визначається за наступним рівнянням

$$D = C_{O_2 \text{ рівн}} - C_{O_2}. \quad (6.5)$$

Реальна концентрація кисню у воді ($C_{O_2}(T)$, мгО₂/дм³) через деякий час (T , д) з урахуванням рівнянь (7.2) та (7.4) дорівнює

$$C_{O_2}(T) = (A_{O_2} - A_{БСК}) \cdot T. \quad (6.6)$$

Змінна D , через деякий час (T , д), може збільшуватися внаслідок окислювання відходів і зменшуватися внаслідок поглинання кисню поверхнею води.

Таким чином, збільшення (чи зменшення) величини D в річковій воді за час її пробігу відстані від верхнього створу до нижнього (L , км), при незмінних значеннях температури води ($t_{\text{вод}}$, °С) та рівноважної концентрації кисню ($C_{O_2 \text{ рівн}}$, мгО₂/дм³), обчислюється за рівнянням

$$D(T) = C_{O_2 \text{ рівн}} - (A_{O_2} - A_{БСК}) \cdot T, \quad (6.7)$$

де $A_{БСК}$ – характеризує процес окислювання відходів; A_{O_2} – поглинання атмосферного кисню поверхнею води за рахунок аерації.

Відстання L пробігу води з середньою швидкістю течії річки $V_{\text{сер}}$ за час T обчислюється рівнянням

$$L = V_{\text{сер}} \cdot T. \quad (6.8)$$

Отже, при відомих значеннях $V_{\text{сер}}$ і T , з використанням даних розрахунків за рівняннями (6.7) та (6.8), одержимо залежність $C_{O_2} = f(L)$, яка показана на рис. 6.2.

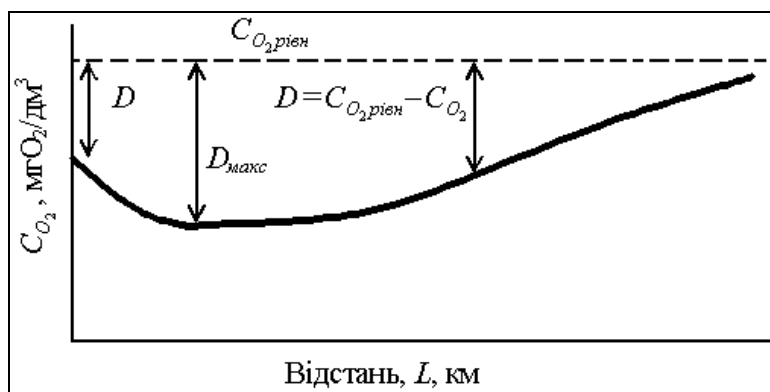


Рис. 6.2 – Залежність концентрації розчиненого кисню C_{O_2} від відстані L

Завдання № 2 до практичної роботи № 6

За наведеними вище формулами можна розрахувати зміни концентрації кисню за довжиною річки.

Побудуйте криву розподілу концентрації кисню за довжиною річки.

Проведіть аналіз результатів розрахунку.

Варіанти вихідних даних для розрахунків наведено у завданні №1 та табл. 6.1. Початкове значення біохімічного споживання кисню $C_{БСК}$ для всіх варіантів дорівнює $0,5 \text{ мгО}_2/\text{дм}^3$. Початкове значення k_1 для всіх варіантів дорівнює $0,50 \text{ д}^{-1}$, зменшуючись на $0,1 \text{ д}^{-1}$ через кожні $0,5$ доби.

Питання для контролю знань з практичної роботи № 6 наведені в робочій програмі дисципліни [10] та методичних вказівках до СРС [11].

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

1. Яцык А.В., Шмаков В.М. Гидроэкология: Монография. – К.: Урожай, 1992. – 192 с.
2. Романенко В.Д., Окснюк В.Н., Жукинский В.Н., Стольберг Ф.Н., Лаврик В.И. Экологическая оценка воздействия гидротехнического строительства на водные объекты: Монография. – К.: Наук. думка, 1990. – 256 с.
3. Романенко В.Д. Основы гидроэкологии: Підручник. – К.: Обереги, 2001. – 728 с.
4. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы: Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1965. – 876 с.
5. Грезе В.Н., Поликарпов Г.Г., Романенко В.Д. и др. Природа Украинской ССР. Моря и внутренние воды: Монография. – К.: Наукова думка, 1987. – 224 с.
6. Екологічне обґрунтування рибогосподарських об'єктів: Методичні вказівки до практичних занять. / Шекк П.В. – Одеса, ОДЕКУ, 2005. – 16 с.
7. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоёмов Украины: Монография. – К.: Наук. думка, 2006. – 384 с.
8. Іваненко О.Г. Гідроекологія: Конспект лекцій. – Одеса, Екологія, 2008. – 88 с.
9. Іваненко О.Г., Белов В.В., Гриб О.М. Практична гідроекологія: Навчальний посібник. – Одеса, ОДЕКУ, 2009. – 75 с.
10. Робоча програма дисципліни «Гідроекологія» для вищих навчальних закладів. / Гриб О.М. – Одеса: ОДЕКУ, 2012. – 33 с.
11. Методичні вказівки для самостійної роботи студентів I курсу (рівні підготовки – спеціаліст і магістр) по дисципліні «Гідроекологія». / Гриб О.М. – Одеса: ОДЕКУ, 2013. – 20 с.