

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до практичних занять

з дисципліни «**Фізика ґрунтів**»

Напрямок підготовки:

6.040105 Гідрометеорологія

ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ ТР2

« Агрометеорологія»

Одеса – 2017

Методичні вказівки до практичних робіт з дисципліни **«Фізика ґрунтів»**. Напрямок підготовки: 6.040105 Гідрометеорологія. ПДВ: ГМ-1: Атмосферні науки_ ТР2 «Агromетеорологія». // Укладач: к.геогр.н. Жигайло О.Л., к.геогр.н. Барсукова О.А. Одеса, ОДЕКУ, 2017. - 122 с.

ЗМІСТ	Стр.
ВСТУП.....	4
1. Тема 1.Розрахунок показників вологості ґрунту.....	6
1.1 Теоретична частина.....	6
1.2 Практична частина	15
2.Тема 2. Водний потенціал	21
2.1 Теоретична частина	21
2.2 Практична частина	31
3. Тема 3. Водний потік в ґрунті	45
3.1 Теоретична частина	45
3.2 Практична частина	61
4. Тема4. Зв'язок ґрунт – рослина – атмосфера	74
4.1 Теоретична частина	74
4.2 Практична частина	92
5. Тема 5. Тепловий потік і температура ґрунту	98
5.1 Теоретична частина	110
5.2 Практична частина	118
ЛІТЕРАТУРА	

ВСТУП

Стан, ріст, розвиток і у кінцевому підсумку урожай сільськогосподарських культур в значній мірі визначаються кількістю вологи і температурою ґрунту. В даний час дані про вологості і температурі ґрунту отримують на мережі гідрометеостанцій і широко використовують в практичній та науковій роботі. Однак ця інформація не може повною мірою характеризувати стан вологи і її доступність для сільськогосподарських культур. Це зумовило розробку термодинамічного підходу до вивчення ґрунтової вологи, що дозволяє встановити загальні закономірності, що визначають стан води у ґрунті.

Основна увага в ній приділена аналізу складових термодинамічного потенціалу, взаємозв'язків між ґрунтом, рослинами і атмосферою. Показники вологості ґрунту, а також питання пересування теплового потоку в ґрунті розглянуті в меншій мірі, ніж у вітчизняній літературі. Однак численні приклади розрахунків вологості ґрунту, глибини промочування, напрямки водних і теплових потоків на різній глибині вигідно відрізняють викладений у книзі матеріал від попередніх досліджень.

Автори книги переконливо показують, що для розрахунків вологості і температури ґрунту на будь-якій глибині і в будь-який час необхідно заздалегідь знати початкову вологість і потенціал ґрунту, залежність температури від глибини і часу від початку розрахункового періоду. Особливо це важливо і знайде застосування при розробці моделей пересування ґрунтової вологи, моделей теплових потоків, а також більш складних моделей розрахунку умов формування урожаю сільськогосподарських культур.

Методичні вказівки передбачають виконання практичних робіт та закріплення знань за темами:

- Вивчення показників вологості і температури ґрунтів;
- Вивчення методів оцінки водного та теплового потоків у ґрунті;
- Вивчення методів визначення вологості ґрунтів;
- Придбання навичок розрахунку показників вологості та температури ґрунту;
- Створення аналізу складових термодинамічного потенціалу, взаємозв'язку між ґрунтом, рослиною атмосферою.

Мета методичних вказівок – навчити студентів розраховувати вологість по відношенню до маси, вологість у відсотках сухої маси, об'ємну вологість, товщину шару води, щільність ґрунту, пористість ґрунту, повну вологоємність, пористість аерації і відносне насичення, загальний обсяг ґрунту, кількість води, необхідне для підвищення об'ємної вологості до 0,30, об'ємну вологість, евапотранспірацію E_t для кожного відрізка 15-денного періоду, різницю гравітаційних потенціалів $\Delta\psi_z$ між

двома точками, відстань від поверхні ртуті до верху ртутного стовпа в манометрі, каркасний потенціал ψ_m , ваговий гідравлічний потенціал, еквівалентний радіус найбільшої пори, напрям потоку для рідкої і газоподібної фаз води.

Виконання практичних завдань сприяє закріпленню теоретичних знань та надає студентам можливість набути практичні навички у виконанні розрахунків.

Після вивчення цих тем студенти повинні **знати**:

- Показники вологості ґрунту;
- Методи визначення вологості ґрунту;
- Показники тепла в ґрунті;
- Методи визначення теплового потоку ґрунту;
- Методи визначення температури ґрунту;
- Методи визначення потенціалу вологості ґрунту;
- Методи визначення водного потоку в ґрунті;
- Методи визначення евапотранспірації;

Після виконання завдань студенти повинні **вміти**:

- Розраховувати вологість ґрунту;
- Розраховувати потенціали ґрунтової вологи;
- Розраховувати водний потік у ґрунті;
- Розраховувати дренаж води в ґрунті ;
- Розраховувати переміщення водяної пари в ґрунтах;
- Розраховувати евапотранспірацію;
- Розраховувати температуру ґрунту.

Методика виконання практичних завдань:

- ознайомитись з теоретичними питаннями;
- розглянуть приклади у практичній частині;
- виконати розрахунки згідно з даними, які надає викладач.

Тема 1. Показники вологості

1.1 Теоретична частина

Спочатку коротко охарактеризуємо місце ґрунту в гідрологічному циклі і визначимо роль ґрунтових факторів. Спрощено гідрологічний цикл можна розділити на три складові частини:

прихід — опади, зрошення і т. д.;

запаси — в ґрунті, озерах і т. д.;

витрата — випаровування, транспірація, сток, дренаж і т. д.

Ґрунт як резервуар. Ґрунт функціонує як величезний резервуар. Враховуючи, що існує багато способів видалення вологи з ґрунту, останню треба розглядати як надзвичайно ефективну акумулюючу середу. Протягом тривалих періодів ґрунт здатний утримувати вологу, яка з початком вегетації використовується рослинами. В якості прикладу розглянемо табл. 1.1. 11 червня приблизно чверть обсягу, зайнятого ґрунтом, становила вода. Із-за особливостей ґрунту лише 3,3 см такої води втрачалося на випаровування. З 25-30 см вологи, що утримується ґрунтом 11 червня, рослини до 2 серпня змогли використати на транспірацію 15-20 см. Це властивість ґрунту дозволяє рослинам інтенсивно транспонувати і підтримувати хороше зростання близько двох місяців. Однак кількість вологи в ґрунті, що містить 26 см води, залишається невизначеним до тих пір, поки ми не розрахуємо його на одиницю площі.

Таблиця 1.1 – Прихід, розхід та зміна запасів вологи у верхніх 100 см ґрунту під деякими сільськогосподарськими культурами

Культура	Вологозапаси, см		Опади, см	Евапотранспірація, см
	11 червня	2 серпня		
Незасіяна ділянка	26	23	0,3	3,3
кукурудза	26	12	0,3	14,3
пшениця	24	8	0,3	16,3
овес	28	9	0,3	19,3
ячмінь	29	10	0,3	19,3

Якщо об'ємний вміст вологи в верхніх 100 см ґрунту становить 26%, то кількість води на одиницю площі дорівнює 2,6-109 грамів на гектар, або 2600000 кілограмів на гектар. Цієї вологи достатньо для того, щоб щоденно забезпечувати одну людину 500 л води на протязі майже 15 років.

Рослини споживають величезну кількість води, і ґрунт утримує цю воду, постачаючи нею рослини. Сума випаровування і транспірації може

досягати 1 см на добу, або близько 100 000 кг/га в добу. Середня добова евапотранспірація за вегетаційний період становить близько 50 000 кг/га.

1.1.1 Розрахунок вологості ґрунту.

Тверді частинки різних розмірів і форм утворюють кістяк ґрунту. Між цими частками знаходяться сполучені між собою пори, які розрізняються за розміром і формою. В абсолютно сухому ґрунті всі пори заповнені повітрям, а в повністю насиченому ґрунті весь поровий простір займає вода (ґрунтовий розчин). Сільськогосподарські ґрунти рідко, якщо взагалі коли-небудь, знаходяться в одному з цих екстремальних станів.

Фізичні властивості ґрунту, включаючи здатність акумулювати вологу, великою мірою залежать від того, яка частка загального обсягу ґрунту зайнята твердою речовиною, а яку його частину становить поровий простір. З точки зору зростання і розвитку рослин вкрай важливо знати, яку частину порового простору займає вода і яку — повітря (рис. 1.1).

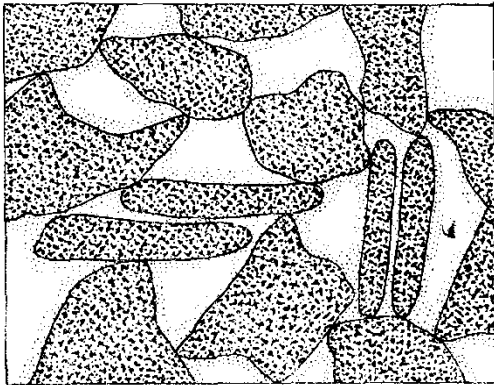


Рисунок 1.1 – Схема ґрунту в розрізі, що показує тверді частинки ґрунту (темні), плівку води (світла) і обсяг, заповнений повітрям (білий).

Ці поняття можна виразити кількісно, визначивши такі терміни, як «пористість ґрунту» та «вологість ґрунту». Однак багато понять можна виразити різними способами. Тому для позначення одного поняття використовується кілька термінів. Наприклад, вологість можна висловити по відношенню до обсягу (обсяг води на одиницю об'єму вологого ґрунту), по відношенню до сухої маси (маса води на одиницю маси твердої речовини ґрунту) або по відношенню до вологої маси (маса води на одиницю маси вологого ґрунту). Крім того, вологість може бути виражена у відсотках, часто вона дається у вигляді дробу. Для переходу від одиниць маси до одиниці об'єму використовується щільність. Отже, необхідно визначити поняття щільності ґрунту.

Вологість ґрунту, її пористість і щільність найпростіше визначити, ще раз представивши ґрунт у вигляді резервуара. Припустимо, що всі тверді частинки (рис. 1.1) можна стиснути разом, як показано на рис. 1.2. Ґрунтовий розчин розташується поверх твердої фази, а ґрунтове повітря займе місце над ґрунтовим розчином. Пористість складається з обсягу, не

зайнятого твердою речовиною (тобто обсягу, зайнятого ґрунтовим розчином і ґрунтовим повітрям). З урахуванням рис. 1.2 визначимо наступні показники вологості, пористості і щільності ґрунту.

Вологість по відношенню до маси (відношення маси води до сухої маси, взяте у вигляді дробу) θ_m визначимо, як

$$\theta_m = \frac{\text{маса води}}{\text{маса сухого ґрунту}} = \frac{P_w b A}{P_p c A} = \frac{P_w b}{P_p c} \quad (1.1)$$

де p_w – щільність води;

P_p – щільність частинок; (тобто щільність твердих часток, які складають ґрунт).

Вологість у відсотках сухої маси обчислимо за формулою

$$P_m = 100\% \text{ (вміст води)} = \theta_m \cdot 100\% = \frac{P_w b}{P_p c} \cdot 100\% \quad (1.2)$$

Об'ємна вологість, або водне відношення (відношення об'єму води до загального об'єму ґрунту також у вигляді дробу) θ_v

$$\theta_v = \frac{\text{об'єм води}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{bA}{AD} = \frac{b}{D} \quad (1.3)$$

Площа А

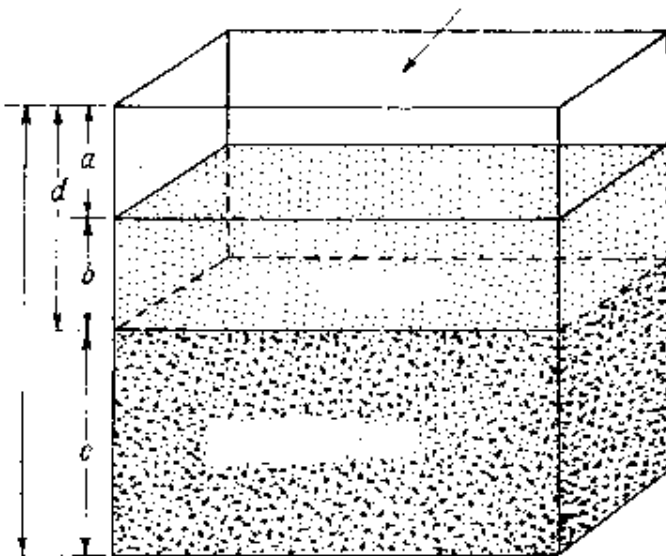


Рисунок 1.2 – Всі тверді частинки в кубі з ребром D площею грані A стиснуті в шар товщиною c ; ґрунтовий розчин і ґрунтове повітря, також розділені для порівняння, займають шари товщиною відповідно b і a .

Об'ємну вологість у відсотках P_v обчислимо з рівняння

$$P_v = 100 \% \text{ (водне відношення)} = 100\% \theta_v = 100\% \frac{b}{D} . \quad (1.4)$$

Товщина шару води (еквівалентна товщині шару рідкої води) D_e розраховується за формулою

$$D_e = \frac{\text{об'єм води}}{\text{одиниця площі поверхні}} = \frac{bA}{A} = b \quad (1.5)$$

Щільність ґрунту P_b можна розрахувати, як

$$P_b = \frac{\text{маса сухого ґрунту}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{P_p c A}{A D} = \frac{P_p c}{D} . \quad (1.6)$$

Пористість ґрунту E дорівнює

$$E = \frac{\text{сумарний об'єм пор}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} \frac{dA}{DA} = \frac{d}{D} . \quad (1.7)$$

Вологість насичення (повна вологоємність) θ_{ms} визначимо по рівнянню

$$\theta_{ms} = \frac{\text{маса води при насиченні}}{\text{маса сухого ґрунту}} = \frac{P_w d A}{P_p c A} = \frac{P_w d}{P_p c} \quad (1.8)$$

Пористість аерації (пористість, зайнята повітрям) E_a розрахуємо за формулою

$$E_a = \frac{\text{об'єм пор, зайнятий повітрям}}{\text{загальний об'єм пор}} \frac{aA}{DA} = \frac{a}{D} . \quad (1.9)$$

Відносне насичення θ_{vr} розрахуємо як

$$\theta_{vr} = \frac{\text{об'єм пор, зайнятий водою}}{\text{загальний об'єм пор}} = \frac{bA}{dA} = \frac{b}{d} . \quad (1.10)$$

Практичне застосування рівнянь (1.1) — (1.10) показано на прикладі 1.1.

Внаслідок відмінностей у властивостях ґрунту і характеристики кореневої системи рослин зазвичай спостерігаються просторові коливання вологості в межах окремого поля. Таким чином, для того, щоб охарактеризувати вологість, слід брати проби в різних його точках. Проби негайно поміщаються у водонепроникні контейнери, в яких вони

зберігаються до зважування. Після цього проби висушуються при температурі 105-110 °С до отримання постійної сухої маси. Значення маси вологого і сухого ґрунту використовуються для розрахунку вологості по відношенню до маси. Однак багато з показників у рівнянні (1.1) – (1.10) можна розрахувати без застосування пробовідбірника відомого об'єму.

З основних рівнянь можна вивести ряд інших корисних співвідношень. Рівняння (1.1) зазвичай розраховують по різниці між вологою і сухою масою, діленої на суху масу $\theta_m = (m_{s+w} - m_s)/m_s$ його можна записати і як

$$\theta_m = \frac{m_{s+w}}{m_s} - 1, \quad (1.11)$$

де m_{s+w} — волога маса (маса твердої фази плюс маса води);

m_s — суха маса (маса твердої фази).

Рівняння (1.3) можна представити у вигляді

$$\theta_v = \frac{m_{s+w} - m_s}{\rho_w V_b}, \quad (1.12)$$

де ρ_w — щільність води;

V_b — загальний обсяг ґрунтового зразка.

Вологість по відношенню до маси і об'ємна вологість (рівняння (1.1) та (1.3)) пов'язані між собою рівнянням

$$\theta_v = \frac{\rho_b}{\rho_w}, \quad (1.13)$$

де ρ_b — щільність ґрунту, а відношення ρ_b/ρ_w іноді називають уявною щільністю ґрунту.

Рівняння для розрахунку θ_v , отримане в прикладі 1.1, можна записати в іншому вигляді, якщо розділити чисельник і знаменник на DA і визначити по рівнянню (1.6), що щільність ρ_b дорівнює відношенню маси сухого ґрунту до загального об'єму ґрунту (m_s/DA). Так, за допомогою простого алгебраїчного перетворення отримуємо

$$\theta_v = \frac{\frac{m_s}{\rho_b}}{\frac{A}{D}} = \frac{\frac{m_s}{\rho_p DA}}{\frac{A}{D}} = \frac{\frac{\rho_b}{\rho_p}}{\frac{1}{D}} = \frac{\rho_b D}{\rho_p}. \quad (1.14)$$

Порівнюючи рівняння (1.3) і (1.5), ми бачимо, що товщину шару води D_e можна представити як

$$D_e = \theta_v D \quad (1.15)$$

Відносне насичення (рівняння (1.10)) можна виразити як

$$\theta_{v\ r} = \frac{\theta_v}{E} \quad (1.16)$$

Ми можемо перевірити деякі з наших розрахунків, виконаних в прикладі 1.1, шляхом визначення шуканих величин за допомогою рівнянь (1.11)—(1.16) і зіставлення результатів (див. приклад 1.2).

З основних рівнянь можна вивести і ряд інших корисних співвідношень. Звичайною практичною задачею є обчислення маси сухого ґрунту m_s за відомим значенням вологої маси m_{w+s} і вологості ґрунту по відношенню до сухої маси θ_m (див. приклад 1.3).

У всі рівняння слід вносити одиниці виміру: 1) вони можуть використовуватися для часткової перевірки помилок рівняння, наприклад: рівняння помилково, якщо дві його частини мають неоднакові одиниці, хоча наявність однакових одиниць в обох частинах рівняння ще не гарантує його правильності; 2) їх можна використовувати при визначенні одиниць для вираження кінцевої відповіді; 3) вони можуть також використовуватися при визначенні необхідності застосування переказного множника для однаковості в одиницях. Одиниці можна легко перетворити, скориставшись перекладним множником, узятим в довіднику або таблиці перекладних множників (див. приклад 1.4).

Дуже корисну ілюстрацію, схожу з рис. 1.2, можна побудувати, зберігши вертикальні розміри і прирівнявши одиниці розміри по горизонталі. Таким чином площа становить одну квадратну одиницю, наприклад, 1 см^2 . Це не вносить змін в рівняння (1.1) — (1.16). Товщина шару води на цій площі на цю глибину ґрунту називається еквівалентним шаром води і виражається рівнянням (1.3) і (1.5).

Вираз вологості через еквівалентний шар води викликає необхідність визначити обсяг, який займає волога. Кількість опадів і кількість води при зрошенні зазвичай виражаються в товщині шару води. Однак їх можна представити і у вигляді обсягів. В цьому випадку ми повинні враховувати площу, по якій розподілений даний шар води (див. приклад 1.5).

Вологість стійкого зав'ядання (у відсотках) — це унікальне значення вологості, якого ґрунт досягає в момент припинення вилучення вологи рослинами. Таким чином, вологість стійкого зав'ядання — ідеалізоване поняття, засноване на припущенні про те, що нижче даного рівня вологості рослини зів'януть і не відновляться. Вологість ґрунту в точці сталого зав'ядання сильно розрізняється для різних ґрунтів, але, як прийнято вважати, не залежить від типу рослинного покриву. Насправді точка сталого зав'ядання залежить не тільки від ґрунту, але і від виду рослин і від

погоди. Тим не менш, це ідеалізоване поняття в загальному вигляді прийнятно для більшості ґрунтів, рослин і метеорологічних умов.

Найменша вологоємність — унікальне значення вологості, яке досягається і підтримується в ґрунті після насичення її водою і безперешкодного дренажу протягом 1 – 2 днів. Оскільки для більшості ґрунтів не характерно дренажу до фіксованого значення вологості, яке б вони потім зберігали протягом невизначено довгого часу, вологоємність є ідеалізованим, хоча і корисним поняттям. Наведемо приклад. Дві реальні ґрунту були насичені водою і залишені для дренажу. Зміна вологості цих двох ґрунтів порівнюється на рис. 1.3 з вологістю ідеальної ґрунту.

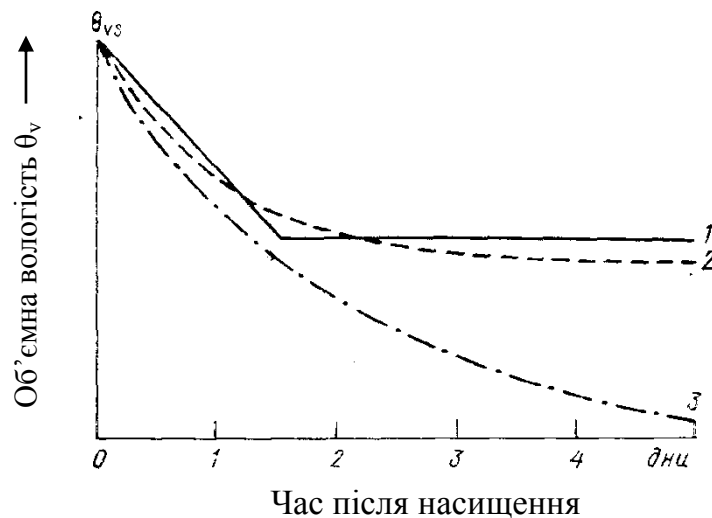


Рис. 1.3 — Об'ємна вологість ідеального ґрунту (1) і двох реальних ґрунтів (2 і 3) як функція часу після насичення. Ідеальний ґрунт досяг найменшої вологоємності θ_{vfc} через 1,5 дня. ґрунт 1 (крива 2) має досить добре виражену найменшу вологоємність, а ґрунт 2 (крива 3) продовжувала дренажувати більше 5 днів.

Вода з ґрунту 1 швидко дренажував після зволоження, причому наступний дренаж був незначним. ґрунт 1, таким чином, наближається до ідеальної ґрунту і має досить добре виражену найменшу вологоємність. З іншого боку, ґрунт 2, яка продовжує дренажувати більший час, має слабо виражену найменшу вологоємність.

ґрунт з однорідною початковою вологістю θ_{vi} була зрошена кількістю води, достатнім для майже повного насичення верхньої третини профілю. Після поливу вода дренажувала з верхньої третини до тих пір поки вологість в ній не досягла найменшої вологоємності θ_{vfc}

Дренажна вода накопичився в ґрунті, що підстилає, довівши її вологість до найменшої вологоємності. Глибина, до якої зволожилася підстильний ґрунт, визначається за кількістю води, дренажувавши з верхньої третини профілю. На рис. 1.4 показані зміни вологості при цьому процесі для ґрунту 1 і для ідеальної ґрунту.

Якщо відомі найменша вологоємність ґрунту і її початкова вологість, то можна розрахувати глибину промочування для даної кількості внесеної води (приклад 1.6) або кількість води, необхідне для промочування ґрунту до певної глибини (приклад 1.7).

Реальні ситуації зазвичай більш складні. Вихідна вологість, як правило, неоднорідна по глибині, і в багатьох випадках вологість вимірюється по відношенню до маси, а не до об'єму. При неоднорідній вологості ми просто ділимо ґрунт на вертикальні шари (приклад 1.8).

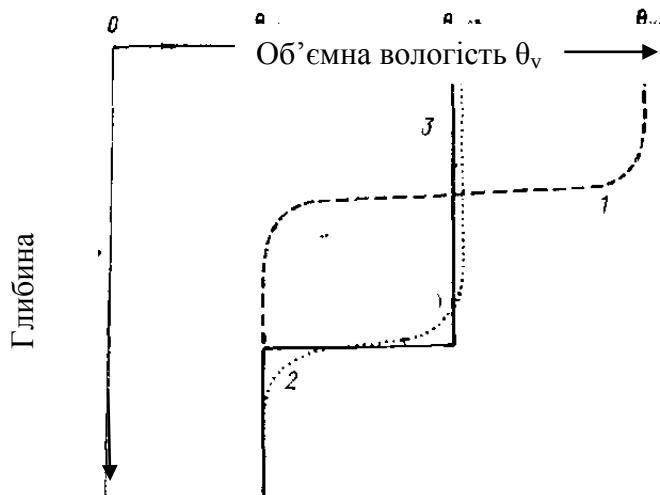


Рис. 1.4 – Профілі вологості реального ґрунту безпосередньо після поливу (1) і через два дні після поливу (2). Для порівняння показаний профіль для ідеального ґрунту (3)

Принципи, викладені в цьому розділі, застосовуються до більшості реальних ґрунтів. Труднощі, однак, виникають при розгляді набухаючих ґрунтів. При промочуванні ці ґрунти сильно розширюються, а усадка, супроводжуюча їх висихання, призводить до утворення великих і глибоких тріщин. При повторному надходженні води з опадами або при зрошенні ці ґрунти не промокають в напрямку вниз від поверхні, як показано на рис. 1.4. Замість цього вода стікає по тріщинах. Набухання, яка супроводжує промочування ґрунту, закриває тріщини, і ґрунт стає зволоженою до значної глибини, причому її вологість по всій зволоженій зоні може бути змінною і менше від найменшої вологоємності.

1.1.2 Вимірювання вологості ґрунту

Існує цілий ряд методів вимірювання вологості ґрунту. Кожен з них має свої переваги і недоліки. Опишемо деякі з основних методів і перерахуємо переваги і недоліки кожного.

1. Гравіметричний метод. Взяти пробу ґрунту і визначити m_s і m_w .
Переваги: найбільш достовірний метод.

Недоліки: для виконання вимірювань необхідно зруйнувати ґрунтовий зразок. Щоб отримати об'ємні величини, потрібно знати ρ_b

2. Пористі блоки. Непрямий метод, в якому електропровідність пористого блоку є функцією кількості води, поглиненої блоком з ґрунту. Переваги: досить простий і недорогий метод, при якому ґрунт не руйнується.

Недоліки: потребує калібрування для кожного ґрунту. З плином часу калібрування порушується. В дуже вологому ґрунті блоки зазвичай нечутливі і, отже, точність методу падає.

3. Нейтронний метод. Від радіоактивного джерела, зазвичай радію і берилію, випускаються швидкі нейтрони. Ці нейтрони сповільнюються атомами водню, що містяться в ґрунті. Частка уповільнених нейтронів визначається в ґрунті за допомогою детектора, після чого реєструється на перерахунковій схемі (рис. 1.5). Проста калібрувальна крива прийнятна для всіх ґрунтів, за винятком ґрунтів з високим вмістом глини, а також з великими кількостями хлору, заліза або бору. Переваги: вимірюється великий об'єм (хоча він залежить від вологості ґрунту), вимірюється θ_v , ґрунт не руйнується.

Недоліки: потрібно дороге обладнання. Метод нечутливий поблизу поверхні ґрунту. Обладнання включає електронні деталі, складні в експлуатації. Нейтронний зонд при неправильному поводженні може становити небезпеку. Вимірюється великий обсяг (перевага чи недолік в залежності від мети застосування). Необхідно калібрувати кожен блок. Найкращим є метод калібрування по відносінам, оскільки він враховує дрейф електронів і інтенсивність розпаду джерел. Об'ємна вологість θ_v розраховується по рівнянню

$$\theta_v = \frac{R_s}{R_{std}} b - j \quad (1.17)$$

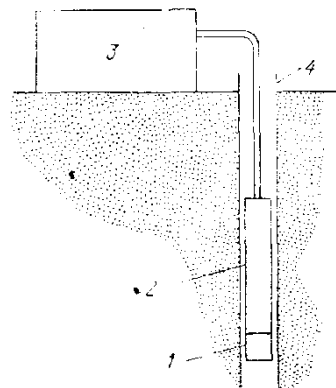
де b і j – калібрувальні коефіцієнти;

R_s – швидкість рахунку в ґрунті;

R_{std} – швидкість рахунку під екраном.

Рис. 1.5 – Схема нейтронного вологоміра, працює у полі

1 – джерело нейтронів, 2 – детектор, 3 – високовольтне джерело живлення і



перерахункова схема, 4 – обсадна труба.

1.2 Практична частина

Завдання 1. Розрахувати водно-фізичні показники ґрунту

Приклад 1.1

Дано: Ґрунтовий кубик розміром $10 \times 10 \times 10$ см ($D = 10$ см, $A = 100$ см²) має загальну (вологу) масу 1460 г, з яких 260 г становить вода. Щільність води ρ_w дорівнює 1,00 г/см³, а щільність частинок ґрунту $\rho_p = 2,65$ г/см³.

Знайти: Вологість по відношенню до маси, вологість у відсотках сухої маси, об'ємну вологість, товщину шару води, щільність ґрунту, пористість ґрунту, повну вологоємність, пористість аерації і відносне насичення.

Рішення:

Вологість по відношенню до маси

$$\theta_m = \frac{\text{маса води}}{\text{маса сухого ґрунту}} = \frac{260 \text{ г}}{1460 \text{ г} - 260 \text{ г}} = \frac{260 \text{ г}}{1200 \text{ г}} = 0,217 \text{ г}.$$

Вологість у відсотках сухої маси $P_m = 0,217 * 100 = 21,7 \%$,

Об'ємна вологість, або водне відношення

$$\theta_v = \frac{\text{об'єм води}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{\frac{\text{маса води}}{\text{щільність води}}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{\frac{260 \text{ г}}{1,00 \text{ г/см}^3}}{\frac{260 \text{ см}^3}{100 \text{ см}^3}} = \frac{260}{100} = 0,260.$$

Об'ємна вологість у відсотках $P_v = 0,260 * 100 = 26,0 \%$.

Товщина шару води

$$D_e = \frac{\text{об'єм води}}{\text{площа поверхні}} = \frac{\frac{\text{маса води}}{\text{щільність води}}}{\text{площа поверхні}} = \frac{\frac{260 \text{ г}}{1,00 \text{ г/см}^3}}{100 \text{ см}^2} = \frac{260 \text{ см}^3}{100 \text{ см}^2} = 2,60 \text{ см}.$$

Примітка. Таким чином, значення b на рис. 1.2 становить 2,60 см.

Щільність ґрунту

$$\rho_b = \frac{\text{маса сухого ґрунту}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{1200 \text{ г}}{10 \text{ см} \times 100 \text{ см}^2} = \frac{1200 \text{ г}}{1000 \text{ см}^3} = 1,20 \text{ г/см}^3.$$

Примітка. Можна скласти рівняння для обчислення значень c і a , показаних на рис. 1.2. Вони будуть корисні в подальших розрахунках.

$$c = \frac{\text{об'єм твердих частинок}}{\text{площа поверхні}} = \frac{\frac{\text{Маса твердих частинок}}{\text{щільність твердої фази}}}{\text{площа поверхні}} = \frac{m_s/\rho_p}{A} = \frac{\frac{1200 \text{ г}}{2,65 \text{ г/см}^3}}{100 \text{ см}^2} = \frac{453 \text{ см}^3}{100 \text{ см}^2} = 4,53 \text{ см};$$

$$a = D - (b+c) = 10 \text{ см} - (2,60 \text{ см} + 4,53 \text{ см}) = 10 \text{ см} - 7,13 \text{ см} = 2,87 \text{ см}.$$

Пористість ґрунту

$$E = \frac{\text{сумарний об'єм пор (повітря+вода)}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{(\alpha + b)A}{DA} = \frac{(2,87 \text{ см} + 2,60 \text{ см}) \times 100 \text{ см}^2}{10 \text{ см} \times 100 \text{ см}^2} = 0,547.$$

Примітка

$$E = 1 - (P_b/P_p).$$

Повна вологоємність (вологість насичення по відношенню до маси)

$$\theta_{ms} = \frac{\text{маса води при насиченні}}{\text{маса сухого ґрунту}} = \frac{\rho_w(\alpha + b)A}{\rho_{pc} A} = \frac{\rho_w(\alpha + b)}{\rho_{pc}} = \frac{1,0 \text{ г/см}^3 \times 5,47 \text{ см}^3}{\frac{2,65 \text{ г}}{\text{см}^3} \times 4,53 \text{ см}} = 0,456$$

Пористість аерації

$$E_a = \frac{\text{об'єм пор зайнятий повітрям}}{\text{сумарний об'єм пор}} = \frac{\alpha A}{DA} = \frac{\alpha}{D} = \frac{2,87 \text{ см}}{10 \text{ см}} = 0,287$$

Відносне насичення

$$\theta_{vr} = \frac{\text{об'єм пор зайнятий водою}}{\text{сумарний об'єм пор}} = \frac{bA}{dA} = \frac{b}{d} = \frac{b}{\alpha + b} = \frac{2,60 \text{ см}}{2,87 + 2,60 \text{ см}} = \frac{2,60 \text{ см}}{5,47 \text{ см}} = 0,475.$$

Приклад 1.2

Дано: Ґрунтовий кубик розміром $10 \times 10 \times 10 \text{ см}$ ($D = 10 \text{ см}$, $A = 100 \text{ см}^2$) має загальну (вологу) масу 1460 г , з яких 260 г становить вода. Щільність води ρ_w дорівнює $1,00 \text{ г/см}^3$, а щільність частинок ґрунту $\rho_p = 2,65 \text{ г/см}^3$.

Знайти: Значення θ_m за рівнянням (1.11), значення θ_v з рівнянь (1.12) і (1.13) і значення c , D_e та θ_{vr} з рівнянь (1.14), (1.15) і (1.16).

Рішення:

$$\theta_m = \frac{m_{s+w} - m_s}{\rho_w V_b} - 1 = \frac{1460 \text{ г}}{1200 \text{ г}} - 1 = 1,217 - 1 = 0,217,$$

$$\theta_v = \frac{m_{s+w} - m_s}{\rho_w V_b} = \frac{1460 \text{ г} - 1200 \text{ г}}{1 \text{ г/см}^3 \times 1000 \text{ см}^3} = \frac{260 \text{ г}}{1000 \text{ г}} = 0,260,$$

$$\theta_v = \frac{\rho_b}{\rho_w} = \theta_m \frac{1,20\text{г/см}^3 \times 0,217}{1\text{г/см}^3} = 0,260,$$

$$c = \frac{\rho_b D}{\rho_p} = \frac{1,20\text{г/см}^3 \times 10\text{см}}{2,65\text{г/см}^3} = 4,53,$$

$$D_e = \theta_v D = 0,26 \times 10\text{см} = 2,60\text{см}$$

$$\theta_v r = \frac{\theta_v}{E} = \frac{0,260}{0,547} = 0.475$$

Приклад 1.3

Дано: Взятий зразок ґрунту вологою масою 220 кг. Встановлено, що вологість ґрунту по відношенню до маси становить 0,18.

Знайти: m_s и m_w

Рішення:
$$m_w = m_{s+w} - m_s$$

Використовуючи це рівняння для визначення θ_m (див. пояснення до рівняння (1.1)), отримуємо

$$\theta_m = \frac{m_w}{m_s} = \frac{m_{s+w} - m_s}{m_s}.$$

Вирішуємо рівняння відносно m_s . Оскільки всі інші члени рівняння відомі, ми можемо визначити m_s по рівнянню

$$\theta_m m_s = m_{s+w} - m_s,$$

$$\theta_m m_s + m_s = m_{s+w},$$

$$m_s (\theta_m + 1) = m_{s+w},$$

$$m_s = \frac{m_{s+w}}{1 + \theta_m} = \frac{220 \text{ кг}}{1 + 0,18} = 186 \text{ кг}.$$

Звідси

$$m_w = m_{s+w} - m_s = 220 \text{ кг} - 186 \text{ кг} = 34 \text{ кг}.$$

Приклад 1.4

Дано: Зразок вологого ґрунту масою 45,4 кг містить 8,2 кг води. Щільність ґрунту дорівнює 1,2 г / см³.

Знайти: Загальний обсяг ґрунту V_b

Рішення:

$$\rho_b = \frac{\text{маса сухого ґрунту}}{\text{загальний об'єм ґрунту}} = \frac{m_s}{V_b},$$

Отже,

$$V_b = \frac{m_s}{\rho_b} = \frac{m_{s+w} - m_s}{\rho_b} = \frac{45,5\text{кг} - 8,2\text{кг}}{\frac{1,2\text{г}}{\text{см}^3}} = \frac{37,2\text{ кг}}{1,2\text{г/см}^3} = 31,0(\text{кг} \cdot \text{см}^3)/\text{г}$$

Якщо б ми не писали одиниці виміру, то ми не знали б, що означає величина 31,0. Отримана нами відповідь повинен виражатися в одиницях об'єму, але 31,0 (кг/см³)/г – не дуже показова міра об'єму. Тому, скориставшись переказним множником 1 кг=10³ г, отримуємо

$$31,0 (\text{кг} \cdot \text{см}^3)/\text{г} = 31,0 \cdot 10^3 (\text{г} \cdot \text{см}^3)/\text{г} = 31000 \text{ см}^3.$$

Приклад: 1.5

Дано: Шар ґрунту 80 см має об'ємну вологість θ_v , дорівнює 0,12.

Знайти: Кількість води, необхідне для підвищення об'ємної вологості до 0,30.

Рішення: Використовуємо рівняння (1.15) : $D_e = \theta_v D$, звідси

$$D_e = (\text{початкова}) = 0,12 \times 80\text{см} = 9,6\text{см},$$

$$D_e = (\text{кінечна}) = 0,30 \times 80\text{см} = 24,0\text{см},$$

$$D_e = (\text{необхідна}) = D_e(\text{кінечна}) - D_e(\text{початкова}) = 24,0\text{см} - 9,6\text{см} = 14,4\text{см}.$$

Таким чином, в ґрунт необхідно додати кількість води, еквівалентну шару товщиною 14,4 см, розподіленому по всьому полю. Однак, не знаючи площі поля, яке потрібно зволожити, ми не можемо висловити цю кількість води в одиницях об'єму.

Приклад: 1.6

Дано: Початкова об'ємна вологість ґрунту θ_{vi} складає 0,10, а об'ємна вологість при найменшій вологоємності $\theta_{vfc} = 0,30$.

Знайти: На яку глибину промочить ґрунт опади 10 см.
Рішення: З рівняння (1.15) ми бачимо, що $D_{ei} = \theta_{vi}D$ и $D_{efc} = \theta_{vfc}D$

$$D_{efc} - D_{ei} = \Delta D_e = D(\theta_{vfc} - \theta_{vi})$$

$$D = \frac{\Delta D_e}{\theta_{vfc} - \theta_{vi}} = \frac{10\text{см}}{0,30 - 0,10} = \frac{10\text{см}}{0,20\text{см}} = 50\text{см}.$$

Приклад 1.7

Дано: Теж самий ґрунт, що у прикладі 1.6.

Знайти: Скільки води необхідно, щоб промочити ґрунт до глибини 125 см.

Рішення:

$$\Delta D_e = D(\theta_{vfc} - \theta_{vi}) = 125 \text{ см}(0,30 - 0,10) = 125 \text{ см}(0,20) = 25 \text{ см}$$

Приклад 1.8

Дано: Об'ємна вологість ґрунту при найменшій вологоємності θ_{vtc} дорівнює 0,30. Зміни з глибиною початкової вологості по відношенню до маси θ_{mi} і щільності ρ_b наведені в таблиці. Щільність води дорівнює $1,00 \text{ г/см}^3$.

Таблиця 1.2 – Початкова вологість по відношенню до маси і щільність ґрунту по шарам

Шар, см	Вологість по відношенню до маси	Щільність, г/см^3
0-5	0,05	1,2
5-20	0,10	1,3
20-80	0,15	1,4
8-100	0,17	1,4

Знайти: До якої глибини промочить ґрунт опади 5 см.

Рішення: Об'єднуючи рівняння (1.15) і (1.13) і вирішуючи для першого шару, отримуємо

$$\begin{aligned} \Delta D_e &= D \left(\theta_{vfc} - \frac{\rho_b}{\rho_w} \theta_{mi} \right) = 5 \text{ см} \left(0,30 - \left(\frac{1,2 \text{ г/см}^3}{1,0 \text{ г/см}^3} \times 0,05 \right) \right) \\ &= 5 \text{ см} (0,30 - 0,06) = 5 \text{ см} \times 0,24 = 1,20 \text{ см} \end{aligned}$$

Таким же чином знаходимо, що для зволоження шару 5-20 см потрібно 2,55 см води. Залишився кількість води складає $5 \text{ см} - (1,20 \text{ см} + 2,55 \text{ см}) = 1,25 \text{ див}$. Цієї кількості недостатньо для проникнення на глибину 80 см, тому розраховуємо глибину, до якої проникає вода,

$$\begin{aligned} D &= \frac{\Delta D_e}{\left(\theta_{vfc} - \frac{\rho_b}{\rho_w} \theta_{mi} \right)} = \frac{1,25 \text{ см}}{0,30 - \left(\frac{1,4 \text{ г/см}^3}{1,0 \text{ г/см}^3} \times 0,15 \right)} = \frac{1,25 \text{ г/см}^3}{0,30 - 0,21} \\ &= 13,9 \text{ см} . \end{aligned}$$

Таким чином, сумарна глибина промочування складе $5 \text{ см} + 15 \text{ см} + 13,9 \text{ см} = 33,9 \text{ см}$

Приклад 1.9

Дано: Константа b нейтронного приладу дорівнює 0,30, а j дорівнює нулю. Швидкість рахунку в ґрунті склала 4000 відліків в хвилину, а еталонна швидкість рахунки — 5000 відліків в хвилину.

Знайти: Об'ємну вологість.

Рішення:

$$\theta_v = \frac{R_s}{R_{std}} b - j = \frac{4000 \text{ відліків/хв.}}{5000 \text{ відліків/хв.}} \times 0,30 - 0 = 0,24$$

Приклад 1.10

Дано: Значення компонентів гідрологічного циклу (мм) при трьох способах обробітку ґрунту (табл. 1.3)

Знайти: Евапотранспірацію E_t для кожного способу обробки.

Рішення: Використовуємо рівняння (1.18), попередньо розрахувавши

Таблиця 1.3 – Значення компонентів гідрологічного циклу (мм) при трьох способах обробітку ґрунту

Компоненти	Спосіб обробки		
	А	Б	С
Зрошення	40	280	392
Опади	59	59	59
Дренаж	17	62	91
Вологозапаси ґрунту			
на початку сезону	450	450	450
в кінці сезону	208	206	236
Стік	0	0	0

$\Delta D_e = (\text{вологозапаси ґрунту в кінці сезону})$
 $-(\text{вологозапаси ґрунту на початку сезону}),$

$D_e = (A) = 208 \text{ мм} - 450 \text{ мм} = -242 \text{ мм},$

$\Delta D_e = (B) = 206 \text{ мм} - 450 \text{ мм} = -244 \text{ мм},$

$\Delta D_e = (C) = 236 \text{ мм} - 450 \text{ мм} = -214 \text{ мм}.$

Тепер по рівнянню (1.18) отримуємо значення E_t

$E_t = P_n + I + R_0 - \Delta D_e - D_r,$

$E_t = (A) = 59 \text{ мм} + 40 \text{ мм} - 0 \text{ мм} - (-242 \text{ мм}) - 18 \text{ мм} = 323 \text{ мм},$

$E_t = (B) = 59 \text{ мм} + 280 \text{ мм} - 0 \text{ мм} - (-244 \text{ мм}) - 62 \text{ мм} = 521 \text{ мм},$

$E_t = (C) = 59 \text{ мм} + 392 \text{ мм} - 0 \text{ мм} - (-214 \text{ мм}) - 91 \text{ мм} = 574 \text{ мм}.$

Приклад 1.11

Дано: Евапотранспірація E_t визначалася за допомогою лізіметра протягом 15 днів. Дані, зібрані за цей період, представлені в таблиці: опади, зрошення і зміна вологозапасів ґрунту протягом 15 днів

Дні	Опади, мм	Зрошення, мм	Зміна волого запасів ґрунту
0-5	0	0	-32
6-10	0	52	19
11-15	6	51	31

Знайти: Евапотранспірацію E_t для кожного відрізка 15-денного періоду.

Рішення: Використовуємо рівняння (1.18). Лізіметр регулює величини D_r і R_0 , прирівнюючи їх нулю.

$$\begin{aligned} E_t &= P_n + I + R_0 - \Delta D_e - D_r, \\ E_t(0 - 5) &= 0 \text{ мм} + 0 \text{ мм} - 0 \text{ мм} - (-32 \text{ мм}) - 0 \text{ мм} = 32 \text{ мм}, \\ E_t(6 - 10) &= 0 \text{ мм} + 52 \text{ мм} - 0 \text{ мм} - 19 \text{ мм} - 0 \text{ мм} = 33 \text{ мм}, \\ E_t(11 - 15) &= 6 \text{ мм} + 51 \text{ мм} - 0 \text{ мм} - 31 \text{ мм} - 0 \text{ мм} = 26 \text{ мм}. \end{aligned}$$

Тема 2. Водні потенціали ґрунту

2.1 Теоретична частина

У попередній темі ми розглянули різні аспекти вологості ґрунту. Однак повсякденний досвід приводить нас до висновку про те, що вологість не в повній мірі характеризує водний режим ґрунту. Ми приходимо до необхідності визначити якусь іншу властивість ґрунтової вологи, спостерігаючи такі явища:

- 1 Ґрунту, оброблені одним і тим же способом, мають різну вологість (див. табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Вологість трьох ґрунтів різного механічного складу при трьох різних режимах ґрунтової вологи

Механічний склад	Найменша вологоємність	Точка стійкого зав'дання	Повітряно-суха
Пісок	0,10	0,05	0,005
Суглинок	0,20	0,10	0,01
Пилогато-іловатий суглинок	0,30	0,20	0,03

- 2 На різних ґрунтах, нехай навіть мають однакову вологість, рослини часто ростуть по-різному.
- 3 Якщо ґрунти з однаковою вологістю, але різного механічного складу, знаходяться в контактї, то вода зазвичай перетікає з однієї землі в іншу, причому, як правило, з ґрунту з більш легким у ґрунт з більш важким механічним складом.

Ми повинні визначити властивість ґрунтової вологи, яке допоможе нам пояснити перераховані явища.

2.1.1 Потенціали ґрунтової вологи

Вдамся до аналогії. Ентальпія (аналог вологості ґрунту) – властивість матеріалу, знання якого корисно для багатьох цілей. Однак воно ще не дозволяє нам судити про наявність теплового потоку. Тому ми розглядаємо міру інтенсивності теплоти – температуру, що дозволяє визначити напрямок теплового потоку. Характеристика ґрунтової вологи, аналогічна температурі (тобто сила, з якою волога утримується в ґрунті), називається потенціалом ґрунтової вологи. Потенціал вологи – набагато більш складна властивість, ніж температура. Розглянемо, у чому полягає його складність.

Потенціал формально визначається як робота, яку потрібно зробити з одиницею кількості води в рівноважній системі ґрунт – вода (або рослина – вода) при її русі до резервуару води, що знаходиться в стандартному стані при тій же температурі. Під стандартним станом зазвичай мається на увазі чиста незв'язана вода. Зауважимо, що рух води до резервуару має відбуватися через напівпроникну мембрану.

Потенціал набагато легше уявити, розділивши його на складові потенціали. Для водного потенціалу ψ_w ми можемо записати

$$\psi_w = \psi_p + \psi_s + \psi_m, \quad (2.1)$$

де ψ_p – потенціал тиску;

ψ_s – осмотичний потенціал;

ψ_m – каркасний потенціал.

Ми можемо також визначити гравітаційний потенціал ψ_z , який в поєднанні з водним потенціалом ψ_w дає сумарний водний потенціал ψ_t

$$\psi_t = \psi_w + \psi_z \quad (2.2)$$

Всі потенціали визначаються по відношенню до одиничного кількості води, так що одиниці вимірювання потенціалу залежать від вибору одиничного кількості води. Нижче наводяться одиниці потенціалу, відповідні трьом способам визначення одиничного кількості води.

1. Якщо кількість води виражається в одиницях маси, то потенціал вимірюється в ергах на грам (ерг/г).

2. Якщо кількість води виражається в одиницях об'єму, то потенціал вимірюється у динах на квадратний сантиметр (дин/см²).

3. Якщо кількість води виражається у вагових одиницях, то потенціал вимірюється в сантиметрах (см) води. Перехід від одних одиниць до інших здійснюється шляхом множення або ділення на відповідний перевідний множник.

Гравітаційний потенціал ψ_z . Одним з найбільш зручних способів визначення одиничного кількості води є вага. У цьому випадку ψ_z являє собою різницю висот розглянутої точки і точки відліку. Якщо розглянута точка розташована вище точки відліку, то ψ_z позитивний (+), а якщо нижче — від'ємний (—) (див. приклад 2.1).

Таким чином, гравітаційний потенціал не залежить від властивостей ґрунту. Він залежить тільки від вертикальної відстані між точкою відліку і розглянутої точки.

Рівень відліку зазвичай вибирається довільно. Це робить абсолютне значення гравітаційного потенціалу практично позбавленим сенсу. Однак нас, як правило, цікавить різниця потенціалів між двома точками. При цьому вибір точки відліку ролі не грає (див. приклад 2.2).

Каркасний потенціал ψ_m . Каркасний потенціал ψ_m обумовлений адсорбційними силами ґрунтового каркаса (звідси і назва «каркасний»). Якщо кількість води виразити в одиницях ваги, то ψ_m в даній точці дорівнює вертикальному відстані між цією точкою ґрунту і водною поверхнею манометра, заповненого водою і пов'язаного з розглянутої точкою ґрунту керамічної чашкою (рис. 2.1).

Каркасний потенціал — динамічна властивість ґрунту. У насиченій ґрунті ψ_m теоретично дорівнює нулю. Однак «насичений» ґрунт рідко буває повністю насиченою, так що ψ_m на практиці і в такому ґрунті може мати невелике від'ємне значення. В табл. 2.2 наводяться значення каркасного потенціалу, що характеризують кілька станів ґрунтової вологи. Теоретично каркасний потенціал можна виміряти з допомогою пристрої (тензіометра), показаного на рис. 2.1. Практично ж встановити тензіометр цього типу в ґрунті та зняти з нього свідчення неможливо. Тому випускаються модифіковані тензіометри, у яких водний манометр замінне ртутний чи вакуумний.

Спочатку розглянемо тензіометр з ртутним манометром. Відстань z (рис. 2.2) визначається як відстань від верху ртутного стовпа до центру керамічної чашки. Друге відстань z_{Hg} визначається як відстань від верху ртутного стовпа до поверхні ртуті в резервуарі. У цьому випадку ваговий каркасний потенціал ψ_m визначають як

$$\psi_m = -z_{Hg} \frac{\rho_{Hg}}{\rho_w} + z \quad (2.3)$$

де ρ_{Hg} — щільність ртуті (13,6 г/см³); ρ_w — щільність води (1,0 г/см³)

Таблиця 2.2 – Значення каркасного потенціалу для чотирьох станів ґрунтової вологи*

Стан ґрунтової вологи	см	ерг/г	Дж/кг	дин/см ²	бар	атм	pF
Насиченість (приблизно)	-1	-980	-0,098	-980	$-9,8 \cdot 10^{-4}$	$-1 \cdot 10^{-3}$	0
Найменша вологоємність (приблизно)	-100	$-9,8 \cdot 10^4$	-9,8	$-9,8 \cdot 10^4$	-0,098	-0,1	2,0
Вологість зав'ядання	- $1,5 \cdot 10^4$	- $1,47 \cdot 10^7$	-1470	$-1,47 \cdot 10^7$	-14,7	-14,7	4,2
Повітряно-сухий ґрунт ***	- $2,2 \cdot 10^6$	- $2,16 \cdot 10^8$	$-2,16 \cdot 10^4$	$-2,16 \cdot 10^8$	-216	-218	5,4

* В системі СІ використовують наступні одиниці Дж/кг, Па та см

** Одиниці pF дорівнює логарифму каркасній всмоктувальній силі, виражена в см водного стовпа. Таким чином, це логарифм відмінне значення вагового каркасного потенціалу.

*** Відносна вологість 0,85

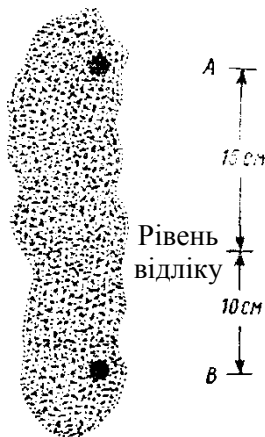


Рис. 2.1 – Чашка з невідшліфованої кераміки, поміщена в ґрунт, з'єднана з водяним манометром, утворюючи тензіометр. Каркасний потенціал ґрунтової вологи в чашці вимірюється вертикальною відстанню від центру чашки до рівня води в манометрі. У даному разі $\psi_m = -15$ см.

Ми можемо записати

$$\psi_m = -13,6z_{Hg} + z \quad (2.4)$$

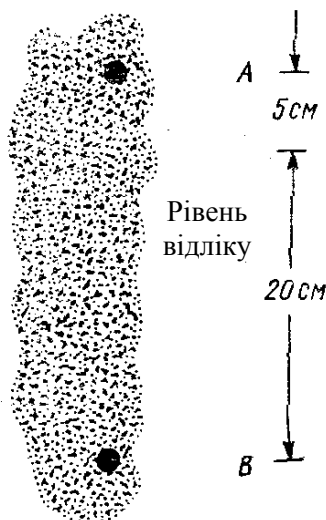


Рис. 2.2 – Тензіометр виготовлений шляхом з'єднання керамічної чашки з ртутним манометром з допомогою трубки, заповненої водою. Позначення взяті з рівнянь (2.4) і (2.7), за якими можна розрахувати каркасний потенціал ψ_m .

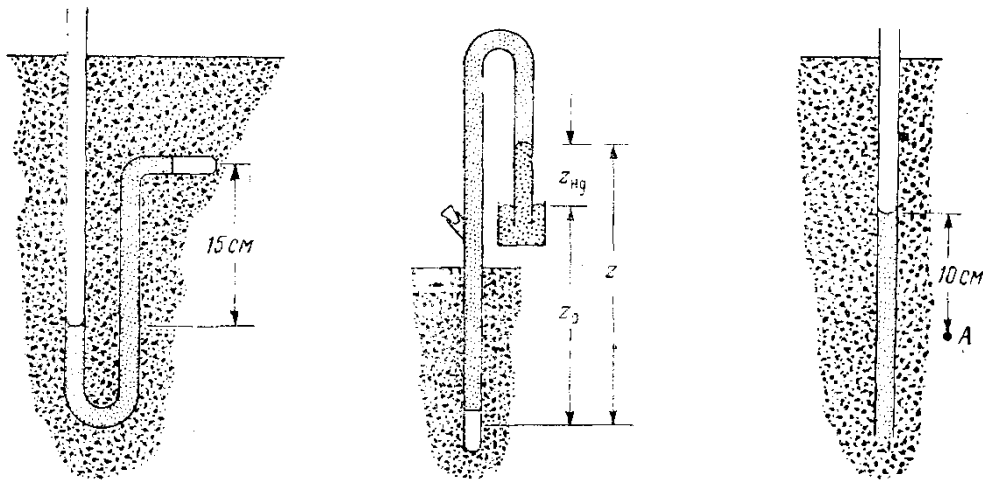


Рис. 2.3 – Трубка п'єзометра для визначення рівня ґрунтових вод у ґрунті можна використовувати також для визначення потенціалу тиску ґрунтової води. Потенціал тиску в будь-якій точці ґрунту вимірюється відстанню від цієї точки до рівня води в трубці п'єзометра. Таким чином, в точці А потенціал тиску ψ_p дорівнює 10 см.

Відстань z залежить від висоти ртутного стовпа z_{Hg} . Однак відстань від поверхні ртуті до центру чашки z_0 для даного манометра постійно. Підставляючи $z = z_0 + z_{Hg}$ в рівняння (2.3), отримуємо

$$\psi_m = -z_{Hg} \frac{\rho_{Hg}}{\rho_w} + z_{Hg} + z_0 \quad (2.5)$$

або

$$\psi_m = -z_{Hg} \left[\frac{\rho_{Hg}}{\rho_w} - 1 \right] + z_0. \quad (2.6)$$

Підставивши значення щільності, маємо

$$\psi_m = -12,6z_{Hg} + z_0 \quad (2.7)$$

У вакуумному тензіометрі замість ртуті використовується вакуумний манометр. Показання шкали можна легко перетворити в одиниці ψ_m (ваговий) таким же чином, як і при використанні ртутного манометра. Проте слід бути дуже уважним при визначенні одиниць, в яких градується манометр. Більшість що випускаються тензіометрів мають шкалу, градуйовану від 0 до 100, що в одиницях вагового каркасного потенціалу відповідає інтервалу від 0 до -1000 см. Деякі тензіометри для охоплення того ж інтервалу градуються від 0 до 1000 (див. приклади 2.5 і 2.6).

Потенціал тиску ψ_p . У польових умовах потенціал тиску визначають головним чином для насичених ґрунтів. Якщо кількість води виражена в одиницях маси, то ψ_p — це вертикальне відстань від

розглянутої точки ґрунту до водної поверхні в п'єзометрі, сполученому з розглянутої точки (див. рис. 2.3).

У полі ψ_p дорівнює нулю на рівні води в п'єзометрі і вище. Нижче цього рівня ψ_p завжди позитивний. Він зростає із збільшенням глибини нижче рівня води, навіть якщо вологість ґрунту не змінюється. Цей компонент потенціалу тиску, який в польових умовах зазвичай є єдиним, називається потенціалом занурення ψ_u . Таким чином, у полі ψ_p визначається за допомогою п'єзометра, що вимірює потенціал занурення.

У лабораторії за рахунок атмосферного тиску, що відрізняється від вихідного, можуть існувати інші компоненти потенціалу тиску. Тому для вимірювання ψ_p в лабораторних умовах використовуються інші методи, які будуть розглянуті нижче.

2.1.2 Водні потенціали в умовах рівноваги

Знання сумарного водного потенціалу в різних точках системи дозволяє визначити, в якому напрямку потече вода. В ізотермічних умовах вода тече від ділянок з високим сумарним водним потенціалом до ділянок з низьким потенціалом. Якщо в ґрунті сумарний водний потенціал в точці А дорівнює -100 см, а в точці В він становить -120 см, то вода потече з точки А у точку В.

Якщо ми розглядаємо тільки рідкий потік води в ґрунті, то осмотичний компонент вважається рівним нулю. Таким чином, для рідкого потоку $\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_p$. Ця сума потенціалів використовується так часто, що отримала особливу назву – гідравлічний потенціал. Отже, гідравлічний потенціал ψ_h дорівнює

$$\psi_h = \psi_z + \psi_m + \psi_p. \quad (2.8)$$

При відсутності напівпроникних мембран $\psi_h = 0$ та $\psi_h = \psi_t$.

В умовах рівноваги гідравлічний потенціал постійний по всьому профілю ґрунту (див. приклади 2.7 та 2.8).

2.1.3 Водні потенціали в умовах порушеної рівноваги

Розглянемо водні потенціали в профілі ґрунту, в якому тече вода. Рідкий потік води утворюється за рахунок гідравлічного градієнта потенціалу, тому ψ_h змінюється по горизонтах ґрунту, в яких проходить потік. Зазвичай можна наближено оцінити значення ψ_m (знак і порядок величини), але для отримання точних значень необхідні вимірювання (див. приклади 2.9 – 2.11).

2.1.4 Вимірювання каркасного потенціалу та потенціалу тиску в польових умовах

Для вимірювання ψ_p використовуються п'єзометри. П'єзометр (див. рис. 2.3) являє собою звичайну трубу, відкриту з обох боків, яка встановлюється в ґрунті. Вода стікає на дно труби до рівня, що визначає рівень ґрунтових вод. Рівень води в трубі зазвичай вимірюється за допомогою електричного пристрою. На поверхні води і у всіх точках, розташованих вище її, ψ_p дорівнює нулю. Нижче поверхні води ψ_p в будь-якій точці дорівнює глибині цієї точки відносно поверхні води.

За допомогою п'єзометра неможливо виміряти ψ_m , оскільки в ненасичених умовах вода витікає з труби в ґрунт і труба залишається сухою. Для роботи в ненасичених умовах нижній кінець труби необхідно з'єднати з ґрунтом через керамічну чашку, а верхній — запаяти для вимірювання вакууму, утвореного в трубі. Так ми отримуємо тензіометр, показаний раніше на рис. 2.1 і 2.2.

Керамічна чашка потрібна для підтримки безперервної плівки води між ґрунтовою водою і водою всередині тензіометра. Крім того, характеристики порозності чашки повинні бути такими, щоб пори були заповнені вологою у всьому робочому діапазоні тензіометра. Якщо б деякі пори були достатньо великі, щоб «спустошуватися» (тобто щоб вода витікала з пор) при більш високому вакуумі, то через порожні пори в тензіометр проникав би повітря, порушуючи вакуум, і прилад вийшов з ладу.

2.1.5. Розрахунок потенціалів у ґрунтових колонках

Найпростіший стан води – це відсутність потоку. Такий стан називається рівновагою, ілюструється на прикладі 2.12.

Розглянемо більш складний випадок – ґрунтової колонці є потік води. Нехай труба постійного радіуса буде рівномірно набита однорідної ґрунтом. Якщо вода надходить в один кінець труби (кінець А) в умовах, що не змінюються з часом, то в кінцевому підсумку вона виллється з іншого кінця труби (кінець В) з тією ж швидкістю, з якою вона надходить в кінець А. При досягненні цього стану ми маємо насичений (стаціонарний) водний потік (насичений потік більш повно визначається на початку розд. 3). Якщо вологість ґрунту постійна по всій довжині труби, як у тільки що описаної ґрунтової колонці, то й опір водного потоку по всій довжині труби постійно.

Тепер розглянемо сантиметрові відрізки труби. В описаних вище стаціонарних умовах, коли через кожен відрізок за цей час протікає однакову кількість води і в кожному відрізку існує однаковий опір потоку,

сила, яка зумовлює потік, повинна бути однаковою для кожного відрізка. Після вивчення рівняння (3.3) в наступному розділі ми зможемо кількісно перевірити якісне припущення про те, що потрібна постійна рушійна сила, щоб викликати однорідний потік через рівномірні відрізки ґрунту. Поки ж нам достатньо просто прийняти це припущення.

Рушійною силою рідкого потоку води служить різниця гідравлічних потенціалів $\Delta\psi_h$. Таким чином, якщо ми можемо знайти гідравлічний потенціал на обох кінцях ґрунтової колонки, то шляхом простого віднімання ми отримаємо $\Delta\psi_h$. Розділивши $\Delta\psi_h$ на довжину колонки Δs , маємо рушійну силу на одиничний відрізок колонки. Тому основним завданням є визначення ψ_h на кінцях ґрунтової колонки.

При визначенні ψ_h зазвичай необхідно враховувати складові потенціали (див. рівняння (2.8)). На поверхні вільної води каркасний потенціал ψ_m і потенціал тиску ψ_p дорівнюють нулю. Слід також зазначити, що ψ_m і ψ_p повинні бути рівні нулю на самому дні колонки, перш ніж вода вилітеться з нижнього кінця (фактично ψ_p повинен бути трохи більше нуля перед тим, як вода вилітеться).

* В системі СІ потенціал ґрунтової вологи виражається в кілопаскалях (1 кПа = 0,01 атм, 1 атм $\approx$ 1 бар = 1000 мбар = 1000 гПа).

Рішення трьох завдань цього типу дано в прикладах 2.12—2.14.

2.1.9. Характеристичні криві вологості ґрунту

При відсутності фазових змін зв'язок між змінами температури і змінами ентальпії виражається простою лінійною функцією. Навпаки, зв'язок між змінами каркасного потенціалу та змінами вологості є більш складною, нелінійною функцією. Ця зв'язок різна для різних ґрунтів, що показано в табл. 2.4 для двох ґрунтів — суглинку Сарпі і пилуватого суглинку Гері.

Криві, що показують зв'язок каркасного потенціалу з вологістю для кількох ґрунтів, наведено на рис. 2.6. В загальному випадку при високому значенні каркасного потенціалу (наприклад, близько 0,5 бар) невелика зміна вологості лише незначно впливає на каркасний потенціал. При низькому каркасному потенціалі (наприклад, 10 бар) невелика зміна вологості призводить до істотної зміни каркасного потенціалу. Це положення проілюстровано прикладом 2.15, у якому-небудь зміна вологості як функції часу викликає нелінійну зміну каркасного потенціалу. У двох ґрунтів у наведеному прикладі нелінійна зміна зовсім по-різному.

Вологість θ_m (маса води/маса сухого ґрунту)

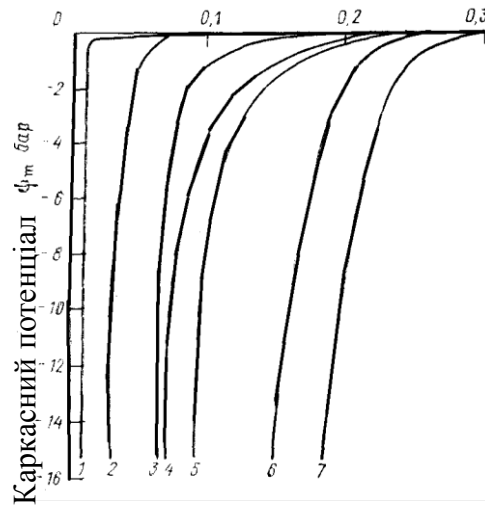


Рис. 2.6 – Характеристичні криві вологості (маса води/маса сухого ґрунту) для кількох ґрунтів.

1— грубозернистий пісок, 2 – грубозернистий опіщаний суглинок, тонкозернистий опіщаний суглинок, 4 – пілуватий суглинок, 5 – іловатий суглинок, 6 – пілувато-іловатий суглинок, 7 – глина.

Таблиця 2.4 – Каркасний потенціал ψ_m см двох ґрунтів при різних значеннях вологості

Об'ємна вологість	Суглинок Сарпи	Пилуватий суглинок	Об'ємна вологість	Суглинок Сарпи	Пилуватий суглинок
0,05	-6975	-	0,26	-64	-815
0,06	-3365	-	0,28	-53	-525
0,08	-1255	-	0,30	-43	-331
0,10	-447	-	0,32	-34	-212
0,12	-330	-	0,34	-26	-143
0,14	-259	-	0,36	-18	-94
0,16	-209	-	0,38	-10	-59
0,18	-168	-7685	0,40	-3	-36
0,20	-134	-4025	0,41	0	-28
0,22	-106	-2675	0,42	-	-21
0,24	-78	-1675	0,44	-	-10
			0,46	-	0

Іншою ілюстрацією описаного явища служить рис. 2.7, на якому показано, який відсоток доступної води втрачається при тому чи іншому значенні каркасного потенціалу. Якщо каркасний потенціал суглинистому ґрунту знижується від -0,1 до -0,3 бар, то ґрунт втрачає понад 50 % доступної води. При подальшому зниженні потенціалу до -0,5 бар кількість втраченої води зростає до 70 %

Рисунок 2.7 показує, що при високих значеннях каркасного потенціалу піщані ґрунти утримують більше води, ніж глинисті. Однак,

як видно з рис. 2.6, для ґрунтів середнього механічного складу загальна кількість доступної вологи може бути значно більше, ніж для піщаних ґрунтів.

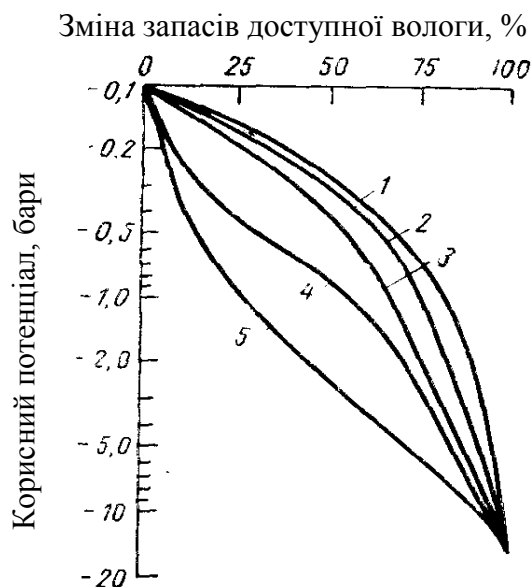


Рис. 2.7 – Характеристичні криві вологості для кількох ґрунтів (% втраченої доступної вологи). Зауважимо, що криві сходяться в точках сталого зав'ядання і найменшої вологоємності.

1 – супісок, 2 – тонкозернистий опіщаний суглинок, 3 – опіщаний суглинок, 4 – суглинок, 5 – глина.

2.1.11 Осмотичний потенціал

Осмотичний потенціал виникає за рахунок розчинних речовин (наприклад, солей), що міститься в ґрунтовому розчині, і наявності в системі напівпроникної мембрани. Напівпроникна мембрана — це матеріал, що пропускає воду, але затримує солі. В системі ґрунтової вологи є дві основні напівпроникні мембрани:

- 1) стінки клітин в коренях — недосконалі мембрани, так як деякі солі проникають у коріння;
- 2) поверхня розділу повітря і води — майже досконала мембрана.

Осмотичний потенціал ψ_s має відносно невелике значення в рідкому потоці води в ґрунті з-за відсутності напівпроникних мембран. Однак на «комфорт» рослин цей потенціал чинить сильний вплив, так як потік води в корені відбувається через напівпроникні кореневі мембрани. Для рослин в дуже вологому ґрунті ($\psi_m = -0,5 \text{ гПа}$) водний потенціал може відповідати сталого зав'ядання, якщо ґрунт настільки засолено, що її осмотичний потенціал дорівнює 14,5 гПа.

Нас часто цікавить, яка концентрація солей створює даний осмотичний потенціал. Приблизне співвідношення має вигляд

$$\psi_s = -RTC_s \quad (2.11)$$

де ψ_s – осмотичний потенціал;

R – універсальна газова постійна; $[82 \text{ (бар}\cdot\text{см}^3)/(\text{моль}\cdot\text{K})]$ (в системі СІ $R = 8,314 \text{ (Дж/(\text{град } \text{г моль}))}$), в цьому випадку C_s виражається в бар/(Дж г моль);

T – абсолютна температура (К);

C_s – концентрація розчиненої речовини (при зазначених вище одиницях газової постійної повинна виражатися в моль/см³). Часто важко визначити точне значення C_s , так як воно являє собою суму всіх речовин, включаючи іонну дисоціацію (див. приклад 2.17).

2.2 Практична частина

Завдання 2 Розрахувати водний потенціал ґрунту

Приклад 2.1

Дано: Дві точки в ґрунті, кожна з яких розташована на певному вертикальному відстані від точки відліку (див. рисунок наприклад 2.1).

Знайти: Різниця гравітаційних потенціалів $\Delta\psi_z$ між двома точками.

Рішення:

$$\psi_z A = 15 \text{ см},$$

$$\psi_z B = -10 \text{ см},$$

$$\Delta\psi_z = \psi_z A - \psi_z B = 15 \text{ см} - (-10 \text{ см}) = 25 \text{ см}.$$

Приклад 2.2

Дано: Ті ж дві точки, що в прикладі 2.1, то точка відліку розташована, як показано на рисунку наприклад 2.2.

Знайти: Різниця гравітаційних потенціалів між двома точками.

Рішення:

$$\psi_z A = 5 \text{ см},$$

$$\psi_z B = -20 \text{ см},$$

$$\Delta\psi_z = \psi_z A - \psi_z B = 5 \text{ см} - (-20 \text{ см}) = 25 \text{ см}.$$

Приклад 2.3

Дано: Відстань від поверхні ртутного резервуара до центру керамічної чашки по вертикалі дорівнює 20 см, $z_{Hg} = 14,2 \text{ см}$ (див. рис. 2.2).

Знайти: Каркасний потенціал.

Рішення: Використовуємо рівняння (2.7)

$$\begin{aligned}\psi_m &= -12,6 z_{Hg} + z_0 = -12,6 \times 14,2 \text{ см} + 20 \text{ см} = -179 \text{ см} + 20 \text{ см} \\ &= -159 \text{ см}.\end{aligned}$$

Приклад 2.4

Дано: Каркасний потенціал дорівнює нулю, z_0 дорівнює 20 см.

Знайти: Відстань від поверхні ртуті до верху ртутного стовпа в манометрі.

Рішення: Вирішуючи рівняння (2.7) щодо z_{Hg} , отримуємо

$$z_{Hg} = \frac{z_0 - \psi_m}{12,6} = \frac{20\text{см} - 0\text{см}}{12,6} = \frac{20\text{см}}{12,6} = 1,59\text{см}$$

На практиці тензіометр виводять на нуль таким чином. Чашка наполовину занурюється в чисту непов'язану воду (каркасний потенціал в центрі чашки дорівнює нулю). Потім на ртутний манометр наноситься нульова лінія.

Примітка: При цих умовах z_{Hg} еквівалентно (в сантиметрах ртутного стовпа) z_0 (в сантиметрах водного стовпа). Якщо точка відліку вибирається на поверхні ртуті, то z_0 — відстань від рівня відліку до точки, в якій проводиться вимірювання, тобто, за визначенням, гравітаційний потенціал ($\psi_m = -z_0$).

Приклад 2.5

Дано: Вакуумний тензіометр (повна шкала 0-100) показує 34. Відстань від манометра до керамічної чашки (вертикальне) дорівнює 100 см.

Знайти: Каркасний потенціал ψ_m

Рішення: Манометр градуйовано так, що показання 100 відповідає потенціалу -1000 см. Манометр вимірює каркасний потенціал і z_0 . Таким чином, $\psi_m - z_0 = 10\text{см} \times \text{показання манометра}$. Звідси

$$\psi_m = -10\text{см} \times \text{показник манометра} + z_0 = -10\text{см} \times 34\text{см} + 100\text{см} = -340\text{см} + 100\text{см} = -240\text{см}.$$

Приклад 2.6

Дано: Шкала вакуумного манометра показує 63,5 см ртутного стовпа. Манометр знаходиться на 76,2 см вище чашки тензіометра.

Знайти: Каркасний потенціал.

Рішення: Показання шкали виражається в сантиметрах ртутного стовпа, а відстань від манометра до чашки (z) вимірюється в одиницях водного стовпа. Щоб перевести показання манометра в ті ж одиниці, що і z (сантиметри водного стовпа, зазвичай звані просто сантиметрами), використовуємо в якості переказного множника щільність ртуті. Таким чином, ми маємо: 13,6 см (води)/см (ртуті). Звідси

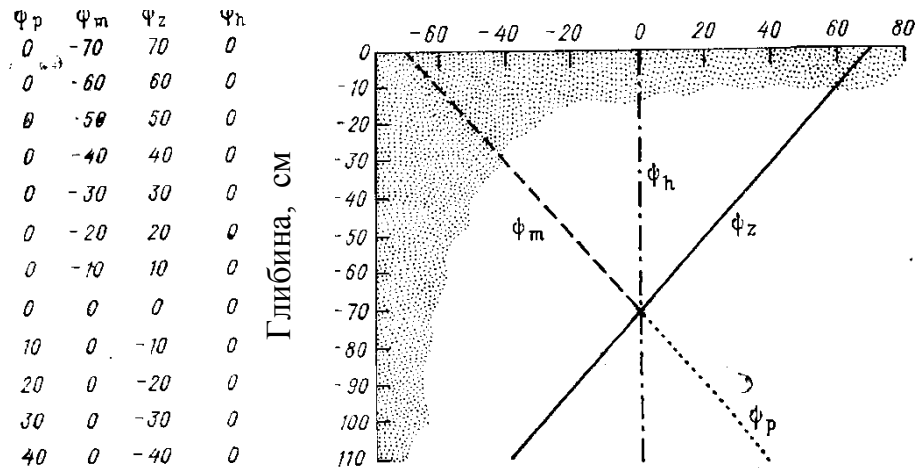
$$\begin{aligned}\psi_m &= (-13,6\text{см/см Hg}) + z = -13,6\text{см/см Hg} \times 63,5\text{см Hg} + 76,2\text{см} \\ &= -863,6\text{см} + 76,2\text{см} = -787,4\text{см}.\end{aligned}$$

Приклад 2.7

Дано: Грунт, в якій рідка вода знаходиться в рівновазі з рівнем ґрунтових вод на глибині -70 см, а рівень відліку вибрано рівним 70см.

Знайти: Значення ψ_p, ψ_m, ψ_z та ψ_h по профілем ґрунту до -110 см.

Рішення:

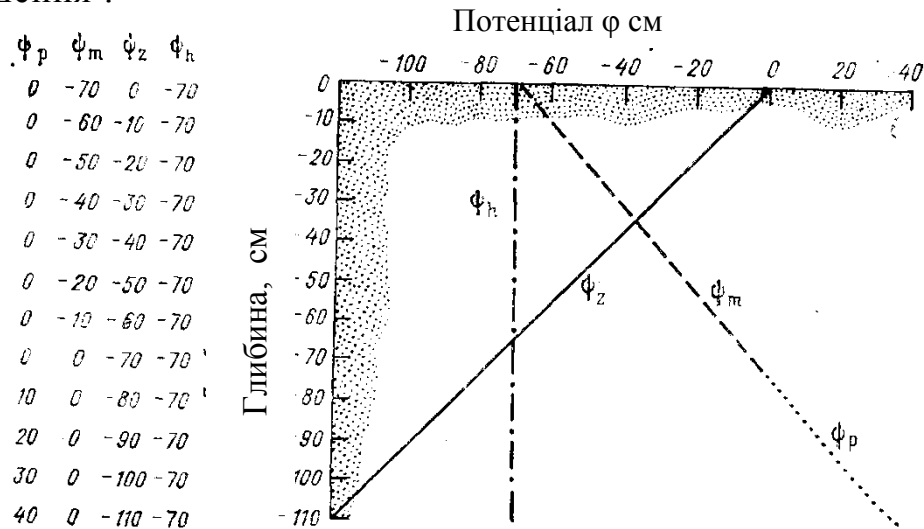


Приклад 2.8

Дано: Умови прикладу 2.7, але в якості рівня відліку обрана поверхню ґрунту.

Знайти: Значення, ψ_h, ψ_p, ψ_m і ψ_z , по всьому профілю ґрунту до 110 см.

Рішення :

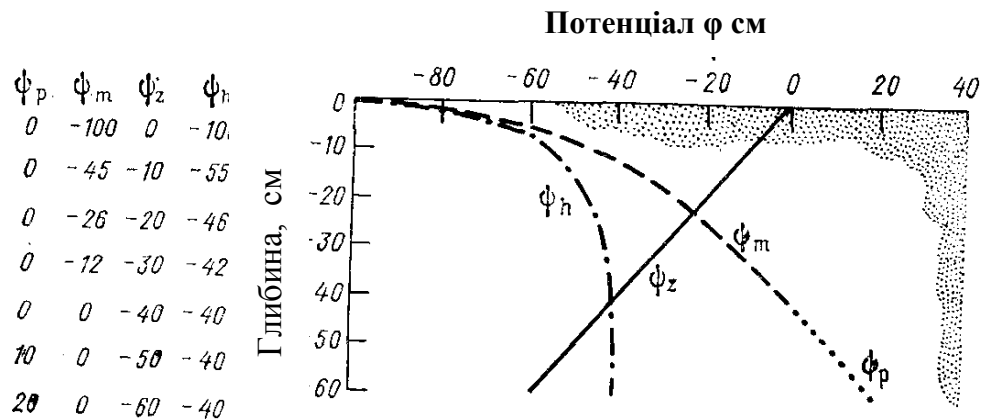


Приклад 2.9

Дано: Вода випаровується з поверхні ґрунту, а рівень ґрунтових вод знаходиться на глибині -40 см. Рівень відліку — поверхню ґрунту.

Знайти: Значення ψ_z , ψ_p і ψ_h за профілем ґрунту до глибини - 60 см. Щоб знайти ψ_h , необхідно знати виміряні або розрахункові значення ψ_m . Виконайте розрахунок ψ_m для зазначених умов.

Рішення:



Примітка: Для висхідного потоку гідравлічний потенціал на глибині 40 см повинен бути більше, ніж на глибині 30 см, і т. д. Таким чином,

$$\varphi_{h(-40)} > \varphi_{h(-30)} > \varphi_{h(-20)} > \varphi_{h(-10)} > \varphi_{h(0)}$$

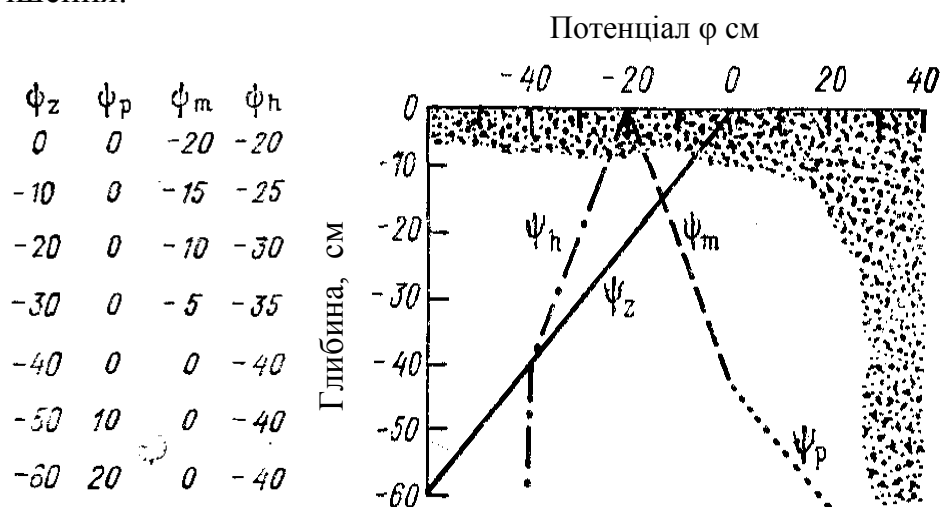
Ми можемо визначити градієнт $\Delta\varphi_h / \Delta z$ з глибиною, але для східного потоку знак завжди повинен бути від'ємним.

Приклад 2.10

Дано: Ґрунт, в якому вода тече в дрена на глибину - 40 см. Рівень відліку - поверхня ґрунту.

Знайти: Значення ψ_z , ψ_p і ψ_h і для всього профілю ґрунту до глибини 60 см. Спочатку необхідно визначити ψ_m

Рішення:



Примітка: низхідний потік, тому $\Delta\psi_h / \Delta z$ повинно бути позитивним.

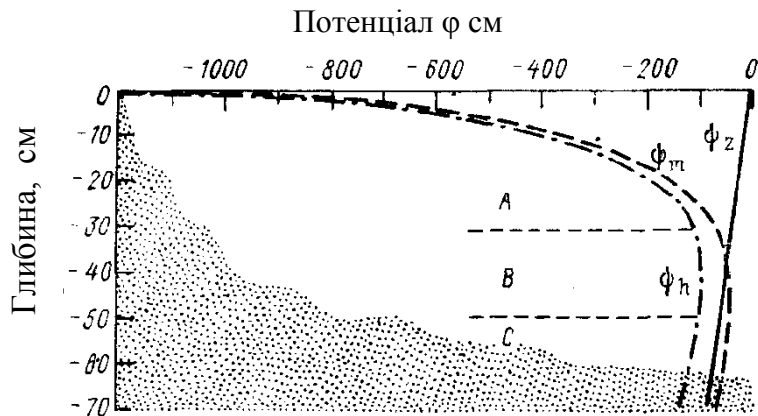
Приклад 2.11

Дано: Спочатку земля була абсолютно сухою. Випали опади зволожили її від поверхні в частині профілю. Через кілька днів поверхню ґрунту висохла, і вода піднялася вгору за рахунок випаровування. Однак на великих глибинах ґрунтова волога рухалася вниз, в глиб ґрунту, не промоченої опадами.

Знайти: Значення ψ_z, ψ_p і ψ_h по всьому профілю до глибини 60 см, попередньо оцінивши ψ_m

Рішення:

ψ_z	ψ_p	ψ_m	ψ_h
0	0	-1000	-1000
-10	0	-390	-400
-20	0	-180	-200
-30	0	-70	-100
-40	0	-60	-100
-50	0	-50	-100
-60	0	-50	-110
-70	0	-80	-130

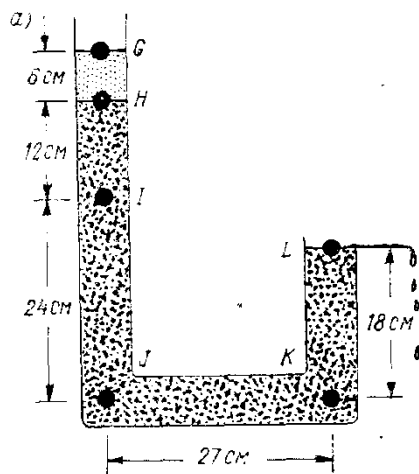


Примітка : В зоні А $\Delta\psi_h/\Delta z$ має від'ємне значення, тобто висхідний потік. В зоні В $\Delta\psi_h/\Delta z$ дорівнює нулю, тобто потік відсутня. Нарешті, в зоні С $\Delta\psi_h/\Delta z$ позитивно і, отже, потік спадний.

Приклад 2.12

Дано: В рівномірно ущільненій U-образної ґрунтової колонці рівень води підтримується в точці G. Досягнуто стаціонарний стан, при котрому вода капає в точці L (див. малюнок).

Знайти: Ваговий гідралічний потенціал ψ_h і складові його потенціали ψ_p, ψ_m і ψ_z для точок G—L в ґрунтовій колонці.



Рішення: Спостерігається потік води.

Отже, існує різниця гідралічних потенціалів між двома кінцями труби. Оскільки діаметр труби однаковий, а ґрунт однорідна і має однорідну вологість, втрата гідралічного потенціалу повинна бути однією і тією ж для кожного відрізка ґрунту. Спочатку знайдемо гідралічний потенціал у кожному наприкінці ґрунтової колонки.

З рисунка визначаємо, що точка Н розташована на 6 см нижче рівня відліку ($\psi_{zH} = 6\text{см}$) і занурена на 6 см нижче поверхні вільної води ($\psi_{pH} = 6\text{см}$).

Таким чином,

$$\psi_{pH} = \psi_{zH} + \psi_{mH} + \psi_{pH} = -6\text{см} + 0\text{см} + 6\text{см} = 0\text{см}.$$

У точці L вода капає, так що $\psi_{mL} = \psi_{pL} = 0$. Вертикальне відстань від рівня відліку складає

$$\begin{aligned}\psi_{zL} &= -6\text{см} - 12\text{см} - 24\text{см} + 18\text{см} = -24\text{см}. \text{ Отже,} \\ \psi_{hL} &= \psi_{zL} + \psi_{mL} + \psi_{pL} = -24\text{см} + 0\text{см} + 0\text{см} = -24\text{см}.\end{aligned}$$

Різниця вагових гідравлічних потенціалів між точками L і H становить

$$\Delta\psi_{hLH} = -24\text{см} - 0\text{см} = -24\text{см}.$$

Довжина ґрунтової колонки $\Delta S_{LH} = 12\text{см} + 24\text{см} + 27\text{см} + 18\text{см} = 81\text{см}$. Зміна потенціалу на одиничний відрізок довжини (градієнт потенціалу $\nabla\psi_h$) становить

$$\nabla\psi_h = \Delta\psi_{hLH} / \Delta S_{LH} = -24\text{см} / 81\text{см} = -0,296.$$

Різниця потенціалів між будь-якими двома точками отримаємо, множачи градієнт потенціалу на відстань між точками. Отже,

$$\Delta\psi_{hHI} = (\nabla\psi_h)(\Delta S_{HI}) = -0,296 \times 12\text{см} = -3,56\text{см}.$$

Аналогічно розраховуємо:

$$\Delta\psi_{hIJ} = -7,11\text{см}, \quad \Delta\psi_{hJK} = -8,00\text{см}, \quad \Delta\psi_{hKL} = -5,33\text{см}.$$

Тепер ми можемо розрахувати гідравлічний потенціал в кожній точці:

$$\begin{aligned}\psi_{pH} &= 0\text{см}, \\ \psi_{hI} &= -\psi_{hH} + \Delta\psi_{hHI} = 0\text{см} + (-3,56\text{см}) = -3,56\text{см}, \\ \psi_{hJ} &= \psi_{hH} + \Delta\psi_{hHI} + \Delta\psi_{hIJ} = 0\text{см} + (-3,56\text{см}) + (-7,11\text{см}) = -10,67\text{см}, \\ \Delta\psi_{hK} &= \psi_{hH} + \Delta\psi_{hHI} + \Delta\psi_{hIJ} + \Delta\psi_{hJK} \\ &= 0\text{см} + (-3,56\text{см}) + (-7,11\text{см}) + (-8,00\text{см}) = -18,67\text{см}, \\ \Delta\psi_{hL} &= \psi_{hH} + \Delta\psi_{hHI} + \Delta\psi_{hIJ} + \Delta\psi_{hJK} + \Delta\psi_{hKL} \\ &= 0\text{см} + (-3,56\text{см}) + (-7,11\text{см}) + (-8,00\text{см}) + (-5,33\text{см}) \\ &= -24\text{см}.\end{aligned}$$

Вагові гравітаційні потенціали розраховуються як вертикальні відстані від рівня відліку (напрямок вгору вважається позитивним):

$$\begin{aligned}\psi_{zH} &= -6\text{см}, \\ \psi_{zI} &= -6\text{см} + (-12\text{см}) = -18\text{см}, \\ \psi_{zL} &= -6\text{см} + (-12\text{см}) + (-24\text{см}) = -42\text{см},\end{aligned}$$

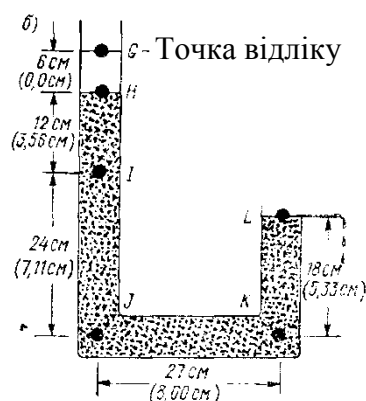
$$\psi_{zK} = -6\text{см} + (-12\text{см}) + (-24\text{см}) = -42\text{см},$$

$$\psi_{zL} = 6\text{см} + (-12\text{см}) + (-24\text{см}) + 18\text{см} = -24\text{см}.$$

Всі точки, розташовані нижче поверхні води. Отже,

$$\psi_{mH} = \psi_{mI} = \psi_{mJ} = \psi_{mK} = \psi_{mL} = 0.$$

Тепер можна легко розрахувати вагові потенціали тиску, видозмінивши рівняння (2.8),



$$\psi_p = \psi_h - \psi_z - \psi_m$$

$$\psi_{pH} = 0\text{см} - (-6\text{см}) - 0\text{см} = 6\text{см},$$

$$\psi_{pI} = -3,56\text{см} - (-18\text{см}) - 0\text{см} = 14,44\text{см},$$

$$\psi_{pJ} = -10,67\text{см} - (-42\text{см}) - 0\text{см} = 31,33\text{см},$$

$$\psi_{pK} = -18,67\text{см} - (-42\text{см}) - 0\text{см} = 23,33\text{см},$$

$$\psi_{pL} = -24\text{см} - (-24\text{см}) - 0\text{см} = 0\text{см}.$$

Потенціали, які ми вираховували, узагальнено нижче в таблиці. Втрата гідравлічного потенціалу між точками показана на малюнку в дужках. Значення різних складових потенціалів (см) для точок, зображених на рисунку наприклад 2.14

Складові Потенціали	Точки в ґрунті					
	G	H	I	J	K	L
ψ_p	0	6	14,4	31,33	23,33	0
ψ_m	0	0	0	0	0	0
ψ_z	0	-6	-18	-42	-42	-24
ψ_h	0	0	-3,56	-10,67	-18,67	-24

Примітка. В даному випадку потенціал тиску врівноважує тільки ту частину гравітаційного потенціалу, якої достатньо для збереження однакового зміни гідравлічного потенціалу на одиничний відрізок довжини ґрунтової колонки.

Приклад 2.13

Дано: Рівномірно ущільнена U-подібна ґрунтова колонка стикається з поверхнею вільної води, яка підтримується на рівні точки А, що знаходиться на одному рівні з точкою D (див. рисунок). Потік досяг стаціонарного стану, при якому вода капає з колонки з нижнього відкритого кінця (точка Е). В точці За встановлений тензіометр (на

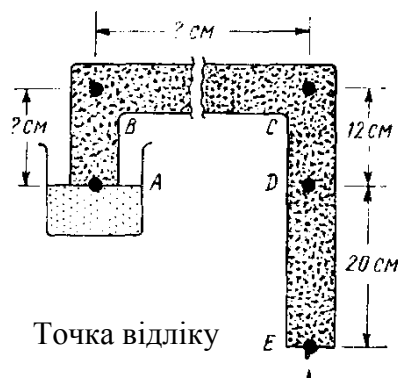
рисунку не показаний). Ваговий каркасний потенціал у цій точці дорівнює 24 см. Припустимо, що капілярна кайма досягає верхній частині труби; таким чином, вся ґрунтова колонка насичена.

Знайти: Об'ємний гідралічний потенціал у точці В.

Рішення: Приклад 2.12 представляв собою завдання того ж типу. Вирішуючи приклад 2.12, ми знайшли ψ_h на кожному кінці колонки, а потім розрахували градієнт гідралічного потенціалу, розділивши різниця потенціалів на довжину колонки.

Проте в даному прикладі нелегко визначити довжину колонки, оскільки нам не дано відстані ΔS_{AB} і ΔS_{BC} . По рисунку очевидно, що $\Delta S_{AB} = \Delta S_{CD} = 12\text{см}$, але знайти ΔS_{BC} важче.

Труба постійного діаметра містить однорідний ґрунт, що має однакову вологість. Таким чином, ми можемо вважати градієнт гідралічного потенціалу постійним. Отже, якщо ми зможемо визначити градієнт для будь-якої ділянки ґрунтової колонки, то він буде ставитися і до колонці в цілому. Перевіримо, чи достатньо даних, щоб знайти гідралічні потенціали в точках С і Е. Якщо це так, то використовуємо ці точки для визначення гідралічного градієнта потенціалу.



Ми знаємо, що в точці Е, з якої вода витікає, $\psi_{pE} = \psi_{mE} = 0\text{см}$.

Точка С розташована вище рівня води, так що $\psi_{pC} = 0$. Каркасний потенціал у точці, як впливає з умов задачі, дорівнює $\psi_{mC} = -24$. Вагові гравітаційні потенціали дорівнюють відстані від рівня відліку, звідси $\psi_{zE} = 0$ і $\psi_{zC} = 32\text{см}$. Тепер ми можемо визначити

$$\psi_{hC}, \psi_{hE}, \Delta\psi_{hCE} :$$

$$\psi_{hC} = \psi_{zC} + \psi_{mC} + \psi_{pC} = 32\text{см} + (-24\text{см}) + 0\text{см} = 8\text{см}.$$

$$\psi_{hE} = \psi_{zE} + \psi_{mE} + \psi_{pE} = 0\text{см} + 0\text{см} + 0\text{см} = 0\text{см}.$$

$$\Delta\psi_{hCE} = \psi_{hC} - \psi_{hE} = 8\text{см} - 0\text{см} = 8\text{см}.$$

Відстань між точками С і Е становить $\Delta S_{CE} = 20\text{см} + 12\text{см} = 32\text{см}$, а градієнт вагового гідралічного потенціалу дорівнює $\nabla\psi_h = \Delta\psi_{hCE}/\Delta S_{CE} = 8\text{см}/32\text{см} = 0,25$.

Знаючи цей градієнт, ми можемо розрахувати зміна вагового гідралічного потенціалу між точками А і В:

$$\Delta\psi_{hAB} = (\nabla\psi_h)(\Delta S_{AB}) = 0,25 \times 12\text{см} = 3\text{см}.$$

Тепер можна розрахувати ваговий гідралічний потенціал у точці А

$$\psi_{hA} = \psi_{ZA} + \psi_{mA} + \psi_{pA} = 20\text{см} + 0\text{см} + 0\text{см} - 3\text{см} = 17\text{см}.$$

Знаючи потенціал у точці А і зміна потенціалу між А і В, можна знайти ваговий гравітаційний потенціал у точці В

$$\psi_{hB} = \psi_{hA} - \Delta\psi_{hAB} = 20\text{см} - 3\text{см} = 17\text{см}.$$

Об'ємний гідралічний потенціал у даному випадку вимірюється у динах на квадратний сантиметр (одиниці тиску). Для переходу від сантиметрів до динам на квадратний сантиметр необхідно помножити отримане значення на щільність води ($p_w = 1\text{г/см}^3$) і на прискорення вільного падіння ($g = 980,7\text{см/с}^2$) Таким чином,

$$\begin{aligned}\psi_{hB} &= (17\text{см})(p_w)(g) = (17\text{см})(1\text{г/см}^3)(980,7\text{см/с}^2) \\ &= 1,67 \cdot 10^4 (\text{г} \cdot \text{см}^3) = 1,67 \cdot 10^4 [(\text{г} \cdot \text{см})/\text{с}^2] \times [\text{см/см}^3] \\ &= 1,67 \cdot 10^4 \text{дин/см}^2\end{aligned}$$

Примітка: Перетворення можна також здійснити за допомогою одиниць, зазначених в темі 2.1.7. Зауважимо, що 1 бар = 1020 см, или 1 = 1020 см/бар. Ми також знаємо, що 1 бар = 10^6 дин/см² или 1 = 10^6 дин/(см² · бар). Використовуючи ці переказні множники, отримуємо

$$\begin{aligned}17\text{см} \cdot 10^6 \text{дин}/(\text{см}^2 \cdot \text{бар}) \times \frac{1}{1020\text{см/бар}} &= 17\text{см} \cdot 10^6 \text{дин}/(\text{см}^2 \cdot \text{бар}) \times \\ \frac{1\text{бар}}{1020\text{см}} &= 1,67 \cdot 10^4 \text{дин/см}^2.\end{aligned}$$

Приклад 2.14

Дано: Умови приклад 2.13.

Знайти Відстань між точками В і С.

Рішення: В прикладі 2.13 ми визначили $\Delta\psi_{hAB}$. Аналогічним чином використовуючи значення $\nabla\psi_h$, розраховане на прикладі 2.15, і знайдемо:

$$\Delta\psi_{hDE} = (\nabla\psi_h)(\Delta S_{DE}) = 0,25 \times 20\text{см} = 5\text{см},$$

$$\Delta\psi_{hDC} = (\nabla\psi_h)(\Delta S_{DC}) = 0,25 \times 12\text{см} = 3\text{см}.$$

За цими даними ми не можемо знайти $\Delta\psi_{hBC}$, оскільки невідомо відстань ΔS_{BC} яке ми і прагнемо визначити. Однак можна знайти $\Delta\psi_{hBC}$ по різниці. Значення потенціалів ψ_{hE} і ψ_{hA} ми визначили на прикладі 2.13. Таким чином, можна розрахувати $\Delta\psi_{hAE}$

$$\Delta\psi_{hAE} = \psi_{hA} - \psi_{hE} = 20\text{см} - 0\text{см} = 20\text{см}$$

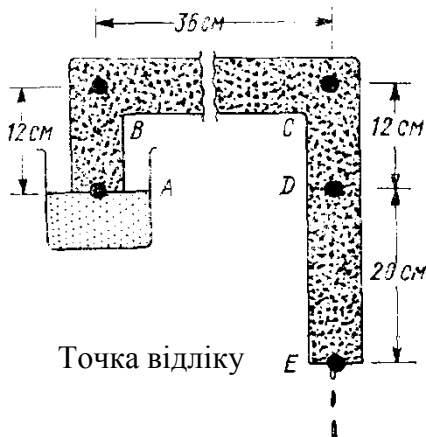
Визначаємо $\Delta\psi_{hBC}$ по різниці

$$\begin{aligned}\Delta\psi_{hBC} &= \Delta\psi_{hAE} - (\Delta\psi_{hAB} + \Delta\psi_{hCD} + \Delta\psi_{hDE}) \\ &= 20\text{см} - 3\text{см}(3\text{см} + 3\text{см} + 5\text{см}) = 20\text{см} - 11\text{см} = 9\text{см}.\end{aligned}$$

Тепер визначаємо відстань між точками В до С шляхом ділення різниці гідралічних потенціалів на градієнт, тобто

$$\Delta S_{BC} = \frac{\Delta\psi_{hBC}}{\nabla\psi_h} = \frac{9\text{см}}{0,25} = 36\text{см}.$$

Складові потенціали для кожної точки узагальнено нижче в таблиці.



Значення різних складових потенціалів (см) для точок ґрунту, показаних на рисунку наприклад 2.16

Складові потенціали	Точки в ґрунті				
	A	B	C	D	E
ψ_p	0	0	0	0	0
$\psi_{m..}$	0	-15	-24	-15	0
ψ_z	20	32	32	20	0
ψ_h	20	17	8	5	0

Приклад 2.15

Дано: У теплиці проводиться досвід з горщиками, заповненими ґрунтом двох типів: суглинком Сарпі і пилуватим суглинком Гері. Глибина гранту в горщиках дорівнює 50 см, E_t постійна на рівні 0,6 см/добу. На початку досвіду

$\psi_{m..} = -100$ см для обох ґрунтів.

Знайти: Каркасний потенціал $\psi_{m..}$ добова зміна каркасного потенціалу $\Delta \psi_{m..}$ в кінці кожної доби.

Рішення: Спочатку використовуємо рівняння (1.15) Для визначення добового зміни об'ємної вологості θ_v :

$$D_{e1} = \theta_{v1} D,$$

$$D_{e2} = \theta_{v2} D.$$

Шляхом віднімання отримуємо

$$D_{e1} - D_{e2} = (\theta_{v1} - \theta_{v2}) D$$

$$\Delta D_e = \Delta \theta_v / D.$$

Вирішуючи щодо $\Delta \theta_v$, маємо

$$\Delta \theta_v = \Delta D_e / D$$

У нашому випадку $D_e = 50$ см (глибина ґрунту в горщику) і $\Delta D_e = -0,6$ см (глибина води, що йде з ґрунту кожні добу за рахунок евапотранспірації). Таким чином, зміна об'ємної вологості, відбувається за кожну добу, становить

$$\Delta \theta_v = \frac{-0,6}{50 \text{ см}} = 0,012 \text{ см.}$$

Щоб отримати об'ємну вологість в кінці кожної доби, використовуємо рівняння

$$\theta_v(\text{в концe суток}) = \theta_v(\text{в началe суток}) + \Delta \theta_v.$$

В кінці першої доби

$$\theta_{v1} = \theta_{v0} + \Delta \theta_v.$$

Щоб отримати об'ємну вологість у нульовий час θ_{v0} . Для суглинку Сарпі, звернемося до табл. 2.4 і знайдемо значення θ_v , відповідне 100 см (каркасний потенціал на початку досвіду). У таблиці немає значення $\psi_{m..} = -100$ см. Однак $\psi_{m..} = -106$ значення $\theta_v = 0,22$, а при $\psi_{m..} = -78$ значення $\theta_v = 0,24$. Шляхом інтерполяції знаходимо, що $\theta_v \sim 0,224$ при $\psi_{m..} = -100$. Таким чином, для суглинку Сарпі $\theta_{v1} = 0,224\text{см} + (-0,012\text{см}) = 0,212\text{см}$.

Примітка. Найточніший метод інтерполяції — нанесення на графік характеристичних кривих вологості ґрунту для суглинку Сарпі і пилуватого суглинку Гері (див. рис. 2.6), при якому використовуються дані табл. 2.4. Потім за графіком визначаємо значення $\psi_{m..}$, відповідні тим чи іншим значенням θ_v , і навпаки.

Повернемося до табл. 2.4 та визначимо значення $\psi_{m..}$, відповідне $\theta_v = 0,212$. З таблиці отримуємо $\psi_{m..} = -116$. Зміна каркасного потенціалу за першу добу складе

$$\Delta \psi_{m.1.} = \psi_{m.0.} - \psi_{m.1.} = -116 - (-100\text{см}) = -16\text{см}$$

Для других діб

$$\theta_{v2} = \theta_{v1} + \theta_{v1} + \Delta \theta_v = 0,212\text{см} + (-0,212\text{см}) = 0,200\text{см}.$$

За табл. 2.4 знаходимо, що $\theta_{v2} = 0,200\text{см}$ відповідає $\Delta \psi_{m.2.} = 134\text{см}$ і

$$\Delta \psi_{m.2.} = \psi_{m.1.} - \psi_{m.2.} = -134 - (-116\text{см}) = -18\text{см}$$

Аналогічним чином отримуємо значення для наступних діб. Ці значення для обох ґрунтів наведені нижче в таблиці.

Об'ємна вологість θ_v , каркасний потенціал $\psi_{m..}$ і добове зміна каркасного потенціалу $\Delta \psi_{m..}$ в кінці кожної доби, розраховані за декаду для суглинку Сарпі і пилуватого суглинку Гері

Час, доба	Суглинок Сарпі			Пилуватий суглинок Гері		
	θ_v	$\psi_{m..}\text{см}$	$\Delta \psi_{m..}\text{см}$	θ_v	$\psi_{m..}\text{см}$	$\Delta \psi_{m..}\text{см}$
0	0,224	-100		0,358	-100	
1	0,212	-116	-16	0,346	-127	-27
2	0,200	-134	-18	0,334	-162	-35
3	0,188	-154	-20	0,322	-205	-43
4	0,176	-177	-23	0,310	-267	-62
5	0,164	-202	-25	0,298	-348	-81
6	0,152	-229	-27	0,286	-460	-112
7	0,140	-259	-30	0,274	-595	-135
8	0,128	-300	-41	0,262	-782	-187
9	0,116	-352	-52	0,250	-1100	-318
10	0,104	-417	-65	0,238	-1825	-725

Примітка: З таблиці видно, що потенціали $\psi_{m..}$ в кінці кожної доби для двох ґрунтів різні, незважаючи на те, що на початку досвіду вони були для обох

ґрунтів однаковими. Таблиця показує також, що для даної ґрунту зміни $\psi_{m..}$ за кожен добу бувають різними, хоча добова зміна θ_v постійно

Приклад 2.16

Дано: Тиск витісняється повітря в керамічній чашці, зволоженою водою, становить 0,5 бар.

Знайти: Еквівалентний радіус найбільшої пори.

Рішення: Використовуємо рівняння (2.10), в якому тиск витісняється повітря одно – $\psi_{m..}$. Для води $v = 72$ дин/см и $\cos\theta = 1$. Нам необхідно перетворити бари у дини на квадратний сантиметр ($1\text{бар} = 10^6$ дин/см²)

$$\psi_{m..} = \frac{2\cos\theta}{r},$$

Таким чином

$$r = -\frac{2\cos\theta}{\psi_{m..}} = -\frac{2 \times 72\text{дин/см} \times 1}{-0,5\text{бар} \times 10^6(\text{дин} \cdot \text{см}^{-2})/\text{бар}} = 2,88 \times 10^{-4}\text{см}.$$

Приклад 2.17

Дано: Розчин 1 моля солі в 1000 води при 20 °С. При цих концентрації і температури десята частина солі іонізується. Після іонізації кожна молекула даної солі утворює три іона.

Знайти: Осмотичний потенціал.

Рішення:

$$0,1 \text{ моль іонізованої солі} \times 3 \frac{\text{моль іонів}}{\text{моль іонізованої солі}} = 0,3 \text{ моль іонів},$$

$$1 \text{ моль солі} - 0,1 \text{ моль іонізованої солі} = 0,9 \text{ моль іонізованої солі};$$

$$C_s = 0,3 \text{ моль} + 0,9 \text{ моль} = 1,2 \text{ моль}.$$

У системі $R = 8,314$ (Дж/(град г - моль)), в цьому випадку C_s виражається у бар/(Дж г-моль).— Прим. ред.

Отже, з рівняння (2.11)

$$\psi_s = -RTC_s = -\frac{82(\text{бар} \cdot \text{см}^3)/(\text{моль} \cdot \text{К}) \times 293\text{К} \times 1,2\text{моль}}{1000\text{см}^3} = -28,8\text{бар}.$$

Приклад 2.18

Д а н о: Ґрунтовий зразок при температурі 25 °С має каркасний потенціал $\psi_{m..}$, рівний 600 гПа, і осмотичний потенціал $\psi_{s..}$ дорівнює 50 гПа.

Знайти: Яке з перерахованих значень є дійсним парціальним тиском водяної пари е: а) 31,438 гПа, б) 32,671 гПа, в) 31,686 гПа, г) 31,656 гПа, д) 29,441 гПа?

Рішення: Розглянемо два загальних методи рішення цієї задачі: прямий аналітичний і логічний, в якому ми розглядаємо всі п'ять перерахованих значень.

В аналітичному методі застосовуємо рівняння (2.12)

$$\psi_w = \frac{RT}{V_M} \ln \frac{e}{e^0}.$$

Вирішуючи його відносно e , отримуємо

$$\psi_w = \frac{RT}{V_M} (\ln e - \ln e^0) \text{ або } \frac{\psi_w V_M}{RT} = \ln e - \ln e^0.$$

Таким чином

$$\ln e = \ln e^0 + \frac{\psi_w V_M}{RT} \text{ и } e = e^0 \times \left(\frac{\psi_w V_M}{RT} \right).$$

Значення R та V_M задані рівнянням (2.12). З рівняння (2.1) маємо:

$$\psi_w = \psi_p + \psi_s + \psi_m = 0 \text{ гПа} + (-50 \text{ гПа}) + (-600 \text{ гПа}) = -650 \text{ гПа}.$$

Значення e^0 можна знайти в довіднику або таблиці, наведеної у главі 4 (див. табл. 4.6). Воно становить 31,671 гПа. Це дає

$$e = 31,671 \text{ гПа} \times \exp \frac{-0,65 \text{ бар} \times 18 \text{ см}^3 / \text{моль}}{82 (\text{бар} \cdot \text{см}^3) / (\text{моль} \cdot \text{К}) \times 298 \text{ К}} \\ = 1 + (-4788 \cdot 10^{-4}) = 0,99952 \sim 1.$$

Тепер ми можемо використовувати рівняння (2.13), вирішена щодо e , і значення $1 + (\psi_w V_M / RT)$ отримане у попередньому розрахунку,

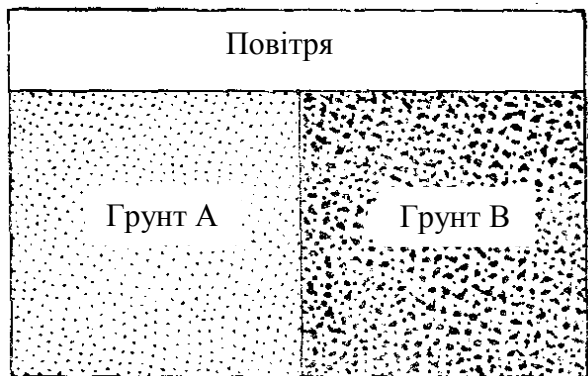
$$e = e^0 \left(1 + \frac{\psi_w V_M}{RT} \right) = 31,67 \text{ гПа} \times 0,99952 = 31,656 \text{ гПа}.$$

Використовуючи логічний метод, ми визначаємо, що варіанти (б) і (в) можна виключити, оскільки обидва значення перевищують 31,671 (e^0) і, отже, неможливі. Відповідь (а) дає $e/e^0 = 31,438/31,671 = 0,9926$, що неможливо, так як в табл. 2.5 це відповідає $\psi_w = -10$ бар. Відповідь (д) дає $e/e^0 = 29,441/31,671 = 0,9296$, що в табл. 2.5 відповідає $=100$ бар і, отже, також не є можливим рішенням. Відповідь (г) дає нам $e/e^0 = 31,656/31,671 = 0,99952$, що можливо, оскільки в табл. 2.5 це значення знаходиться в інтервалі $1,0 < \psi_w < -0,1$. Таким чином, 31,656 гПа — єдиний можливий відповідь.

Приклад 2.19

Дано: Система ґрунт – вода, показана на малюнку, в якій розподілені потенціали, як показано в таблиці:

Складові потенціали	Ваговий потенціал	
	грунт А	грунт В
ψ_p	0	0
$\psi_{z..}$	0	0
ψ_m	-500	-300
ψ_s	0	-500



Знайти: Напрямок потоку для рідкої і газоподібної фаз води.

Рішення: Рушійна сила рідкого потоку — різниця гідралічних потенціалів:

$$\psi_{hA} = \psi_{pA} + \psi_{zA} + \psi_{mA} = 0\text{см} + 0\text{см} + (-500\text{см}),$$

$$\psi_{hB} = \psi_{pB} + \psi_{zB} + \psi_{mB} = 0\text{см} + 0\text{см} + (-300\text{см}).$$

Оскільки $\psi_{hB} > \psi_{hA}$, рідка вода потече з ґрунту В в ґрунт А.

Рушійна сила потоку водяної пари — різниця водних потенціалів:

$$\psi_{wA} = \psi_{pA} + \psi_{mA} + \psi_{sA} = 0\text{см} + (-500\text{см}) + 0\text{см} = -500\text{см},$$

$$\psi_{wB} = \psi_{pB} + \psi_{mB} + \psi_{sB} = 0\text{см} + (-300\text{см}) + (-500\text{см}) = -800\text{см}.$$

Оскільки $\psi_{wA} > \psi_{wB}$, водяна пара потече з ґрунту, А в ґрунт В. Цей циклічний процес буде продовжуватися до тих пір, поки концентрація солей в ґрунтах А і В не стане однаковою.

Приклад 2.20

Дано: Зібрані дані про ґрунтовому зразку шляхом визначення водного потенціалу за методом фільтрувального паперу. Для газоподібного контакту $\theta_{mf} = 0,30$, а для рідкого контакту. Для $\theta_{mf} = 0,50$ ґрунту $\theta_m = 0,19$.

Знайти: ψ_m , ψ_w і ψ_s для ґрунту.

Рішення: Щоб знайти ψ_m , використовуємо рівняння (2.14) для рідкого контакту

$$\log(-\psi_m \text{ бар}) = 2,136 - 3,37\theta_{mf} = 2,136 - 3,37 \times 0,50 = 2,136 - 1,685 = 0,451.$$

Таким чином,

$$\psi_m = -\text{antilog}(0,451) = -2,8 \text{ бар}$$

Щоб знайти ψ_w , використовуємо рівняння (2.15) для газоподібного контакту

$$\log(-\psi_w \text{ бар}) = 3,41 - 7,25\theta_{mf} = 3,41 - 7,25 \times 0,30 = 3,41 - 2,175 = 1,235.$$

Таким чином,

$$\psi_w = -\text{antilog}(1,235) = -17,2 \text{ бар}.$$

Розраховуємо ψ_s по різниці, використовуючи рівняння (2.1),

$$\psi_s = \psi_w - \psi_m = -17,2 \text{ бар} - (-2,8 \text{ бар}) = -14,4 \text{ бар}.$$

Примітка: Велике значення ψ_s свідчить про те, що цей ґрунт має дуже високу солоність. Якщо б значення θ_{mf} для рідкого контакту дорівнювало 0,30, то значення ψ_m склало б -13,3 бар, т. е. солоність була б значно нижче

Тема 3. Водний потік у ґрунті

3.1 Теоретична частина

3.1.1 Насичений водний потік у ґрунті

Рідкий водний потік утворюється за рахунок гідравлічного градієнта потенціалу, але не обов'язково за рахунок градієнта вологості. Таким чином, при побудові графіка потенціалу як функції глибини ми отримуємо плавну криву, плавність якої не порушується навіть на межі між шарами (див. рис. 3.1 а). Коли ж будується графік вологості ґрунту як функції глибини, зазвичай спостерігається різкий розрив кривої на кордоні між шарами (див. рис. 3.1 б).

Основне загальне рівняння потоку має вигляд

$$J_w = -K_w \frac{\Delta\psi_h}{\Delta s}, \quad (3.1)$$

де J_w – щільність водного потоку, см/м; K – гідравлічна провідність, см/с; $\Delta\psi_h$ – різниця гідравлічного потенціалу (в сантиметрах) між двома точками, розділеними відстанню Δs (в сантиметрах), де s – відстань, виміряна в напрямку потоку. В рівнянні (3.1) можна використовувати і багато інших члени.

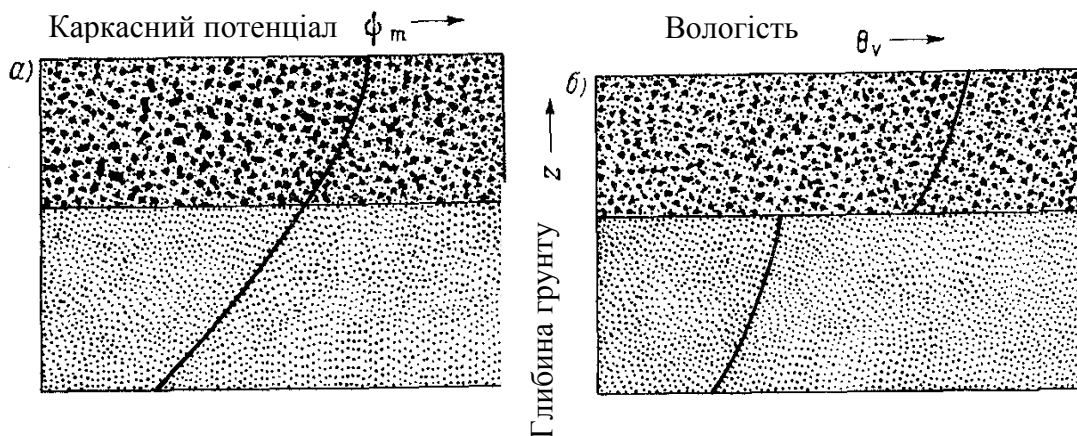


Рис. 3.1 – Якщо вода тече через різні шари ґрунту, які стикаються між собою, крива каркасного потенціалу не переривається при перетині кордону між шарами (а). Однак крива вологості на цій межі переривається (б).

Для вертикального потоку

$$J_w = -K_w \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}, \quad (3.2)$$

де z – відстань (в сантиметрах), виміряне у вертикальному напрямку.

Щільність потоку розраховується на одиницю площі та часу. Звідси рівняння (3.2) можна представити як

$$J_w = \frac{Q_w}{A_t} = -K_w \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z},$$

де Q_w – кількість води; A – площа; t – час; (див. приклади 3.1—3.3).

Іноді виникають труднощі при визначенні $\Delta\psi_h/\Delta z$. Однак їх можна уникнути, якщо позначити одну ділянку точкою 1, а інший — точкою 2, а потім присвоїти ділянці і гідравлічному потенціалу відповідні індекси (наприклад, ψ_{h1} і z_1 – гідравлічний потенціал і висота в точці 1). При визначенні $\Delta\psi_h/\Delta z$ завжди вибирайте значення ψ_h і z в одній послідовності (наприклад, якщо ви вибираєте $\psi_{h2} - \psi_{h1}$, ви повинні також вибрати $z_2 - z_1$; якщо ж, однак, $\Delta\psi_h$ знаходиться з $\psi_{h1} - \psi_{h2}$, то і Δz також знаходиться з $z_1 - z_2$). У цій книзі ми приймаємо, що потік, спрямований вгору, позитивний. Якщо поверхня ґрунту вважати нулем, то всі інші глибини будуть мати негативні значення.

Гідравлічна провідність K_w – це властивість ґрунту, яка значною мірою залежить від її вологості. Гідравлічна провідність, яку ми визначаємо у прикладі 3.3, є гідравлічною провідністю насиченою водою речовини. Важливо зрозуміти, що при зміні вологості гідравлічна провідність не буде залишатися постійною. І дійсно, гідравлічна провідність ґрунту зменшується на декілька порядків при зміні вологості насичення до вологості стійкого зав'ядання. В табл. 3.1 показано зміну гідравлічної провідності при зміні вологості на прикладі двох ґрунтів — суглинку Сарпі (Sarpy) і пілуватого суглинку Гері (Seagy). Це різке зниження гідравлічної провідності при зниженні вологості ґрунту тягне за собою дуже важливі наслідки. Деякі з них стануть зрозумілими, коли ми перейдемо до обговорення напівнасиченого водного потоку.

Один з методів визначення гідравлічної провідності ґрунту як функції вологості полягає в утворенні насиченого потоку до рівня ґрунтових вод. Насичений потік створюється дощуванням ґрунту з такою інтенсивністю, при якій вода не застоюється на поверхні. Коли досягнуто стан насиченого потоку, тоді каркасний потенціал і вологість ґрунту стають однорідними у верхній частині профілю ґрунту, але з глибиною, по мірі наближення до рівня ґрунтових вод, їх значення наближається до насичення (див. приклад 3.4). На практиці необхідно значний час для досягнення стану насиченого потоку.

Для зони, де каркасний потенціал постійний, $\Delta\psi_m$ дорівнює нулю, і, отже, $\Delta\psi_h = \Delta\psi_z$, тобто потік цілком утворюється за рахунок градієнта гравітаційного потенціалу. Різниця гравітаційних потенціалів для вертикального потоку завжди дорівнює різниці глибин і, отже,

$$\Delta\psi_h/\Delta z = \Delta\psi_z/\Delta z = 1.$$

Таблиця 3.1 – Гідравлічна провідність K_w і каркасний потенціал ґрунту ψ_m двох видів при декількох значеннях вологості ґрунту

Об'ємна вологість θ_v	Суглинок Сарпи		Пилуватий Суглинок Гери	
	K_w , см/сут	ψ_m , см	K_w , см/сут	ψ_m , см
0,05	$4,5 \cdot 10^{-5}$	-6975	-	-
0,06	$6,7 \cdot 10^{-5}$	-3365	-	-
0,08	$4,1 \cdot 10^{-4}$	-1255	-	-
0,10	$4,8 \cdot 10^{-3}$	-447	-	-
0,12	$2,6 \cdot 10^{-2}$	-330	-	-
0,14	$5,2 \cdot 10^{-2}$	-259	-	-
0,16	$7,8 \cdot 10^{-2}$	-209	-	-
0,18	$1,1 \cdot 10^{-1}$	-168	$6,4 \cdot 10^{-5}$	-7685
0,20	$2,7 \cdot 10^{-1}$	-134	$4,1 \cdot 10^{-4}$	-4025
0,22	$7,4 \cdot 10^{-1}$	-106	$2,0 \cdot 10^{-3}$	-2675
0,24	1,6	-78	$3,6 \cdot 10^{-3}$	-1675
0,26	3,6	-64	$1,6 \cdot 10^{-3}$	-815
0,28	4,7	-53	$4,5 \cdot 10^{-2}$	-525
0,30	7,4	-43	$1,1 \cdot 10^{-1}$	-331
0,32	$1,1 \cdot 10$	-34	$2,8 \cdot 10^{-1}$	-212
0,34	$1,9 \cdot 10$	-26	$5,4 \cdot 10^{-1}$	-143
0,36	$3,4 \cdot 10$	-18	1,0	-94
0,38	$6,9 \cdot 10$	-10	2,1	-59
0,40	$1,1 \cdot 10^2$	-3	4,1	-36
0,41	$1,2 \cdot 10^2$	0	5,1	-28
0,42	-	-	6,2	-21
0,44	-	-	7,3	-10
0,46	-	-	9,5	0

Звідси можна вивести загальне правило. Якщо утворився насичений вертикальний потік води в ґрунт, значення гідравлічної провідності в зоні постійного каркасного потенціалу (і постійної вологості) чисельно дорівнює щільності потоку зрошення ($K_w = -J_w$). У зоні однорідного каркасного потенціалу насичений каркасний потенціал залежить від інтенсивності зрошення. Таким чином, використовуючи різні норми зрошення, можна створювати гідравлічну провідність для різних каркасних потенціалів (або різної вологості ґрунту). У прикладі 3.4 щільність потоку J_w залишається постійною по всьому профілю. Поблизу рівня ґрунтових вод гідравлічна провідність зростає; таким чином, рушійна сила $\Delta\phi_h/\Delta z$, повинна слабшати, щоб щільність потоку лишалася незмінною (див. приклад 3.5).

Із прикладу 3.5 видно, що для переміщення одного і того ж кількості води (11 см/добу) крізь ґрунт необхідна набагато більша рушійна сила (градієнт гідравлічного потенціалу) там, де ґрунт суші (глибина – 20 см), ніж там, де вона повністю промочена (глибина 100 см).

Є й інші приклади насиченого потоку. Стан насиченого потоку виникає також при безперервному випаровуванні води з ґрунту, в якій

рівень ґрунтових вод постійно лежить на одній глибині. Хоча при видаленні від рівня залягання ґрунтових вод щільність потоку залишається постійною, вологість ґрунту змінюється. Однак у будь-якій точці зберігається постійна в часі вологість. Якщо відома густина потоку води J_w , і є дані про залежність гідравлічної провідності K_w від об'ємної вологості, можна передбачити, як будуть виглядати криві залежності ψ_m, ψ_h і ψ_z від глибини (див. приклад 3.6).

Раніше ми обмежувалися обговоренням простих випадків водного потоку, причому цей потік був, по-перше, насиченим, а по-друге, одновимірним. Характеристики насиченого потоку не змінюються в часі, хоча вони можуть змінюватися в просторі. Нижче наводяться деякі приклади таких характеристик потоку:

- 1) вологість у кожній точці системи потоку залишається постійною ;
- 2) гідравлічний потенціал (і всі складові його потенціали) залишаються постійними в кожній точці;
- 3) водний потік через будь-яку площу залишається постійним у часі.

Більшість вирішуваних важливих завдань на рух потоку води у ґрунті не відповідає цим вимогам. Тому для побудови математичних моделей реального (і більш складного) потоку води в ґрунті потрібні більш складні рівняння.

3.1.2. Напівнасичений водний потік у ґрунті

Якщо спостерігається насичений потік в трубі одного діаметра (див. рис. 3.2), щільність потоку є постійною в кожному поперечному перерізі труби. Отже, вода не затримується.

У разі напівнасиченого потоку відбувається затримка води (або в деяких випадках вона надходить із запасу в ґрунті). У напівнасиченому потоці щільність потоку на вході в трубу на рис. 3.2 не дорівнює щільності потоку на виході з цієї труби. Різниця між щільністю потоку на вході і виході і буде запасом води. Отже, цей запас (який також можна виразити як зміна об'ємної вологості в часі $\partial \theta_v / \partial t$) визначається по різниці між входом і стоком (що можна виразити як зміна щільності потоку по довжині труби $\partial J_w / \partial x$).

Описане вище явище отримало назву збереження маси, оскільки воно означає, що вода не зникає і не руйнується, що втікає, або накопичується, або витікає. Для одновимірного водного потоку в ґрунті явище збереження маси можна виразити математично:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial J_w}{\partial s} \quad (3.4)$$

де θ_v – об'ємна вологість; t – час; J_w – щільність водного потоку; s – відстань.

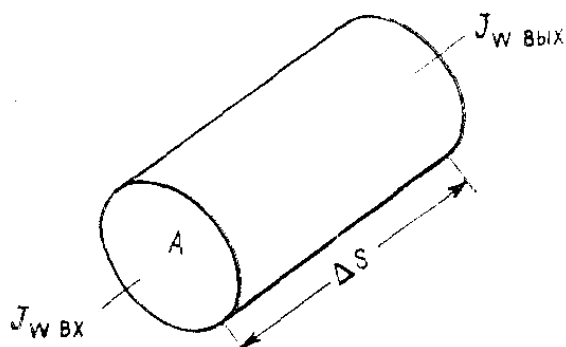


Рис. 3.2 – Труба з площею поперечного перетину A і довжиною Δs рівномірно заповнена однорідної ґрунтом. Щільність водного потоку на вході $J_{w\text{вх}}$ і на виході $J_{w\text{вих}}$.

У прикладі 3.7 ілюструється використання грубого наближення рівняння (3.4). Якщо ми скористаємося законом Дарсі (рівняння (3.1) для підстановки в рівняння (3.4) замість члена J_w , ми отримаємо

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial s} \left(K_w \frac{\partial \psi_h}{\partial s} \right), \quad (3.5)$$

де K_w – гідравлічна провідність ґрунту; ψ_h – гідравлічний потенціал.

Рівняння (3.5) є нелінійним диференціальним рівнянням. Його рішення залежить від початкових і граничних умов. Задачі, що вимагають рівнянь, схожих з рівнянням (3.5), часто називають завданнями граничних значень. Розрахунок інфільтрації води — одна з найбільш важливих завдань граничних значень в ґрунтознавстві.

3.1.3. Горизонтальна інфільтрація води в ґрунт

Горизонтальна інфільтрація води в однорідну ґрунт з рівномірним початковим зволоженням представляє, бути може, найпростішу із завдань, що належать до інфільтрації. Однак, перш ніж ми перейдемо до розгляду цієї задачі, спростимо рівняння (3.5), обмеживши його застосування горизонтальним потоком. У горизонтальному напрямку s стане x , а $\partial \psi_z / \partial x$ буде дорівнює нулю. Таким чином,

$$\partial \psi_z / \partial x = \partial \psi_m / \partial x + \partial \psi_z / \partial x + \partial \psi_p / \partial x = \partial \psi_m / \partial x + 0 + 0.$$

Підстановка в рівняння (3.5) приводить до наступного вигляду.

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_w \frac{\partial \psi_m}{\partial s} \right). \quad (3.6)$$

Рівняння (3.6) входить як θ_v так і ψ_m . Можна, однак, записати, що другий член в круглих дужках дорівнює:

$$\frac{\partial \psi_m}{\partial x} = \frac{\partial \psi_m}{\partial \theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial x}. \quad (3.7)$$

Тепер ми визначаємо нову функцію

$$D_w = K_w \frac{\partial \psi_m}{\partial \theta_v}, \quad (3.8)$$

де D_w називається дифузність води. Об'єднання рівнянь (3.6), (3.7) і (3.8) приводить до рівняння

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_w \frac{\partial \theta_v}{\partial x} \right), \quad (3.9)$$

яке називається рівнянням дифузії горизонтального водного потоку.

Рівняння (3.9) складено щодо θ_v , тобто ми виключили член ψ_h , який був присутній в рівнянні (3.5). Допускаючи, що в якості рушійної сили слід розглядати градієнт вологості, а не градієнт гідравлічного потенціалу, ми припускаємо існування однозначної залежності між ψ_m і θ_v . Проте насправді це не так. Криві гістерезису показують, що можна отримати багато кривих при одному значенні ψ_m . Для кожного значення ψ_m нахил кривої $\partial \psi_m / \partial \theta_v$ буде трохи іншим. Таким чином, припущення про існування однозначної залежності ψ_m від θ_v вносить в рівняння (3.9) деяку помилку. При вирішенні завдань на інфільтрацію (процеси промочування) можна цю помилку звести до мінімуму, хоча і не позбутися від неї повністю, якщо розраховувати $\partial \psi_m / \partial \theta_v$ за характеристичної кривої промочувальної води, одержуваної на зразках ґрунту з непорушеною структурою.

Для горизонтальної інфільтрації однорідному ґрунті при спочатку рівномірної вологості, рівняння (3.9) вирішувалося з використанням граничних умов, заданих у прикладі 3.8. Рисунок 3.3 показує рішення для різних відрізків часу. З малюнка видно, що протягом кожного відрізка часу вздовж ґрунтової колонки вологість ґрунту змінюється лише незначна але на деякому віддаленні від джерела вона раптом змінюється дуже різко. На сухих ґрунтах легко спостерігати візуально цей різкий перепад вологості, званий лінією промочування. Це явище добре відомо тим, хто спостерігав, як рухається вода в ґрунті.

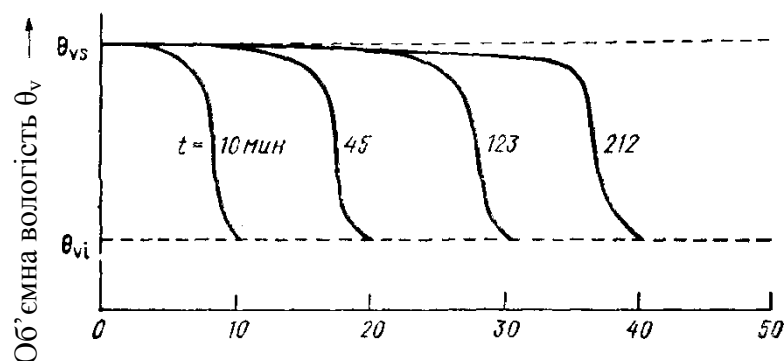


Рис. 3.3 – Розв'язок рівняння дифузії для горизонтального потоку [рівняння (3.9)] при чотирьох значеннях часу і граничних умовах, заданих у прикладі 3.8.



Рис. 3.4 – Два рішення рівняння дифузії для горизонтального потоку [рівняння (3.9)] при граничних умовах, заданих у прикладі 3.8. У першому рішенні (крива 1) дифузність води розглядається як функція вологості. Це рішення показує лінію промочування, а розподіл вологи нагадує результати дослідів на знаходження фактичної інфільтрації. У другому рішенні (крива 2) передбачається постійна дифузність води. Це рішення показує відсутність лінії промочування, а розподіл відрізняється від спостережуваного під час дослідів на визначення інфільтрації.

Різко окреслена лінія промочування властива тільки пористих матеріалів. За своєю суттю це явище викликається значною зміною водної провідності (і, отже, дифузності води) при зміні вологості. Якщо, вирішуючи рівняння дифузії [рівняння (3.9)], припустити, що дифузність води D_w постійна, то рішення (див. рис. 3.4) передбачає відсутність лінії промочування. Коли ж рівняння вирішується при припущенні, що D_w значно змінюється в залежності від вологості, отримане рішення прогнозує освіта лінії промочування.

У разі насиченого потоку досить знати, як гідравлічна провідність змінюється з вологістю. При напівнасиченому потоці нам, крім того, необхідно знати, як змінюється вологість при зміні каркасного потенціалу. На рис. 3.5 і в прикладі 3.9 показано, як змінюються в залежності від вологості: 1) гідравлічна провідність, 2) нахил характеристичної кривої вологості і 3) дифузність води. Зазначимо, що як K_w так і $\partial\theta_v/\partial\psi_m$, збільшуються при зростанні вологості; однак K_w збільшується в набагато більшій мірі, ніж $\partial\theta_v/\partial\psi_m$. Таким чином D_w , рівна $K_w/(\partial\theta_v/\partial\psi_m)$, збільшується при зростанні вологості, але не так сильно, як K_w .

Припустимо порівняння напівнасичених потоків води і теплоти. Рівняння при цьому будуть мати один і той же вид, так як гідравлічна провідність аналогічна теплопровідності. Член $\partial\theta_v/\partial\psi_m$ аналогічний теплоємності і тому іноді називається диференціальною вологоємністю. Для дифузності води є аналог — температуропровідність.

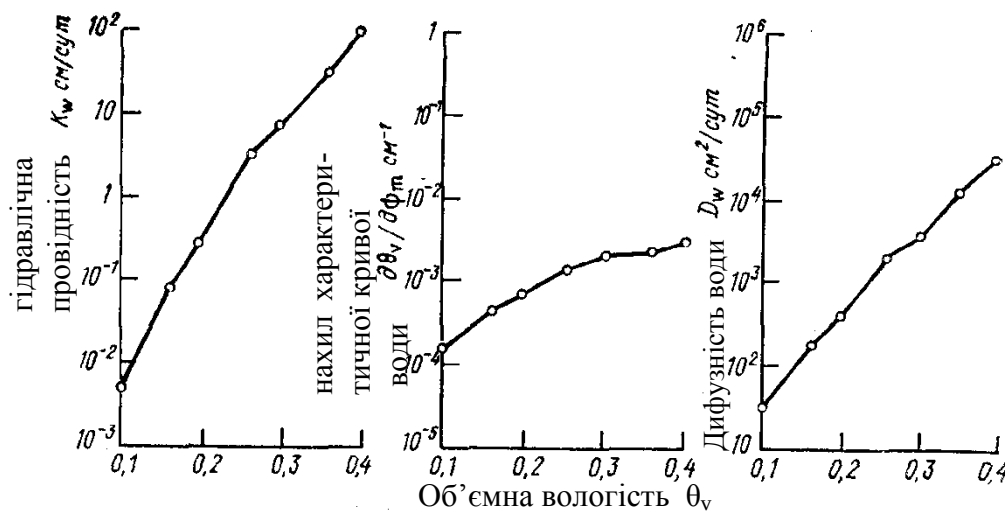


Рис. 3.5 – Залежність гідрравлічної провідності, нахилу характеристичної кривої вологості і дифузність води від вологості для суглинку Сарпі. Всі криві показано на графіках напівлогарифмічному масштабі.

Між водним і тепловим потоками є й відмінності. В тепловому потоці питома теплоємність і теплопровідність незначно змінюються з температурою. Тому для будь-якого даного речовини їх можна вважати постійними в реальному інтервалі температур. Це означає, що якщо і температуропровідність вважати постійною, вноситься помилка буде невеликий. Так як температуропровідність, як можна допустити, постійна, рівняння напівнасиченого теплового потоку буде лінійним диференціальним рівнянням в частинних похідних. Таке рівняння вирішується набагато простіше, ніж лінійне диференціальне рівняння в приватних похідних для напівнасиченого водного потоку. Якщо прийняти, що температуропровідність постійна, то рішення рівняння теплового потоку приводить нас до висновку про відсутність «лінії прогрівання», яка насправді ніколи і не спостерігається.

Деякі спрощують припущення і досить прості чисельні методи, що лежать за межами тематики даного підручника, спрощують рівняння (3.9) до рівняння горизонтальної інфільтрації (Philip, 1957)

$$i = S'_p t^{1/2} \quad (3.10)$$

де i – сумарна інфільтрація; S'_p – поглинаюча здатність; t – час.

Графік залежності інфільтрації від часу показаний на рис. 3.6. Кількість води, яка просочується в ґрунт, досить швидко зростає (судячи по крутості нахилу кривої) на початку інфільтрації. Потім, пізніше, зростання сумарної інфільтрації сповільнюється (нахил кривої стає набагато положення).

Швидкість інфільтрації I дорівнює di/dt . Диференціювання рівняння (3.10) і приведення похідної до рівності з I дає вираз

$$I = \frac{1}{2} S'_p t^{-1/2}. \quad (3.11)$$

Рисунок 3.7 представляє графічну залежність швидкості фільтрації від часу. На початку інфільтрації її швидкість більше, однак і пізніше лінія промочування безперервно прорухається по ґрунтовій колонці. Вода передається на лінію промочування через зону зволоження, безперервно росте в довжину.

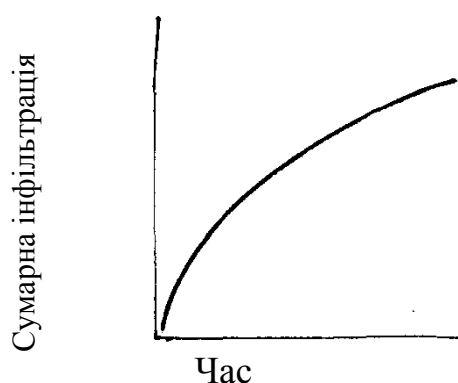


Рис. 3.6 – Приклад залежності сумарної інфільтрації від часу.

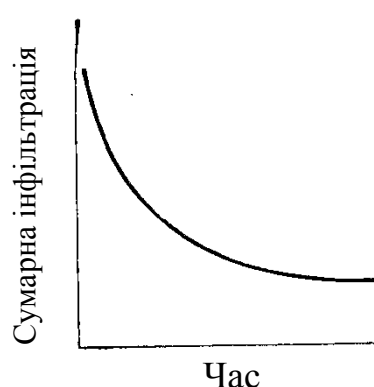


Рис. 3.7 – Приклад залежності швидкості інфільтрації від часу.

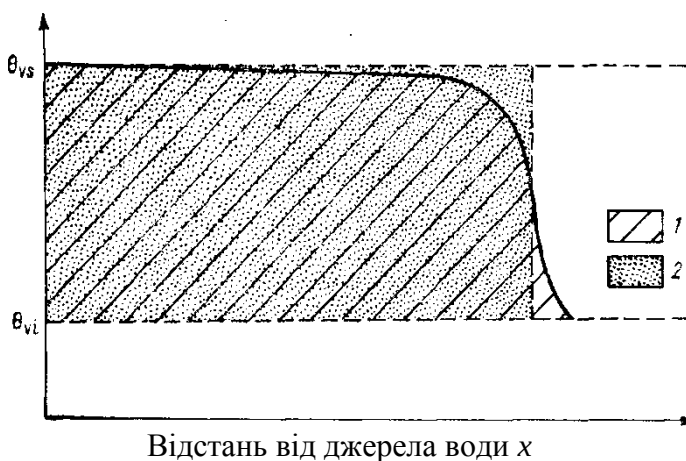


Рис. 3.8 – Ґрунтова колонка, в якій спостерігається горизонтальна інфільтрація. Крива показує залежність вологості від відстані вздовж колонки. 1 – кількість води, що надійшла в ґрунт, 2 – те ж для ґрунту легкого механічного складу.

Це збільшує опір потоку і знижує швидкість інфільтрації. Потік у тому вигляді, як він показаний на рис. 3.6 і 3.7, типовий для більшості ґрунтів, однак він не характерний для набухаючих ґрунтів (для порівняння див. останній абзац розділу 1.2).

Рівняння (3.10) можна використовувати, щоб знайти поглинаючу здатність S'_p за умови, що відома інфільтрація i в певний час t . Сумарну

інфільтрацію можна виміряти в досвіді з горизонтальною інфільтрацією, якщо встановити відповідний прилад на вхідному кінці ґрунтової колонки.

Якщо не виміряно кількість води, що надходить у ґрунт, з ґрунтової колонки можна взяти проби на вологість в якийсь даний час i . Вологість у різних точках колонки визначається гравіметрично (висушуванням в термостаті). На рис. 3.8 показана у вигляді кривої графічна залежність фактичних значень вологості від відстані до джерела вологи. Площа між кривою фактичних значень вологості і кривий початкової вологості (заштрихована область на рис. 3.8) і є сумарною інфільтрацією i .

У багатьох ґрунтах, особливо легкого механічного складу (піщаних ґрунтах) – вологість на невеликій відстані позаду лінії промочування наближається до значення вологості насичення. Для таких ґрунтів сумарну інфільтрацію i можна наближено виразити областю, межі якої складають вологість, вологість насичення, середнє положення лінії промочування і положення джерела (заштрихована область на рис. 3.8). Цей метод ілюструється на прикладі 3.10. Зауважимо, що в прикладі 3.10 розраховуються два параметра: S'_p і A'_p .

Поки немає необхідності розкривати сенс параметра A'_p , це буде зроблено в наступному розділі.

Час t хв	$S'_p t^{1/2}$ см	$A'_p t$ см	Сумарна інфільтрація i см	
			горизонтальна	вертикальна
10	3,16	0,1	3,16	3,26
100	10,0	1	10	11
1000	31,6	10	31,6	41,6
10000	100	100	100	200
100000	316	1000	316	1316

Якщо ви вже розглянули явище сумарної інфільтрації і маєте для неї кривої, подібної рис. 3.8, з її допомогою можна отримати значення i для більш широкого інтервалу значень часу. Такими кривими, разом з рівнянням 3.10, також можна скористатися, наприклад, визначити поглинальну здатність ґрунту. Більш детальну інформацію призводять Міллер і Клют (Miller, Klute, 1967) і Філіп.

3.1.4 Вертикальна інфільтрація води в ґрунт

Для вертикального потоку води в ґрунті рівняння (3.5) приймає наступний вигляд:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \frac{\partial \psi_m + \psi_z}{\partial z} \right). \quad (3.12)$$

Це рівняння можна записати таким чином:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + K_w \frac{\partial \psi_z}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \frac{\partial \psi_m}{\partial \theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} + K_w \frac{\partial \psi_z}{\partial z} \right). \quad (3.13)$$

Підстановка $D_w = K_w (\partial \psi_m / \partial \theta_v)$ дає

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_w \frac{\partial \theta_v}{\partial z} + K_w \frac{\partial \psi_z}{\partial z} \right). \quad (3.14)$$

Рівняння (3.14) схоже на рівняння (3.9) тим, що виключений член ψ_h . Однак є гравітаційний член, в який входить K_w , і потенціал. В рівняння (3.14) входить як D_w , так і K_w , тому часто зручніше користуватися рівнянням напівнасиченого потоку, де всі градієнти виражені у вигляді потенціалів, а не рівняння, яке включає вологість, виражену в об'ємних відсотках, і гравітаційний потенціал. Цього можна домогтися, переписавши рівняння (3.12),

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial \psi_m} \frac{\partial \psi_m}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_w \frac{\partial \psi_m + \psi_z}{\partial z} \right), \quad (3.15)$$

де $\partial \theta_v / \partial \psi_m$ – нахил, отриманий за характеристичної кривої ґрунтової вологи.

Застосування рівняння (3.14) і (3.15) обмежена ізотермічними, одновимірними випадками напівнасиченого потоку. Коли визначені граничні і початкові умови, чисельне рішення цих рівнянь можна отримати з допомогою швидкодіючих ЕОМ. Для деяких граничних умов були отримані наближені рішення. Філіп (Philip, 1957), наприклад, отримав наближене рішення для вертикальної фільтрації однорідної ґрунті при наявності стоячої води на поверхні

$$i = S'_p t^{1/2} + A'_p t, \quad (3.16)$$

де i – сумарна інфільтрація;

t – час;

S'_p – ґрунтовий параметр, званий поглинаючою здатністю;

A'_p – другий ґрунтовий параметр.

Параметр A'_p пов'язаний з насиченою гідравлічної провідністю, а в умовах ґрунту з насиченою поверхнею дорівнює їй (див. приклад 3.10).

Визначення S'_p обговорювалося при описі рівнянь (3.10) і (3.11). Перший член рівняння (3.16) домінує на початковому етапі інфільтрації. На цьому етапі рівняння (3.16) апроксимує рівняння (3.10), тобто гравітаційна складова [другий член у рівнянні (3.16)] настільки мала на початковому етапі вертикальної інфільтрації, що остання йде зі швидкістю, майже рівної горизонтальній швидкості інфільтрації. По мірі продовження інфільтрації другий член стає все важливішим, потім він починає переважати в цьому процесі. Зміна відносної важливості цих двох членів показано в прикладі 3.10.

З таблиці, наведеної в прикладі 3.10, ясно, що на невеликих відрізках часу вертикальна інфільтрація дуже схожа на горизонтальну; але при збільшенні часу вертикальна інфільтрація значно випереджає горизонтальну. У вертикальному потоці на невеликих відрізках часу переважає член $S'_p t^{1/2}$, але при часу, що дорівнює 10^5 хв, верховенство переходить до $A'_p t$. У прикладі 3.10 ґрунт спочатку абсолютно суха. Ефект зростання початкової вологості ілюстровано в прикладі 3.11.

Час t хв	$S'_p t^{1/2}$ см	$A'_p t$ см	Сумарна інфільтрація i см	
			горизонтальна	вертикальна
10	2,84	0,1	2,84	2,94
100	9,0	1	9,0	10,0
1000	28,4	10	28,4	38,4
10000	90	100	90	190
100000	284	1000	284	1284

Диференціювання рівняння (3.16) і прирівнювання I до di/dt дозволяє отримати рівняння вертикальної швидкості інфільтрації

$$I = \frac{1}{2} S'_p t^{-1/2} + A'_p \quad (3.17)$$

Запропоновані і інші рівняння інфільтрації, в основі яких лежить статистична оцінка результатів дослідів по визначенню реальної інфільтрації. Одне з найбільш широко використовуваних рівнянь виведено Костяковым (Kostiakov, 1932)

$$i = c' t^a, \quad (3.18)$$

де c' і a – емпіричні постійні, які отримані досвідченим шляхом експериментальних досліджень інфільтрації. Загалом, значення c' і a будуть залежати не тільки від типу ґрунту, але також і від початкової вологості.

Рівняння (3.16) також можна розглядати в якості емпіричного рівняння, допускаючи, що значення S'_p і A'_p визначаються так само, як c' і a рівняння (3.18).

Перевага рівняння Філіпа не в його більшій точності, яка, мабуть, проявляється при великих періодах часу, а в тому, що це рівняння побудовано на фізичній основі, а не виведені емпіричним шляхом. Постійні в рівнянні Філіпа мають певне фізичне значення і їх можна вивести з наступних властивостей ґрунту:

1) крива зволоження пов'язує ψ_m і θ_v (тобто є характеристична крива зволожуючої води),

2) існує крива залежності між K_w і θ_v (пункти 1 і 2 можна замінити кривою залежності між D_w і θ_v ,

3) можна отримати значення початкової вологості і вологості при повному насиченні θ_{vi} і θ_{vs}

Якщо θ_{vi} не зберігає сталості з глибиною, можна, кілька програючи в точності, користуватися середньою вологістю верхнього 30-сантиметрового шару ґрунту.

Умовою застосування рівняння Філіпа є постійне насичення водою поверхні ґрунту. Однак у дійсності при зрошенні або природних опадах ця умова здебільшого не дотримується. Якщо фактична інтенсивність зрошення або випадання опадів нижче насиченою провідності, ґрунт на поверхні ніколи не буде насичена водою і вода не буде застоюватися, а швидкість інфільтрації буде дорівнює інтенсивності зрошення або випадання опадів. Навіть коли фактична інтенсивність зрошення або випадання опадів вище насиченою гідравлічної провідності, завжди проходить певний час між початком поливу або дощу і моментом, коли настає насичення поверхні водою і починає застоюватися вода.

На рис. 3.9 показаний випадок, коли інтенсивність зрошення або випадання опадів вище насиченою гідравлічної провідності. На першому етапі (коли відбувається промочування по-поверхні ґрунту) швидкість інфільтрації I зберігається на поверхні постійною. По мірі насичення поверхні ґрунту водою настає другий етап, коли швидкість інфільтрації падає. Третій етап починається при великих значеннях часу, коли швидкість інфільтрації стає майже постійним, причому її значення наближається до насиченого гідравлічної провідності.

Також можна розглянути, що відбувається з гідравлічним градієнтом в ситуації, описаній вище. На першому етапі θ_v на поверхні зростає, отже, K_w також повинна віком немає-стати. Протягом цього етапу швидкість інфільтрації зберігається постійною (див. рис. 3.9). Швидкість інфільтрації I є щільністю потоку на поверхні J_w , таким чином, тут застосуємо закон Дарсі [рівняння (3.1)]. Якщо залишається постійною, а K_w зростає, ставлення $\partial\psi_z/\partial z$ повинно зменшуватися [див. рівняння (3.1)]. Значення гідравлічного градієнта потенціалу знижується і наближається до одиниці по мірі того, як гідравлічна провідність зростає і наближається до свого значення в насиченому стані.

На другому етапі (рис. 3.9) I знижується. Оскільки K_w на поверхні залишається постійною при насиченому значенні, ставлення $\partial\psi_z/\partial z$ на поверхні повинно зменшуватися.

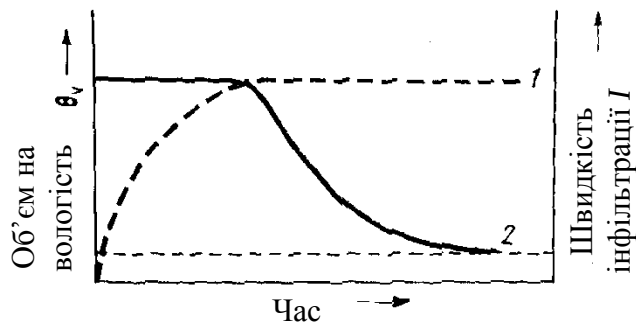


Рис. 3.9 – Вологість і швидкість інфільтрації на поверхні ґрунту при інтенсивності зрошення, що перевищує насичену гідравлічну провідність.

Вологість (1) спочатку низька, але потім швидко зростає до насичення і залишається постійною до закінчення зрошення. Швидкість інфільтрації (2) на початковому етапі висока, але коли настає насичення ґрунту вологою, швидкість інфільтрації падає, поки її числове значення не зрівняється з насиченою гідравлічною провідністю.

Тепер розглянемо варіант, при якому інтенсивність зрошення або випадання опадів менше насиченою гідравлічної провідності, і, отже, через профіль проходить ненасичений потік (рис. 3.10). У цьому випадку $\partial\psi_z/\partial z$ наближається до одиниці. Профіль ґрунтової вологи для цього випадку показаний на рис. 3.11.

Розглядаючи інфільтрацію, ми раніше припускали сталість властивостей ґрунту. У такому ґрунті спостерігаються:

- 1) однозначна залежність між K_w і θ_v ,
- 2) однакові залежності між ψ_m і θ_v при однаковій вихідній вологості.

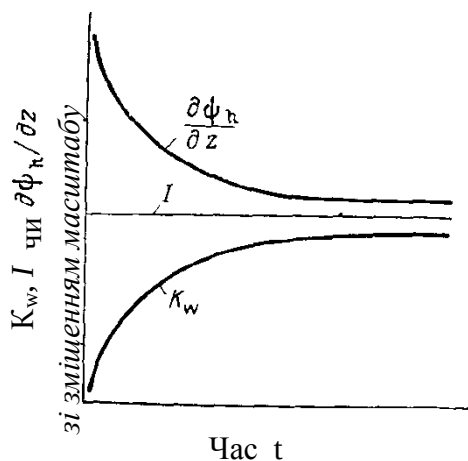


Рис.3.10 – Вологість і швидкість інфільтрації у верхньому шарі ґрунту для інтенсивності зрошення, меншою насиченою гідравлічної провідності. Швидкість інфільтрації постійна і дорівнює інтенсивності зрошення. На початкових етапах інфільтрації змінюються як гідравлічна провідність, так і градієнт гідравлічного потенціалу. З плином часу, однак, градієнт гідравлічного потенціалу стає рівним 1, а гідравлічна провідність досягає значення, що відповідає рівномірному розподілу вологи у верхній частині профілю.

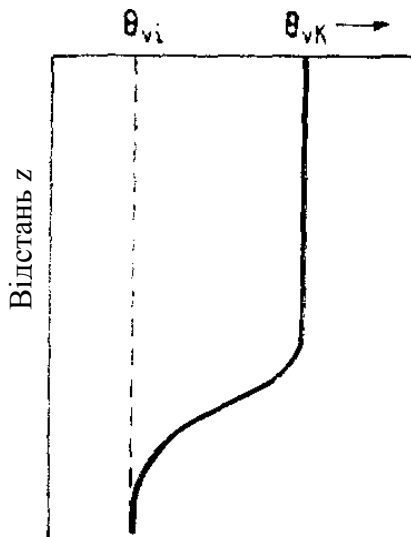


Рис. 3.11 – Залежність вологості від відстані в певний час при вертикальній інфільтрації в ґрунт. Початкова вологість ґрунтового профілю позначена через θ_{vi} а в його верхній частини — через θ_{vk} , яка є вологістю θ_v , відповідної гідравлічної провідності K_w , коли $K_w = 1$.

Проте в реальних природних умовах властивості ґрунту не залишаються абсолютно незмінними. У такий (реальної) ґрунті ми знаходимо, що:

1) залежність між K_w і θ_v змінюється в часі внаслідок руйнування агрегатів,

2) залежність між ψ_m і θ_v змінюється в часі навіть при одній і тій же вихідній вологості.

До міцних ґрунтів зазвичай відносяться ґрунти легкого механічного складу неагрегированими ґрунтовими частинками. Для ґрунтів середнього і важкого механічного складу часто характерні неміцні агрегати первинних частинок. Неміцність агрегатів тягне за собою нестійкість властивостей водного потоку в ґрунті.

Багато ґрунту щодо неміцні, і тому їх властивості змінюються в часі. Це наочно проявляється на поверхні ґрунту, де вплив крапель води при штучному дощуванні або випаданні дощу призводить до сильного руйнування агрегатів, а отже, до значної зміни швидкості інфільтрації на поверхні. В результаті деяких досліджень був зроблений висновок, що до найбільш важливих змінних, визначальних інфільтрацію, можна віднести змінні, що впливають на руйнування агрегатів. Наприклад, маса рослинної речовини на поверхні ґрунту може виявитися вирішальним фактором, від якого залежить швидкість інфільтрації. Для рішення таких задач нам знадобилися б складні моделі, які не розглядаються в цьому підручнику.

3.1.6 Випаровування

Швидкість випаровування E у відношенні до швидкості потенційного випаровування E_p показана як функція часу на рис. 3.14. Протягом фази постійної швидкості (1-я фаза) об'ємна вологість θ_v знижується при $z=0$, що викликає зниження K_w . Щільність потоку випаровування E зберігається незмінною при потенційній швидкості E_p , так як $\partial\psi_h/\partial z$ зростає досить, щоб компенсувати зниження K_w . В кінці 1-ї фази об'ємна вологість θ_v вже не може далі знижуватися, тому що вона досягає

гігроскопічної вологості. Оскільки θ_v є постійною, гідравлічна провідність K_w також повинна залишатися постійною протягом 2-ї фази. Хоча K_w в цій фазі постійна, E знижується в часі, так як поблизу поверхні $\partial\psi_h/\partial z$ з часом падає.

Гарднер і Хіллел (Gardner, Hiller, 1962) вивели рівняння, прогнозуюче швидкість випаровування протягом фази падіння швидкості випаровування (2-я фаза),

$$E = \frac{D_w D_e \pi^2}{4(z_w)^2} = \frac{D_w \theta_v \pi^2}{4z_w}, \quad (3.19)$$

де E – швидкість випаровування, см/добу; D_w – дифузність води, см²/добу; D_e – товщина шару води (см) $z = 0$ до $z = z_w$; z_w – глибина до лінії промочування, см.

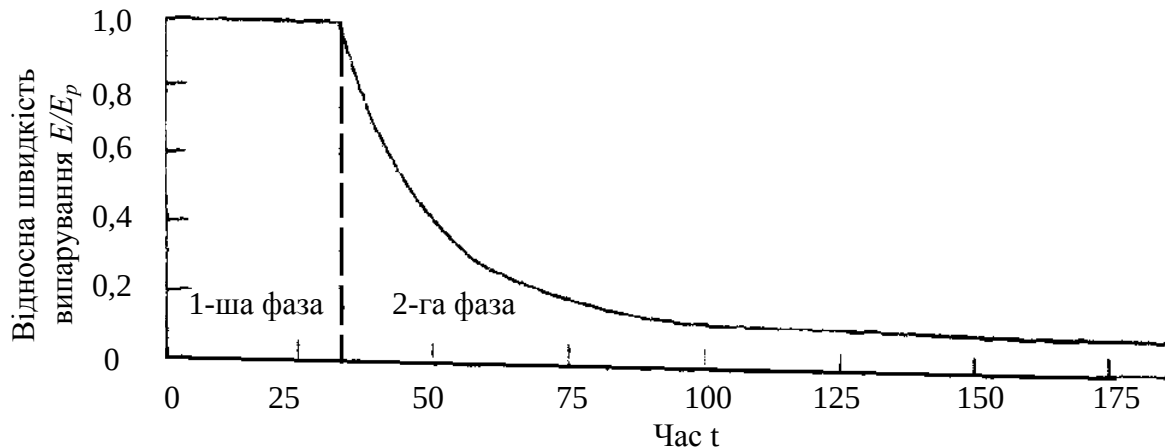


Рис. 3.14 – Залежність відносної швидкості випаровування від часу. Протягом 1-ї фази (фаза постійної швидкості) швидкість випаровування регулюється кліматом (енергією, наявної для випаровування). Протягом 2-ї фази (фаза зниження швидкості) швидкістю випаровування керують ґрунтові фактори (здатність ґрунту подавати воду на поверхню).

Хоча рівняння (3.19) не придатне для розрахунку випаровування в 1-й фазі, його можна застосувати, щоб визначити, чи знаходиться випаровування в цій фазі чи ні (див. приклад 3.14). Після переходу випаровування в 2-у фазу воно регулюється здатністю ґрунту постачати воду, і рівняння (3.19) можна використовувати для розрахунку швидкості дійсного випаровування (див. приклад 3.15).

В процесі випаровування гравітаційний градієнт порівняно з градієнтом каркасного потенціалу настільки малий, що ним звичайно нехтують. Тому для вирішення завдань на вертикальне випаровування можна, трохи програючи в точності, використовувати рівняння

горизонтального потоку. Такий прийом значно спрощує аналіз деяких завдань на випаровування.

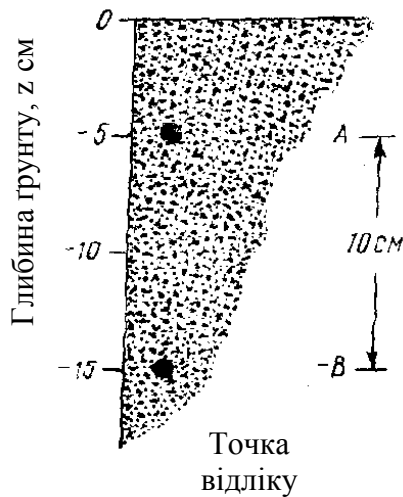
3.2 Практична частина

Приклад 3.1.

Дано: На рисунку наприклад 3.1 каркасний потенціал у точці А становить -10 см, у точці В він дорівнює -100 см. Середня гідравлічна провідність ґрунту K_w між точками А і В дорівнює 10^{-2} см/с

Знайти: Кількість води, яка пройде через площу 10 см^2 за 10^4 с.

Рішення: Напрямок вгору ми приймаємо за позитивне.



$$\psi_{hA} = \psi_{mA} + \psi_{zA} = -10 \text{ см} + 10 \text{ см} = 0 \text{ см},$$

$$\begin{aligned} \psi_{hB} &= \psi_{mB} + \psi_{zB} = -100 \text{ см} + 0 \text{ см} \\ &= -100 \text{ см}, \end{aligned}$$

$$\frac{\Delta \psi_h}{\Delta z} = \frac{\psi_{hA} - \psi_{hB}}{z_A - z_B} = \frac{0 \text{ см} - (-100 \text{ см})}{-5 \text{ см} - (-15 \text{ см})} = \frac{100 \text{ см}}{10 \text{ см}} = 10.$$

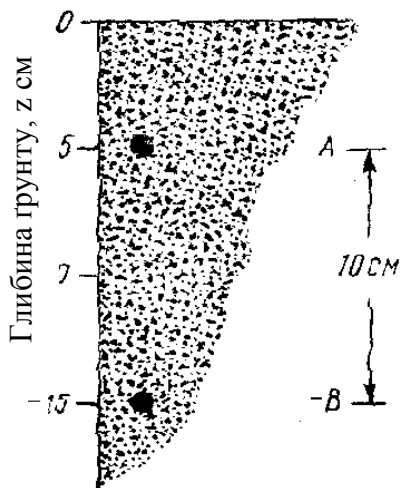
$$Q_w = -K_w A_t \frac{\Delta \psi_h}{\Delta z} = -(10^{-2} \text{ см/с})(10 \text{ см}^2)(10^4 \text{ с})(10) = -10^4 \text{ см}^3.$$

Потік Q_w є від'ємною величиною; отже, він спрямований вниз.

Приклад 3.2

Дано: Постійне випаровування відбувається в тому вигляді, як показано на малюнку наприклад 3.2. Каркасний потенціал в точці А дорівнює 2000 см, у точці В він дорівнює 1000 див. Середня гідравлічна провідність складає 10^{-8} см/с.

Знайти: Потік на одиницю площі за 1 добу.



Рішення: Напряг вгору вважаємо позитивним, потім

$$\psi_{hA} = \psi_{mA} + \psi_{zA} = -2000\text{см} + 10\text{см} = -1990\text{см},$$

$$\psi_{hB} = \psi_{mB} + \psi_{zB} = -1000\text{см} + 0\text{см} = -1000\text{см},$$

$$\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = \frac{\psi_{hA} - \psi_{hB}}{z_A - z_B} = \frac{-1990\text{см} - (-1000\text{см})}{-5\text{см} - (-15\text{см})} = \frac{-990\text{см}}{10\text{см}} = -99,$$

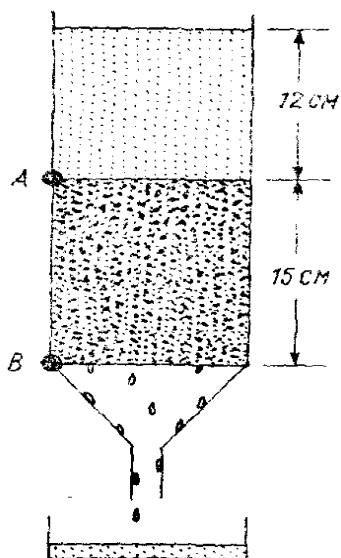
$$\frac{Q_w}{A} = -K_w t \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = -(10^{-8}\text{см/с})(1\text{сут}) \times (8,64 \cdot 10^4\text{с/сут})(-99) = 0,0855\text{см}.$$

Так як відношення Q_w/A є позитивним, потік спрямований вгору.

Приклад 3.3

Дано: Досвід Дарсі, показаний на малюнку наприклад 3.3. Площа поперечного перерізу 100см^2 , за 10 год в водозбірнику зібралось 500см^3 води.

Знайти: Насичену гідравлічну провідність.



Рішення: Напряг вгору вважаємо позитивним. Потік направлений вниз, отже, Q є негативним $Q = -500\text{см}^3$.

$$\psi_{hA} = \psi_{pA} + \psi_{zA} = 12\text{см} + 15\text{см} = 27\text{см},$$

$$\psi_{hB} = \psi_{pB} + \psi_{zB} = 0\text{см} + 0\text{см} = 0\text{см},$$

$$\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = \frac{\psi_{hA} - \psi_{hB}}{z_A - z_B} = \frac{27\text{см}}{15\text{см}} = 1,8.$$

Знаходимо за рівнянням (3.3)

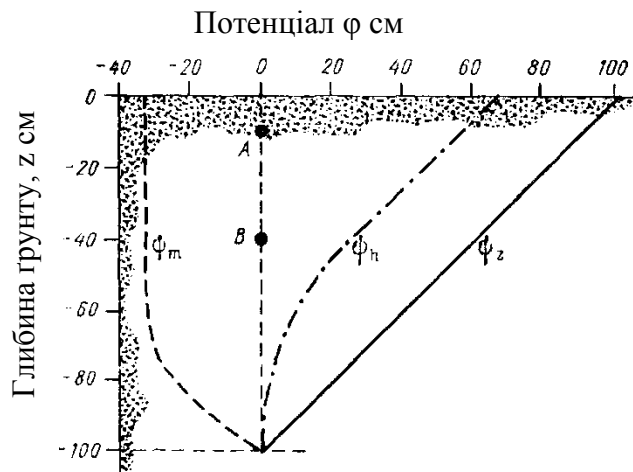
$$K_w = -\frac{Q_w}{A_t} \frac{\Delta z}{\Delta \psi_h} = -\frac{(-500 \text{ см}^3)}{(100 \text{ см}^2)(10 \text{ ч})(3,6 \cdot 10^3 \text{ с/ч})} \frac{1}{1,8} = 7,7 \cdot 10^{-5} \text{ см/с}.$$

Приклад 3.4

Дано: Насичений водний потік проходить через суглинок Сарпі до рівня ґрунтових вод на глибині – 100 см. Дощування ведеться недостатньо інтенсивно (11 см / добу), щоб викликати застій води. Потенціали показані на рисунку наприклад 3.4.

Знайти: Гідравлічну провідність ґрунту при каркасному потенціал, сталому у верхній частині профілю.

Рішення: Напрямок вгору вважаємо позитивним. Розраховуємо K_w для зони в межах від -10 до -40 см (яка на малюнку позначено точками А і В відповідно),



$$\Delta \psi_m = \psi_{mA} + \psi_{mB} = (-34 \text{ см}) - (-34 \text{ см}) = 0 \text{ см},$$

$$\Delta z = \psi_{zA} - \psi_{zB} = 90 \text{ см} - 60 \text{ см} = 30 \text{ см},$$

$$\Delta z = z_A - z_B = (-10 \text{ см}) - (-40 \text{ см}) = 30 \text{ см},$$

$$\Delta \psi_h = \Delta \psi_m + \Delta \psi_z = 0 \text{ см} + 30 \text{ см} = 30 \text{ см},$$

$$\frac{\Delta \psi_h}{\Delta z} = \frac{30 \text{ см}}{30 \text{ см}} = 1,$$

$$J_w = -K_w \frac{\Delta \psi_h}{\Delta z} = -K_w \times 1 = -K_w$$

Так як потік направлений вниз, щільність потоку – величина негативна ($J_w = -11 \text{ см/добу}$). Таким чином,

$$K_w = -J_w = -(-11 \text{ см/добу}) = 11 \text{ см/добу}$$

Примітка: Якщо б інтенсивність дощування була настільки велика, що зрівнялась з насиченою провідністю ($K_w=120$ при насиченні, див.табл.3.1) потік вважався б насиченим (в такому випадку було б важко визначити рівень ґрунтових вод). Якщо ж, однак, інтенсивність зрошення лежить у

межах від 11 до 120 см/добу, значення ψ_m у ґрунтовій зоні з постійним каркасним потенціалом можна визначити за табл. 3.1. Тоді значення ψ_m відповідає числовому значенню K_w , яке дорівнює інтенсивності зрошення. Наприклад, якщо інтенсивність зрошення становить 69 см/добу, значення ψ_m в зоні постійного каркасного потенціалу одно -10 см, так як значення ψ_m , рівне -10 см, відповідає $K_w = 69$ см/добу. Вологість зони θ_v складає 0,38.

Таким чином, при інтенсивності зрошення в межах від -11 до -120 см/добу, крива ψ_m на рисунку наприклад 3.4 зміститься вправо. Як наслідок цього, відбудеться зсув кривої ψ_h . І навпаки, якщо інтенсивність зрошення буде нижче -11 см/добу, крива ψ_m зміститься вліво, що буде супроводжуватися відповідним зсувом кривої ψ_h . Наприклад, якщо інтенсивність зрошення дорівнює -0,74 см/добу, значення ψ_m на відрізку кривої з постійним каркасним потенціалом складе -106 см, що відповідає значенню $K_w = 0,74$ см/добу. Об'ємна вологість ґрунту тоді буде дорівнює 0,22.

Приклад 3.5

Дано: Умови для ґрунту наведені в прикладі 3.4.

Знайти: У скільки разів градієнт гідравлічного потенціалу на глибині – 20 см більше гідравлічного градієнта потенціалу на рівні залягання ґрунтових вод.

Рішення: Вирішуючи приклад 3.4, ми встановили, що градієнт гідравлічного потенціалу на глибинах від -10 до -40 см дорівнює 1. Звідси

$$\left(\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}\right)_{(-20)} = 1.$$

На рівні залягання ґрунтових вод щільність потоку дорівнює інтенсивності зрошення $J_{w(-100)} = -11$ см/добу. Згідно з табл. 3.1, гідравлічна провідність на рівні ґрунтових вод $J_{w(-100)}$ дорівнює 120 см/добу. Отже,

$$\begin{aligned} \left(\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}\right)_{(-100)} &= \frac{J_{w(-100)}}{K_{w(-100)}} = \frac{-11 \text{ см/сут}}{120 \text{ см/сут}} = 0,092, \\ \frac{\left(\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}\right)_{(-20)}}{\left(\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z}\right)_{(-100)}} &= \frac{1}{0,092} = 10,87. \end{aligned}$$

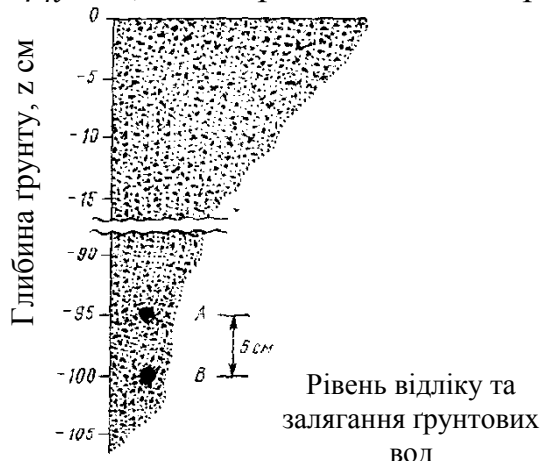
Таким чином, на глибині 20 см значення цього градієнта пошта в 11 разів перевищує його значення на рівні залягання ґрунтових вод.

Приклад 3.6

Дано: З ґрунту (суглинок Сарпі) відбувається випаровування з постійною швидкістю 0,74 см/добу при глибині залягання ґрунтових вод 100 см (див. рисунок наприклад 3.6).

Знайти: Каркасний потенціал на глибині 5 см над рівнем ґрунтових вод.

Рішення: Напрямок вгору вважаємо позитивним. Щільність водного потоку J_w позитивна, так як потік направлений вгору і K_w завжди має позитивне значення. Ми не знаємо гідравлічної провідності (табл. 3.1) при $\psi_h = 5$, але на рівні залягання ґрунтових вод $\psi_m = 0$, отже, $K_w = 120$.



За рівнянням (3.2) знаходимо, що

$$\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = -\frac{J_w}{K_w} = -\frac{0,74\text{см/сут}}{120\text{см/сут}} = -6,2 \cdot 10^{-3},$$

$$\frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} = \frac{\psi_{hA} - \psi_{hB}}{z_A - z_B} = \frac{\psi_{mA} + \psi_{zA} - (\psi_{mB} + \psi_{zB})}{z_A - z_B}.$$

Знаходимо рішення щодо ψ_{mA} :

$$\begin{aligned}\psi_{mA} &= (z_A - z_B) \frac{\Delta\psi_h}{\Delta z} - \psi_{zA} + \psi_{mB} + \psi_{zB} \\ &= [-95\text{см} - (100\text{см})](-6,2 \cdot 10^{-3}) - 5\text{см} + 0\text{см} \\ &= (5\text{см})(-6,2 \cdot 10^{-3}) - 5\text{см} = -0,031\text{см} - 5\text{см} = -5,031\text{см}.\end{aligned}$$

Приклад 3.7

Дано: Ненасичений потік води тече через шар ґрунту товщиною 3 см при витраті води 5 см/год на вході і 3 см/год на виході.

Знайти: Наближену швидкість зміни вологості в шарі ґрунту.

Рішення: Грубе наближення рівняння (3.4) і (3.5). Зміна вологості на одиницю часу дорівнює різниці між потоком на вході і виході, поділений на різницю глибин. Звідси

$$\frac{\partial\theta_v}{\partial t} = \frac{\partial J_w}{\partial s} = \frac{\Delta J_w}{\Delta s} = \frac{J_{w\text{вх}} - J_{w\text{вих}}}{\Delta s} = \frac{5\text{см/ч} - 3\text{см/ч}}{3\text{см}} = \frac{2\text{см/ч}}{3\text{см}} = 0,67\text{ч}^{-1}.$$

Приклад 3.8

Дано: Горизонтальна інфільтрація води в напівнескінченну ґрунтову колонку з початковим рівномірним розподілом вологи θ_{vi} .

Знайти: Початкові і граничні умови.

Рішення: Термін «напівнескінченна ґрунтова колонка» означає, що колонка обмежена тільки на вхідному кінці і досвід переривається до того, як потік досягне іншого кінця колонки. Так як поточна вода не досягає вихідного кінця колонки, потік води знаходиться в таких умовах, як якщо б ґрунтова колонка тривала до нескінченності (мала невизначену довжину) з іншого свого кінця. Нехай $x=0$ на вході колонки, а $t=0$ в точний час початку експерименту. Спочатку волога розподілена рівномірно. Це початкова умова ми висловимо математично

$$\theta_v = \theta_{vi} \text{ для } t = 0 \text{ и } x \geq 0.$$

В той момент, коли потік починає свій плін, вологість на вхідний кордоні доводиться до повного насичення, так як межа миттєво вступає в зіткнення з джерелом води. Ця вологість зберігається впродовж всього досліду. Таке гранична умова ми висловимо математично

$$\theta_v = \theta_{vs} \text{ для } t > 0 \text{ и } x = 0.$$

Приклад 3.9

Дано: Значення гідравлічної провідності, дифузності води і диференціальної вологоємності на рис. 3.5.

Знайти: У скільки разів кожне значення цих параметрів буде більше при об'ємній вологості 0,40, ніж при об'ємній вологості 0,10.

Рішення:

$$K_w \text{ зростає у } \frac{110 \text{ см/сут}}{4,8 \cdot 10^{-3} \text{ см/сут}} = 23000 \text{ раз,}$$

$$D_w \text{ зростає у } \frac{3,3 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{сут}}{3,2 \cdot 10 \text{ см}^2/\text{сут}} = 1040 \text{ раз,}$$

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial \psi_m} \text{ зростає у } \frac{3,3 \cdot 10^{-3} \text{ см}^{-1}/\text{сут}}{3,3 \cdot 10^{-4} \text{ см}^{-1}/\text{сут}} = 22 \text{ раз.}$$

Можна перевірити отримане нами значення D_w , використовуючи раніше прийняте визначення

$$D_w = \frac{K_w}{\partial \theta_v / \partial \psi_m}.$$

$$D_w \text{ зростає у } \frac{23000 \text{ раз}}{22 \text{ раз}} = 1045 \text{ раз,}$$

що близько до раніше отриманого значення.

Приклад 3.10

Дано: Під час досвіду на горизонтальну інфільтрацію проникною для піщаного ґрунту $\theta_{vi} = 0,10$, $\theta_{vs} = 0,50$, а виразно помітна лінія промочування за 16 хв просунулася на 10 см від джерела. Гідравлічна провідність ґрунту, насиченого вологою, склала 10-2 см/хв.

Знайти: Наближені значення S'_p і A'_p , і обчислити вертикальну і горизонтальну інфільтрацію для часу 10, 100, 1000, 10 000 і 100 000 хв.

Рішення: При наявності чітко помітної лінії промочування можна

Розрахувати S'_p по рівнянню

$$S'_p \cong \frac{(\theta_{vs} - \theta_{vi})x}{t^{1/2}} \cong \frac{(0,5 - 0,1)(10\text{см})}{(16\text{хв})^{1/2}} \cong \frac{(0,4)(10\text{см})}{4\text{хв}^{1/2}} \cong 1\text{см/хв}^{1/2},$$
$$A'_p \cong K_{w\text{насищ}} \cong 10^{-2}\text{см/хв}.$$

Для $t=10$ хв

$$S'_p t^{1/2} = (1\text{см/хв}^{1/2})(10\text{хв})^{1/2} = 3,16\text{см},$$
$$A'_p t = (10^{-2}\text{см/хв})(10\text{хв}) = 0,1\text{см}.$$

Для $t=100$ хв

$$S'_p t^{1/2} = (1\text{см/хв}^{1/2})(100\text{хв})^{1/2} = 10\text{см},$$
$$A'_p t = (10^{-2}\text{см/хв})(100\text{хв}) = 1\text{см}.$$

Для $t=1000$ хв

$$S'_p t^{1/2} = (1\text{см/хв}^{1/2})(10^3\text{хв})^{1/2} = 31,6\text{см},$$
$$A'_p t = (10^{-2}\text{см/хв})(10^3\text{хв}) = 10\text{см}.$$

Для $t=10000$ хв

$$S'_p t^{1/2} = (1\text{см/хв}^{1/2})(10^4\text{хв})^{1/2} = 100\text{см},$$
$$A'_p t = (10^{-2}\text{см/хв})(10^4\text{хв}) = 10^2\text{см}.$$

Для $t=100000$ хв

$$S'_p t^{1/2} = (1\text{см/хв}^{1/2})(10^5\text{хв})^{1/2} = 316\text{см},$$
$$A'_p t = (10^{-2}\text{см/хв})(10^5\text{хв}) = 10^3\text{см}.$$

Приклад 3.11

Дано: Досвід по горизонтальній інфільтрації в такий же ґрунті, як у прикладі 3.10, за винятком того, що $\theta_{vi} = 0,20$. Через 16 хв лінія промочування просунулась на 12 см від джерела.

Знайти: Наближене значення S'_p , а потім обчислити вертикальну до горизонтальну інфільтрацію для часу 10, 100, 1000, 10000 і 100000 хв.

Рішення: Застосовуючи рівняння з прикладу 3.10, отримуємо

$$S'_p \cong \frac{(\theta_{vs} - \theta_{vi})x}{t^{1/2}} \cong \frac{(0,5 - 0,2)(12\text{см})}{(16\text{хв})^{1/2}} \cong \frac{(0,3)(12\text{см})}{4\text{хв}^{1/2}} \cong 0,9\text{см/хв}^{1/2}.$$

Примітка: За цей час (16 хв після початку інфільтрації) відстань до лінії промочування збільшилася (з 10 до 12 см) при збільшенні початкової

вологості (з 0,1 до 0,2); однак сумарна інфільтрація за 16 хв $[i = S'_p \times (16\text{хв})^{1/2}]$ зменшилася $(i = 1\text{см/хв}^{1/2} \times 4\text{хв}^{1/2} = 4,0\text{см до } i = 0,9\text{см/хв}^{1/2} \times 4\text{хв}^{1/2} = 3,6\text{см})$ В цілому це вірно. Швидкість інфільтрації і загалом також знижується за даний відрізок часу, якщо збільшується початкова вологість.

Нижче табуліровані значення горизонтальної і вертикальної інфільтрації, обчислені так само, як у прикладі 3.10.

Приклад 3.12

Дано: Вода рухається крізь ґрунт у вертикальному напрямку.

Знайти: Початкові і граничні умови, які залишаються постійними в часі: 1) для трьох різних прикладів інфільтрації; 2) для перерозподілу води в ґрунті; 3) для випаровування з поверхні ґрунту; 4) для дренажу до рівня ґрунтових вод.

Рішення:

Початкові умови: $\theta_v = \theta_{vi}$ для $z \leq 0$ и $t = 0$.

Верхня межа: $\theta_v = \theta_{vs}$ для $z = 0$ и $t > 0$,

Нижня межа: полунескінченне середовище.

Інфільтрація, випадок 2.

Початкові умови: $\theta_v = f(z)$ для $z \leq 0$ и $t = 0$.

Верхня межа: $|J_w| < K_w \text{ насищ}$ для $z = 0$ и $t > 0$

Нижня межа: полунескінченне середовище.

Інфільтрація, випадок 3.

Початкові умови: $\theta_v = f(z)$ для $z \leq 0$ и $t = 0$

Верхня межа: $|J_w| > K_w \text{ насищ}$ для $z = 0$ и $t > 0$

Нижня межа: полунескінченне середовище.

Перерозподіл.

Початкові умови: $\theta_v = f(z)$ при $z \leq 0$ и $t = 0$.

Верхня межа: $|J_w| = 0$ для $z = 0$ и $t > 0$

Нижня межа: полунескінченне середовище.

Випаровування.

Початкові умови: $\theta_v = f(z)$ при $z \leq 0$ и $t = 0$.

Верхня

межа:

$J_w = E_p$ для $z = 0$ и $t > 0$, где E_p – потенційне випаровування.

Нижня межа: $\theta_v = \theta_{vs}$ для $z = z_{\text{ур. гр.вод}}$ и $t > 0$

Дренаж.

Початкові умови: $\theta_v = f(z)$ для $z \leq 0$ и $t = 0$.

Верхня межа: $|J_w| = 0$ для $z = 0$ и $t > 0$.

Нижня межа: $\theta_v = \theta_{vs}$ для $z = z_{\text{ур. гр.вод}}$ и $t > 0$

Примітка: Немає необхідності визначати умови нижньої межі в напівнескінченних середовищах, так як там нічого не відбувається. Наведені вище

початкові та граничні умови є обмеженими прикладами; в кожній з перелічених ситуацій можливі й багато інші умови.

Приклад: 3.13

Дано: зволожений Грунт дощем; відбувається перерозподіл вологи, потім починається випаровування.

Знайти: Верхні граничні умови, що відповідають періодам згаданих процесів.

Рішення:

Початковий період дощу:

$$|J_w| = A \text{ для } z = 0 \text{ и } 0 < t \leq 0,5 \text{ ч, де } A - \text{константа } (A > K_{w \text{ насищ}}).$$

Наступний період дощу:

$$|J_w| = B \text{ для } z = 0 \text{ и } 0,5 \text{ ч} < t \leq 3 \text{ ч, де } B - \text{константа } (B < K_{w \text{ насищ}}).$$

Перерозподіл:

$$|J_w| = 0 \text{ для } z = 0 \text{ и } 3 \text{ ч} < t \leq 10 \text{ ч.}$$

Початковий період випаровування:

$$J_w = E_p \text{ для } z = 0 \text{ и } 10 \text{ ч} < t \leq 100 \text{ ч,}$$

де E_p – потенційне випаровування.

Наступний період випаровування:

$$\theta_v = \theta_{v \text{ гир.вл}} \text{ для } z = 0 \text{ и } 100 \text{ ч} < t \leq 1000 \text{ ч.}$$

Приклад 3.14

Дано: зволожений Грунт до глибини $D = 100$ см при середньої об'ємної вологості 0,20; дифузність води становить 300 см²/добу, а швидкість потенційного випаровування E_p дорівнює $(R_n + G)/L = 0,8$ см/добу.

Знайти: Швидкість випаровування E .

Рішення: По рівнянню (1.15)

$$D_e = \theta_v D = 0,20 \times 100 \text{ см} = 20 \text{ см.}$$

За допомогою рівняння (3.19) знаходимо, що

$$\begin{aligned} E &= \frac{D_w D_e \pi^2}{4(z_w)^2} = \frac{(300 \text{ см}^2/\text{сут})(20 \text{ см})(100 \text{ см})^2}{(4)(100 \text{ см})^2} \\ &= \frac{(300 \text{ см}^2/\text{сут})(20 \text{ см})(9,86)}{(4)(10\,000 \text{ см}^2)} = 1,48 \text{ см/добу.} \end{aligned}$$

Грунт може подавати воду на поверхню зі швидкістю 1,48 см/добу, однак наявної енергії достатньо лише для того, щоб випаровувати плату зі швидкістю 0,8 см/добу. Таким чином, випаровування все ще знаходиться в 1-й фазі.

Приклад 3.15

Дано: Швидкість потенційного випаровування E_p складає

$$-(R_n + G)/L = 0,8 \text{ см/добу};$$

грунт підсохла до середньої об'ємної вологості 0,15, а дифузність води,

дорівнює $100 \text{ см}^2/\text{добу}$.

Знайти: Швидкість випаровування E .

Рішення: По рівнянню (3.19) знаходимо, що

$$E = \frac{D_w D_e \pi^2}{4(z_w)^2} = \frac{(300 \text{ см}^2/\text{сут})(0,15)(3,14 \text{ см})^2}{(4)(100 \text{ см})} = \frac{147,89 \text{ см}^2/\text{добу}}{400 \text{ см}} = 0,37 \text{ см/добу}.$$

Розраховане значення E менше, ніж E_p , і отже, служить хорошою оцінкою швидкості дійсного випаровування.

Приклад 3.16

Дано: Грунт—суглинок Сарпі, спочатку зволожений до повного насичення в повному обсязі; ґрунтові води залягають на глибині 240 див. Початкова швидкість потоку становить 240 см/добу .

Знайти: Водовіддачі ґрунту за 0,1, 0,5 та 1,0 добу.

Рішення: Використовуємо рівняння Янга [рівняння (3.22)]. Так як в рівняння входить Q_∞ , наша перша задача буде полягати в обчисленні значення Q_∞ для суглинка Сарпі. У шарі ґрунту над рівнем ґрунтових вод $\psi_z = \psi_m$ (це ставлення пояснюється в примітці нижче). При рівновазі гравітаційний потенціал виражається просто відстань по вертикалі від початкового (нульового) рівня відліку. Якщо ми приймаємо рівень залягання ґрунтових вод за рівень відліку, каркасний потенціал 3 см знаходиться на висоті 3 см над рівнем ґрунтових вод, а з табл. 3.1 видно, що об'ємна вологість для -3 см становить 0,40. На висоті 10 см над рівнем ґрунтових вод $\psi_m = -10 \text{ см}$ і $\theta_v = 0,38$.

Припустимо, що значення об'ємної вологості θ_v , рівне на висоті 3 см 0,40, застосовне в інтервалі від рівня залягання ґрунтових вод до висоти 6,5 см (рівень 6,5 см лежить в половині відстані між рівнями 3 і 10 см). Аналогічно цьому, значення $\theta_v = 0,38$ можна вважати придатним до глибин від 6,5 до 14 см (що знаходиться в середині інтервалу від 10 до 18 см). Таким чином, глибина 1-го шару ґрунту становить

$$D_1 = 6,5 \text{ см} - \text{см} = 6,5 \text{ см}, 2 - \text{го слоя} - D_2 = 14 \text{ см} - 6,5 \text{ см} = 7,5 \text{ см}.$$

Зміна вологості ґрунту при $t \rightarrow \infty$ дорівнює різниці між вологістю при повному насиченні і кінцевою вологістю ($\theta_v = \theta_{vs} - \theta_{vf}$). Звідси

$$\theta_{v1} = 0,41 - 0,40 = 0,01;$$

$$\theta_{v2} = 0,41 - 0,38 = 0,03.$$

За допомогою рівняння (1.15) можна обчислити для кожного шару ґрунту j як товщину шару води D_e

$$Q_{\infty j} = D_{ej} = \theta_{vj} D_j.$$

Для 1-го слоя

$$Q_{\infty 1} = D_{e1} = 0,01 \times 6,5 \text{ см} = 0,065 \text{ см}.$$

Для 2-го слоя

$$Q_{\infty 2} = D_{e2} = 0,03 \times 7,5 \text{ см} = 0,225 \text{ см}.$$

Значення $Q_{\infty j}$, обчислені схожим методом для інших шарів ґрунту, наведені в таблиці:

Потужність шарів ґрунту, вологість і водовіддача при $t \rightarrow \infty$ для суглинку Сарпі

Номер	Шар ґрунту		Вологість		Водовіддача $Q_{\infty j}$
	межа, см	глибина, D_j , см	θ_{vffj}	θ_{vj}	
1	0,0-6,5	6,5	0,40	0,01	0,065
2	6,5-14,0	7,5	0,38	0,03	0,225
3	14,0-22,0	8,0	0,36	0,05	0,400
4	22,0-30,0	8,0	0,34	0,07	0,560
5	30,0-38,5	8,5	0,32	0,09	0,765
6	38,5-48,0	9,5	0,30	0,11	1,045
7	48,0-58,5	10,5	0,28	0,13	1,365
8	58,5-71,0	12,5	0,26	0,15	1,875
9	71,0-92,0	21,0	0,24	0,17	3,570
10	92,0-120,	28,0	0,22	0,19	5,320
11	120,0-151,0	31,0	0,20	0,21	6,510
12	151,0-188,5	37,5	0,18	0,23	8,625
13	188,5-200,0	11,5	0,16	0,25	2,875
Підсумок					33,200

Тепер, коли ми маємо значенням $Q_{\infty} = \sum Q_{\infty j} = 33,2 \text{ см}$ см використовуємо рівняння (3.22), щоб знайти водовіддачу за час t

$$Q_t = Q_{\infty} \left[1 - \exp \left(- \frac{q_0 t}{Q_{\infty}} \right) \right].$$

Для $t=0,1 \text{ сут}$

$$\begin{aligned} Q_{0,1} &= 33,2 \text{ см} \left[1 - \exp \left(- \frac{240 \text{ см/сут} \times 0,1 \text{ сут}}{33,2 \text{ см}} \right) \right] \\ &= 33,2 \text{ см} [1 - \exp(-0,7229)] = 33,2 \text{ см} (1 - 0,4853) \\ &= 33,2 \times 0,515 = 17,09 \text{ см}. \end{aligned}$$

Для $t=0,5 \text{ сут}$

$$\begin{aligned} Q_{0,2} &= 33,2 \text{ см} \left[1 - \exp \left(- \frac{240 \text{ см/сут} \times 0,5 \text{ сут}}{33,2 \text{ см}} \right) \right] \\ &= 33,2 \text{ см} [1 - \exp(-3,614)] = 33,2 \text{ см} (1 - 0,02693) \\ &= 33,2 \times 0,9731 = 32,31 \text{ см}. \end{aligned}$$

Для $t=1,0$

$$\begin{aligned} Q_{0,2} &= 33,2\text{см} \left[1 - \exp \left(-\frac{240\text{см/сут} \times 0,5\text{сут}}{33,2\text{см}} \right) \right] \\ &= 33,2\text{см} [1 - \exp(-7,229)] = 33,2\text{см}(1 - 0,000725) \\ &= 33,2 \times 0,999 = 33,18\text{см}. \end{aligned}$$

Примітка: В умовах рівноваги потік відсутній, тому гідравлічний потенціал однаковий у всьому шарі ґрунту. Його значення найлегше визначити на рівні залягання ґрунтових вод, де $\psi_z = \psi_m = \psi_p = 0$. Звідси рівняння (2.8) $\psi_h = 0$ і у всіх точках вище рівня ґрунтових вод $\psi_p = 0$. Отже, використовуючи рівняння (2.8), ми отримаємо $\psi_z = -\psi_m$ (див. приклад 2.7, де викладено детальніше).

Приклад 3.17

Дано: Точки А і В в ґрунті на малюнку мають властивості: $T_A = 22^\circ\text{C}$, $T_B = 20^\circ\text{C}$, $\psi_{wA} = \psi_{wB} = -0,1\text{бар}$.

Знайти: Щільність потоку водяної пари між точками А і В.

Рішення: На малюнку напрям вгору є позитивним. Використовуючи табл. 3.3, знаходимо:

$$\begin{aligned} \rho_{vA} &= 19,43 \cdot 10^{-6}\text{г/см}^3, \\ \rho_{vB} &= 17,30 \cdot 10^{-6}\text{г/см}^3. \end{aligned}$$

З рівняння (3.23) отримуємо:

$$\begin{aligned} J_v &= -D' \frac{\Delta \rho_v}{\Delta s} = -\frac{\rho_{vA} - \rho_{vB}}{S_A - S_B} = -0,2 \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \frac{(19,43 - 17,30) \cdot 10^{-6}\text{г/см}^3}{-5\text{см} - (-15\text{см})} \\ &= -0,2 \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \frac{2,13 \cdot 10^{-6}\text{г/см}^3}{10\text{см}} = -4,26 \cdot 10^{-8}\text{г/}(\text{см}^2 \cdot \text{с}). \end{aligned}$$

Так як значення щільності потоку є негативним, потік направлений вниз. Це означає, що потік направлений від теплої ділянки ґрунту до холодного, як і повинно бути.

Звідси

$$[-4,24 \cdot 10^{-8}\text{г/}(\text{см}^2 \cdot \text{с})](8,64 \cdot 10^4\text{с/сут}) = -0,0037\text{г/}(\text{см}^2 \cdot \text{с}).$$

Приклад 3.18

Дано: Точки А і В (див. малюнок наприклад 3.17) мають властивості: $T_A = 21^\circ\text{C}$, $T_B = 20^\circ\text{C}$, $\psi_{wA} = -15\text{бар}$ и $\psi_{wB} = -0,1\text{бара}$.

Знайти: Щільність потоку водяної пари між точками.

Рішення: На малюнку напрям вгору є позитивним. За табл. 3.3 знаходимо:

$$\begin{aligned} \rho_{vA} &= 18,16 \cdot 10^{-6}\text{г/см}^3, \\ \rho_{vB} &= 17,30 \cdot 10^{-6}\text{г/см}^3. \end{aligned}$$

З рівняння (3.23) отримуємо

$$\begin{aligned}
 J_v &= -D' \frac{\Delta \rho_v}{\Delta s} = -\frac{\rho_{vA} - \rho_{vB}}{S_A - S_B} = -0,2 \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \frac{(18,16 - 17,3) \cdot 10^{-6} \text{г/см}^3}{-5 \text{см} - (-15 \text{см})} \\
 &= -0,2 \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \frac{0,86 \cdot 10^{-6} \text{г/см}^3}{10 \text{см}} = -1,72 \cdot 10^{-8} \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{с})}. \\
 &[-1,72 \cdot 10^{-8} \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{с})}](8,64 \cdot 10^4 \text{с/сут}) = -0,0015 \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{с})}.
 \end{aligned}$$

Щільність потоку є від'ємною величиною, тому потік направлений вниз.

Примітка: Якщо, наприклад, $\psi_s = 0$, тоді $\psi_m = \psi_w$, а так як $\psi_{wB} > \psi_{wA}$, потік рідини буде направлений від В до А (вгору). Таким чином, в цих умовах потоки рідини і пара спрямовані в діаметрально протилежних напрямках.

Приклад 3.19

Дано: На глибині 1 см (А) відносна вологість повітря становить 0,20, температура 20 °С. На глибині 2 см (В) відносна вологість повітря дорівнює 0,99, а температура повітря 18 °С.

Знайти: Щільність потоку водяної пари в ґрунті в інтервалі глибин від 1 до 2 див.

Рішення: Напрямок вгору виберемо в якості позитивного. По таблиці 3.3 знаходимо, що при -0,1 бар щільність пара $\rho_{vA} = 17,30 \cdot 10^{-6} \text{г/см}^3$ і $\rho_{vB} = 15,3710^{-6} \text{г/см}^3$. Водні потенціали не знаходяться під тиском 0,1 бар. Знаходимо фактичні значення щільності пари при дійсних значеннях водного потенціалу, помножуючи значення -0,1 бар на відносну вологість. Звідси фактичні значення щільності пара складають:

$$\begin{aligned}
 &\text{З рівняння (3.23) знаходимо, що} \\
 J_v &= -D' \frac{\Delta \rho_v}{\Delta s} = -\frac{\rho_{vA} - \rho_{vB}}{S_A - S_B} = -0,2 \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \frac{(3,46 - 15,22) \cdot 10^{-6} \text{г/см}^3}{-1 \text{см} - (-2 \text{см})} \\
 &= -0,2 \frac{\text{см}^2}{\text{с}} \frac{(11,76 \cdot 10^{-6} \text{г/см}^3)}{1 \text{см}} = -2,352 \cdot 10^{-6} \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{с})}.
 \end{aligned}$$

Потік спрямований вгору, оскільки щільність потоку — величина позитивна.

$$[-2,35 \cdot 10^{-6} \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{с})}](8,64 \cdot 10^4 \text{с/сут}) = -0,203 \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{с})}.$$

Отриманий результат можна виразити у вигляді товщини шару води, якщо розділити його на щільність води:

$$\frac{0,203 \text{г/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})}}{1 \text{г/см}^3} = 0,203 \text{см/добу}.$$

Тема 4. Зв'язок в системі «грунт – рослина – атмосфера»

4.1 Теоретична частина

4.1.1 Радіація

Ми приступаємо до розгляду радіації і мікроклімату пригрунтового шару, оскільки вони визначають: 1) випаровування вологи з ґрунту, 2) транспірацію вологи з рослин; 3) температуру ґрунту і повітря, 4) ріст рослин (ріст рослин тісно пов'язаний з транспірацією і температурою ґрунту і повітря).

Кількість прямий або розсіяної сонячної радіації, що поглинається ґрунтом або рослинами, безпосередньо або опосередковано впливає на більшість важливих фізичних процесів в ґрунті. Пряма і розсіяна сонячна радіація в сукупності називається сумарною радіацією. Температура Сонця, джерела глобальної радіації, досить висока, тому майже вся що випускається їм радіація має довжини хвиль менше 4 мкм, тобто є короткохвильовою радіацією. Більш холодні тіла, такі, як небо, хмари, ґрунт, рослини і тварини, також є джерелами радіації. Майже вся радіація, випромінювана цими «холодними» тілами, має довжини хвиль більше 4 мкм і називається довгохвильовою радіацією.

Радіаційний баланс є повна (сумарна плюс довгохвильова) надходить радіація мінус відображена короткохвильова та вихідна довгохвильова радіація.

Можна безпосередньо виміряти радіаційний баланс, однак наявні в даний час прилади занадто складні і важкі в зверненні. Тому в багатьох випадках вимірюється тільки сумарна радіація, а альbedo і залишкова довгохвильова радіація розраховуються. Радіаційний баланс R_n математично виражається наступним чином:

$$R_n = R_s(1 - \rho) + R_1, \quad (4.1)$$

де R_1 – залишкова довгохвильова радіація (поглинена кількість мінус вихідне кількість); R_s – надходить на поверхню короткохвильова радіація (прямі промені і розсіяна радіація), виміряна за піранометром; ρ – альbedo (частка сумарної радіації, яка відбивається поверхнею), виміряна двома піранометрами, один з яких спрямований вгору, а інший вниз. Таким чином, $R_s(1 - \rho)$ становить залишкову короткохвильову радіацію.

В табл. 4.1 показано альbedo для деяких типів ґрунту і рослинності. Значення альbedo у більшості природних умов коливається від 0,10 до 0,30, в середньому близько 0,20. Можна зробити висновок, що зміна стану поверхні викликає лише незначні коливання радіаційного балансу, як це показано у прикладі 4.1.

Таблиця 4.1 – Альbedo для деяких типів поверхонь

Поверхня	Альbedo ρ
Грунт(суглинок)	
сухий пилюватий перед обробкою	0,23
теж після обробки	0,15
іловатий вологий	0,11
теж сухий	0,18
Рослинність	
трава,	0,24-0,26
люцерна,	0,25
ячмінь,	0,21-0,22
кукурудза	0,16-0,17
цукровий буряк, перша чверть періоду вегетації	0,13-0,29
Бетон, забарвлений	
в чорний колір,	0,095
в білий колір	0,45

Залишкова довгохвильова радіація R_1 загалом залежить від кліматичних умов. Дженсен та ін.(Jensen et al., 1979) пропонують рівняння для розрахунку R_1 за інформацією про R_s в загальному випадку і в безхмарний день, температурі повітря і парціального тиску водяної пари.

4.1.2 Енергетичний баланс

Рівняння енергетичного балансу має вигляд

$$R_n = H + LE_t - G \quad (4.2)$$

де R_n – радіаційний баланс; G – енергія, витрачена на нагрівання ґрунту; H – енергія, витрачена на нагрівання повітря (іноді називається ентальпією); L – прихована теплота пароутворювання (близько 585 кал/г); E_t – кількість води, випарується з ґрунту і транспіроване рослинами, зазвичай називається евапотранспірацією.

Рівняння енергетичного балансу може дещо видозмінюватися в залежності від того, яке правило знаків у ньому використовується.

Як видно з рівняння (4.2), радіація, що надходить на поверхню, має позитивний знак, а радіація, що відбивається поверхні має негативний знак. Випаровування з поверхні вважається позитивним, а конденсація негативною. Направлений вгору потік тепла (у ґрунті G , а в повітрі H) вважається позитивним, а потік, спрямований вниз,— негативним. Енергія зазвичай, виражається в калоріях на квадратний сантиметр на добу. Один ланглей за визначенням дорівнює однієї калорії на квадратний сантиметр, що дозволяє використовувати таку одиницю, як ланглей на добу.* У

прикладі 4.2 показано використання L в якості параметра для перетворення E_t в енергетичні одиниці: кал/(см² · добу) і ланглей на добу.

Там, де нестача води не обмежує транспірацію, велика частина енергії, що надходить у вигляді радіаційного балансу R_n , витрачається на евапотранспірацією LE_t . Частина радіаційного балансу, яка витрачається на евапотранспірацію, зазвичай характеризується відношенням цих двох величин. Ванбейвел і Харріс (Van Bavel, Harris, 1962) знайшли, що $LE_t / R_n = 0,8$ для вегетаційного періоду зрошуваних посівів кукурудзи і бермудської трави в штаті Північна Кароліна, США. Суон і ін. (Swan et al., 1963) для зрошуваних посівів ламкої квасолі і картоплі приводять значення 1,1 і 1,2.

На випаровування з промоченого ґрунту витрачається більша частина енергії радіаційного балансу R_n . По мірі висихання ґрунту все менше залишається води, доступної для випаровування і транспірації, енергія витрачається на нагрівання ґрунту (G) або нагрівання повітря (H). В якості прикладу розглянемо дані з табл. 4.2.

Таблиця 4.2 – Складові енергетичного балансу над поверхнею ґрунту в період її висихання.

Дата	Енергія, кал/(см ² · добу)						Стан поверхні ґрунту
	R_s	R_n	G	H	LE_t	LE_t / R_n	
25.IV	723	421	4	73	351	0,83	Залита водою
28.IV	713	379	7	38	348	0,92	Дуже волога
29.IV	734	404	8	-1	413	1,02	Волога
30.IV	723	399	-10	32	357	0,89	Середн. волога
1.V	722	361	-24	68	269	0,75	Середн. суха
2.V	723	328	-34	69	255	0,69	Суха

Загалом, при висиханні ґрунту ставлення LE_t / R_n зменшується, тоді як кількість тепла, що надходить в ґрунт (G) і спрямованого на нагрівання повітря (H), збільшується. В табл. 4.3 містяться дані про складові енергетичного балансу при зволоженні позбавленої рослинності ґрунту.

Таблиця 4.3 – Складові енергетичного балансу над поверхнею ґрунту, позбавленої рослинності

Період спостережень	Енергія, кал/(см ² · сут)					Стан ґрунту
	R_n	G	H	LE_t	LE_t / R_n	
15-25.V	284	-18	220	46	0,16	Суха
4-16.VI	226	-58	-52	220	0,97	Волога

Можна визначити загальні властивості енергетичного балансу для трьох типів природного середовища.

1) Вологе середовище. Велика територія, на якій немає недоліку вологи і евапотранспірація не обмежена. У цьому випадку велика частина радіаційного балансу витрачається на випаровування води.

2) Пустельна середовище. Нестача води обмежує евапотранспірацію, тому більша частина радіаційного балансу повинна витрачатися на нагрівання ґрунту або приземного шару повітря.

3) Оазисне середовище. Надходження вологи не обмежує евапотранспірацію на місці (на зрошуваній території), але навкруги простирається велика пустеля. Це викликає потік теплого повітря з пустелі в район оазису (зрошуваної території) і евапотранспірація перевищує радіаційний баланс. Процес горизонтального переносу енергії H з пустелі в район оазису, де ця енергія витрачається на евапотранспірацію E_t називається адвекцією, а переноситься енергія називається енергією адвекції.

Приклади енергетичного балансу для деяких оазисів наводяться в табл. 4.4.

Таблиця 4.4. Складові енергетичного балансу для трьох оазисів

Оазис	Дата	Енергія, кал/(см ² · добу)				
		R_n	G	H	LE_t	LE_t / R_n
Темп, штат Аризона, США	12.VII 1962 г.	377	31	-190	598	1,6
Аспедейл, Австралія	1.XII 1962 г.	433	-21	-183	595	1,4
Акрон, штат Колорадо, США	4-14.VII	388	-18	-180	550	1,4

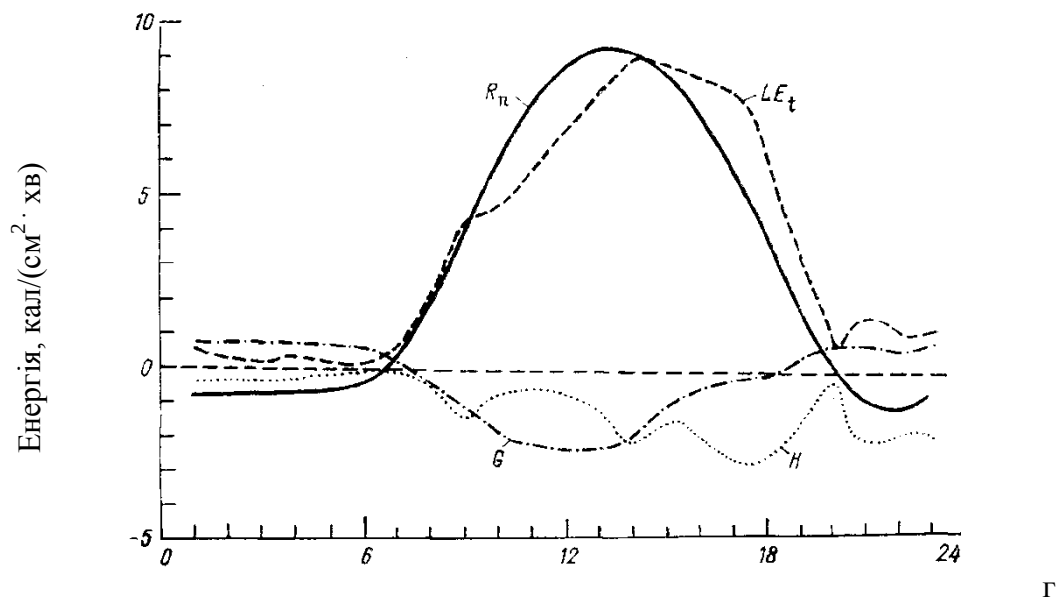


Рис. 4.1 – Складові енергетичного балансу для посівів вівса протягом доби складові мали наступні значення: $R_n = 393 \text{ кал/см}^2$, $LE_t = 475 \text{ кал/см}^2$, $G = 42 \text{ кал/см}^2$, $H = 124 \text{ кал/см}^2$.

В табл. 4.2 – 4.4 показані енергетичні баланси для періоду одну добу або довше. Приклади 4.3 та 4.4 містять розрахунки енергетичного балансу для доби з різними умовами погоди. Протягом будь-яких даних доби енергетичний баланс безперервно змінюється. На рис. 4.1 показано у вигляді графіка різні складові енергетичного балансу для періоду 24 год.

4.1.3. Визначення евапотранспірації за даними кліматології та ґрунтознавства

У розділі 1 розглянуто методи визначення евапотранспірації, засновані на гідрологічному циклі. Однак ці методи вимагають, по-перше, вимірювання вологості ґрунту, що вносить помилки, властиві точковим даними, а по-друге, використання лізіметрів – приладів складних і дорогих. Тому йде пошук інших шляхів визначення евапотранспірації. Велика увага приділяється методам, заснованим на кліматологічних вимірах. Це викликано декількома причинами:

- 1) кліматичні змінні можуть використовуватися на значно більших площах, ніж точкові дані відбору ґрунтових проб,
- 2) ці методи дозволяють визначити евапотранспірацію, уникаючи труднощів, пов'язаних з відбором проб ґрунту і використанням лізіметрів,
- 3) там, де є середні кліматологічні дані, що ці методи можна застосовувати для складання прогнозів. Третя причина представляється нам найбільш важливою перевагою.

Методи, засновані на кліматологічних даних, можна поділити на 1) аеродинамічні, 2) енергобалансові, 3) комбіновані, 4) емпіричні.

Аеродинамічні методи. В аеродинамічних методи використовують рівняння турбулентного переносу

$$E_t = -\frac{\rho_a \varepsilon}{P_a} K_V \frac{\partial e}{\partial z} = -\frac{\rho_a \varepsilon}{P_a} K_V \frac{e_2 - e_1}{z_2 - z_1}, \quad (4.3)$$

де E_t – щільність потоку водяної пари, $\text{г}/(\text{см}^2 \cdot \text{с})$; K_V – коефіцієнт турбулентного переносу для водяної пари, $\text{см}^2/\text{с}$; z – висота, см ; ρ_a – щільність повітря ($1,2 \cdot 10^{-3} \text{ г}/\text{см}^3$ при температурі 20°C і тиску 1013 гПа); ε – відношення молекулярної ваги води до молекулярній вазі повітря (0,622); e – парціальний тиск водяної пари; P_a – атмосферний тиск (для P_a і e використовуються однакові одиниці – мілібари, атмосфери, бари і т. д.). При обмеженому запасі вологи в ґрунті різниця парціального тиску водяної пари $e_2 - e_1$ зменшиться.

При використанні даного методу утруднення викликає визначення $\frac{\partial e}{\partial z}$ і K_V , особливо K_V – коефіцієнта турбулентного переносу водяної пари, який широко варіює. У певних умовах його можна апроксимувати рівнянням

$$K_V = k^2 \frac{(u_2 - u_1)(z_2 - z_1)}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1}\right)^2}, \quad (4.4)$$

де u_2 і u_1 – середні швидкості вітру (см/с) на висотах z_2 і z_1 , см; k – константа фон Кармана (0,41).

В деяких умовах це рівняння дає прийнятні результати.

В інших умовах (коли не виконуються припущення, зроблені при побудові рівняння), результати стають незадовільними. Дуже важко точно виміряти $(u_2 - u_1)$ оскільки швидкість вітру змінюється у часі і, отже, потребує постійної реєстрації.

Також можливо написати подібне рівняння для визначення H

$$H = -\rho_a c_p K_h \frac{\partial T}{\partial z} = -\rho_a c_p K_h \frac{(T_2 - T_1)}{(z_2 - z_1)}, \quad (4.5)$$

де C_p – питома теплоємність повітря, 0,24 кал/(м·°С); K_h – коефіцієнт турбулентного переносу теплоти, см²/с; T – температура повітря, °С.

Використання аеродинамічного методу розглядається в прикладі 4.5.

Енергобалансові метод. У основі цих методів лежить рівняння (4.2), яке зазвичай видозмінюється наступним чином:

$$R_n + G = LE_t + H = \frac{LE_t(LE_t + H)}{LE_t} = LE_t \left[1 + \left(\frac{H}{LE_t} \right) \right]. \quad (4.6)$$

Після перетворення отримуємо

$$LE_t = \frac{R_n + G}{1 + \frac{H}{LE_t}}. \quad (4.7)$$

У правій частині рівняння (4.7) замість LE_t проведемо підстановку з рівняння (4.3), а замість H з рівняння (4.5), що призводить до виду

$$LE_t = \frac{R_n + G}{1 + \frac{c_p P_a K_h (T_2 - T_1)}{L_\varepsilon K_V (e_2 - e_1)}}. \quad (4.8)$$

Якщо ми припустимо, що $K_h = K_v$, і визначимо відношення Боуена β як

$$\beta = \frac{c_p P_a}{L_\varepsilon} \frac{(T_2 - T_1)}{(e_2 - e_1)}, \quad (4.9)$$

рівняння (4.8) прийме вигляд

$$LE_t = \frac{R_n + G}{1 + \beta} \quad (4.10)$$

Дані для цього методу повинні збиратися за нетривалі періоди часу, тому збір їх представляє певні труднощі. До даних, які необхідні для розрахунку рівняння (4.10), відносяться: радіаційний баланс R_n ентальпія ґрунту G , зміна температури ΔT і парціального тиску водяної пари Δe .

Внаслідок труднощі визначення ΔT і Δe ставлення Боуена β має меншу надійність, ніж R_n і G . Правда, величина β незначно впливає на LE_t при умови, що $-0,1 < \beta < 0,1$, що зазвичай характерно для вологих районів.

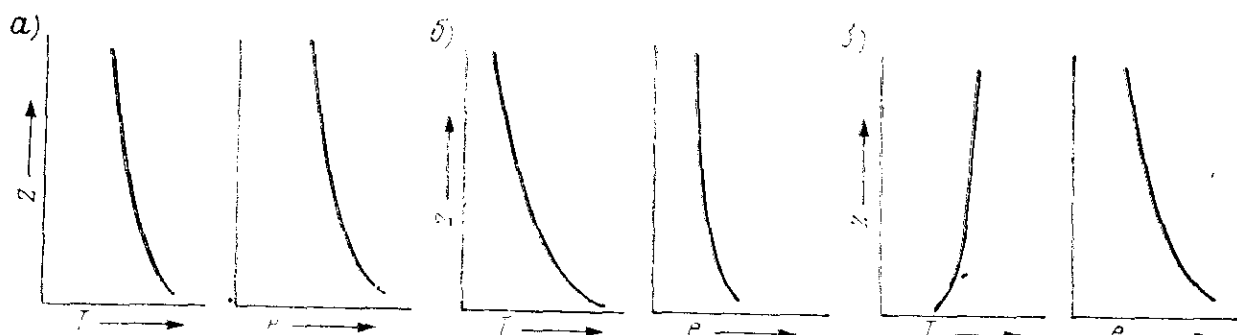


Рис. 4.2 – Залежність температури T і пружності пари e від висоти z . Тип навколишнього середовища: а – вологий ($0 < \beta < 0,1$); б – пустинний ($0,1 < \beta < 10$); в – оазисне ($-0,3 < \beta < 0$).

Цей метод найбільш доцільно використовувати в тих випадках, коли є достатньо води, а велика частина енергії радіаційного балансу витрачається на евапотранспірацію LE_t . У такому разі ентальпія повітря H невелика і відношення H/LE_t також є незначним. В умовах пустелі велика частина R_n витрачається на нагрівання повітря і H має велике значення в порівнянні з LE_t , оскільки запаси води обмежені. Це призводить до того, що $\beta = H/LE_t$ стає великим і вносяться невизначеності в розрахункові значення LE_t . В різних умовах навколишнього середовища β варіює в таких межах:

- у вологому середовищі ($0 < \beta < 0,1$);
- в пустельній середовищі β може досягати 10;
- у оазисної середовищі β може знижуватися до -0,3.

Параметри, потрібні для профільного методу, ілюструються для трьох типів середовища існування в табл. 4.5. Для тих же типів середовища на рис. 4.2 показані профілі T і e .

Таблиця 4.5 – Вибіркові значення енергії LE_t , витраченої на евапотранспірацію, розраховані для трьох типів навколишнього середовища, і експериментальні дані, використані при розрахунку.

Тип середовища проживання	Вимірювані параметри				Розрахункові значення LE_t кал/(см ² · сут)
	R_n кал/(см ² · хв)	G кал/(см ² · добу)	Δe Па	ΔT °C	
Вологий	1,0	-0,2	-0,7	-0,06	0,76
Сухий	1,0	-0,4	-0,02	-1,9	0,1
Оазисний	1,0	-0,2	-0,7	0,3	1,06

Дані відносяться до коротких періодів часу близько полудня, розрахунок виконувався за $P_a = 940 \text{ гПа}$.

Комбінований метод Пенмана. Пенман (Рептап, 1948) почав з рівняння енергетичного балансу (4.2). Щоб уникнути труднощів при вимірюванні ентальпії повітря H , Пеиман розраховував її за допомогою емпіричного аеродинамічного рівняння. Метод Пенмана — це комбінація енергобалансового і аеродинамічного методів. Внаслідок припущень, зроблених при визначенні H , обчислення, виконані з допомогою рівняння Пенмана, застосовні швидше до потенціальному випаровуванню з відкритої водної поверхні E_p , а не до фактичної евапотранспірації E_t .

Перетворення рівняння Пенмана дає (Taylor, Ashcroft, 1972, p. 54-63)

$$LE_p = \frac{(\delta/\gamma)(R_n + G) + L_f(u)(e_2^0 - e_2)}{(\delta/\gamma) + 1}. \quad (4.11)$$

Визначимо $L_f(u)$ по рівнянню

$$L_f(u) = 20 \frac{\text{кал/см}^2}{\text{доба} \cdot \text{мм.рт.ст.}} + 0,12 \frac{\text{кал/см}^2}{\text{км} \cdot \text{мм.рт.ст.}} \times u_2, \quad (4.12)$$

коли парціальний тиск водяної пари [рівняння (4.11)] виражене в міліметрах ртутного стовпа, чи

$$L_f(u) = 15 \frac{\text{кал/см}^2}{\text{сут.гПа}} + 0,12 \frac{\text{кал/см}^2}{\text{км} \cdot \text{гПа}} \times u_2, \quad (4.13)$$

коли парціальний тиск водяної пари виражено в гПа. Швидкість вітру і виражена в кілометрах на добу, в цьому випадку R_n і G з рівняння (4.11) повинні бути виражені в $\text{кал/см}^2 \cdot \text{добу}$; δ — нахил кривої залежності парціального тиску насиченої водяної пари від температури, γ — «психрометрична» постійна. Значення відносини δ/γ для рівня моря наведено в табл. 4.6. Задача, при рішенні якої використовується рівняння (4.11), розглядається в прикладі 4.7.

Резюмуємо деякі важливі моменти в методі Пенмана:

1) за допомогою цього методу визначається потенційне випаровування з відкритої водної поверхні. На підставі методу Пенмана вносяться додаткові поправки на тип сільськогосподарських культур і умови, коли вода лімітує ріст рослин;

2) метод має достатню фізичне обґрунтування; однак важко уникнути помилок, якщо значення змінних не вимірювати безпосередньо, а розраховувати;

3) зазвичай передбачається, що щільність теплового потоку в ґрунті G дорівнює нулю;

4) за винятком R_n , необхідні вимірювання зазвичай виконуються по стандартній програмі на метеорологічних станціях (всі вимірювання

проводяться на одній висоті 2 м). Радіаційний баланс R_s досить успішно розраховується за [(рівняння (4.1)].

Таблиця 4.6 – Значення δ/γ і значення парціального тиску насиченої пари e^0 для різних температур при тиску повітря $P_a = 1000$ гПа

T°C	δ/γ	Парціальний тиск насиченого пара e^0		T°C	δ/γ	Парціальний тиск насиченого пара e^0	
		мм.рт.ст	гПа			мм.рт.ст	гПа
10	1,23	9,204	12,272	24	2,64	22,373	29,831
11	1,30	9,839	13,119	25	2,78	23,753	31,671
12	1,38	10,512	14,017	26	2,92	25,206	33,608
13	1,46	11,227	14,969	27	3,07	26,737	35,649
14	1,55	11,983	15,997	28	3,23	28,347	37,796
15	1,64	12,783	17,044	29	3,40	30,041	40,055
16	1,73	13,630	18,173	30	3,57	31,822	42,430
17	1,82	14,525	19,367	31	3,75	33,695	44,927
18	1,92	15,472	20,630	32	3,93	35,663	47,551
19	2,03	16,473	21,964	33	4,12	37,730	50,307
20	2,14	17,530	23,373	34	4,32	39,900	53,200
21	2,26	18,646	24,861	35	4,53	42,177	56,236
22	2,38	19,822	26,430	36	4,75	44,566	59,422
23	2,51	21,064	28,086	37	4,97	47,072	62,762

Емпіричні методи. Існує багато емпіричних методів, за якими визначають потенційний випаровування, а не дійсну евапотранспірацію. У зв'язку з цим виникає необхідність внесення поправок на тип сільськогосподарських культур і різні водні режими ґрунту. Емпіричні методи видаються корисними, так як з їх допомогою можна визначити параметр E_p , важливий для тих районів і умов, де брак даних, але дозволяє застосовувати будь-який з теоретичних рівнянь. Наприклад, ці методи можна використовувати, щоб прогнозувати потреби у воді для зрошення в районі передбачуваного будівництва зрошувальної системи. Дженсен (Jensen, 1974) дає докладне пояснення і оцінку багатьох методів, що застосовуються для визначення потенційної евапотранспірації (табл. 4.7).

Емпіричні методи звичайно використовуються для складання досить довгострокових прогнозів. Вони дозволяють отримувати цілком порівнянні сезонні значення, однак добові значення варіюють і мають дуже малу точність. У всі емпіричні методи входять константи, які вносять поправки на даний район, вони забезпечують цілком прийнятну точність і практично можуть застосовуватися для отримання оцінок в умовах обмеженості кліматологічної інформації.

Таблиця 4.7 – Розрахункові сезонні значення E_{tp} (у відсотках до вимірними значеннями E_{tp})

Місце спостереження	Автор метода визначення E_{tp}				
	Торнуейт	Пенман	Дженсен-Хейз	Блейни-Криддл	Кристиансен-Харгривз
Аспендейл, Австралія	64	133	69	75	91
Бролі (штат Каліфорнія)	60	106	102	85	82
Копенгаген (Данія)	136	130	66	135	113
Кошоктон (штат Огайо, США)	65	89	80	81	81
Девіс (штат Каліфорнія)	56	120	117	74	102
Кімберлі (штат Айдахо, США)	42	86	76	56	66
Ломпок (штат Каліфорнія, США)	66	130	93	77	109
Рузізі (Заір)	66	87	108	82	69
Сибрук (штат Нью-Джерсі, США)	75	119	81	95	104
Саут-Парк (штат Колорадо, США)	63	113	123	54	79
Середнє	69	109	91	81	90

4.4 Транспіраційні коефіцієнти

Багато емпіричні методи визначення евапотранспірації дозволяють отримувати значення потенційного випаровування з відкритої водної поверхні E_p . У практиці сільського господарства нас більше цікавить фактична еванотранспірація E_t з поля, зайнятого сільськогосподарською культурою. Це перетворення виконується часто двоступінчастим чином.

Потенційне випаровування, розраховане за формулою Спіймана, є випаровування з відкритої водної поверхні. Щоб визначити потенційну евапотранспірацію сільськогосподарської культури LE_{tp} необхідно ввести коефіцієнт транспірації цієї культури K_c . Звідси

$$LE_{tp} = K_c LE_p \quad (4.14)$$

Пенман визначив, що для умов Англії транспіраційний коефіцієнт трави, повністю покриває ґрунт і добре забезпеченої вологою, дорівнює: у травні, червні, липні і серпні 0,8, у вересні, жовтні, березні і квітні 0,7, у листопаді, грудні, січні і лютому 0,6.

Транспіраційні коефіцієнти різних сільськогосподарських культур не збігаються; відрізняються вони і від району до району. Визначати коефіцієнти необхідно для того ж району, для якого використовується рівняння Пенмана. Будь-яка помилка в самому рівнянні позначиться і на транспіраційні коефіцієнти.

Таким чином, перший крок у перетворенні E_p в E_t полягає у введенні транспіраційного коефіцієнта [див. рівняння (4.14)], який перетворює потенційний випаровування з відкритої водної поверхні E_p в потенційну евапотранспірацію сільськогосподарської культури E_{tp} . Вважається, що випаровування вологи рослиною є потенційним в тому випадку, коли рослина постійно забезпечується достатньою кількістю води. Другий крок – перетворення потенційної евапотранспірації сільськогосподарської культури E_{tp} у фактичну евапотранспірацію топ культури – включає облік здатність ґрунту забезпечувати рослину вологою.

Частина цього розділу присвячена подальшому обговоренню транспіраційних коефіцієнтів; аспекти вологості ґрунту обговорюються в наступному розділі.

Числове значення транспіраційного коефіцієнта залежить від 1) сільськогосподарської культури, 2) часу року та 3) географічного положення. З рис. 4.3 можна скласти деяке уявлення, як географічне положення і час впливають на транспіраційний коефіцієнт. На середніх широтах (42° пів. ш.) спостерігається зміна у часі коефіцієнта транспірації багаторічної культури.

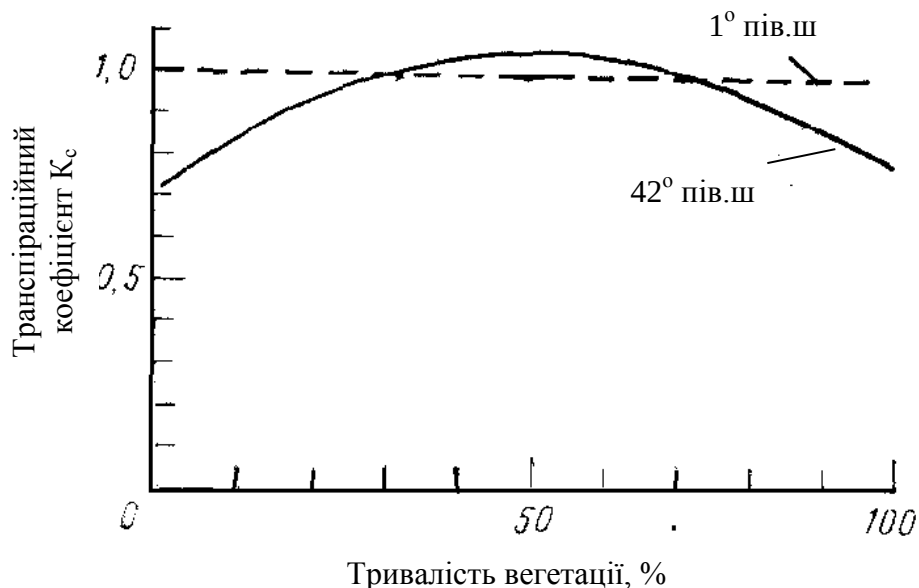


Рис. 4.3 – Залежність транспіраційних коефіцієнтів багаторічних культур від вегетаційного періоду для двох місць: поблизу екватора і поблизу середніх широт (Логан, штат Юта, США).

На екваторі (1° пів. ш.) K_c практично не змінюється протягом усього періоду вегетації. У багаторічної культури може і не бути постійного коефіцієнта навіть у тропіках. Наприклад, люцерну періодично скошують.

Після кожного укосу майже не залишається листової поверхні і транспірація знижується майже до нуля.

Проте триває випаровування вологи з ґрунту, тому евапотранспірація (і отже, значення K_c) хоча і зменшується, але не до нуля (рис. 4.4). Якщо ґрунт в період скошування зволожена, випаровування зростає і K_c зменшується не так сильно, як при сухій ґрунті. Звідси можна зробити висновок, що транспіраційний коефіцієнт сільськогосподарської культури складається з власне коефіцієнта рослини (компонента транспірації) і коефіцієнта ґрунту (компонента випаровування). Особливо це характерно під час появи сходів та на початкових фазах вегетації рослинна маса ще невелика. З цієї причини в евапотранспірації переважає випаровування з ґрунту. Так як поверхня ґрунту підсихає досить швидко, а суха поверхня затримує випаровування, втрати вологи істотно нижче потенційно можливих і коефіцієнт транспірації K_c незначний. По мірі зростання рослинності рослина більше покриває ґрунт і евапотранспірації починає переважати транспірація, причому евапотранспірація і K_c зростає (рис. 4.5). Евапотранспірація збільшується, оскільки достаток вологи забезпечує зростання транспірації навіть при сухій поверхні ґрунту, яка перешкоджає випаровуванню (див. приклад 4.8).

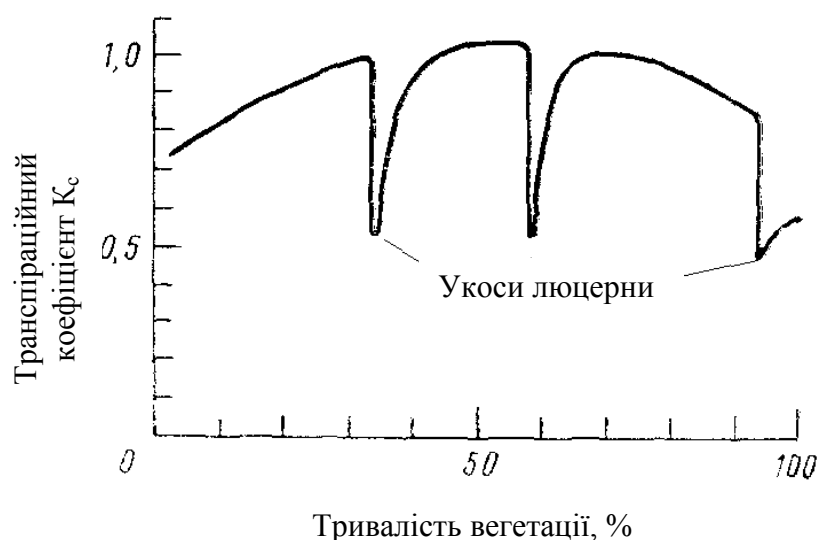


Рис. 4.4 – Залежність транспіраційних коефіцієнтів для люцерни, зростаючої в середніх шпроті, від періоду вегетації. Після кожного укосу коефіцієнт тимчасово знижується до тих пір, поки ґрунт знову не буде затінена відрослими рослинами.

У початкових фазах вегетації просапних культур, коли ще багато відкритого ґрунту, полив або дощ промочують ґрунт і транспіраційний

коефіцієнт швидко зростає. Проте вже через кілька днів, коли ґрунт підсихає, значення K_c знову падає (крива 2 на рис. 4.5). Так як згадуване збільшення має короткочасний характер, ним звичайно нехтують і для обчислення E_{tr} використовують значення K_c , які відносяться до таких

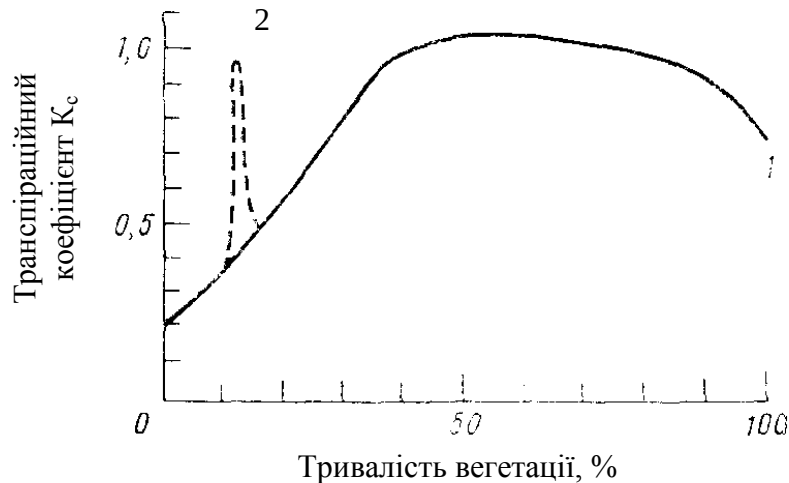


Рис. 4.5 – Залежність транспіраційних коефіцієнтів для кукурудзи (просапна культура) від вегетаційного періоду. Крива характеризує такі умови, коли в міжряддях верхній шари ґрунту сухий. Якщо ґрунт промочується (після дощу або поливу), коефіцієнти тимчасово збільшуються (крива 2), поки ґрунт не підсохне в результаті випаровування.

умов, коли поверхня ґрунту в міжряддях відносно суха, а в шарі ґрунту є достатній запас вологи (крива 1 на рис. 4.5). Таким чином, загальне визначення E_{tr} для просапних культур передбачає достатній запас вологи в кореневмісному шарі при одночасно сухій поверхні ґрунту.

4.1.5 Евапотранспірація при нестачі вологи

За винятком рівняння енергетичного балансу та аеродинамічного рівняння, у всіх розглянутих дотепер рівняннях евапотранспірації визначалися потенційна евапотранспірація сільськогосподарських культур E_{tp} або потенційне випаровування E_p , яке піддається перетворенню в E_{tr} з допомогою відповідного транспіраційного коефіцієнта [рівняння (4.14)]. Користуючись цими формулами, можна розрахувати, скільки води потрібно в даному районі для цієї системи землеробства.

Проте в реальних умовах навіть на поливних землях може відчуватися нестача вологи, і фактична евапотранспірація E_t буде менше потенційної евапотранспірації сільськогосподарської культури K_s .

Для розрахунку фактичної евапотранспірації ми вводимо водний коефіцієнт

$$E_t = K_s E_{tp} \quad (4.15)$$

Водний коефіцієнт був знайдений в результаті численних експериментальних вимірі E_t та E_{tp} . Різні автори пропонують багато варіантів зв'язків між ставленням $E_t/E_{tp} = K_s$ і вологістю θ_v . Деякі з них показані на рис. 4.6. На жаль, можна сказати, що форма деяких запропонованих кривих обумовлена швидше зручністю обчислення, а не згодою з експериментальними даними. Самий крайній варіант зв'язків,

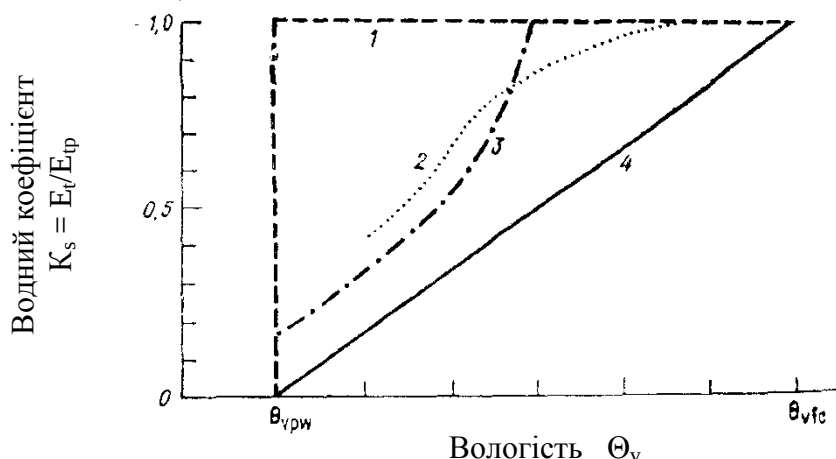


Рис. 4.6 – Пропоновані залежності водного коефіцієнта K_s (відношення дійсної евапотранспірації E_t до потенційної евапотранспірації сільськогосподарської культури E_{tp}) від вологості θ_v , в інтервалі від вологості стійкого зав'ядання θ_{vpw} до найменшої вологоємності θ_{vfc} .

показаних на рис. 4.6, представлений залежністю Веймейера і Хендриксона (крива 1). Вони прийшли до висновку, що волога одно доступна рослинам (тобто $E_t = E_{tp}$) у всьому інтервалі вологості ґрунту від найменшої вологоємності до вологості стійкого зав'ядання (у відсотках). При вологості стійкого зав'ядання ґрунтова волога стає недоступною для рослин.

Було запропоновано багато інших концепції, також наведених на рис. 4.6. Великі польові дослідження показали, що зв'язок між водним коефіцієнтом і вологістю ґрунту найточніше описують криві, що лежать між крайніми залежностями Торнтусейта і Мазера, з одного боку, і Веимейера та Хендриксона, з іншого, тобто криві, пропоновані Пенманом п Пірсом. На практиці це спрощення зв'язків призводить до ще більшого їх ускладнення, так як виникає необхідність враховувати фактори клімату п кореневмісного шару ґрунту. Денмид і Шоу (Denmead, Shaw, 1962) знайшли, що для реальних умов може бути достовірною майже будь-який зв'язок з тих, що показані на рис. 4.6. При великій сухості клімату (ясний день) найкращим є варіант Торнтусейта і Мазера, тоді як при меншій сухості (у похмурий день) — залежність Веймейера і Хендриксона. Денмид н Шоу (Denmead, Shaw, 1962) отримали свої дані дослідів з

виросуванням рослин в судинах з дуже обмеженим коренезаселеним шаром. Для польових умов, коли коренезаселений шар ґрунту великий і коріння росте в глибину, більш достовірними подаються проміжні зв'язку. У прикладі 4.9 наведено результати використання зв'язків, показаних на рис. 4.6.

4.1.6 Ріст і евапотранспірація рослин

Здається очевидним, що зростання рослин пов'язаний з споживанням вологи, тим не менш кількісна оцінка зв'язку росту рослин з наявністю вологи, необхідної для зростання, є вкрай складною проблемою, в якій грають роль багато факторів. Найважливіші з них — водний режим ґрунту, вид рослинності і клімат.

Була проведена велика робота, щоб кількісно описати цей зв'язок. Загалом, можливо емпіричним шляхом визначити врожай сільськогосподарської культури, виходячи з запасу вологи в сантиметрах на гектар площі посівів і приймаючи, що умови для зростання даної культури є оптимальними.

Шар води товщиною 1 см на площі 1 га має масу 10^5 кг, звідси можна виразити водоспоживання в кілограмах води, транспірованої рослинами для отримання 1 кг маси сухої речовини. В табл. 4.8 показана продуктивність деяких культур і ставлення транспірації до продуктивності.

Дані, представлені в табл. 4.8, були отримані Бріггсом та Шанцем (Briggs, Shantz, 1914) в 1911 -1913 рр. Вони відносяться до рослин, вирощуваних в судинах в приміщенні, і сильно коливаються від року до року. Дослідники підтримували вологість близько найменшої вологоємкості і забезпечували високу родючість ґрунту у всіх дослідах. З-за великих коливань цих даних від року до року і сумнівів в їх придатності в нульових умовах наступні дослідники не брали в розрахунок отримані таким шляхом дані. Проте останнім часом з'явилися докази, що вони можуть успішно застосовуватися до багатьох умов.

Спочатку робилися спроби знайти зв'язок між кількістю води, необхідною для виробництва 1 кг сухої речовини, і кліматологічних змінними, однак скільки-небудь задовільної кореляції знайдено не було. Частково цей невдалий результат пояснюється помилковою статистичною інтерпретацією. Девіт (DeWit, 1958) показав наявність досить хорошою зв'язку між ставленням транспірація/продуктивність T_r/P_c і кліматом, коли в якості кліматологічної змінної він використовував випаровування з поверхні випарника $E_{\text{исп}}$ (рис. 4.7). Коли ж він пов'язав продуктивність P_c з відношенням транспірація/випаровування з поверхні випарника $T_r/E_{\text{исп}}$, він отримав навіть кращу кореляцію (рис. 4.8).

Таблиця 4.8 – Продуктивність сільськогосподарських культур на 1 см транспірованої води на 1 га і ставлення транспірації T_r до продуктивності культури P_c для деяких сільськогосподарських культур. Вимірювання виконані на рослинах, що ростуть в судинах в приміщенні

Культура	Зважуюча частина рослини	Продуктивність кг/га	T_r/P_c	Зважуюча частина рослини	Продуктивність кг/га	T_r/P_c
Просо	Суша рідина	338	296	Зерно	200	500
Сорго	Теж саме	325	308		80	1250
Кукурудза		285	351		116	865
Пшениця		205	488		75	1325
Овес		178	562		80	1250
Ячмінь		189	529		191	523
Цукровий Буряк		254	394	Корене-плід		
Картопля		160	624			
Люцерна		120	832			
Житняк гребенчатий		142	702			
Ветрениця винська		364	275			
Пирей американський		94	1060			

Девіт (DeWit, 1958) запропонував наступне рівняння (до якого включено і вплив кліматологічного фактора), щоб зв'язати вихід маси сухої речовини надземної частини рослини P_c з транспірацією T_r :

$$P_c = \frac{f T_r}{E_p} \quad (4.16)$$

де E_p – середня швидкість потенційного випаровування, наведена до великої маси води, см/добу;

f – приріст сухої речовини, кг/(га · добу).

Це рівняння застосовується лише до сумарного виходу маси сухої речовини і не може використовуватися для визначення продуктивності окремих частин рослини (наприклад, врожаю, зерна).

Спостереження, проведені на території Заходу США, показали, що залежність, виражена в рівнянні (4.16), дотримується для посівів з доброю вологозабезпеченістю. Для цього регіону Девіт наводить наступні значення приросту сухої речовини:

для сорго сорту Ред амбер $f = 207 \text{ кг/(га · добу)}$,

для люцерни $f = 55 \text{ кг/(га · добу)}$,

для пшениці Кубанка $f = 115 \text{ кг/(га · добу)}$.

Рівняння (4.16) може застосовуватися для тих регіонів світу, іде зростання сільськогосподарських культур не лімітований дефіцитом вологи, світла, родючості, хворобами рослин і т. д. Девіт не виконав ретельних досліджень ситуацій, коли для росту рослин не вистачає вологи. Однак і на цьому матеріалі він зробив висновок, що його рівняння повинне бути дійсним і в тих випадках, коли вода — основний фактор, що обмежує зростання. Деякою мірою цей висновок підтверджує робота Хенкса та ін. (Hanks, 1968), з якої випливає, що для сорго рівняння Девіта справедливо

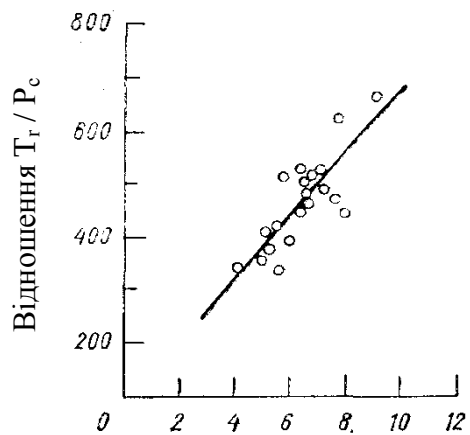


Рис. 4.7 — Залежність відношення транспірація/продуктивність сільськогосподарської культури (суха речовина) від випаровування з поверхні випарника для пшениці сорту Кубанка. Кореляція $r=0,812$.

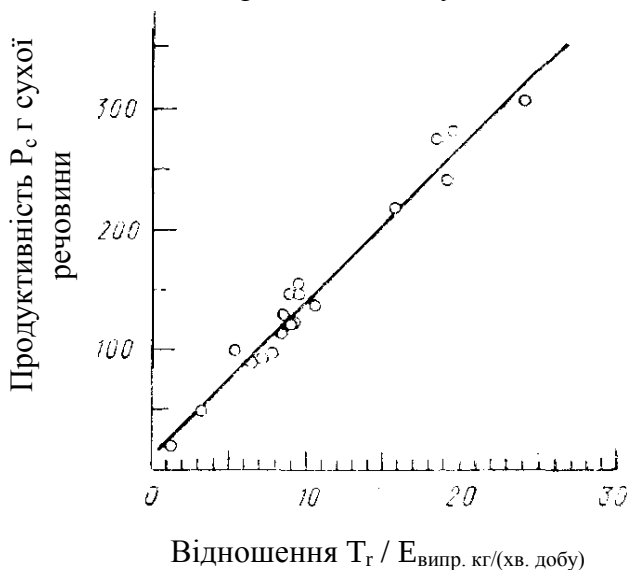


Рис. 4.8 — Залежність продуктивності від ставлення транспірація/випаровування з поверхні випарника для пшениці сорту Кубанка. Кореляція $r = 0,812$.

при різних рівнях вологості ґрунту. Ці дані показані в табл. 4.9. Всі розрахункові значення приросту сухої речовини f були приблизно однаковими, хоча їх розраховували при значних коливаннях продуктивності P_c і транспірації T_r . Фактично ці дані не перевіряються кліматологічною поправкою, так як кліматологічний параметр $E_{\text{исп}}$

приблизно однаковий для обох років. Також зустрічалися невизначеності в розрахунках транспірації T_r .

Таблиця 4.9 – Експериментальні значення E_t , $E_{\text{исп}}$ та P_c і розрахункові значення T_r , що використовуються для обчислення приросту маси сухої речовини f в рівнянні Девіта.

Джерело вимірювання E_t	Рік	Землеробство	E_t см	$E_{\text{исп}}$ см /сут	T_r кг /га	P_c кг /га	f кг / (га · сут)
Лизиметр	1966	Богарне	19,1	0,48	12,0	3560	142
Лизиметр	1967	Богарне	24,2	0,47	18,7	5690	143
Лизиметр	1967	Богарне	31,7	0,47	26,2	8159	146
Поле	1967	Богарне	14,0	0,47	8,6	2568	140
Поле	1967	Богарне	19,1	0,47	13,6	3951	137

Дані інших авторів, таких як Веймейер (Veihmeyer, 1927), свідчать про наявність дуже тісного зв'язку між зростанням рослин (продуктивністю) і засвоєнням ґрунтової вологи (транспірацією) (рис. 4.9). У згаданій роботі задаються рівні вологості сильно розрізнялися.

Враховуючи обмеженість перевірки рівняння (4.16), слід проявляти обережність при його застосуванні.

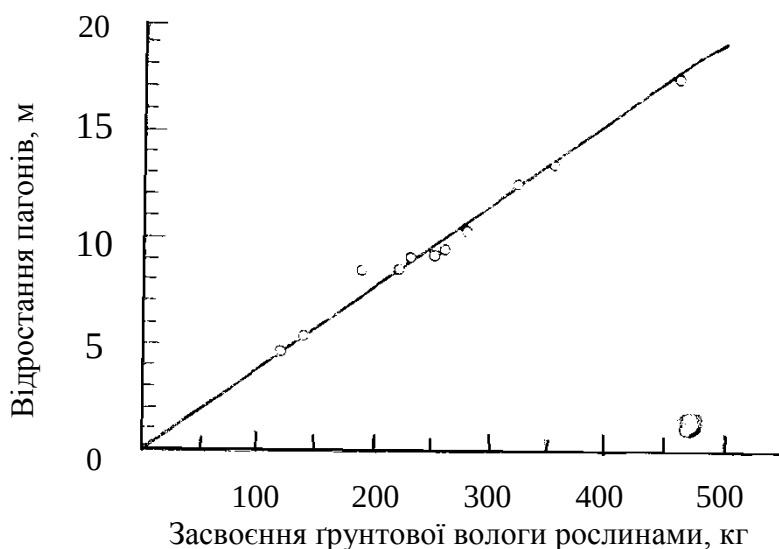


Рис. 4.9 – Залежність росту дерев французької сливи від поглинання ґрунтової вологи. За даними Веймейера (Veihmeyer, 1927).

В реальних умовах може бути тісна кореляція між транспірацією і зростанням. Обмеженість запасів вологи в одних фазах росту може, наприклад, інакше вплинути на продуктивність, ніж дефіцит вологи в інших. Родючість ґрунту також впливає на ростові процеси, проте в

рівнянні Девіта воно не враховується. Незважаючи на ці обмеження, рівняння (4.16) з успіхом може використовуватися для отримання наближених значень.

4.1.7 Визначення транспірації

Евапотранспірацію можна розрахувати по гідрологічному балансу вологи, якщо періодично вимірювати вологість ґрунту. Вона також визначається за допомогою лізиметра або по кліматологічних даних з використанням численних теоретичних і емпіричних рівнянь, які ми розглянули в цьому розділі. Проте до цих пір у нас не було можливості розділити евапотранспірацію на її складові: випаровування з ґрунту і транспірацію рослин. З цією метою можна скористатися рівнянням Девіта. При рішенні щодо T_r рівняння (4.16) приймає вигляд

$$T_r = \frac{P_c E_p}{f} \quad (4.17)$$

Ця апроксимація стає особливо точною у період активного відростання (вегетативний ріст), однак у фазі дозрівання сільськогосподарської культури її точність знижується. Рівняння (4.17) використовується в прикладах 4.10 та 4.11.

4.2 Практична частина

Завдання 4. Розрахувати показники евакотранспірації

Приклад 4.1

Дано: Сумарна радіація R_s становить 720 кал/(см²·добу), а залишкова довгохвильова радіація $R_1 = 120$ кал/(см²·добу)

Знайти: Радіаційний баланс для сухого іловатого суглинку і тієї ж ґрунту із зволоженою поверхнею.

$$R_n = R_s(1 - \rho) + R_1.$$

Альбедо ρ , знайдене за табл. 4.1, становить 0,18 для сухого ґрунту та 0,11 для вологою.

Звідси

$$R_n \text{ для сухого ґрунту} = 720 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})(1 - 0,18) - 120 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) = 470 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}),$$

$$R_n \text{ для вологого ґрунту} = 720 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})(1 - 0,11) - \\ - 120 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) = 520 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}),$$

Приклад 4.2

Дано: Евапотранспірація E_t становить 0,6 см/добу, питома теплота пароутворення і становить приблизно 585 кал/г.

Знайти: Значення LE_t .

Рішення: Значення L дано в одиницях маси, які не узгоджуються з одиницями об'єму, що виражають LE_t . Тому ми перетворимо одиниці маси до одиниці об'єму відносно L шляхом множення на щільність води ρ_w :

$$LE_t = L \times E_t \times \frac{\rho_w 585 \text{ кал}}{\text{г}} \times \frac{0,6 \text{ см}}{\text{сут}} \times \frac{1 \text{ г}}{\text{см}^3} = \\ = 351 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) = 351 \text{ ланглей за добу.}$$

Приклад 4.3

Дано: Виміряні складові енергетичного балансу:

$$R_n = 350 \text{ кал/}(\text{см}^2 \times \text{добу}).$$

$$H = -150 \frac{\text{кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}$$

$$G = 20 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$$

Знайти: Кількість енергії LE_t витрачене на евапотранспірацію.

Рішення: Вирішуємо рівняння (4.2) щодо LE_t .

$$LE_t = R_n - H + G = \frac{350 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} - \left(- \frac{150 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} \right) + \\ + \frac{20 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} = 520 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$$

Примітка: У цьому прикладі більша частина енергії LE_t , витраченої на евапотранспірацію, надійшла з радіаційного балансу за деяка частина енергії надійшла з повітря (H) і невелика кількість із ґрунту (G).

Приклад 4.4

Дано: протягом даного періоду вимірювань складові енергетичного балансу мали наступні середні значення: $R_n = 350 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$,

$$H = 45 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}),$$

$$G = -20 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$$

Знайти: Середнє значення E_t для періоду вимірювань.

Рішення: Використовуємо рівняння (4.2):

$$E_t = \frac{R_n - H + G}{L \times \rho_w} =$$

$$= \frac{\left[\frac{350 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} - \frac{45 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} - 20 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) \right] 1 \frac{\text{кал}/\text{см}^2}{\text{кал}/\text{см}^2}}{585 \text{ кал}/\text{г} \times 1 \text{ г}/\text{см}^3} = \frac{285 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})}{585 \text{ кал}/\text{см}^3} = 0,49 \text{ см}/\text{добу}.$$

Примітка: Енергія радіаційного балансу розподіляється наступним чином: евапотранспірація LE_t становить 81 %, нагрівання повітря $H=13\%$, нагрівання ґрунту $G = 6 \%$. У рівнянні ми помножили приховану теплоту пароутворення L на щільність води ρ_w , щоб перетворити L в сумісні одиниці.

Приклад 4.5

Дано: На висоті 1 м швидкість вітру становить 3000 м/год, температура повітря 20 °С, парціальний тиск водяної пари 10 гПа. На висоті 2 м швидкість вітру 3500 м/год, температура повітря 20 °С, парціальний тиск водяної пари 9 гПа.

Знайти: Значення LE_t і H , припускаючи умови стандартними.

Рішення: Для розрахунку LE_t і H нам необхідно спочатку знайти K_v для цього ми використовуємо рівняння (4.4).

$$K_v = k^2 \frac{(u_2 - u_1)(z_2 - z_1)}{\left(\ln \frac{z_2}{z_1}\right)^2} = (0,41)^2 \frac{(3500 \text{ м}/\text{ч} - 3000 \text{ м}/\text{ч})(2 \text{ м} - 1 \text{ м})}{\left(\ln \frac{2 \text{ м}}{1 \text{ м}}\right)^2}$$

$$= \frac{(0,168)(500 \text{ м}/\text{ч})(1 \text{ м})}{(0,693)^2} = \frac{84 \text{ м}^2}{0,48} = 175 \text{ м}^2/\text{ч}.$$

$$= \frac{\left[\frac{350 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} - \frac{45 \text{ кал}}{(\text{см}^2 \cdot \text{добу})} - 20 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) \right] 1 \frac{\text{кал}/\text{см}^2}{\text{кал}/\text{см}^2}}{585 \text{ кал}/\text{г} \times 1 \text{ г}/\text{см}^3}$$

$$= \frac{285 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})}{585 \text{ кал}/\text{см}^3} = 0,49 \text{ см}/\text{добу}.$$

Евапотранспірація розраховується по рівнянню (4.3), а $L = 585 \text{ кал}/\text{г}$, тобто

$$E_t = - \frac{\rho_a \varepsilon K_v (e_2 - e_1)}{P_a (z_2 - z_1)}$$

$$= \frac{-(1,2 \cdot 10^{-3} \text{ г}/\text{см}^3)(0,622)(175 \text{ м}^2/\text{ч})(10^2 \text{ см}/\text{м})(9 \text{ гПа} - 10 \text{ гПа})}{(1013 \text{ гПа})(2 \text{ м} - 1 \text{ м})}$$

$$= 1,29 \times 10^{-2} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{ч})$$

$$LE_t = [585 \text{ кал}/\text{г} \times 1,29 \cdot 10^{-2} \text{ г}/(\text{см}^2 \cdot \text{ч})](24 \text{ ч}/\text{сут}) \left(\frac{\text{кал}/\text{см}^2}{\text{кал}/\text{см}^2} \right)$$

$$= 181 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$$

Для обчислення Н припустимо, що $K_h = K_v = 175 \text{ м}^2/\text{добу}$.

Використовуємо рівняння (4.5)

$$\begin{aligned} H &= \frac{-\rho_a c_p K_h (T_2 - T_1)}{(z_2 - z_1)} \\ &= \frac{-[(1,2 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3)(0,24 \text{ кал/г} \cdot ^\circ\text{C})](175 \text{ м}^2/\text{ч})(19^\circ\text{C} - 20^\circ\text{C})}{(2\text{ м} - 1\text{ м})} \\ &= 0,504 \frac{(\text{кал} \cdot \text{м})}{(\text{см}^3 \cdot \text{ч})} \\ &= \left[0,504 \frac{(\text{кал} \cdot \text{м})}{(\text{см}^3 \cdot \text{ч})} \right] (10^2 \text{ см/м}) \left(1 \frac{\text{кал/см}^2}{\text{кал/см}^2} \right) \times (24 \text{ ч/добу}) \\ &= 121 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) \end{aligned}$$

Приклад 4.6

Дано: Встановлені прилади для вимірювання температури повітря і парціального тиску водяної пари на двох висотах; також вимірюються радіаційний баланс і тепловий потік в ґрунті. На висоті 1 м $T=21^\circ\text{C}$, $e=11$ гПа; на висоті 2 м $T=20^\circ\text{C}$, $e=10$ гПа; $R_n = 330 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$, $G = -30 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$

Знайти: LE_t , використовуючи епергобалапсовый метод і ставлення Боуена. Рішення: Тут працює рівняння (4.8), припустимо, $K_h = K_v$,

$$\begin{aligned} LE_t &= \frac{R_n + G}{1 + \frac{c_p P_a (T_2 - T_1)}{L_e (e_2 - e_1)}} = \frac{330 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) + [-30 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})]}{1 + \frac{0,244 \text{ кал/}(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})(1013 \text{ гПа})(20^\circ\text{C} - 21^\circ\text{C})}{(585 \text{ кал/г})(0,622)(10 \text{ гПа} - 11 \text{ гПа})}} \\ &= \frac{300 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{1 + 0,67} = 180 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу}). \end{aligned}$$

Приклад 4.7

Дано: Температура, парціальний тиск водяної пари та швидкість вітру на висоті 2 м над поверхнею ґрунту, за той же період виміряні радіаційний баланс і тепловий потік в ґрунті. Виміряні величини мають значення:

$T = 20^\circ\text{C}$, $e_2 = 10 \text{ мм. рт. ст.}$, $u_2 = 20 \text{ км/сут}$, $R_n = 4000 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{сут})$, $G = 0$.

Знайти: Енергію, витрачену на потенційне випаровування. Застосувати метод Пепмана.

Рішення: Використовуємо рівняння (4.11) у поєднанні з рівнянням (4.12). З табл. 4.6 беремо $\delta/\gamma = 2,14$, $e_2^0 = 17,53 \text{ мм. рт. ст.}$. Далі $LE_p =$

$$\frac{(\delta/\gamma)(R_n + G) + \left(20 \frac{\text{кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{\text{мм. рт. ст.}} + 0,12 \frac{\text{кал/см}^2}{\text{км} \cdot \text{мм. рт. ст.}} \times u_2 \right) \times (e_2^0 - e_2)}{(\delta/\gamma) + 1} =$$

$$\frac{2,14[400\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу}) - 0\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})] + \left[20 \frac{\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{\text{мм.рт.ст.}} + 0,12 \frac{\text{кал}/\text{см}^2}{\text{км} \cdot \text{мм.рт.ст.}} \times 20 \frac{\text{км}}{\text{сут}} \right] \times (17,53 \text{мм.рт.ст.})}{2,14 + 1} =$$

$$2,14[400\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})] + \left[20 \frac{\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{\text{мм.рт.ст.}} + 2,14 \frac{\text{кал}/\text{см}^2}{\text{мм.рт.ст.}} \right] \frac{(7,53 \text{мм.рт.ст.})}{3,14} =$$

$$\frac{856\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут}) + 168\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{3,14} = \frac{1025\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{3,14} = 326,3\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$$

Примітка: При сухому повітрі над посівами e_2 зменшується, а LE_p зростає. При більш високій швидкості вітру і збільшується і LE_p .

Приклад 4.8

Дано: Транспіраційний коефіцієнт дорівнює 0,25, $LE_{tp} = 450 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$,

Знайти: Значення LE_{tp} ; визначити, до якої сільськогосподарської культури відноситься транспіраційний коефіцієнт K_c .

Рішення: Для розв'язання цієї задачі використаємо рівняння (4.14)

$$LE_{tp} = K_c LE_{tp} = (0,25)(450 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сут})) = 112\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$$

Значення K_c так мало (0,25), що у цієї сільськогосподарської культури повинен бути період під час вегетації, коли площа рослинного покриву дуже мала в порівнянні з площею ґрунту, позбавленої його (незначна транспірація). Така ситуація можлива для кукурудзи, але не для люцерни.

Приклад 4.9

Дано: Об'ємна вологість ґрунту $\theta_v = 0,175$, найменша вологоємність $\theta_{vfc} = 0,30$, вологість стійкого зав'ядання $\theta_{vpw} = 0,15$. Сільськогосподарська культура з транспіраційним коефіцієнтом $K_s = 0,9$ росте в полі, атмосферні умови визначають, що потенційне випаровування E_p складає 1,2 см/добу.

Знайти: Обчислити фактичну евапотранспірацію E_t .

Рішення: Використовуємо рівняння (4.15) у поєднанні з рівнянням (4.14), однак в цьому випадку наш розрахунок буде залежати від вибору водного коефіцієнта K_s . Так як нам його не поставили заздалегідь, знайдемо його значення за рис. 4.6 і обчислимо E_t , використовуючи кожне з чотирьох значень, знайдених по малюнку,

$$E_t = K_s K_c E_p.$$

Якщо вибрати залежність Веймейера і Хендриксона, ми отримаємо:

$$E_t = (1,0)(0,9)(1,2\text{см}/\text{добу}) = 1,08\text{см}/\text{добу}.$$

Якщо припустити достовірність залежності Торнтюейта і Мазера, отримуємо

$$E_t = (0,17)(0,9)(1,2 \text{ см/добу}) = 0,18 \text{ см/добу.}$$

Для залежності Пенмана

$$E_t = (0,33)(0,9)(1,2 \text{ см/добу}) = 0,36 \text{ см/добу.}$$

Використання залежності Пірса дає

$$E_t = (0,42)(0,9)(1,2 \text{ см/добу}) = 0,45 \text{ см/добу.}$$

Приклад 4.10

Дано: Потенційне випаровування за сезон в середньому становить 0,6 см/добу

Знайти: Кількість води (транспірація), яке потрібно для отримання врожаю люцерни 10 000 кг/га.

Рішення: У тексті дано приросту маси сухої речовини люцерни $f = 55 \text{ кг/(га} \cdot \text{добу)}$. Використовуємо рівняння (4.17)

$$T_r = \frac{P_c E_p}{f} = \frac{10\,000 \text{ кг/га} \times 0,60 \text{ см/добу}}{55 \text{ кг/(га} \cdot \text{добу)}} = 109 \text{ см.}$$

Приклад 4.11

Дано: Приріст маси сухої речовини f ; для кукурудзи становить близько 300 кг/(га·добу); евапотранспірація з поля при виробництві 500 кг/га сухої речовини становила 12 см; середня; потенційна евапотранспірація за цей період дорівнювала 0,5 см/добу.

Знайти: Випаровування з ґрунту E за той же період.

Рішення: Спочатку знаходимо T_r , використовуючи для цього рівняння (4.17), потім по різниці отримуємо E ,

$$T_r = \frac{P_c E_p}{f} = \frac{500 \text{ кг/га} \times 0,5 \text{ см/добу}}{300 \text{ кг/(га} \cdot \text{добу)}} = 8,3 \text{ см.}$$

Випаровування за цей період одно

$$E = E_t - T_p = 12 \text{ см} - 8,3 = 3,7 \text{ см.}$$

Тема 5. Тепловий потік і температура ґрунту

5.1 Теоретична частина

5.1.1 Теплота ґрунту

Тепловий потік у ґрунті впливає на її температуру. Температура ночви залежить від температури повітря і навпаки. Обидві температури помітно впливають на ріст рослин.

Температура в цій точці ґрунту може змінюватися під дією наступних факторів;

Тепловий потік у ґрунті впливає на її температуру. Температура ночви залежить від температури повітря і навпаки. Обидві температури помітно впливають на ріст рослин.

Температура в цій точці ґрунту може змінюватися під дією наступних факторів:

- 1) теплообмін з повітрям (поєднання теплопровідності і конвекції);
- 2) теплообмін із зовнішнім середовищем (радіація);
- 3) тепловий потік в ґрунті (теплопровідність);
- 4) хімічні і фізичні процеси (теплота звільняється або витрачається, наприклад, в таких процесах, як випаровування, зволоження і конденсація).

Для ґрунту характерний ряд важливих термічних властивостей і процесів. Наведемо визначення та одиниці вимірювання деяких з них;

1) температура – інтенсивність теплоти в ґрунті (в градусах Цельсія, Кельвіна і т. д.);

2) ентальпія – не може бути розрахована, але зміни кількості теплоти в ґрунті можна розрахувати (в калоріях);

3) теплоємність – кількість теплоти, необхідне для підвищення температури одиничного об'єму (маси) ґрунту на $[у \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}), \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) \text{ тощо}]$;

4) теплопровідність – відношення теплового потоку, що надходить на одиницю площі за одиницю часу, до градієнту температури, тобто міра кількості теплоти, проведеного через ґрунт при стандартних умовах $[\text{кал}/(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}) \text{ тощо.}]$

Теплоємність вологого мінерального ґрунту залежить як від вологості, так і від мінерального і органічного її складу,

$$C_v = \rho_{\text{вл.п}} C_p = \rho_b (1 + \theta_m) C_p \quad (5.1)$$

де C_v – теплоємність по відношенню до обсягу; C_p – теплоємність по відношенню до маси (питома теплота); ρ_b – щільність ґрунту; θ_m – вологість але відношенню до маси.

Об'ємну теплоємність (кількість теплоти, необхідна для підвищення температури 1 см^3 вологого ґрунту на 1°C) можна також представити у вигляді

$$C_v = \rho_b (C_{pav} + \theta_m C_{pw}), \quad (5.2)$$

де C_{pav} – середня питома теплоємність твердої фази; C_{pw} – питома теплоємність води.

Питома теплоємність води — це кількість теплоти, необхідне для підвищення температури 1 г води на 1°C . Чисельне значення C_{pw} дорівнює $1 \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$. Питома теплоємність твердої фази ґрунту — кількість теплоти, необхідне для підвищення температури 1 г твердої фази на 1°C . Вона залежить від мінерального складу ґрунту. Усереднена по всіх компонентів ґрунту, питома теплоємність більшості мінеральних ґрунтів становить $C_{pav} \approx 0,2 \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$ і складається із значень питомої теплоємності води і твердої фази. Підставляючи числові значення в рівняння (5.2), отримуємо [в $\text{кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$]

$$C_v = \rho_b (0,2 + \theta_m), \quad (5.3)$$

де ρ_b повинна витримати в $\text{г}/\text{см}^3$

З рівнянь (5.1) і (5.3) ми можемо вивести інші корисні рівняння. Вирішуючи рівняння (5.1) щодо C_p , маємо

$$C_p = C_v / \rho_b (1 + \theta_m).$$

Підставляючи вираз для C_v з рівняння (5.3), отримуємо [в $\text{кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$]

$$C_p = \frac{0,2 + \theta_m}{1 + \theta_m}. \quad (5.4)$$

Оскільки

$$\theta_m = C_v \rho_w / \rho_b,$$

Ми можемо представити рівняння (5.3) у вигляді

$$C_v = \rho_b (0,2 + C_v \rho_w / \rho_b).$$

В системі СІ $\rho_w = 1 \text{ г}/\text{см}^3$, звідки маємо

$$C_v = 0,2 \rho_b + \theta_v, \quad (5.5)$$

де ρ_b — в $\text{кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$, а θ_v — $\text{кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$

Ентальпія – термодинамічна характеристика, яка є функцією стану системи. Хоча не можна розрахувати абсолютне значення ентальпії, легко визначити зміни ентальпії, пов'язані зі зміною стану системи. Саме зміни

ентальпії ґрунту дозволяють визначити значення G рівняння енергетичного балансу.

Кількість теплоти Q_q , необхідне для зміни температури даного обсягу ґрунту V від початкового стану до кінцевого стану T_1 , одно

$$Q_q = C_v V (T_2 - T_1) = C_v V \Delta T, \quad (5.6)$$

де C_v — теплоємність на одиницю об'єму ґрунту. Для будь-якої даної ґрунту значення C_v змінюється зі зміною вологості (див. приклади 5.1—5.3)

Із прикладу 5.3 ясно, що протягом досить тривалих періодів лише незначна частина, радіаційного балансу витрачається на нагрівання ґрунту. Однак за короткі періоди (наприклад, менше доби) частка R_n переходящая в G , може бути досить високою.

В реальних польових умовах властивості ґрунту змінюються з глибиною. Ці зміни можна врахувати, якщо розглядати профіль ґрунту за сегментами (приклад 5.4). Приклад 5.4 наведено для сухого оголеного ґрунту, в якій більша частина тепла, отримана за день, вночі втрачається. Таким чином, за добу загальна кількість тепла зміниться порівняно мало. На рис. 4.1 значення вночі негативно і приблизно дорівнює G за величиною. Вночі поверхню ґрунту охолоджується за рахунок випромінювання енергії в атмосферу, але нагрівається за рахунок теплового потоку з ґрунтового профілю до поверхні. Таким чином, вночі енергія для R_n надходить від G .

5.1.2. Сталій тепловий потік

Досі ми оцінювали тепловий потік, визначаючи Q_q через зміну ентальпії. Інший спосіб визначення теплового потоку для стаціонарного стану — використання рівняння усталеного теплового потоку

$$Q_q = -K_q A t \frac{\Delta T}{\Delta z}, \quad (5.7)$$

де Q_q — кількість теплоти; K_q — теплопровідність; $\Delta T / \Delta z$ — градієнт температури у вертикальному напрямку z

За допомогою рівняння (5.7) можна виразити щільність теплового потоку у вигляді

$$J_q = \frac{Q_q}{A t} = -K_q \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (5.8)$$

Негативний знак в рівнянні (5.8) показує, що напрямок потоку протилежний напрямку градієнта температури (тобто потік направлений від області високої температури до області низької).

В рівнянні (5.7) K_q , A і t завжди позитивні. Таким чином Q_q , визначається знаком $\Delta T/\Delta z$.

Щоб уникнути ускладнень, при визначенні знака $\Delta T/\Delta z$ використовуємо той же метод, що і для водного потоку, тобто позначимо одну точку 1, а іншу — як точку 2, а потім позначимо висоту і температуру відповідним індексом (наприклад вибравши T_1 і z_1 — температура і висота в точці 1). При визначенні $\Delta T/\Delta z$ завжди слід вибирати значення T і z в одній і тій же послідовності (наприклад, вибравши ΔT як різниця $T_2 - T_1$, вибирайте також $z_2 - z_1$; якщо ж ΔT визначається як $T_1 - T_2$, то Δz має визначатися як $z_1 - z_2$). У цій книзі вхідний потік вважається позитивним. Якщо поверхня ґрунту прийняти за нуль, то всі глибини мають негативні значення. Розрахунок усталеного теплового потоку в прикладі 5.5

Розглянемо тепер становище G в рівнянні (5.7). У прикладі 5.2 ми розраховували Q_q по зміні температури ґрунтового обсягу і кількості тепла, необхідного для підвищення температури одиничного обсягу ґрунту на 1°C (об'ємна теплоємність). При розрахунку Q_q за ΔT і C_v питання полягає в тому, спрямований чи тепловий потік всередину ґрунтового обсягу или з пего, а не в тому, чи є він висхідним або низхідним (див. примітка до прикладу 5.2). Таким чином, ми визначили, що

$$G = \pm \frac{Q_q}{At} = \pm \frac{C_v V \Delta T}{At}. \quad (5.9)$$

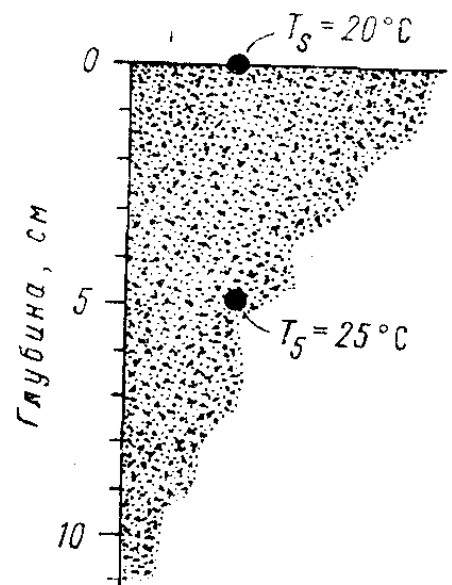
З іншого боку, при використанні рівняння усталеного потоку важливо визначити напрямок потоку. Оскільки висхідний напрямок обрано позитивним як для G , так і для ми можемо записати:

$$G = J_q = -K_q \frac{\Delta T}{\Delta z}. \quad (5.10)$$

Хоча обидва позначення (G і J_q) можуть використовуватися рівнозначно, ми будемо використовувати J_q для позначення загального теплового потоку в ґрунті,

а G — для окремого випадку, коли потік спрямований до поверхні ґрунту або від неї.

У рівняннях теплового потоку «рушійною силою» є різниця температур ΔT . Інтенсивність цієї рушійної сили



визначається градієнтом температури $\Delta T/\Delta z$. Теплопровідність K_q — властивість ґрунтів, що визначає її здатність проводити тепло. Висока теплопровідність, наприклад, означає, що ґрунт добре проводить тепло, іншими словами, се опір тепловому потоку мало (див. приклад 5.6).

Градієнт позитивний, тобто із зменшенням z повинна зменшуватися і T . Якщо позитивним вибирається напрямок вгору, то z зменшується із заглибленням у ґрунт. Таким чином, температура повинна знижуватися з глибиною, тобто поверхню ґрунту тепліше, ніж шари, розташовані нижче.

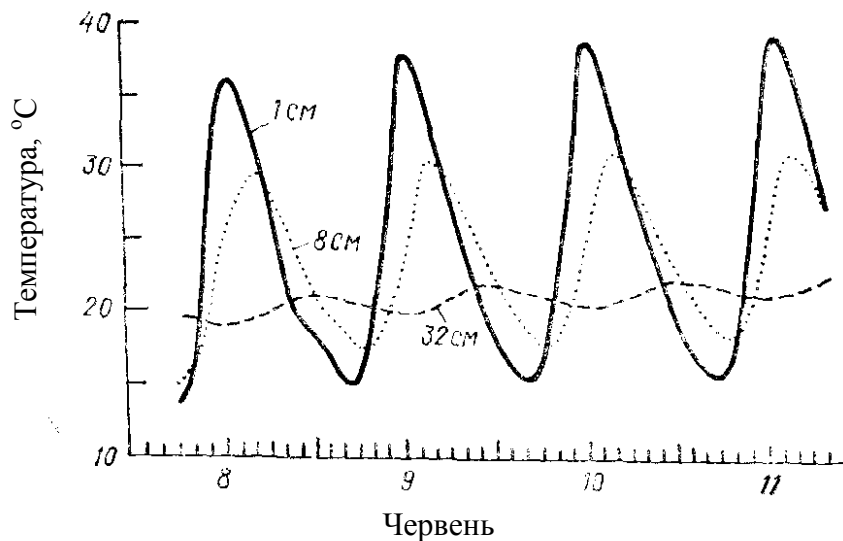
5.1.3. Температура ґрунту

Ми розглянули тепловий потік і деякі з описуючих рівнянь, а також денні зміни глобальної радіації, що падає на ґрунт. Ми, однак, не стосувалися температур ґрунту, є результатом припливу глобальної радіації у поєднанні з довгохвильовим випромінюванням і тепловим потоком у ґрунті.

На рис. 5.1 показані чотири добових циклу температури для трьох значень глибини ґрунту. На поверхні ґрунт нагрівається сонцем. Максимальна сонячна радіація надходить опівдні, максимальна температура на глибині 1 см спостерігається близько 14 год 00 хв. Оскільки градієнт температури повинен утворитися раніше, ніж настане тепловий потік до великих глибин, при поширенні максимальних температур па великі глибини має місце інерція по часу. На глибині 8 см максимум спостерігається близько 16 год 00 хв, а на глибині 32 см — не раніше 00 год 40 хв, тобто приблизно на 11 год пізніше, ніж на глибині 1 см. Аналогічна інерція відзначається і при нічному охолодженні.

Другий висновок, який можна зробити з рис. 5.1, полягає в тому, що опір теплопровідності крізь ґрунт має тенденцію згладжувати температурний хід на великих глибинах. Наприклад, якщо середня добова амплітуда температур на глибині 1 см становить $22,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, на глибині 8 см вона дорівнює $32,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а па глибині 32 см — всього $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Усереднюючи всі максимальні і мінімальні температури ґрунту на певній глибині за місяць, ми отримуємо середню місячну температуру ґрунту па цій глибині. Середні місячні температури для трьох глибин показано на рис. 5.2. Графік зображує річний цикл температури, обумовлений річним циклом надходить сонячної радіації. Хоча сонячна радіація досягає свого максимуму близько 21 червня, настання максимальних температур на глибині 10 см запізнюється приблизно на 1,5 місяця, а на глибині 100 см — приблизно на 2 місяці. Амплітуда річного температурного циклу з глибиною зменшується.



Добовий цикл температур проявляє інерцію з глибиною. Наприклад, 10 липня максимальна температура на глибинах 1, 8 і 32 см спостерігалася відповідно у 13 год 20 хв, 16 год 50 хв у 4ч 00 хв, а мінімальна — 4 год 20 хв, 7 год 30 хв і 12 год 20 хв. Амплітуда добового температурного циклу з глибиною загасає. Так, 10 липня на глибинах 1,8 і 32 см максимальні температури становили відповідно 36,7, 40,9 і 22,2 °С, а мінімальні 15,3, 17,7 і 20,6 °С.

Рис. 5.1 – Температури ґрунту, виміряні на трьох глибинах під посівом вівса в районі Логана (штат Юта, США).

На рис. 5.1 та 5.2 нанесені на графік три змінні. В обох випадках температура представлена як функція часу, і кожна крива характеризує певну глибину. Ті ж самі три змінні можна нанести на графік по іншому. Кожна крива може характеризувати певний час. Графік останнього типу показаний на рис. 5.3. Тут зображені профілі температури (тобто криві, що показують температури на різних глибинах) для ґрунту і повітря над ґрунтом.

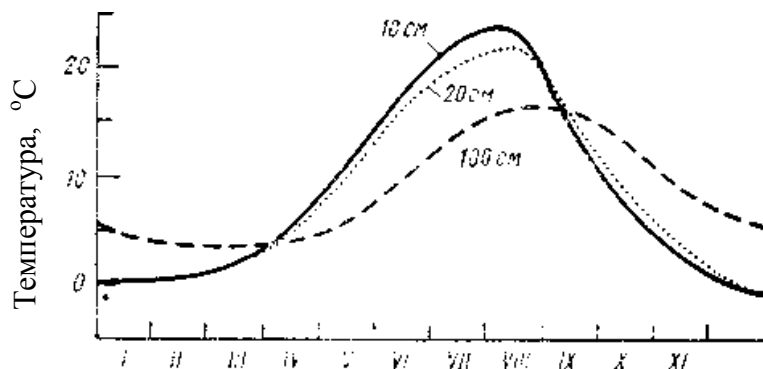
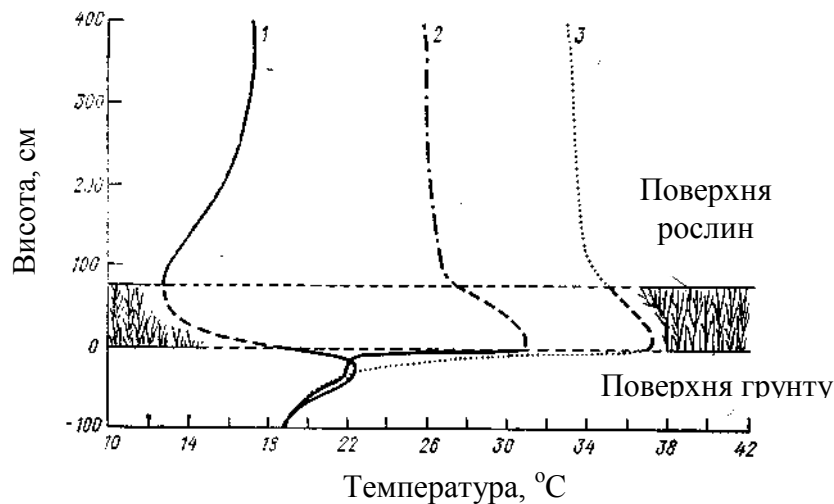


Рис. 5.2 – Середні місячні температури ґрунту, виміряні на трьох глибинах на тваринницькій фермі університету штату Юта (США).



Час: 1-1 год 00 хв; 2-12 год 00 хв; 3— 17 год 00 хв.

Рис. 5.3 – Профілі температури, виміряні в три різних моментів часу над посівом вівса.

5.1.4 Фактори, що впливають на температуру ґрунту

Основні фактори, що впливають на температуру ґрунту, можна розділити на дві категорії. Перша включає фактори, що впливають на кількість тепла біля поверхні ґрунту. До другої категорії відносяться фактори, що впливають на розсіювання наявного тепла.

Одним з основних факторів, що впливають на тепловий потік у ґрунт, є її колір. Його роль виражається а зміну альбедо, яке, в свою чергу, впливає на радіаційний баланс, порівняйте альбедо чорного і білого бетону (див. табл. 5.1).

Другий важливий фактор теплового потоку в ґрунт — наявність мульчуючого шару. Мульча, що лежить поверх ґрунту, сприяє її ізоляції. Таким чином, в мульчированную ґрунт потрапляє менше тепла, ніж оголені. Зауважимо, однак, що мульча разом з тим затримує тепловий потік з ґрунту. Отже, восени і взимку мульчированная ґрунт буде тепліше, ніж оголена. Дані в табл. 5,1 ілюструють вплив кольору і мульчі на температури ґрунту в літній період.

Основним чинником, визначальним розсіювання тепла ґрунтом, є вологість. Якщо на поверхні ґрунту є велика кількість води, то основна частина поглинається теплової енергії витрачається на її випаровування.

Оскільки температура поверхні при цьому не підвищується, то утворюється лише невеликий градієнт, викликає тепловий потік в ґрунт. Навпаки, якщо поверхня ґрунту суха, то поглинається енергія нагріває її і виникає високий температурний градієнт викликає значний тепловий потік в ґрунт.

Таблиця 5.1 – Середні температури ґрунту, виміряні в Манхаттане (штат Канзас), з 6 по 8 червня 1959 р.

Глибина ґрунту, см	Температура ґрунту, °С			
	Оголений	Мульчированою		
		Чорним ґравієм	Алюмінієвим ґравієм	Соломою
1	33	31	27	22
4	30	29	27	22
16	27	27	24	21
64	22	22	20	18
152	16	16	16	15

В експерименті, проведеному Хенксом і співавторами (Hanks, 1967), ґрунтові колонки витримувались в приміщенні з постійною температурою 25 °С. Повітря подавався на вологу поверхню ґрунту з допомогою вентиляторів, викликаючи випаровування вологи. Внаслідок випаровування температура поверхні ґрунту стала нижче температури навколишнього повітря (суцільна крива для першого дня на рис. 5.4). Коли ґрунт висихала і інтенсивність випаровування знижувалася, зменшувалася також ступінь охолодження (суцільні криві для п'ятого та сорокового днів). Інші ґрунтові колонки висушували за допомогою нагрівальних ламп. При радіаційному висиханні ступінь нагрівання ґрунту підвищувалася, а випаровування зменшувалася (пунктирні криві на рис. 5.4).

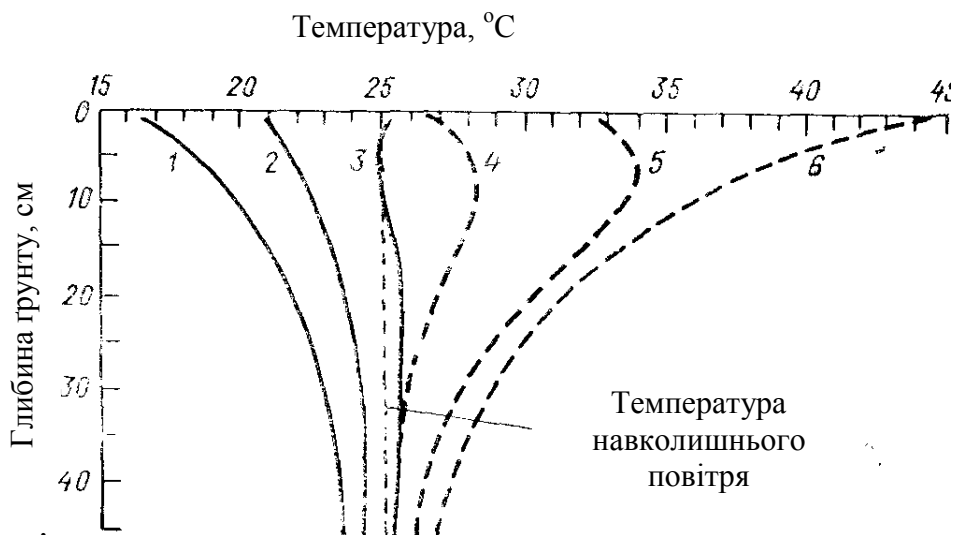


Рис. 5.4 – Профілі температури ґрунту спочатку вологих ґрунтових колонок, висушених в приміщенні при постійній температурі 25 °С. Суцільні криві відносяться до колонки, висушеної шляхом нагнітання повітря па поверхню, пунктирні криві — до колонки, висушеної шляхом опромінення нагрівальними лампами. За даними Хенкса (Hanks, 1967).

Вологість впливає також на розсіювання тепла в ґрунті, впливаючи на теплопровідність, теплоємність і термічну дифузність. Підвищення вологості може призвести до підвищення або зниження температури ґрунту в залежності від конкретної ситуації.

Інший фактор, що впливає на розсіювання теплоти в ґрунті,— її щільність. Дія цього фактора виявляється через вплив щільності ґрунту на теплоємність і теплопровідність.

5.1.5. Несталий тепловий потік

У прикладах 5.5 і 5.6 передбачається наявність умов усталеного теплового потоку. У реальних умовах, однак, у ґрунті спостерігається незначний несталий потік. Добові коливання радіаційного балансу R_n (див. рис. 4.1) викликають добові коливання температури верхнього шару ночви. Коливання температури верхнього шару ґрунту в свою чергу призводять до мінливості ентальпії ґрунту G (див. рис. 4.1). Звідси бере початок мінливість температури ґрунту в будь-який час і на будь-якій глибині. Крім добових коливань, спостерігаються також річні коливання R_n і G .

Рівняння несталоного теплового потоку має вигляд

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_q \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (5.11)$$

де $D_q = \frac{K_q}{c_v}$ — температуропровідність. Використання рівняння несталоного потоку ілюструється на прикладах 5.7 і 5.8.

Хенкс і Расмуссен (Hanks, Rasmussen, 1976) показали, що відносно легко розробити практичний чисельний метод отримання наближеного рішення рівняння (5.11). Представивши це рівняння в різницевого вигляді, можна чисельно дати наступне наближене вираження загального рівняння теплового потоку:

$$\frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = \frac{D_q(T_{i-1}^j - 2T_i^j + T_{i+1}^j)}{(\Delta z)^2}, \quad (5.12)$$

де i — індекси, що позначають шари ґрунту; Δz — відстань між шарами ґрунту; j — верхні індекси, що позначають збільшення часу; Δt — проміжок часу.

Визначивши, що

$$D_q [\Delta t / (\Delta z)^2] = 0,5,$$

можна спростити чисельну рівняння до виду

$$T_i^{j+1} = 0,5(T_{i-1}^j + T_{i+1}^j). \quad (5.13)$$

Рівняння (5.13) – це спрощена схема обчислення, якою можна користуватися для розрахунку температури ґрунту на будь-якій глибині і в будь-який час в умовах неустановившегося теплового потоку. Для вирішення, однак, потрібно знати залежність температури від глибини на початку розрахункового періоду часу (повинні бути відомі початкові умови), залежність температури верхнього шару ґрунту від часу (повинні бути відомі верхні граничні умови) і залежність температури ґрунту на певній глибині від часу (повинні бути відомі нижні граничні умови). Початкові та граничні умови часто вимірюються безпосередньо в полі, але в деяких роботах на їх рахунок робляться припущення або вони апроксимуються.

В табл. 5.2 жирним шрифтом виділені початкові і граничні умови для дослідження, виконаного в 1969 р. в Логане(штат Юта, США). Початкові умови, які були виміряні у полі до початку роботи (опівночі), показані для кожної глибини в термін, що відноситься до 00 год. Температура верхньої межі (верхнього шару ґрунту) вимірювалася як функція часу і записувалася через двогодинні проміжки часу в графі, що відноситься до глибини 0 см. Температури на нижньої межі апроксимувалися вибором кордону, лежить досить глибоко в ґрунті на глибині 100 см), щоб температура істотно не змінювалася з протягом 24-годинного періоду вимірювань. Температури на нижній межі виділено жирним шрифтом і представлені в табл. 5.2 у графі 100 див. (Оскільки температура на нижній межі не змінюється, все значення рівні температури, виміряної спочатку).

Таблиця 5.2 – Значення температури ґрунту (°C) для десяти значень глибини через двогодинні інтервали протягом однієї доби.

Час доби, год хв	Глибина, см										
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
00 00	18,6	21,8	23,2	21,8	21,0	20,0	18,8	18,5	18,0	17,0	16,5
02 00	16,8	20,9	21,8	22,1	20,9	19,9	19,3	18,4	17,8	17,3	16,5
04 00	15,5	19,3	21,5	21,4	21,0	20,1	19,2	18,6	17,9	17,2	16,5
06 00	15,6	18,5	20,4	21,3	20,8	20,1	19,4	18,7	17,9	17,2	16,5
08 00	17,3	18,0	19,9	20,6	20,7	20,1	19,4	18,7	17,9	17,2	16,5
10 00	23,9	18,6	19,3	20,3	20,4	20,1	19,4	18,7	18,0	17,2	16,5
12 00	32,1	21,6	19,5	19,9	20,2	19,9	19,4	18,7	18,0	17,3	16,5
14 00	38,7	24,8	20,8	19,9	19,9	19,8	19,3	18,7	18,0	17,3	16,5
16 00	37,4	29,8	22,9	20,4	19,9	19,6	19,3	18,7	18,0	17,3	16,5
18 00	31,9	30,2	25,1	21,4	20	19,6	19,2	18,7	18,0	17,3	16,5
20 00	26,5	28,5	25,8	22,6	20,5	19,6	19,2	18,6	18,0	17,3	16,5
22 00	23,2	26,2	25,6	23,3	21,1	19,9	19,1	18,6	18,0	17,3	16,5
24 00	21,5	24,4	24,7	23,4	21,6	20,1	19,3	18,6	18,0	17,3	16,5

Інші значення температури і табл. 5.2 (звичайний шрифт) обчислювалися за початковим і граничним значенням (жирний шрифт) за

допомогою рівняння (5.13). Згідно цього рівняння розраховуються температури для часу $j + 1$ за температур під час j ; тобто температури для будь-якого часу обчислюються за температур за попередній момент часу.

Мається на увазі, що температури для початкового моменту часу обчислюються за початковим температур (які відомі, так як спи є вимірними або передбачуваними початковими умовами). Температури для другого моменту часу розраховуються за значенням, обчисленим для першого моменту і т. д

Тепер давайте розглянемо шари ґрунту i . Користуючись рівнянням (5.13), можна простим способом знайти температуру в шарі ґрунту i для часу $j + 1$, усереднивши температуру верхнього шару ґрунту $i - 1$ з температурою нижчого шару $i + 1$ за час j . Ця процедура повторюється для кожного шару ґрунту i під час $j + 1$. Потім в обчисленнях робиться перехід до наступного моменту часу n знову розраховується температура для кожного шару ґрунту і т. д. Процес обчислення табл. 5.2 докладно описаний у прикладі 5.9.

Припустима деяка вільність у виборі розмірів Δt та Δz , але вони повинні відповідати

$$D_q [\Delta t / (\Delta z)^2] = 0,5.$$

Отже, можна вибрати значення (в певних межах) для Δt або Δz , але коли такий вибір вже зроблений, значення D_q буде визначати розмір інших параметрів (див. приклад 5.10). Інше застосування рівняння (5.13) показано в прикладі 5.11. При використанні рівняння (5.13) робиться припущення, що температуропровідність D_q однакова у всій ґрунті. Правда, різноманітність властивостей багатьох ґрунтів змушує засумніватися в сталості їх температуропровідності. Тим не менше можна добре апроксимувати температури навіть для багатьох неоднорідних ґрунтів, якщо допустити рівномірність температуропровідності. Для тих ночі, де таке припущення викликає сумнів, Хенкс та ін. створили більш складне рівняння, в якому допускається зміна температуропровідності з глибиною.

Після того як в нулі були виміряні початкові умови для табл. 5.2, температури на кожній глибині вимірювалися для періоду 24 год. о так про інші температури верхнього шару ґрунту використовувалися в якості верхніх граничних умови для обчислення значень температури в табл. 5.2. Щоб перевірити точність обчислених значенні, були використані інші експериментальні дані. Значення температури, ви чисельні по рівнянню (5.13), на 1-3°C відрізнялися від значень температури вимірних в полі.

Обчислені значення температури (табл. 5.2) представлені на рис. 5.5 у вигляді графіка для глибин ґрунту 0, 10, 20 і 40 см. З рис. 5.5 видно, що температурна хвиля з глибиною загасає: коливання температури на глибині 0 см набагато сильніше, ніж на глибині 10 см, а на глибині 10 см

сильніше, ніж на глибині 20 см; найменші коливання відзначені на глибині 10 див.

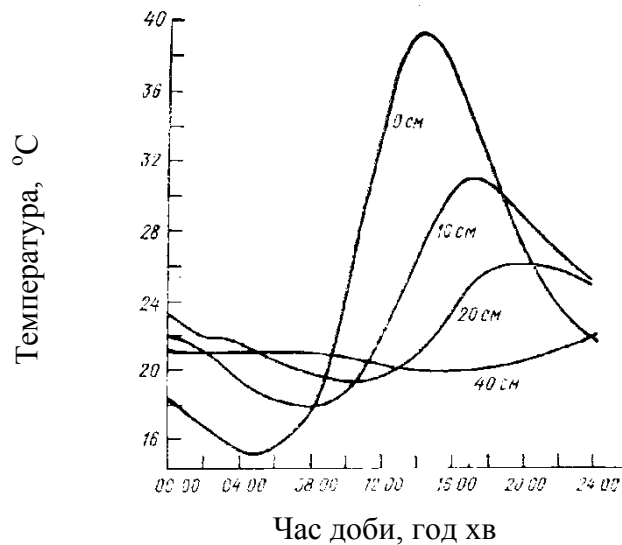


Рис. 5.5 – Температура ґрунту для чотирьох значень глибини: 0, 10, 20 і 40 см. На графіку представлені дані з табл. 5.2, в які входять виміряні початкові і граничні значення температури і значення, обчислені за допомогою рівняння (5.13), як це показано в прикладі 5.9.

Рис. 5.5 також показує інерційність температурної повні, тобто свого найбільшого значення температура досягає на глибині 0 см в 14ч 40хв, на глибині 10 см – 17 год 10 хв, на глибині 20 см у 2 год 20 хв і на глибині 40 см – о 04 год 00 хв. Ці розрахункові криві мають форму, порівнянну з формою кривих на рис. 5.1, побудованих за експериментальними даними.

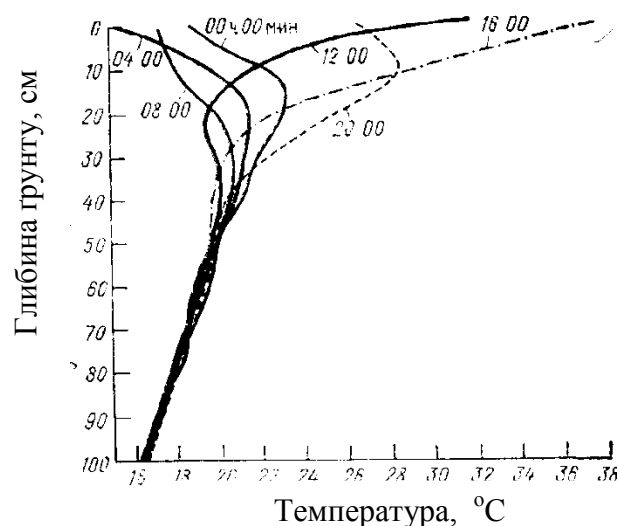


Рис. 5.6 – Температурні профілі ґрунту протягом доби при інтервалі вимірювання 4 год. На графіку представлені дані з табл. 5.2, в які входять виміряні початкові і граничні умови температури і значення, обчислені за допомогою рівняння (5.13), як це показано в прикладі 5.9.

Дані табл. 5.2 також можна представити графічно у виді профілів температури в різний час протягом 24-годинного періоду. На рис. 5.6 представлені криві через чотиригодинні проміжки часу. З рис. 5.6 видно, що між 8 та 12 год температура верхнього шару ґрунту різко зростає – на 15°C , а в шарі 20 – (30 см ґрунт в цей період охолоджується. Подібне явище також спостерігається між 16 і 20 год. В цей період температура ґрунту на поверхні падає на 11°C , але глибина від 12' до 50 см ґрунт стає тепліше в результаті проникнення тепла вниз до цього шару. Рис. 5.6 також показує, що коливання температури в шарі ґрунту глибше 70 см незначні. Розрахункові криві рис. 5.6 схожі на криві, побудовані за експериментальними даними рис. 5.3, в тій його частині, яка описує ґрунт.

5.2 Практична частина

Завдання 5. Розрахунок теплового потоку і температури ґрунту

Приклад 5.1

Дано: Вологий ґрунт при температурі 18°C має об'ємну вологість 0,23 і щільність $1,2\text{ г/см}^3$.

Знайти: Кількість теплоти (в калоріях), необхідне для підвищення температури одиничної площі ґрунту до 20°C на глибину 100 см.

Рішення: Кількість теплоти Q_q можна розрахувати по рівнянню (5.6). Однак, щоб отримати об'ємну теплоємність, підставимо вираз C_v з рівняння (5.5), маємо

$$\begin{aligned} Q_q &= [0,2\rho_b \text{ кал/}(\text{г} \cdot ^{\circ}\text{C}) + \theta_v \text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^{\circ}\text{C})]V(T_2 - T_1) \\ &= \{(0,2)(1,2\text{ г/см}^3)[\text{кал/}(\text{г} \cdot ^{\circ}\text{C})] + (0,23)[\text{кал/}(\text{г} \cdot ^{\circ}\text{C})]\} \\ &\quad \times (100\text{ см} \times 1\text{ см} \times 1\text{ см})(20^{\circ}\text{C} - 18^{\circ}\text{C}) \\ &= [0,24\text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^{\circ}\text{C}) + 0,23\text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^{\circ}\text{C})] \times 100\text{ см}^3 \times 2^{\circ}\text{C} \\ &= 0,47\text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^{\circ}\text{C}) \times 100\text{ см}^3 \times 2^{\circ}\text{C} = 94\text{ кал.} \end{aligned}$$

Приклад 5.2

Дано: Щільність теплового потоку зволожений ґрунт через її поверхню ($C_v = 0,18$; $\rho_b = 1,2\text{ см}^3$ становить $G = -50\text{ кал/}(\text{см}^2\text{-добу})$.

Знайти: Середній приріст температури за добу у верхньому шарі ґрунту глибиною 100 см, допускаючи, що тепло рівномірно розподілено в 100-сантиметровому шарі ґрунту.

Рішення: У цій задачі потрібно знайти зміна температури в результаті припливу цієї кількості теплоти в даний обсяг ґрунту. Ми можемо використовувати рівняння, отримане нами у прикладі 5.1,

$$Q_q = [0,2\rho_b \text{ кал/}(\text{г} \cdot ^{\circ}\text{C}) + C_v \text{ кал/}(\text{см}^3 \cdot ^{\circ}\text{C})]V\Delta T.$$

Спочатку вирішуємо рівняння відносно ΔT

$$\Delta T = \frac{Q_q}{[0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + C_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})]}.$$

У нашій задачі кількість теплоти, що надходить в ґрунт, за умовою дорівнює G і виражено в одиницях щільності потоку (кількість тепла на одиницю площі в одиницю часу), тоді як рівняння містить член Q_q тобто просто кількість тепла. Таким чином, у наведеному рівнянні член

*Л, необхідно перетворити на щільність потоку Q_q/At . Перетворюючи, отримуємо

$$\Delta T = \frac{At}{[0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + \theta_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})]V} \frac{Q_q}{At}.$$

Тут виникає питання про знак. Знак перед Q_q/At залежить від того, отримує або втрачає тепло даний обсяг ґрунту. Таким чином, знак може збігатися або не збігатися зі знаком G (див. примітку). В даному випадку тепло надходить у ґрунт, і отже, $Q_q/At = 50 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$. Звідси

$$\Delta T = \frac{(1\text{см}^2)(\text{сутки})}{\left(0,2\frac{\text{кал}}{\text{г}\cdot^\circ\text{C}} \times 1,2\frac{\text{г}}{\text{см}^3} + 0,18\frac{\text{кал}}{\text{см}^3\cdot^\circ\text{C}}\right)(100\text{см} \times 1\text{см} \times 1\text{см})} \times 50\frac{\text{кал}}{\text{см}^2\cdot^\circ\text{C}} =$$

$$\frac{50\text{кал}}{\left(0,24\frac{\text{кал}}{\text{см}^3\cdot^\circ\text{C}} + 0,18\frac{\text{кал}}{\text{см}^3\cdot^\circ\text{C}}\right)(100\text{см}^3)} = \frac{50\text{кал}}{\left(0,42\frac{\text{кал}}{\text{см}^3\cdot^\circ\text{C}}\right)(100\text{см}^3)} = 1,19^\circ\text{C}.$$

Приклад 5.3

Дано: Ґрунт має ті ж властивості, що і в прикладі 5.2. Радіаційний баланс в середньому дорівнює $300 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{добу})$, а приріст середньої температури ґрунту (до глибини 100 см) за місяць становить 10°C (відносно великий обсяг).

Знайти: Яка частина радіаційного балансу G витрачається на нагрівання

Рішення: Щоб знайти G , визначимо щільність теплового потоку всередину ґрунтового обсягу (див. примітка до прикладу 5.2). Для цього використовуємо рівняння, отримане нами у прикладі 5.2, вирішуючи його відносно щільності потоку.

$$\begin{aligned}
-G &= \frac{Q_q}{At} = [0,2\rho_b \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) + \theta_v \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})] \frac{V\Delta T}{At} \\
&= \left(0,2 \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} \times 1,2 \frac{\text{г}}{\text{см}^3} + 0,18 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}\right) \times \frac{(100\text{см} \times 1\text{см} \times 1\text{см})}{1\text{см}^2} \\
&\quad \times 10 \frac{\text{місяць}}{\text{місяць}} \\
&= \left(0,24 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} \times 0,18 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}\right) \times \frac{100\text{см}^3}{\text{см}^2} \times \frac{10^\circ\text{C}}{\text{місяць}} \\
&= 0,42 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} \times 100\text{см} \times \frac{10^\circ\text{C}}{\text{місяць}} = 420 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{місяць}}, \\
R_n &= 300 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{сутки}} \times 30 \frac{\text{дів}}{\text{місяць}} = 9000 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{місяць}}.
\end{aligned}$$

Знаходимо відношення

$$G/R_n = \frac{420 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{місяць})}{9000 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{місяць})} = 0,047,$$

$$0,047 \times 100\% \approx 5\%.$$

Приклад 5.4

Дано: В таблиці наведені властивості ґрунту, виміряні в польових умовах:

Глибина, см	Температура, °C		Густина, г/см ³	θ_v
	05ч 00мин	14ч 00мин		
0-5	15	35	1,0	0,05
5-20	20	30	1,1	0,10
20-60	18	25	1,2	0,20
60-120	17	18	1,3	0,25

Знайти: Кількість тепла, накопичене в ґрунті па одиницю площі поверхні Q_q/A за період з 05 год 00 хв до 14 год 00 хв.

Рішення: Використовуємо той же прийом, що і в прикладі 5.3, вирішуючи рівняння для кожного шару ґрунту. Потім підсумовуємо накопичене тепло за всім верствам:

$$\begin{aligned}
 Q_q/A &= (Q_q/A)_{0-5} + (Q_q/A)_{5-10} + (Q_q/A)_{20-60} + (Q_q/A)_{60-120} \\
 &= 25 \text{ кал/см}^2 + 48 \text{ кал/см}^2 + 123 \text{ кал/см}^2 + 31 \\
 &= 228 \text{ кал/см}^2
 \end{aligned}$$

Приклад 5.5

Дано: Температура на поверхні ґрунту дорівнює 20°C , а на глибині 5 см становить 25°C (див. рисунок наприклад 5.5). Теплопровідність дорівнює $4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/}(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C})$

Знайти: Кількість теплоти на одиницю площі, яке перетече з поверхні на глибину 5 см за 1 добу, за умови, що протягом доби температури підтримуються постійними.

Рішення: По рівнянню (5.7) маємо

$$\begin{aligned}
 Q_q &= -K_q A t \frac{T_s - T_5}{z_s - z_5} \\
 &= -\left(4 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C}}\right) \times (1 \text{ см} \times 1 \text{ см}) \\
 &\quad \times \left(1 \text{ доба} \times 8,64 \cdot 10^4 \frac{\text{с}}{\text{доба}}\right) \times \frac{20^\circ \text{C} - 25^\circ \text{C}}{0 \text{ см} - (-5 \text{ см})} \\
 &= \left(-4 \cdot 10^{-3} \frac{\text{кал}}{\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C}}\right) \times (1 \text{ см}^2) \times (8,64 \cdot 10^4 \text{ с}) \left(\frac{-5^\circ \text{C}}{5 \text{ см}}\right) \\
 &= 346 \text{ кал.}
 \end{aligned}$$

Оскільки позитивним обрано напрямок вгору, тепловий потік є висхідним.

Приклад 5.6

Дано: Для даної ґрунту виміряне значення G склало— $50 \text{ кал/}(\text{см}^2 \times \text{добу})$, а значення $K_q = 4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/}(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C})$.

Знайти: Середній градієнт температури, що викликає даний тепловий потік.

Рішення: Згідно з рівнянням (5.10)

$$G = -K_q \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

або

$$\begin{aligned}
 \frac{\Delta T}{\Delta z} &= -\frac{G}{K_q} = -\frac{-50 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{[4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/}(\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ \text{C})](8,64 \cdot 10^4 \text{ с/добу})} \\
 &= \frac{50 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу})}{346 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{добу} \cdot ^\circ \text{C})} = 0,145 \frac{\text{см}^{-1}}{^\circ \text{C}^{-1}} = 0,145^\circ \text{C/см.}
 \end{aligned}$$

Приклад:5.7

Дано: Теплопровідність ґрунту становить $18 \text{ кал/}(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ \text{C})$, $\theta_v = 0,22$, $\rho_b = 1,25 \text{ г/см}^3$.

Знайти: Температуропровідності.

Рішення: При розшифровці рівняння (5.11) температуропровідності ґрунту визначається як

$$D_q = \frac{K_q}{C_v}$$

Нам не дано значення C_v , у нас достатньо інформації для обчислення теплоємності але рівняння (5.5). Об'єднавши рівняння (5.5) з вищенаведеного рівняння, ми можемо знайти значення температуропровідності (температурної дифузності) ґрунту D_q

$$\begin{aligned} D_q &= \frac{K_q}{0,2p_b \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} + C_v \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} = \frac{18 \frac{\text{кал}}{(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})}}{(0,2)1,25 \frac{\text{г}}{\text{см}^3} \times \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} + 0,22 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} \\ &= \frac{18 \frac{\text{кал}}{(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})}}{0,25 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}} + 0,22 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} = \frac{18 \frac{\text{кал}}{(\text{см} \cdot \text{ч} \cdot ^\circ\text{C})}}{0,47 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} = 38 \text{см}^2/\text{год} \end{aligned}$$

Приклад 5.8

Дано: протягом деякого часу спостерігається тепловий потік в шарі ґрунту товщиною 3 см. Щільність потоку на вході у шар ґрунту $J_{q \text{ вх}}$ складає $25 \text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{год}$, а щільність потоку на виході $J_{q \text{ вих}}$ становить $10 \text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{год})$ Щільність ночки p_b дорівнює $1,25 \text{г}/\text{см}^3$, об'ємна вологість θ_v становить 0,22.

Знайти: Відповідна зміна температури в часі $\Delta T/\Delta t$ в цьому шарі ґрунту за час проведення вимірювань.

Рішення: Використовуємо рівняння (5.11). Для повного вирішення потрібні чисельні методи, проте можна отримати наближений розв'язок для деякого періоду часу, якщо перетворити диференціальне рівняння в приватних похідних в різницеве рівняння (див. примітка до прикладу 3.7). Для додання рівняння (5.11) різницевого виду використовуємо тотожність

$$D_q = K_q/C_v$$

Звідси

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D_q \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{K_q}{C_v} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{C_v} \frac{\partial}{\partial z} \left(K_q \frac{\partial T}{\partial z} \right).$$

Тепер додамо диференціального рівняння в приватних похідних різницевий вигляд

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} \sim \frac{1}{C_v} \frac{K_q}{\Delta z} \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

Підстановка члена J_q рівняння (5.10) замість $K_q(\Delta T/\Delta z)$ з вищенаведеного рівняння дає

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} \sim \frac{1}{C_v} \frac{\Delta J_q}{\Delta z}.$$

Підстановка з рівняння (5.5) замість члена C_v призводить до виду

$$\begin{aligned} \frac{\Delta T}{\Delta t} &\sim \frac{1}{0,2p_b \frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}} + \theta_v \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} \\ &\times \frac{J_{q \text{ вх}} - J_{q \text{ вих}}}{\Delta z} \sim \frac{1}{(0,2)(1,25 \frac{\text{г}}{\text{см}^3}) \times (\frac{\text{кал}}{\text{г} \cdot ^\circ\text{C}}) + 0,22(\frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}})} \\ &\times \frac{25 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{ч}} - 10 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{год}}}{3 \text{ см}} \sim \frac{1}{0,47 \frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}}} \times \frac{15 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2 \cdot \text{ч}}}{3 \text{ см}} \\ &= 10,64^\circ\text{C}/\text{год}. \end{aligned}$$

Приклад 5.9

Дано: Початкові і граничні температурні умови ґрунту показано в табл. 5.2 (виділені жирним шрифтом). Час, з тієї ж таблиці, $\Delta t = 2\text{ч}$, шар ґрунту $\Delta z = 10\text{см}$.

Знайти: Значення температури ґрунту в табл. 5.2, набрані звичайним шрифтом.

Рішення: Всі значення температури, що відносяться до 2 год, обчислюються з температур в 0 год (виділені жирним шрифтом), виміряних спочатку (початкові умови). Коли знайдені температури для 2 год., можна, з їх допомогою знайти температури для 4 год і т. д. Температура в 2 год на глибині 10 см апроксимується усередненням температури в 0 год на глибині 0 см ($T_{20}^0 = 18,6^\circ\text{C}$) з температурою в 0 год на глибині 20 см ($T_{20}^0 = 23,2^\circ\text{C}$). Звідси, якщо в рівняння (5.13)

$$T_i^{j+1} = \frac{T_{i-1}^j + T_{i+1}^j}{2}$$

підставити момент часу 2 год $j + 1 = 2$ і глибину ґрунту 10 см ($i = 10$), ми отримаємо

$$T_{20}^0 = \frac{T_0^0 + T_{20}^0}{2} = \frac{18,6 + 23,2^\circ\text{C}}{2} = 20,9^\circ\text{C}$$

значення, яке ми запишемо в табл. 5.2 на перетині рядка 2 год та графі з підзаголовком 10 см. Переходячи до наступного шару ґрунту, отримуємо

$$T_{20}^2 = \frac{T_{10}^0 - T_{30}^0}{2} = \frac{21,8^\circ\text{C} + 21,8^\circ\text{C}}{2} = 21,8^\circ\text{C}$$

Це значення записуємо в табл. 5.2 на перетині рядка з заголовком 2 год та графі з підзаголовком 20 см. Рівняння для наступного шару ґрунту має вигляд

$$T_{30}^2 = \frac{T_{20}^0 + T_{40}^0}{2}$$

і т. д. до T_{90}^2 . Потім переходимо до обчислення значень температури для 4 год, для чого використовуємо тільки що знайдені значення для 2 ч.

Для 4 ч ($j + 1 = 4$) та 10 см ($i=10$) отримуємо

$$T_{10}^4 = \frac{T_0^2 + T_{20}^2}{2} = \frac{18,6 + 23,2^\circ\text{C}}{2} = 19,3^\circ\text{C}$$

і т. д. Таким же чином знаходимо значення температури для всієї таблиці аж до часу 24 год ($j + 1 = 24$) і глибини 90 см ($i= 90$).

Приклад 5.10

Дано: Значення температуропровідності (температурної дифузності) D_q , було знайдено за вимірюваннями, виконаними на тій самій ґрунті, яку використовували для знаходження температури ґрунту в таблиці 5.2. Це значення D_q використано для розрахунку $\Delta t = 2$ год при Δz , що дорівнює 10 см.

Знайти: Значення D_q для цього ґрунту, тобто «виміряне значення, використане при розрахунку Δt

Рішення: Вирішуємо рівняння (5.12) щодо

$$D_q = 0,5 \frac{(\Delta z)^2}{2\text{ч}} = 0,5 \frac{(10\text{см})^2}{2\text{ч}} = 0,5 \frac{100\text{см}^2}{2\text{ч}} = 25\text{см}^2/\text{год}$$

Примітка: При складанні табл. 5.2 можна було вибрати інше значення Δz , що, в свою чергу, змінило б і значення Δt . Наприклад, якщо $\Delta z = 15\text{см}$, то

$$\Delta t = (\Delta z)^2 / 2 D_q = (15\text{см})^2 / [(2)(25\text{см}^2/\text{ч})] = 4,5\text{год}$$

Але недоцільно застосовувати занадто великі значення Δt і Δz , так як великі значення дають гірші апроксимації температури.

Приклад 5.11

Дано: Однорідна ґрунт з рівномірно по глибині температурою 20°C .

В деякий час (позначимо його ($t= 0$)) на цьому ґрунті зводиться будинок,

з-за чого температура верхнього шару ґрунту стає і надалі залишається рівною 0°C . Властивості ґрунту визначено на прикладі 5.7.

Знайти: Час, за який температура ґрунту на глибині 30 см знизився до 16°C або нижче.

Рішення: Тут можна використовувати чисельний метод [рівняння (5.13)].

Для цього слід вибрати такий період часу і таку глибину, щоб

$$\Delta t = (\Delta z)^2 / 2D_q$$

Приймаємо, що глибина Δz , дорівнює 10 см, і використовуємо зазначене рівняння для визначення

$$\Delta t = \frac{(10\text{см})^2}{(2)(38\text{см}^2/\text{год})} = \frac{100\text{см}^2}{78\text{см}^2/\text{год}} = 1,32\text{год}.$$

Тепер ми побудуємо таблицю (див. нижче), в якій наведено початкові та граничні умови. Рядки та графіки в порядку, зворотному наведеним у табл. 5.2. Цифри, набрані жирним шрифтом у графі 0 год, показують температури на всіх глибинах в той момент, коли було збудовано будівлю (початкові умови). Виділені жирним шрифтом цифри в рядку 0 см показують температуру верхнього шару ґрунту для кожного прирощення часу (верхні граничні умови). Для отримання наведених у таблиці значень використано рівняння (5.13)

$$T_i^{j+1} = \frac{T_{i-1}^j + T_{i+1}^j}{2}.$$

Знайдемо для першого збільшення часу температуру на глибині 10 см

$$T_{10}^{1,32} = \frac{T_0^2 + T_{20}^2}{2} = \frac{0^\circ\text{C} + 20^\circ\text{C}}{2} = 10^\circ\text{C}.$$

Інші значення графі 1,32 год розраховуються подібним чином. Розраховані значення (звичайний шрифт) представлені в таблиці нижче. Процес обчислення докладно викладено про приклад 5.9.

Глибина ґрунту, см	Час, ч							
	0	1,32	2,64	3,96	5,28	6,60	7,92	9,24
0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	20	10	10	7,5	7,5	6,25	6,25	5,43
20	20	20	15	15,0	12,5	12,5	10,93	10,93
30	20	20	20	17,5	17,5	15,62	15,62	14,21
40	20	20	20	20,0	18,75	18,75	17,50	17,50
50	20	20	20	20,0	20,0	19,38	19,28	18,59
60	20	20	20	20,0	20,0	20,0	19,69	19,69

Дані цієї таблиці показують, що на глибині 30 см температура опуститься нижче 16 °С у період між 5,28 і 6,60 год з моменту зведення будівлі на цьому ґрунті.

Примітка: Ці обчислення дозволяють отримати наближене, а не точне рішення. Зрозуміло, що в реальних умовах температура ґрунту не буде залишатися незмінною протягом розрахованого нами періоду (наприклад від 1,32 до 2,64 год для шару 10 см), щоб потім зробити різкий стрибок і знову зберігати постійне значення для ще одного такого ж періоду часу, а трму знову різко підвищитися, як впливає з нашої таблиці. Також слід зауважити, що ту ж таблицю можна використовувати для різних значень Δz (які ставилися б до різних значенням Δt). Наприклад, якщо $\Delta z=15\text{см}$, то,

$$\Delta t = \frac{(1/2)(15)(15)}{38} = 2,96\text{год}.$$

З даних тоді б випливало, що температура впаде нижче 16°С через два періоду часу Δt , тобто між 2,96 і 5,92 год.

Література

Основна

1. Р.Дж. Хенкс, Дж.Л. Ашкрофт. Прикладная физика почв – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 152 с.
2. www.library-odeku.16mb.com

Додаткова

1. Шеин Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. - 432 с.
2. Гилев В.Ю. Физика почв. Учебно-методические указания по полевой практике. Пермь, 2012 - 34 с.
- 3.

МЕТОДИЧНІ ВКАЗІВКИ

до практичних занять

з дисципліни «**Фізика ґрунтів**»

Укладачі:

к.геогр. н., доц. Жигайло О.Л.

к.геогр. н., доц. Барсукова О.А.

Підписано до друку . Формат . Папір офсетний.
Друк офсетний. Ум друк. арк.
Тираж 25 прим. Зам. №

Одеський державний екологічний університет
65016, вул. Львівська, 15
