

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
ДО ВИКОНАННЯ КОНТРОЛЬНОЇ РОБОТИ
З ДИСЦИПЛІНИ “ГІДРОФІЗИКА”
ДЛЯ СТУДЕНТІВ-ГІДРОЛОГІВ ІV КУРСУ
ЗАОЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

Одеса 2007

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
ДО ВИКОНАННЯ КОНТРОЛЬНОЇ РОБОТИ
З ДИСЦИПЛІНИ “ГІДРОФІЗИКА”
ДЛЯ СТУДЕНТІВ-ГІДРОЛОГІВ ІV КУРСУ
ЗАОЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

“Затверджено”
на засіданні робочої групи
методичної ради “Заочна
та післядипломна освіта”

Одеса 2007

Збірник методичних вказівок до виконання контрольної роботи з дисципліни “Гідрофізика” / доц. Крес Л.Є. – Одеса, ОДЕКУ, 2007, 31 с.

Збірник призначений для студентів IV курсу заочної форми навчання за спеціальністю “Гідрологія та гідрохімія”.

Зміст

Передмова	4
Завдання 1. Розрахунок теплопередачі від води до повітря крізь снігольодяний покрив.....	5
Завдання 2. Розрахунок розподілу температури води по глибині під льодом слабопроточного водосховища.....	9
Завдання 3. Розрахунок довжини ополонки.....	15
Завдання 4. Розрахунок наростання товщини льоду.....	25
Перелік питань для самоконтролю.....	29
Вихідні дані.....	30

Передмова

Мета збірника методичних вказівок до виконання контрольної роботи з дисципліни “Гідрофізика” – вивчення фізичних процесів у водних об’єктах суші – нагрівання, охолодження, льодоутворення тощо.

Завдання – вироблення у студентів розуміння суті фізичних процесів, що протікають у водоймах суші, термічного та льодового режимів.

Після виконання завдань студенти повинні:

- **знати** основні фізичні властивості природних вод; тепловий баланс водойм; процес льодоутворення; особливості термічного режиму водосховищ.

- **вміти** виконувати розрахунки рівняння теплового балансу та його складників; розрахунки температури води та товщини льодяного покриву.

Для успішного засвоєння дисципліни необхідні знання та вміння з дисциплін “Фізична гідрологія”, “Вища математика”, “Фізика”.

Гідрофізика є частиною загальної гідрології, це розділ геофізики, який вивчає фізичні процеси гідросфери, фізичні якості природних вод суші, фізичні процеси у водних об’єктах суші, такі як нагрівання та охолодження, льодоутворення, випаровування тощо.

Гідрофізика має велике значення при проектуванні гідротехнічних та інших господарських споруд, при складанні прогнозів термінів встановлення та руйнування льодяного покриву, при складанні водогосподарських балансів водосховищ тощо.

Отримані студентами знання і вміння використовуються при вивченні таких дисциплін, як “Гідрологічні прогнози”, “Гідрологічні розрахунки”, “Меліоративна гідрологія”, “Водогосподарські розрахунки”.

Методичні вказівки містять такі завдання:

1. Розрахунок теплопередачі від води до повітря крізь снігольодяний покрив.
2. Розрахунок розподілу температури води по глибині під льодом слабопроточного водосховища.
3. Розрахунок довжини ополонки.
4. Розрахунок наростання товщини льоду.

Вихідні дані: метеорологічні умови, морфометричні та гідрологічні характеристики наведені за варіантами (остання цифра залікової книжки).

Контрольна робота виконується в учнівському зошиті, графічні матеріали – у зошиті або на міліметровці, або на ПОЕМ. Всі розрахунки виконуються у системі СІ.

Завдання 1. Розрахунок теплопередачі від води до повітря крізь снігольодяний покрив

Водоймища покриті тришаровою снігольодяною товщею, що утримує шар снігу, який щойно випав, затверділого снігу та льоду (рис. 1.1)

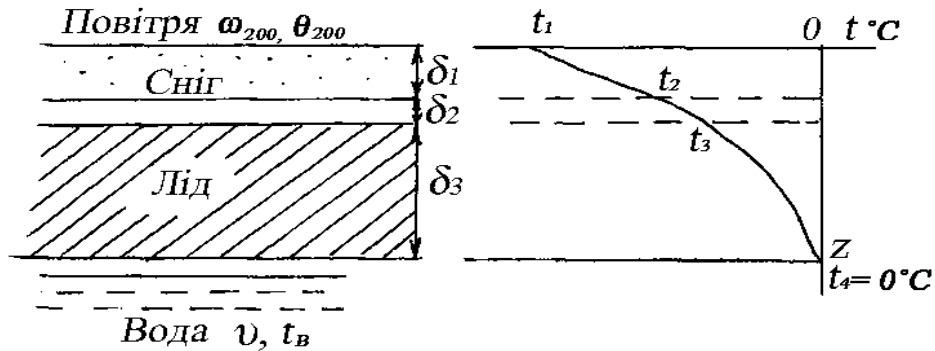


Рисунок 1.1 - Схема снігольодяної товщі та крива залежності $t = f(z)$

При припущенні, що у першій декаді січня спостерігається стаціонарний температурний режим, необхідно:

- 1) розрахувати питомий тепловий потік q крізь снігольодяну товщу;
- 2) розрахувати значення температури на границях розділу окремих шарів t_1, t_2, t_3 ;
- 3) побудувати графік розподілу температури $t = f(z)$.

Вихідні дані:

1. Товщина шару снігу, який щойно випав δ_1 , товщина шару затверділого снігу $\delta_2=0.05$ м, товщина льоду $\delta_3=0.20$ м.
2. Щільність відповідних шарів снігу: ρ_1 та $\rho_2=500$ кг/м³.
3. Метеорологічні дані: середньодекадні значення температури повітря θ та швидкості вітру ω на висоті 2 м у першій декаді січня.
4. Температура води під льодом $t_e=0.5$ °С, швидкість течії $v=0.1$ м/с.

Пояснення до завдання

Питомий тепловий потік (Вт/м²) визначається за формулою:

$$q = \frac{t_e - \theta}{\frac{1}{\alpha_1} + \frac{1}{\alpha_2} + \sum_{i=1}^n \frac{\delta_i}{\lambda_i}}, \quad (1.1)$$

де t_g - температура води під льодом, °С;

θ - температура повітря на висоті 2 м, °С;

α_1 - коефіцієнт тепловіддачі від води до нижньої поверхні льоду (Вт/м² °С), визначається за формулою:

$$\alpha_1 = 348(1 + 6\sqrt{v}); \quad (1.2)$$

де v - середня швидкість руху води під льодом, м/с;

α_2 - коефіцієнт тепловіддачі від снігу до повітря (Вт/м² °С), визначається за формулою:

$$\alpha_2 = 23.2\sqrt{\omega + 0.3}; \quad (1.3)$$

де ω - швидкість вітру на висоті 2 м, м/с;

δ_i - товщини шарів снігу та льоду, м;

λ_i - коефіцієнти теплопровідності шарів снігу та льоду, Вт/м² °С.

Коефіцієнти теплопровідності снігу залежать від його щільності і визначаються за формулами:

$$\lambda_{сн} = 2.85 \cdot 10^{-6} \cdot \rho_{сн}^2, \text{ Вт/м} \cdot \text{°С} \quad \text{при } \rho_{сн} < 350 \text{ кг/м}^3, \quad (1.4)$$

де $\rho_{сн}$ - щільність снігу;

$$\lambda_{сн} = 3.56 \cdot 10^{-6} \cdot \rho_{сн}^2, \text{ Вт/м} \cdot \text{°С} \quad \text{при } \rho_{сн} > 350 \text{ кг/м}^3. \quad (1.5)$$

Значення коефіцієнта теплопровідності льоду - $\lambda_l = 2.24$ Вт/м °С.

При розрахунку температур на межах розділу шарів треба мати на увазі, що при стаціонарному температурному режимі теплові потоки в окремих шарах рівні між собою та дорівнюють значенню q , тобто $q_1 = q_2 = q_3 = q$. Треба також мати на увазі, що температура води на границі розділу вода-лід дорівнює 0 °С.

Визначаючи питомий тепловий потік крізь шар льоду за законом Фур'є, можна розрахувати температури на межі між шарами товщі за формулою:

$$t_n = t_1 - q \left(\frac{\delta_1}{\lambda_1} + \frac{\delta_2}{\lambda_2} + \dots + \frac{\delta_n}{\lambda_n} \right). \quad (1.6)$$

За результатами розрахунку будується графік розподілу температури по товщині снігольодяного покриву.

Приклад розрахунку

Вихідні дані:

1. Товщина шару снігу $\delta_1 = 0.07$ м, товщина шару затверділого снігу $\delta_2 = 0.05$ м, товщина льоду $\delta_3 = 0.20$ м.
2. Щільність відповідних шарів снігу $\rho_1 = 220$ кг/м³, $\rho_2 = 500$ кг/м³.
3. Метеорологічні дані: $\theta = -22$ °С; $\omega = 4.0$ м/с.
4. Температура води під льодом $t_g = 0.5$ °С.
5. Швидкість течії $v = 0.1$ м/с.

Порядок виконання

1. Обчислюємо коефіцієнт тепловіддачі від води до нижньої поверхні льоду за формулою (1.2):

$$\alpha_1 = 348(1 + 6\sqrt{0.1}) = 1008 \text{ Вт/м}^2 \text{ °С.}$$

2. Обчислюємо коефіцієнт тепловіддачі від снігу до повітря за формулою (1.3):

$$\alpha_2 = 23.2\sqrt{4 + 0.3} = 48.1 \text{ Вт/м}^2 \text{ °С.}$$

3. Коефіцієнти теплопровідності снігу визначаються за формулами (1.4) та (1.5):

$$\lambda_1 = 2.85 \cdot 10^{-6} \cdot (220)^2 = 0.14 \text{ Вт/м °С,}$$

$$\lambda_2 = 3.56 \cdot 10^{-6} \cdot (500)^2 = 0.89 \text{ Вт/м °С.}$$

4. За формулою (1.1) визначаємо питомий тепловий потік:

$$q = \frac{0.5 - (-22)}{\frac{1}{1008} + \frac{1}{48.1} + \frac{0.07}{0.14} + \frac{0.05}{0.89} + \frac{0.20}{2.24}} = 34.1 \text{ Вт/м}^2.$$

5. Тепловий потік надходить з водної маси до нижньої поверхні льоду, тому розрахунок температури на межі між шарами снігольодяної товщі виконується за формулами:

$$t_3 = t_4 - q \frac{\delta_3}{\lambda_3},$$

$$t_2 = t_4 - q \left(\frac{\delta_2}{\lambda_2} + \frac{\delta_3}{\lambda_3} \right),$$

$$t_1 = t_4 - q \left(\frac{\delta_1}{\lambda_1} + \frac{\delta_2}{\lambda_2} + \frac{\delta_3}{\lambda_3} \right),$$

$$t_3 = 0.5 - 34.1 \cdot \frac{0.20}{2.24} = -2.5 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$t_2 = 0.5 - 34.1 \left(\frac{0.05}{0.89} + \frac{0.20}{2.24} \right) = -4.3 \text{ } ^\circ\text{C}$$

$$t_1 = 0.05 - 34.1 \left(\frac{0.07}{0.14} + \frac{0.05}{0.89} + \frac{0.20}{2.24} \right) = -21.7 \text{ } ^\circ\text{C}$$

6. За результатами розрахунку температур будується графік розподілу їх по товщині снігольодяної товщі (рис. 1.1).

Література

1. Винников С.Д., Проскуряков В.В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 248 с.
2. Методичні вказівки до виконання контрольної роботи з курсу “Гідрофізика “ для студентів-гідрологів 4 курсу заочного факультету. – Одеса, ОГМІ, 1998. – 14 с.

Завдання 2. Розрахунок розподілу температури води по глибині під льодом слабопроточного водосховища

Рівняння теплопровідності одномірного температурного поля при нестационарному режимі має вигляд [2]:

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}. \quad (2.1)$$

Простим методом рішення цього рівняння є метод кінцевих різниць. Рівняння (2.1) у кінцевих різницях записується так:

$$\frac{\Delta t}{\Delta \tau} = a_T \frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2}, \quad (2.2)$$

де Δt - зміна температури на рівні z за інтервалом часу $\tau_{i+1} - \tau_i = \Delta \tau$;
 a_T - коефіцієнт турбулентної теплопровідності;

$\frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2}$ - друга похідна температури по глибині z у момент часу τ_i .

При вирішенні конкретної задачі повинні бути задані:

1) початкові умови – розподіл температури по глибині у початковий момент часу: при $\tau = 0$; $t = f_1(z)$;

2) межові умови – значення температури на поверхні ($z=0$) у різні інтервали часу: при $z=0$; $t = f_2(z)$;

3) глибина водойми (одномірна задача);

4) значення коефіцієнта турбулентної теплопровідності - a .

Значення похідних температури у (2.2) зазначаються такими співвідношеннями:

$$\frac{\Delta t}{\Delta \tau} = \frac{t_{z,\tau_{i+1}} - t_{z,\tau_i}}{\Delta \tau}; \quad (2.3)$$

$$\frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2} = \frac{\left| \frac{\Delta t}{\Delta z} \right|_{II} - \left| \frac{\Delta t}{\Delta z} \right|_I}{\Delta z} = \frac{\left[\frac{t_{(z-\Delta z),\tau} - t_{z,\tau_i}}{\Delta z} \right] - \left[\frac{t_{z,\tau_i} - t_{(z-\Delta z),\tau_i}}{\Delta z} \right]}{\Delta z}, \quad (2.4)$$

де t_{z,τ_i} та $t_{z,\tau_{i+1}}$ - температура на рівні z у момент часу τ_i та τ_{i+1} ;

$t_{z-\Delta z}$ та $t_{z+\Delta z}$ - температура на рівні $z - \Delta z$ та $z + \Delta z$ у момент часу τ_i .
Якщо інтервали глибин Δz рівні, рівняння (2.4) набуває вигляду:

$$\frac{\Delta^2 t}{\Delta z^2} = \frac{t_{(z+\Delta z),\tau_i} - 2t_{z,\tau_i} + t_{(z-\Delta z),\tau_i}}{\Delta z}. \quad (2.5)$$

Підставивши (2.3) та (2.4) в (2.2), маємо:

$$\frac{t_{z,\tau_{i+1}} - t_{z,\tau_i}}{\Delta t} = \frac{2a_T \Delta \tau}{\Delta z^2} \left(\frac{t_{(z+\Delta z),\tau_i} + t_{(z-\Delta z),\tau_i}}{2} - t_{z,\tau_i} \right) - t_{z,\tau_i}; \quad (2.6)$$

$$t_{z,\tau_{i+1}} = \frac{2a_T \Delta \tau}{\Delta z^2} \left(\frac{t_{(z+\Delta z),\tau_i} + t_{(z-\Delta z),\tau_i}}{2} - t_{z,\tau_i} \right) - t_{z,\tau_i}. \quad (2.7)$$

Коефіцієнт $\frac{2a_T \Delta \tau}{\Delta z^2}$ можна підібрати, змінюючи $\Delta \tau$ і Δz так, щоб він дорівнював одиниці (умова Шмідта), тоді

$$t_{z,\tau_{i+1}} = \frac{t_{(z+\Delta z),\tau_i} + t_{(z-\Delta z),\tau_i}}{2}. \quad (2.8)$$

Після інтенсивного вітрового перемішування води у водосховищі почалось його замерзання. О сьомій годині 1 грудня спостерігався розподіл температури, зображений на рис. 2.1 (крива 1). Треба розрахувати, через скільки годин (діб) встановлюється стаціонарний режим, тобто лінійний розподіл температури (рис. 2.1, крива 2).

Побудувати графіки розподілу температури по глибині $t = f(z)$ за окремими моменти часу.

Вихідні дані:

1. Глибина водосховища H , ширина поперечного перерізу B , витрата води Q .
2. Початкова температура води t_n у момент замерзання τ_0 .
3. Теплообмін водної маси з дном $q_{\partial H}$.

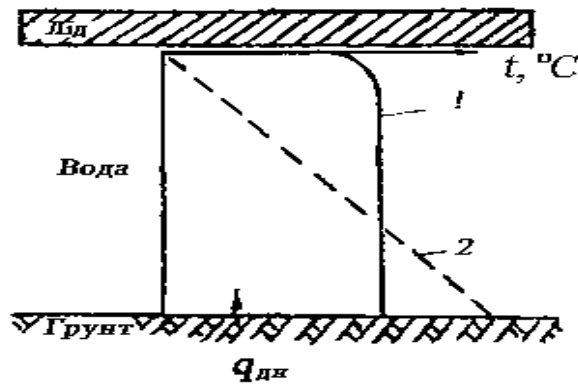


Рисунок 2.1 – Початковий (1) та розрахунковий (2) розподіл температури за глибиною водосховища

Пояснення до завдання

Коефіцієнт турбулентної теплопровідності λ визначається за формулою К.І. Росінського [1]:

$$\lambda_T = 1.16\sqrt{0.1q^2 + 0.521H^3} + 0.5, \quad (2.9)$$

де q - питома витрата води, м³/год;
 H - глибина водосховища, м;

$$q = \frac{Q}{B}, \quad (2.10)$$

де Q - витрата води, м³/с;
 B - ширина, м.

Коефіцієнт турбулентної температуропровідності розраховується по відношенню:

$$a_T = \frac{\lambda_T}{C \cdot \rho}, \quad (2.11)$$

де C та ρ - відповідно питома теплоємність та густина води.

Далі необхідно визначити, на яких глибинах і для якого часу буде виконуватись розрахунок температури води. Інтервал глибин $\Delta z=1$ м задається для глибини водосховища 4-5 м, $\Delta z=2$ м – для більших глибин.

Використовуючи умови Шмідта [1]

$$\frac{2a\Delta\tau}{\Delta z^2} = 1, \quad (2.12)$$

розраховуємо інтервали часу $\Delta\tau$.

Тепер необхідно записати межові умови. На поверхні розділу вода-лід температура води стала і дорівнює 0°C (межові умови першого роду):

$$t|_{z=0} = 0^\circ\text{C} \quad (2.13)$$

На нижній межі (на дні) задається густина теплового потоку від ґрунту до водної маси $q_{\partial H}$. Це межові умови другого роду

$$q_{\partial H} = \lambda_T \left. \frac{\Delta t}{\Delta z} \right|_{z=H}, \quad (2.14)$$

де $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ - градієнт температури води у придонному шарі. Якщо

$$\Delta t = t|_{z=H} - t|_{z=H-\Delta z}, \quad (2.15)$$

то маємо температуру води на дні водойми

$$t|_{z=H} = t|_{z=H-\Delta z} + \frac{q_{\partial H}}{\lambda_T} \Delta z. \quad (2.16)$$

У цьому відношенні $t|_{z=H-\Delta z}$ - температура води на глибині $H - \Delta z$, яка розраховується за формулою (2.8).

Розрахунок температури води треба виконувати одночасно на заданих глибинах Δz , $2\Delta z$ і т.д. і у визначні моменти часу τ_0 , $\tau_0 + \Delta\tau$, $\tau_0 + 2\Delta\tau$ тощо, де τ_0 - початковий момент часу (сьома година 1 грудня). Розрахунки виконуються у табл. 2.1.

За результатами розрахунків будуються графіки розподілу температури води по глибині $t = f(z)$ для окремих моментів часу.

Таблиця 2.1 – Розрахунок температури води за методом кінцевих різниць

z	τ		
	τ ₀	τ ₀ + Δτ	τ ₀ + 2Δτ
0			
Δz			
2 Δz			
3 Δz			
...			
H			

Приклад розрахунку

Вихідні дані:

$H=5$ м; $B=250$ м; $Q=30$ м³/с; $t_n=1.4$ °С; $q_{\partial H}=30$ Вт/м².

Порядок виконання

1. Коефіцієнт турбулентної теплопровідності:

$$\lambda_T = 1.16\sqrt{0.1 \cdot 432^2 + 0.521 \cdot 5^3} + 0.5 = 159 \text{ Вт/м}^2,$$

де $q = \frac{30}{250} = 0.12 \text{ м}^2/\text{с} = 432 \text{ м}^2/\text{ГОД}$.

2. Коефіцієнт турбулентної температуропровідності:

$$a = \frac{159}{4.2 \cdot 10^3 \cdot 10^3} = 37.9 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с},$$

де $C=4.2 \cdot 10^3$ Дж/кг · °С ; $\rho=1000$ кг/м³.

3. $\Delta z=1$ м, $\Delta t = \frac{1}{2 \cdot 37.9 \cdot 10^{-6}} \approx 4$ год.

4. Температура води на поверхні розділу вода-лід дорівнює 0 °С, а на глибині 5 м дорівнює:

$$t|_{z=5} = t|_{z=4} + \frac{30}{159} \cdot 1 = 1.4^{\circ} + 0.2^{\circ}.$$

5. За результатами розрахунків (табл. 2.2) будуються графіки розподілу температури води по глибині $t = f(z)$ для окремих моментів часу (рис. 2.2)

Таблиця 2.2 - Розрахунок температури води

z	τ					
	τ_0	1.XII-11 г.	1.XII-15 г.	1.XII-19 г.	1.XII-23 г.	2.XII-3 г.
0	0	0	0	0	0	0
Δz	1.4	0.7	0.7	0.6	0.6	0.5
$2\Delta z$	1.4	1.4	1.1	1.1	1.0	1.0
$3\Delta z$	1.4	1.4	1.5	1.4	1.4	1.4
$4\Delta z$	1.4	1.5	1.6	1.7	1.7	1.7
H	1.6	1.7	1.8	1.9	1.9	1.9

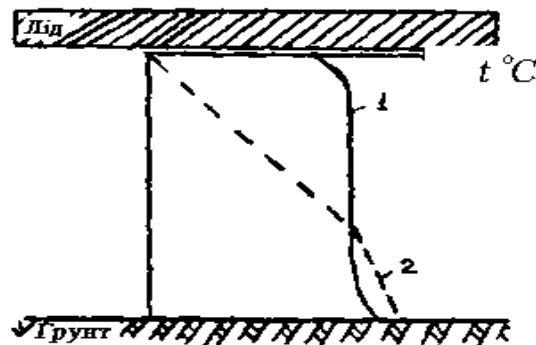


Рисунок 2.2 - Початковий (1) та розрахунковий (2) розподіл температури за глибиною водосховища

Під льодом стаціонарний режим буде спостерігатися 2 грудня о 3 годині.

Література

1. Винников С.Д., Проскуряков В.В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. – 248 с.
2. Гопченко Є.Д., Крес Л.Є. Теплообмін у водних об'єктах. – Одеса, 1997. – 103 с.

Завдання 3. Розрахунок довжини ополонки

В період льодоставу на річках можуть зберігатися відкриті простори води серед льодяного покриву, так звані ополонки. Вони утворюються під дією динамічних та термічних факторів.

Ополонки динамічного походження виникають на порогах, стремнинах та в нижніх б'єфах ГЕС. Вони можуть зберігатися протягом усієї зими і є осередками шуги, яка заноситься під лід та спричиняє утворення зажорів.

Ополонки термічного утворення виникають у місцях виходу теплих ґрунтових та промислових вод, у нижніх б'єфах гребель ГЕС та верхів'ях річок, що витікають з озер та водосховищ внаслідок притоку тепліших вод.

При роботі ГЕС вода з водосховища скидається у нижній б'єф. У зимових умовах утворюється ополонка. Треба розрахувати довжину цієї ополонки (рис. 3.1).

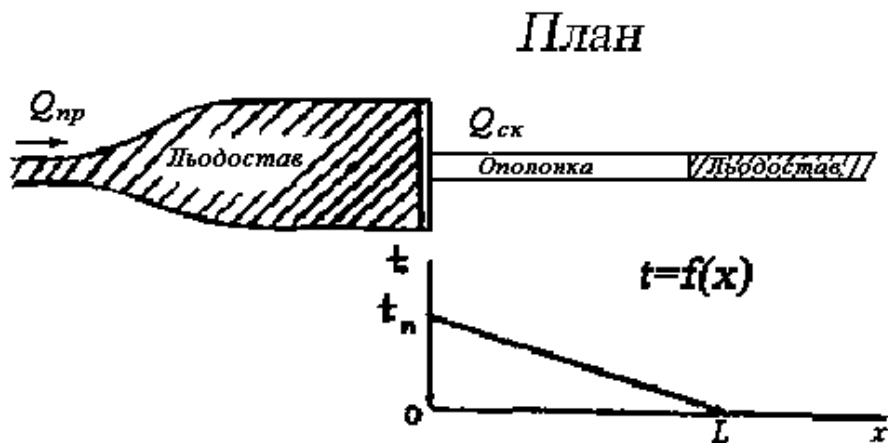


Рисунок 3.1 – Схема розрахунку довжини ополонки

Вихідні дані:

1. Місцеположення водосховища (φ° півн. ш.) та розрахунковий період – перша декада січня.
2. Витрата та температура води, яка скидається, відповідно Q та t_g .
3. Ширина річки у нижньому б'єфі $b = 0.1B$; B - ширина річки.
4. Метеорологічні дані: температура та парціальний тиск водяної пари повітря, відповідно t_{200} та e_{200} , швидкість вітру ω_{200} , загальна хмарність N_3 , нижньої хмарності немає.

Пояснення до завдання

Довжина ополонки розраховується за рівнянням теплового балансу [1]:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} = \frac{\sum_1^n S}{C \cdot \rho \cdot q_v}, \quad (3.1)$$

де q_v - питома витрата води, м³/год,

$$q_v = \frac{Q}{b}; \quad (3.2)$$

C - питома теплоємність, $4.2 \cdot 10^3$ Дж/кг·с;

ρ - густина води, 1000 кг/м³;

$\sum_1^n S$ - теплообмін водної поверхні з атмосферою, Вт/м², що складається з радіаційного балансу, тепловіддачі на випаровування та конвективного теплообміну.

Розрахунок теплових потоків $\sum_1^n S$ (теповіддача) виконується за формулами [2]:

1. Радіаційний баланс обчислюється за формулою П.П. Кузьміна:

$$R = (S_{np} + S_{pp})_o (1 - A) C' - S_{ef}, \quad (3.3)$$

де $(S_{np} + S_{pp})_o$ - пряма та розсіяна сонячна радіація при безхмарному небі, визначається за табл. 3.1;

A - коефіцієнт відбиття або альbedo підстильної поверхні, визначається за табл. 3.2.

C' - поправка на хмарність, визначається за формулою:

$$C' = (1 - 0.14N_z - 0.53N_H), \quad (3.4)$$

де N_z , N_H - відповідно загальна та нижня хмарність в долях від одиниці

Таблиця 3.1 – Сумарна сонячна радіація $(S_{np} + S_{pp})_o$ при альбедо $A=0$
в залежності від широти місцевості

Широта, ° п.ш.	Місяць											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
40	114	160	220	280	317	330	320	287	236	178	126	101
42	104	151	213	276	316	331	320	285	230	169	116	92
44	94	142	205	271	315	333	320	283	224	160	107	81
46	85	131	197	266	314	333	320	279	217	151	98	72
48	74	122	188	260	312	334	320	276	211	143	87	63
50	65	112	179	255	311	334	319	272	204	134	78	55
52	55	102	170	249	307	333	317	267	197	124	66	45
54	45	92	162	243	305	333	316	263	188	115	59	37
56	36	84	152	237	301	333	314	258	180	106	51	29
58	27	73	143	230	299	333	313	254	172	97	43	22
60	19	64	134	222	297	333	313	249	164	87	35	15

Таблиця 3.2 – Значення середнього за добу альбедо водної поверхні A

Місяць	Хмарність		Градуси південної широти		
	N_z	N_H	40	50	60
1	2	3	4	5	6
I	0	0	0.13	0.20	0.27
	5	0	0.12	0.17	0.24
	5	5	0.13	0.18	0.25
	10	0	0.08	0.09	0.09
	10	5	0.08	0.09	0.09
	10	10	0.08	0.08	0.08
II	0	0	0.09	0.12	0.19
	5	0	0.08	0.11	0.17
	5	5	0.09	0.11	0.19
	10	0	0.08	0.09	0.09
	10	5	0.08	0.08	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
III	0	0	0.06	0.08	0.11
	5	0	0.06	0.08	0.11
	5	5	0.07	0.08	0.12
	10	0	0.07	0.08	0.09
	10	5	0.08	0.08	0.08

Продовження таблиці 3.2

Місяць	Хмарність		Градуси південної широти		
	N_3	N_H	40	50	60
1	2	3	4	5	6
	10	10	0.08	0.08	0.08
IV	0	0	0.05	0.06	0.08
	5	0	0.06	0.06	0.08
	5	5	0.06	0.07	0.09
	10	0	0.06	0.07	0.08
	10	5	0.07	0.07	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
V	0	0	0.05	0.05	0.07
	5	0	0.05	0.06	0.07
	5	5	0.05	0.06	0.07
	10	0	0.06	0.06	0.07
	10	5	0.06	0.07	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
VI	0	0	0.05	0.05	0.07
	5	0	0.05	0.06	0.07
	5	5	0.05	0.06	0.07
	10	0	0.06	0.06	0.07
	10	5	0.06	0.07	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
VII	0	0	0.05	0.05	0.07
	5	0	0.05	0.06	0.07
	5	5	0.05	0.06	0.07
	10	0	0.06	0.06	0.07
	10	5	0.06	0.07	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
VIII	0	0	0.05	0.06	0.07
	5	0	0.05	0.06	0.07
	5	5	0.05	0.06	0.07
	10	0	0.06	0.06	0.07
	10	5	0.06	0.07	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
IX	0	0	0.06	0.07	0.10
	5	0	0.06	0.07	0.09
	5	5	0.06	0.07	0.09
	10	0	0.07	0.08	0.08
	10	5	0.07	0.08	0.08

Продовження таблиці 3.2

Місяць	Хмарність		Градуси південної широти		
	N_3	N_H	40	50	60
1	2	3	4	5	6
	10	10	0.08	0.08	0.08
X	0	0	0.08	0.10	0.14
	5	0	0.08	0.09	0.12
	5	5	0.08	0.09	0.13
	10	0	0.08	0.08	0.08
	10	5	0.08	0.08	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08
XI	0	0	0.11	0.17	0.26
	5	0	0.10	0.15	0.22
	5	5	0.11	0.16	0.24
	10	0	0.09	0.09	0.09
	10	5	0.08	0.09	0.09
	10	10	0.08	0.08	0.08
XII	0	0	0.13	0.20	0.26
	5	0	0.12	0.16	0.22
	5	5	0.12	0.18	0.26
	10	0	0.08	0.08	0.09
	10	5	0.08	0.08	0.08
	10	10	0.08	0.08	0.08

S_{ef} - ефективне випромінювання визначається за формулою:

$$S_{ef} = \varepsilon\sigma T_n^4 - (0.62 + 0.05\sqrt{e_{200}})(1 + 0.12N_3 + 0.12N_H)\varepsilon\sigma T_{200}^4, \quad (3.5)$$

де ε - відносна випромінююча здатність довгохвильової радіації (для води $\varepsilon=1.0$, для снігу $\varepsilon=0.99$, для льоду $\varepsilon=0.95$);

σ - стала Стефана-Больцмана;

T_n та T_{200} - абсолютна температура підстильної поверхні та температура повітря на висоті 200 см над підстильною поверхнею;

σT^4 - визначається за таблицею 3.3;

e_{200} - абсолютна вологість повітря на висоті 200 см;

Таблиця 3.3 - Значення σT^4 , Вт/м² (позитивна температура)

Темпе- ратура, °C	Десяті частки градуса									
	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
0	321	321	322	322	322	323	323	323	324	324
1	324	326	326	326	327	327	328	328	329	329
2	330	330	330	331	333	333	334	334	334	335
3	335	335	336	336	336	337	337	338	338	340
4	340	340	341	341	341	342	342	343	344	344
5	344	344	345	345	345	347	347	348	348	349
6	349	350	350	351	351	351	352	352	353	354
7	355	355	356	356	357	358	358	358	359	359
8	359	361	361	362	363	363	363	363	363	364
9	365	365	366	366	366	367	368	369	370	370
10	370	371	371	372	372	373	374	374	374	375
11	376	377	377	377	378	379	379	379	380	380
12	381	382	383	383	384	384	385	385	386	386
13	386	387	387	388	388	389	390	391	391	391
14	392	392	393	393	393	394	394	395	396	397
15	397	397	398	398	399	399	400	401	401	401
16	402	403	404	404	405	405	406	406	407	407
17	408	408	409	411	411	412	412	412	413	413
18	414	414	415	416	417	418	418	418	419	419
19	420	420	421	421	422	422	422	423	424	424
20	426	426	426	427	428	428	428	429	429	430
21	430	431	432	433	433	434	434	435	435	436
22	437	437	438	439	440	441	441	442	442	443
23	443	443	444	445	445	446	447	448	448	449
24	449	450	450	451	452	452	452	453	454	455
25	455	456	457	457	458	458	459	459	460	461
26	462	462	463	463	464	464	465	465	466	466
27	467	468	469	470	470	471	471	472	472	473
28	473	474	475	476	477	477	477	478	478	478
29	479	480	481	482	483	484	484	485	485	486

Продовження таблиці 3.3
(негативна температура)

Темпе- ратура, °С	Десяті частки градуса									
	0	- 0.1	- 0.2	- 0.3	- 0.4	- 0.5	- 0.6	- 0.7	- 0.8	- 0.9
- 0	318	317	316	316	316	315	314	314	313	313
- 1	313	313	312	312	312	311	310	310	309	309
- 2	308	308	307	307	306	306	306	306	305	305
- 3	304	304	303	302	302	302	301	301	300	300
- 4	299	298	298	298	298	297	297	296	296	295
- 5	295	294	294	294	293	293	292	292	292	292
- 6	290	290	290	289	289	289	288	288	287	287
- 7	286	286	286	285	285	284	284	283	283	282
- 8	282	282	281	281	280	280	279	279	278	278
- 9	278	277	277	276	276	276	276	275	275	274
- 10	274	273	273	272	272	272	271	271	270	270

2. Втрата теплоти на випаровування обчислюється за формулою В.А. Римши та Р.В. Донченко:

$$S_g = 2.95(e_o - e_{200})(K + \omega_{200}), \quad (3.6)$$

де e_o - максимальна пружність водяної пари при температурі поверхні, визначається за табл. 3.4;

e_{200} та ω_{200} - відповідно абсолютна вологість та швидкість вітру на висоті 200 см;

K - коефіцієнт, що залежить від різниці температур води та повітря Δt (табл. 3.5).

Таблиця 3.4 – Максимальна пружність водяної пари e_o

Температура води, °С	e_o , мбар	Температура води, °С	e_o , мбар
0	6.1	17	19
2	7.1	20	23
5	8.7	22	26
7	10.0	25	32
10	12	27	36
12	14	30	42

Таблиця 3.5 – Значення коефіцієнта K

Δt	K	Δt	K	Δt	K	Δt	K
0	1.28	4	2.10	12	3.33	30	4.35
1	1.54	5	2.56	15	3.56	40	4.60
2	1.80	8	2.80	20	3.84		
3	2.10	10	3.08	25	4.10		

3. Конвективний теплообмін обчислюється за формулою В.А. Римши та Р.В. Донченко:

$$S_k = 1.89(t_{нов} - t_{200})(K + \omega_{200}), \quad (3.7)$$

де $t_{нов}$ та t_{200} - відповідно температура поверхні води та повітря на висоті 200 см.

У зимових умовах усі складники мають від'ємний знак – відбувається тепловіддача від водної поверхні в атмосферу. Тому температура води по довжині ополонки буде знижуватись і на відстані L від греблі буде дорівнювати 0 °С. Таким чином, довжина ополонки L дорівнює довжині Δx , де відбувається зниження температури на $\Delta t = 0 - t_n$, де t_n - початкова температура води.

До розрахункових формул входить температура поверхні води $t_{нов}$ та тиск насиченої водяної пари e_o , що залежить від $t_{нов}$. Це значно ускладнює розрахунок, але в зв'язку з тим, що діапазон змінення температури води Δt малий, за температуру поверхні води $t_{нов}$ можна прийняти сталі значення, яке дорівнює середньому значенню температури на ділянці Δx :

$$t_{сер} = \frac{t_n + 0}{2} = 0.5t_n. \quad (3.8)$$

Довжина ополонки обчислюється за формулою:

$$\Delta x = \frac{\Delta t \cdot C \cdot \rho \cdot q_e}{\sum_1^n S}. \quad (3.9)$$

Приклад розрахунку

Вихідні дані:

1. Місцезположення водосховища $\varphi=50^\circ$ півн. ш., розрахунковий період – перша декада січня.
2. Витрата води $Q = 30 \text{ м}^3/\text{с}$, початкова температура води $t_n=1.4^\circ$.
3. Ширина річки – 250 м.
4. Ширина річки у нижньому б'єфі $b=0.1 B=0.1 \cdot 250=25 \text{ м}$.
5. Метеорологічні дані: $t_{200} = - 22 \text{ }^\circ\text{C}$, $e_{200}=0.8 \text{ мб}$, $w_{200}=4.0 \text{ м/с}$, $N_3=1.0$, нижньої хмарності немає.

Порядок виконання

1. За формулою (3.2) обчислюємо питому витрату води:

$$q_v = \frac{30}{25} = 1.2 \text{ м/с}^2.$$

2. За формулою (3.8) обчислюємо температуру поверхні води:

$$t_{нов} = \frac{1.4 + 0}{2} = 0.7 \text{ }^\circ\text{C}.$$

3. Зниження температури:

$$\Delta t = 0^\circ - 1.4^\circ = -1.4^\circ.$$

4. Розрахунок теплових потоків:

а) за формулою (3.3)

$$R = 65(1 - 0.09) \cdot (1 - 0.14 \cdot 1.0) - 323 + (0.62 + 0.05\sqrt{0.8}) \times \\ \times (1 + 0.12 \cdot 1) \cdot 226 = -105 \text{ Вт/м}^2;$$

б) за формулою (3.6):

$$S_g = 2.95(6.55 - 0.8)(3.9 + 4.0) = -134 \text{ Вт/м}^2;$$

в) за формулою (3.7)

$$S_{\kappa} = 1.89 \cdot [0.7 - (-22)] \cdot (0.39 + 4.0) = -339 \text{ Вт/м}^2;$$

$$\text{г) } \sum S = R + S_{\theta} + S_{\kappa} = -578 \text{ Вт/м}^2.$$

5. Довжина ополонки за формулою (3.9) дорівнює:

$$\Delta x = \frac{(-1.4) \cdot 4.2 \cdot 10^3 \cdot 10^3 \cdot 1.2}{-578} = 12.2 \text{ км.}$$

Література

1. Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика. – Л: Гидрометеиздат, 1988. – 248 с.
2. Гопченко Є.Д., Крес Л.Є. Теплообмін у водних об'єктах. Одеса, 1997 – 103 с.
3. Мишон В.М. Практическая гидрофизика. – Л: Гидрометеиздат, 1983. 176 с.

Завдання 4. Розрахунок наростання товщини льоду

Після встановлення льодоставу нарощення льоду на водоймі залежить від потоків теплоти, яка витрачається, виходячи крізь лід в атмосферу та приходить знизу з водної товщі. Якщо потік теплоти з води до підльодяної поверхні буде меншим за потік теплоти крізь лід в атмосферу, спостерігається нарощення льоду. Найінтенсивніше лід нарощується в перші дві-три декади після встановлення льодоставу. У цей час лід та сніг на ньому мають незначну товщу і можуть пропускати тепловий потік, який значно перевищує потік теплоти з водної товщі до нижньої поверхні льоду. У наступні часи наростання льоду поступово зменшується. Чим вище тепловіддача дна водойми, тим лід тонший. У місцях виходу теплої води тепловіддача зростає, що може перевищити теплопотік крізь лід в атмосферу, і тому виникають ополонки.

Протягом зими лід деформується, pojawiaються тріщини. Термічні тріщини виникають при різких добових змінах температури поверхневих шарів льоду, якщо на ньому відсутній сніг, а також під дією вітру – динамічні тріщини. Лід на водоймах має шарову будову. На поверхні води лежить водний кристалічний найпрозоріший лід, на якому при виході води тріщинами з проталою водою утворюється мутно-білий малої прозорості водно-сніговий лід. При таненні та подальшому замерзанні на льоду та снігу виникає сніговий лід.

Товщина льоду у водоймах залежить від гідрометеорологічних умов зими, розмірів водойм, характеру берегової лінії.

Утворення льоду на водоймі почалося 1 грудня. Розрахувати товщину льоду наприкінці грудня, якщо біля берега лід укритий снігом.

Вихідні дані:

1. Меторологічні дані: середньодекадні значення температури повітря θ_{200} та швидкість вітру ω_{200} за першу декаду грудня; протягом двох наступних декад температура повітря знижувалась за градієнтом $0.8\text{ }^\circ\text{C}$ за добу, а швидкість вітру не змінювалась.

2. Дані щодо висоти та щільності снігу на льоду біля берега: у першу декаду снігу не було; у другу декаду $h_{сн}=0.08\text{ м}$; у третю $h_{сн}=0.12\text{ м}$; щільність снігу дорівнює ρ_1 .

Пояснення до завдання

Для розрахунку товщини льоду використовуються такі формули [1]:

$$h_l = -A + \sqrt{(A + h_{l_0})^2 - \frac{2\theta_{200}\lambda}{L_{кр} \cdot \rho_l} (\tau - \tau_0)}. \quad (4.1)$$

Якщо снігу немає

$$h_{л} = -\frac{\lambda_{л}}{\alpha_{л}} + \sqrt{\left(\frac{\lambda_{л}}{\alpha_{л}}\right)^2 + h_{л_0}^2 + 2h_{л_0} \frac{\lambda_{л}}{\alpha_{л}} - \frac{2\theta_{200}\lambda_{л}}{L_{кр} \cdot \rho_{л}} (\tau - \tau_0)}, \quad (4.2)$$

де

$$A = \frac{\lambda_{л}}{\alpha_{сн}} + h_{сн} \frac{\lambda_{л}}{\lambda_{сн}}; \quad (4.3)$$

де $\lambda_{л}$ - коефіцієнт теплопровідності льоду, дорівнює 2.24 Вт/м °С;
 $\alpha_{л}$ - коефіцієнт тепловіддачі від поверхні льоду до повітря (при відсутності снігу на льоду), Вт/м² °С:

$$\alpha_{л} = 5.8\sqrt{\omega_{200} + 0.3}, \quad (4.4)$$

де ω_{200} - швидкість вітру;

$\alpha_{сн}$ - коефіцієнт тепловіддачі від поверхні снігу до повітря, Вт/м² °С:

$$\alpha_{сн} = 23.2\sqrt{\omega_{200} + 0.3}; \quad (4.5)$$

$h_{л_0}$ - початкова товщина льоду (на початок розрахункового періоду τ_0), м;

$L_{кр}$ - питома теплота кристалізації, $L_{кр} = 33.3 \cdot 10^4$ Дж/кг;

$\lambda_{сн}$ - коефіцієнт теплопровідності снігу, визначається за формулами:

- при $\rho \leq 350$ кг/м³

$$\lambda_{сн} = 2.85 \cdot 10^{-6} \cdot \rho_{сн}^2 \text{ Вт/м } ^\circ\text{С}; \quad (4.6)$$

- при $\rho > 350$ кг/м³

$$\lambda_{сн} = 3.56 \cdot 10^{-6} \cdot \rho_{сн}^2 \text{ Вт/м } ^\circ\text{С}; \quad (4.7)$$

$\rho_{сн}$ - щільність снігу, кг/м³;

θ_{200} - середньодекадні значення температури повітря;

$h_{сн}$ - висота снігу, м;

$\rho_{л}$ - щільність льоду, кг/м³.

Розрахунок виконується по декадних інтервалах часу, що дозволяє розрахувати товщини льоду на кінець кожної декади. Для першої декади $h_{л_0}$ дорівнює нулю. Для наступних декад за початкову товщину льоду береться значення товщини льоду, розраховане на кінець попередньої декади.

Приклад розрахунку

Вихідні дані:

1. Метеорологічні дані: $\theta_{200} = -9 \text{ }^\circ\text{C}$; $\omega_{200} = 5.0 \text{ м/с}$.
2. I декада – $h_{сн} = 0$; II декада – $h_{сн} = 0.08 \text{ м}$; III декада – $h_{сн} = 0.12 \text{ м}$; $\rho_{сн} = 240 \text{ кг/м}^3$; $\lambda_{л} = 2.24 \text{ Вт/м }^\circ\text{C}$; $L_{кр} = 33.3 \cdot 10^4 \text{ Дж/кг}$; $L_{кр} = 33.3 \cdot 10^4 \text{ Дж/кг}$; $\rho_{л} = 917 \text{ кг/м}^3$.
3. Для першої декади $h_{л_0} = 0$.

Порядок виконання

1. За формулою (4.4) коефіцієнт тепловіддачі від поверхні льоду до повітря (при відсутності снігу на льоду):

$$\alpha_{л} = 5.8\sqrt{5.0 + 0.3} = 13.4 \text{ Вт/м}^2 \cdot ^\circ\text{C}.$$

2. За формулою (4.5) коефіцієнт тепловіддачі від поверхні снігу до повітря:

$$\alpha_{сн} = 23.2\sqrt{5.0 + 0.3} = 53.4 \text{ Вт/м}^2 \cdot ^\circ\text{C}.$$

3. За формулою (4.2) товщина льоду на кінець I декади:

$$h_{л_1} = -\frac{2.24}{13.4} + \sqrt{\left(\frac{2.24}{13.4}\right)^2 + 0 + 0 - \frac{2 \cdot (-9) \cdot 2.24}{33.3 \cdot 10^4 \cdot 917} \cdot 10 \cdot 86400} = 0.20 \text{ м}.$$

4. За формулою (4.6):

$$\lambda_{сн} = 2.85 \cdot 10^{-6} \cdot (240)^2 = 0.16 \text{ Вт/м }^\circ\text{C}$$

5. За формулою (4.3) параметр A для II декади:

$$A = \frac{2.24}{53.4} + 0.08 \frac{2.24}{0.16} = 1.13.$$

6. За формулою (4.1) товщина льоду на кінець II декади при $\theta_{200} = -9^\circ - 8^\circ = -17^\circ$:

$$h_{л II} = -1.13 + \sqrt{(1.13 + 0.20)^2 - \frac{2 \cdot (-17) \cdot 2.24}{33.3 \cdot 10^4 \cdot 917} 10 \cdot 86400} = 0.28 \text{ м.}$$

7. За формулою (4.3) параметр A для III декади:

$$A = \frac{2.24}{53.4} + 0.12 \frac{2.24}{0.16} = 1.68.$$

8. За формулою (4.1) товщина льоду на кінець III декади при $\theta_{200} = -17^\circ - 8.8^\circ = -25.8^\circ \text{C}$:

$$h_{л III} = -1.68 + \sqrt{(1.68 + 0.20)^2 - \frac{2 \cdot (-25.8) \cdot 2.24}{33.3 \cdot 10^4 \cdot 917} 10 \cdot 86400} = 0.37 \text{ м.}$$

Література

1. Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика. – Л.: Гидрометеоздат, 1988. - 248 с.
2. Мишон В.М. Практическая гидрофизика. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – 176 с.

Перелік питань для самоконтролю

1. В чому полягає фізична основа теплового балансу?
2. Назвіть основні складники рівняння теплового балансу.
3. Що таке “радіаційний баланс”?
4. Що таке “ефективне випромінювання”?
5. Як визначаються складники рівняння теплового балансу?
6. При яких умовах розраховується тепловий потік крізь снігольодяний покрив?
7. Як розраховуються коефіцієнти теплопровідності снігу?
8. Від яких факторів залежать коефіцієнти тепловіддачі?
9. Як визначається температура на межі між шарами снігольодяної товщі?
10. Яке диференційне рівняння покладено в основу розрахунку розподілу температури води по глибині під льодом водосховища?
11. В чому полягає метод кінцевих різниць?
12. Як розраховуються коефіцієнти теплопровідності та температуропровідності?
13. Які параметри визначаються за допомогою умов Шмідта?
14. Як визначається градієнт температури у придонному шарі?
15. Як утворюються ополонки динамічного та термічного утворення?
16. Яке рівняння покладено для розрахунку довжини ополонки?
17. Назвіть умови, при яких спостерігається нарощення льоду на його нижній поверхні.
18. Поясніть вплив снігового покриву на процес нарощення льоду.
19. Від яких факторів залежить товщина льоду на водоймах?
20. Як визначаються коефіцієнти тепловіддачі?
21. Що таке “еквівалентна” товщина льоду?
22. Поясніть отримані результати розрахунку товщини льоду.

Вихідні дані

Водосховище розташовано на широті $\varphi=50^\circ$ півн. ш.

Розрахунковий період: грудень-січень

Таблиця 1- Характеристики водосховища

Варіант	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Глибина, H м	4	4	5	5	5	8	8	10	10	10
Ширина, B м	200	200	250	250	250	400	400	500	500	500
Витрата, Q м ³ /с	10	15	20	25	30	50	55	65	70	75

Таблиця 2 – Метеорологічні дані (середньодекадні значення температури повітря θ_{200} , парціальний тиск водяної пари e_{200} , швидкість вітру ω_{200} , загальна хмарність N_z)

Варіант	Період часу	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
θ_{200} , °С	Перша декада січня	- 14	- 16	- 18	- 20	- 22	- 24	- 26	- 28	- 30	- 32
e_{200} , гПа		2.2	1.7	1.3	1.0	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.3
ω_{200} , м/с		5.6	5.2	4.8	4.4	4.0	3.6	3.2	2.8	2.4	2.0
N_z , у долях від одиниці		1.0	1.0	0.5	0.5	1.0	1.0	0.5	0.5	0	0
θ_{200} , °С	Перша декада грудня	- 5	- 6	- 7	- 8	- 9	- 10	- 11	- 12	- 13	- 14
ω_{200} , м/с		6.6	6.2	5.8	5.4	5.0	4.6	4.2	3.8	3.4	3.0

Таблиця 3 – Характеристики шару снігу, який щойно випав,
товщина δ_1 , щільність ρ_1

Варіант	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
δ_1 , м	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.08	0.09	0.09
ρ_1 , кг/м ³	140	160	180	200	220	240	160	280	300	320

Таблиця 4 – Початкова температура води

Варіант	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
t_n , °C	1.2	1.2	1.4	1.4	1.4	1.8	1.8	2.0	2.0	2.0

Таблиця 5 – Теплообмін водної маси з дном

Варіант	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$q_{\text{дн}}$, Вт/м ²	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ
ДО ВИКОНАННЯ КОНТРОЛЬНОЇ РОБОТИ
З ДИСЦИПЛІНИ “ГІДРОФІЗИКА”
ДЛЯ СТУДЕНТІВ-ГІДРОЛОГІВ ІV КУРСУ
ЗАОЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ

Укладач: доц. Крес Л.Є.

Підписано до друку
Ум. друк. арк.

Формат
Тираж

Папір
Зам. №

Надруковано з готового оригінал-макета

Одеський державний екологічний університет
65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15