

С.Ю.БУЛИГІН
С.В. ВІТВИЦЬКИЙ

ЗБІРНИК ЗАВДАНЬ І ВПРАВ
З ФІЗИКИ ҐРУНТУ
Навчальний посібник

Київ -2019

УДК 631.43 (072)
ББК 40.3
Б 90

Затверджено до друку Вченою радою Національного університету біоресурсів і природокористування України, протокол № 12 від 21 червня 2019 року

Р е ц е н з е н т и:

ТАРАРІКО Ю.О. – доктор сільськогосподарських наук, професор, член-кореспондент НААН України, завідувач відділу агроресурсів і використання меліорованих земель
(«Інститут водних проблем і меліорації НААН»)

ТКАЧЕНКОМ.А. – доктор сільськогосподарських наук, завідувач відділу агрогрунтознавства і мікробіології ґрунтів
(ННЦ «Інститут землеробства НААН»)

Булигін С.Ю., Вітвіцький С.В.

Б 90 Збірник завдань і вправ з фізики ґрунту . Навчальний посібник . К.: Видавництво, 2019.- 149 с.
ISBN _____

Навчальний посібник містить положення фізики ґрунтів, пов'язані із експериментальними дослідженнями і розрахунками, основні типи задач і коментарі по їх розв'язку.

Навчальний посібник з дисципліни «Фізика ґрунту» розроблений для студентів і аспірантів спеціальності 201 «Агрономія», дозволяє вивчити основні положення фізики і меліорації ґрунтів, засвоїти практичні питання по гранулометрії ґрунтів, диференціальній пористості, питомій поверхні, балансу вологи і речовин, вологості і потенціалу ґрунтової вологи, вміти використовувати основні гідрофізичні функції для розрахунку переносу води в ґрунті. Задачі і приклади складені на підставі характерних питань, які виникають під час практичної роботи агронома.

Матеріали посібника можуть слугувати основою для вивчення балансу речовин, моніторингових, екологічних і меліоративних досліджень та розрахунків.

УДК 631.43(072)
ББК 40.3
ISBN _____

© Булигін С.Ю.,
Вітвіцький С.В., 2019
© НУБіП України, 2019

ЗМІСТ

Вступ		4
РОЗДІЛ 1	Тверда фаза ґрунту	8
1.1. Гранулометричний склад ґрунту		8
	1.1.1. Розрахунок часу відбору часток при використанні піпет-методу	8
	1.1.2. Надання даних гранулометричного складу у вигляді кумулятивної (інтегральної) кривої	9
	1.1.3. Перевід назви ґрунту за гранулометричним складом із вітчизняної у міжнародну класифікацію	11
	1.1.4. Завдання та вправи	13
1.2. Щільність і пористість ґрунту		21
	1.2.1. Розрахунок щільності ґрунту	21
	1.2.2. Розрахунок пористості ґрунту	22
	1.2.3. Розрахунок маси окремих шарів ґрунту	22
	1.2.4. Розрахунок запасів складових частин ґрунту	22
	1.2.5. Поровий простір ґрунту	23
	1.2.6. Питома поверхня ґрунту	26
	1.2.7. Завдання і вправи	32
РОЗДІЛ 2	Агрегатний склад ґрунту	42
	2.1. Показники агрегатного складу ґрунту за методом М.І.Саввінова	44
	2.2. Показники мікроагрегатного складу ґрунту за методом Н.А.Качинського	45
	2.3. Оцінка структурного стану за результатами визначення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунту	46
	2.4. Завдання і вправи	48
РОЗДІЛ 3	Рідка фаза ґрунту	64
	3.1. Водний баланс та його складові (евапотранспірація і транспірація)	64
	3.2. Вологість ґрунту. Запаси вологи.	67
	3.3. Розрахунок глибини проникнення опадів, підйому рівня ґрунтових вод, поливної та зрошувальної норми	74
	3.4. Задачі по визначенню норм поливу	80
	3.5. Завдання і вправи	84
РОЗДІЛ 4.	Потенціал і тиск ґрунтової вологи	92
	4.1. Повний потенціал та його складові	98
	4.2. Розрахунок матричного тиску за тензіометричними даними	97
	4.3. Завдання і вправи	102
РОЗДІЛ 5	Рух води у ґрунті	105
	5.1. Рух води в насиченому вологою ґрунті	105
	5.2. Рух води в ненасиченому вологою ґрунті	106
	5.3. Завдання і вправи	116
РОЗДІЛ 6	Теплофізика ґрунтів	121
	6.1. Радіаційний баланс	123
	6.2. Тепловий баланс	124
	6.3. Теплообмін у ґрунті	124
	6.4. Завдання і вправи	128
ДОДАТКИ		133
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ		144

ВСТУП

Фізичні властивості орних ґрунтів – це один з найважливіших факторів їх родючості. Контроль за змінами фізичних параметрів, які істотно впливають на напрямок фізичних процесів у ґрунті, є необхідним елементом моніторингу з метою оцінки стану земель і визначення найбільш ефективних прийомів їх збереження і підвищення родючості. Якщо агрохімічна характеристика ґрунтів є однією з найважливіших складових частин теоретичного обґрунтування ефективного застосування добрив та хімічних меліорантів, то агрофізична характеристика є такою ж важливою складовою частиною теоретичного обґрунтування всіх основних заходів землеробства (системи обробітку ґрунту, системи сівозмін і взагалі системи землеробства) і меліорації, основними завданнями яких є в першу чергу покращення ґрунтово-фізичних умов відповідно до вимог сільськогосподарських рослин. Значення фізичних властивостей ґрунту для його родючості особливо посилюється за умов інтенсивного використання сільськогосподарських земель. Застосування сільськогосподарської техніки підвищеної енергоємності і маси, поширення площі зрошення, застосування рідких органічних добрив – це ті фактори, які можуть призвести до погіршення фізичного стану орних земель, їх деградації.

Сучасне природознавство все у більшій мірі починає використовувати кількісні методи: це пов'язано з необхідністю не тільки кількісно описати і оцінити природну ситуацію, але і надати науково-обґрунтований прогноз її розвитку. Тому від грамотного їх використання багато у чому залежить точність знаходження оптимального рішення.

Знання фізичних властивостей і процесів у ґрунтах пов'язане із двома основними аспектами: із оцінкою ґрунту як середовища, яке обумовлює продуктивність рослин, а також з його функціональною роллю у біосфері в цілому. Перший аспект (агрофізичний) пов'язаний з кількісною оцінкою властивостей твердої фази ґрунту, такими як його дисперсність, пористість, агрегатний стан та інші. Саме ці фізичні властивості ґрунту враховуються

при розробленні агротехнічних і меліоративних заходів. Уміння правильно їх розраховувати, знання меж застосування тієї чи іншої формули і методу дослідження основних агрофізичних властивостей ґрунту – одне із основних завдань даного навчального посібника. Другий аспект (ґрунтово-екологічний) обумовлений характеристиками ґрунту, пов'язаними із його здатністю утримувати і проводити потоки води, газів, тепла, тобто із розрахунком енерго – і масо переносу у ґрунті. Сучасна фізика розробила спеціальний апарат для точного розрахунку таких потоків, основні теоретичні, методичні і розрахункові частини складають розділ по прогнозному моделювання переносу води і речовин в ландшафті. Тому точне використання фізичних величин і параметрів, правильне застосування термінологічних понять і розмірностей визначає подальший розвиток агрофізики як кількісної науки про ґрунт – унікального природного тіла, яке володіє родючістю і обумовлює всі процеси переносу і обміну у біосфері в цілому.

Даний навчальний посібник є закономірною частиною курсу фізики ґрунтів, який має теоретичну (лекційну і семінарську) програму, практичні лабораторні і польові заняття, а також практичні заняття по використанню розрахункових методів не тільки у фізиці ґрунтів, але і у ґрунтознавстві в цілому. Дійсно, ґрунтово-фізичні розрахунки покладені в основу розрахунку доз внесення добрив і меліорантів (вапна, гіпсу), запасів елементів живлення і токсичних речовин, ерозійних процесів. Тому освоєння розрахункових методів фізики ґрунтів є необхідною задачею для будь-якого спеціаліста, який працює в області наук про Землю.

**Позначення і основні розмірності фізичних величин, які
використовують у фізиці ґрунтів**

Назва	Позначення	Розмірність	
		СІ	Рекомендована
1	2	3	4
Альбедо	A_k	%	%
Маса	P	кг	г
Вологість масова	W	кг/кг	%, г/г
об'ємна	θ	$\text{м}^3/\text{м}^3$	%, г/г
моношару	W_m	$\text{м}^3/\text{м}^3$	%, г/г
моношару зовнішньої та	$(W_m)_e$	$\text{м}^3/\text{м}^3$	%, г/г
внутрішній поверхні	$(W_m)_i$	$\text{м}^3/\text{м}^3$	%, г/г
утворення плівки	W_a	$\text{м}^3/\text{м}^3$	%, г/г
Час	t	с	доба, год.
В'язкість	η	Па·с	пуаз
Тиск (див. також Потенціал)	P	Па	атм, мм рт. ст.
парціальний	p/p_c	безр.	см водн. ст. безр., %
Діаметр	d	м	мм, см
Довжина	l	м	см
Запаси вологи (речовини)	ЗВ (ЗР)		$\text{м}^3/\text{га}$, мм
Випромінювання (радіація)			
атмосфери	I_a	$\text{Вт}/\text{м}^2$	$\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{хв}$
діяльної поверхні	I_n	$\text{Вт}/\text{м}^2$	$\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{хв}$
ефективне	I_{ef}	$\text{Вт}/\text{м}^2$	$\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{хв}$
Випаровування	E_t	$\text{кг}/\text{м}^2 \cdot \text{с}$	см/доб.
Гідростатичний тиск	H	Па	см водн. ст.
Кількість води (речовини)	Q	м^3	см^3
Коефіцієнт фільтрації (син. – насичена гідравлічна провідність)	K_s	$\text{м}^3/\text{м}^2 \cdot \text{с}$	см/доб.
Коефіцієнт вологопровідності (син. – ненасичена гідравлічна провідність)	K_w	$\text{м}^3/\text{м}^2 \cdot \text{с}$	см/доб.
Коефіцієнти			
теплопровідності	λ	$\text{Дж}/\text{м} \cdot \text{с} \cdot \text{К}$	$\text{Вт}/\text{м} \cdot \text{град}$
температуропровідності	α	$\text{м}^2/\text{с}$	$\text{см}^2/\text{год.}$
теплотасвоюваності	b	$\text{Дж}/\text{м} \cdot \text{с} \cdot \text{К}$	$\text{кал}/\text{см} \cdot \text{доб} \cdot \text{град}$
Маса	m	кг	г
Молярна маса	M	моль	моль
Об'єм	V	м^3	см^3
Щільність	d	$\text{кг}/\text{м}^3$	$\text{г}/\text{см}^3$
агрегата	d_a	$\text{кг}/\text{м}^3$	$\text{г}/\text{см}^3$
води	d_w	$\text{кг}/\text{м}^3$	$\text{г}/\text{см}^3$
ґрунту	ЩГ, d	$\text{кг}/\text{м}^3$	$\text{г}/\text{см}^3$
твердої фази ґрунту	ЩТФ, D	$\text{кг}/\text{м}^3$	$\text{г}/\text{см}^3$

1	2	3	4
Площа	S	м ²	см ²
поверхні зовнішньої	S _е	м ² /кг	м ² /г
поверхні внутрішньої	S _i	м ² /кг	м ² /г
поверхні повної	S _{пов}	м ² /кг	м ² /г
Поверхневий натяг		н/м	г/см
Пористість			
грунту загальна	P _{заг}	безр.	%, безр.
агрегатна	P _{агр}	безр.	%, безр.
міжагрегатна	P _{магр}	безр.	%, безр.
сумарна агрегатна	P _{Σагр}	безр.	%, безр.
капілярна	P _к	безр.	%, безр.
аерації	P _{аер}	безр.	%, безр.
Потенціал (тиск) вологи			
повний	Ψ _t (P _t)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
матричний	Ψ ^m _t (P _m)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
осмотичний	Ψ _{осм} (P _{осм})	Дж/кг, Па	см водн. ст.
гравітаційний	Ψ _g (P _g)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
гідростатичний	Ψ _h (P _h)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
пневматичний	Ψ ^a _p (P _p)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
навантаження	Ψ ^e _p (P _e)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
тензіометричний	Ψ _t (P _t)	Дж/кг, Па	см водн. ст.
при максимальній			
капілярно-сорбційній	Ψ _{МСКВ}	Дж/кг, Па	см водн. ст.
вологоємності (МКСВ)			
при максимальній			
адсорбційній	Ψ _{МАВ}	Дж/кг, Па	см водн. ст.
вологоємності (МАВ)	Ψ _{КРІ}	Дж/кг, Па	
1-й критичний			
Потік			
води у ґрунті	i	м ³ /м ² ·с	см/доб.
тепла	g _n	дж/м ² ·с	кал/см ² ·доб.
Температура			
°С	t	-	град.
°К	T	кельвін	-
Теплоємність			
об'ємна	C _v	Дж/м ³ ·К	кал/см ³ ·град
питома	C _m	Дж/кг·град	кал/г·град
Потужність шару	h	м	см
Транспірація	T	кг/м ² ·с	г/см ² ·хв.

РОЗДІЛ 1. ТВЕРДА ФАЗА ҐРУНТУ

1.1. Гранулометричний склад ґрунту

1.1.1. Розрахунок часу відбору часток при використанні піпет-методу

Під гранулометричним (механічним – застар.) складом ґрунтів та ґрунтоутворюючих порід слід розуміти відносний вміст у ґрунті елементарних ґрунтових часток різного розміру, незалежно від їх мінералогічного та хімічного складу. Гранулометричний склад виражається насамперед у вигляді масових процентів фракцій гранулометричних часток різного розміру.

Основні завдання цього розділу пов'язані із:

1. Розрахунком часу відбору часток певного діаметру при використанні піпет-методу;
2. Наданням даних гранулометричного складу у вигляді кумулятивної (інтегральної) кривої;
3. Перевід назви ґрунту за гранулометричним складом із вітчизняної у міжнародну класифікацію

Вихідними даними для вирішення завдань першого підрозділу (1) є діаметр часток, глибина відбору проби, глибина занурення піпетки при аналізі, в'язкість та щільність суспензії, щільність твердої фази ґрунту. Розрахунок часу відбору часток із діаметром меншого від заданого заснований на використанні формули Стокса (формула 1.1):

$$\frac{h}{t} = \frac{2}{9} \cdot r^2 \cdot g \cdot \frac{D - d_w}{\eta} \quad (1.1)$$

де h – глибина відбору проби із суспензії, см; t – час, с; r – радіус частинки, см; D , d_w – щільність твердої фази і води, г/см³; η – в'язкість суспензії (пуаз); g – прискорення сили тяжіння, рівне 981 см/с².

Зручніше за все виконувати розрахунки, наведені вище, у розмінностях системи CGS (основна одиниця для вимірювання довжини – сантиметр, маси – грам, часу – секунда). Необхідно мати на увазі, що при використанні пірофосфатного методу підготовки до аналізу, відбір проби виконують у

0,1% розчині пірофосфату. Тому необхідно використовувати значення в'язкості саме для такого розчину, а не чистої води. Інші величини (щільність розчину) незначно відрізняються від значень для чистої води.

Отже, час відбору проби із врахуванням всіх константних величин складе (формула 1.2):

$$t = 4,587 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{h+\eta}{r^2 \cdot (D-d_w)} \quad (1.2)$$

Тепер, якщо задати конкретний діаметр (радіус) частинки і глибину відбору проби, використовуючи табличні значення та d_w , а також знаючи або використавши середні значення щільності твердої фази різних ґрунтів, можна розрахувати і час відбору часток відповідного розміру.

Приклад 1.1. Розрахувати час відбору часток діаметром <0,01 мм, якщо температура суспензії 20°C, щільність твердої фази ґрунту 2,70 г/см³, а глибина занурення піпетки 10 см.

Розв'язок. Насамперед, переводимо усі необхідні для розрахунків величини у єдину систему CGS: η – 0,0107 пуаз, щільність води – 0,998 г/см³, r – 0.0005 см. Розраховуємо час (с):

$$t = 4,587 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{10+0,0107}{0,0005^2 \cdot (2,70-0,998)} = 1159,5 = 19 \text{ хв.} 14 \text{ сек.}$$

1.1.2. Надання даних гранулометричного складу у вигляді кумулятивної (інтегральної) кривої

Для вирішення завдань цього підрозділу при побудові кривої розподілу гранулометричних часток використовується рівномірно-логарифмічний масштаб шкали діаметрів часток, які відкладаються по осі абсцис. По осі ординат відкладають вміст (у % до маси абсолютно сухого ґрунту) часток менших певного діаметру. При використанні класифікації Н.А.Качинського для гранулометричних часток ґрунту діаметри складають: 0,001; 0,005; 0,01; 0,05; 0,25 та 1,0 мм. Логарифми цих діаметрів відповідно рівні: -3,00; -2,30; -

2,00; -1,30; -0,60 та 0,00. Ці величини відкладають на рівномірній шкалі осі абсцис. Для кожного значення діаметру часток відкладають процентний вміст часток менших цього діаметру, тобто, часток $< 0,001$, $< 0,005$, $< 0,01$ і т.д. Інакше кажучи, по осі ординат відкладаємо кумулятивний вміст часток фракцій, який може бути отриманий як сума фракцій меншого розміру, аж до даної фракції. Отримані точки з'єднують плавною кривою. Таким чином, кумулятивна крива, починаючись зі значень вмісту мулу ($< 0,001$ мм), безперервно зростає, наближуючись до 100% при величинах діаметрів найбільш грубих часток.

Приклад 1.2. За результатами гранулометричного аналізу чорнозему отриманий наступний вміст фракцій: $<0,001$ мм – 37,5%, (0,001-0,005 мм) – 8,9, (0,005-0,01 мм) – 18,9, (0,01-0,05 мм) – 30,2, (0,05-0,25 мм) – 3,5 та (0,25-10 мм) – 10%. Побудувати кумулятивну криву розподілу гранулометричних часток за розмірами.

Розв'язок. По осі ординат для відповідних логарифмів діаметрів відкладаємо: для -3,00 – 37,5%, для -2,30 – 46,4%, для -2,00 – 65,3%, для -1,3 – 95,5%, для 0,60 – 99,00%, для 0,00 – 100,0%. Кумулятивна крива наведена на рис. 1.

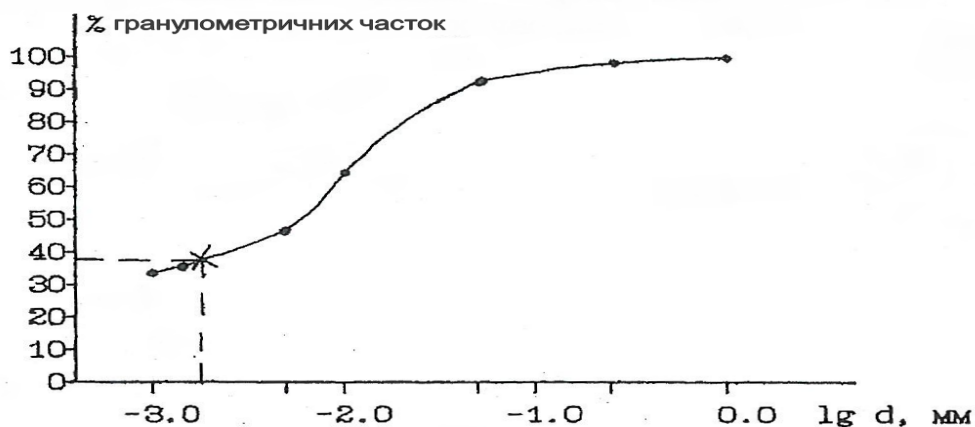


Рис. 1. – Кумулятивна (інтегральна) крива розподілу гранулометричних елементів за розміром

1.1.3. Перевід назви ґрунту за гранулометричним складом із вітчизняної у міжнародну класифікацію

Побудова кумулятивних кривих гранулометричного складу ґрунтів перш за все необхідна для грамотного і точного переведу назви із вітчизняної класифікації у міжнародну. Відомо, що межі у цих класифікаціях не співпадають, тому і неможливий прямий перехід із однієї в іншу. Межі фракцій у міжнародній: пісок – 2,0-0,005, пил – 0,05-0,02 , та мул <0,002 мм. Для визначення процентного вмісту цих фракцій на осі абсцис знаходять точки, які відповідають межах цих трьох фракцій: 0,05 та 0,002 мм, або на рівномірній логарифмічній шкалі: - 1,3 та -2,7. Значення - 2,7 буде відповідати на ординаті вмісту мулу, а -1,3 – сумарному вмісту мулу та пилу. Пісок легко визначити за різницею $[100 - (\text{мул} + \text{пил})]$. Таким чином визначають вміст фракцій мулу, пилу та піску, які відповідають міжнародній класифікації. Класифікаційну належність ґрунту у міжнародній класифікації визначають користуючись трикутником Ферре (рис. 2). Для цього на лівій стороні трикутника, де відкладений вміст мулистих часток, знаходять точку, яка відповідає вмісту мулу (<0,002 мм).

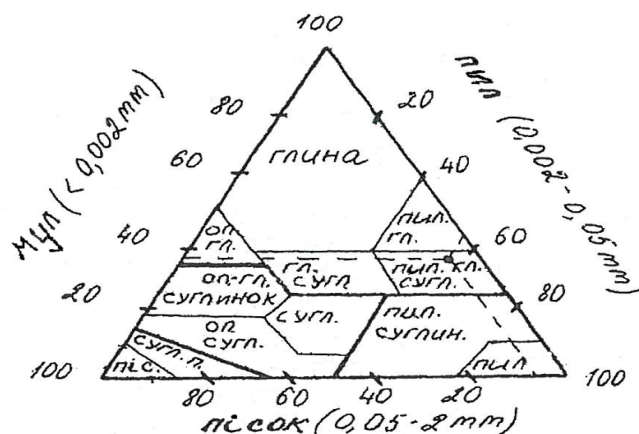


Рис. 2 – Трикутник Ферре для класифікації ґрунтів за гранулометричним складом

Із цієї точки проводимо пряму паралельну основі. Потім на правій стороні трикутника (вміст пилу) також знаходимо точку, яка відповідає вмісту пилу у дослідному ґрунті. Із неї проводять лінію паралельну лівій стороні – паралельно осі «вміст мулу». Дві прямі лінії перетнуться всередині трикутника у деякій точці, у яку потрапить третя лінія, проведена паралельно осі «пил» із точки, яка відповідає вмісту піску на основі трикутника. Ця точка перетину трьох ліній обов'язково опиниться всередині будь-якої області, яка відповідає за певну класифікаційну групу ґрунтів за гранулометричним складом.

Отже, завдяки наведеним прикладам виникає можливість переходу із двочленних класифікацій за Качинським Н.А. (співвідношення фізичної глини та фізичного піску) , які подекуди використовуються в Україні, до міжнародних тричленних класифікацій (співвідношення піску, пилу та мулу) завдяки побудові кумулятивної кривої, знаходження вказаних трьох фракцій та визначення класифікаційної належності ґрунту за трикутником Ферре.

Приклад 1.3. Визначити класифікаційну назву за гранулометричним складом чорнозему за Качинським Н.А. та міжнародною класифікацією, гранулометричний склад якого наведений у прикладі 1.2.

Розв'язок. Чорнозем за двочленною класифікацією належить до глини легкої (вміст фізичного піску складає 34,7%, переважає фракція мулу, потім грубого пилу). Необхідно розрахувати вміст фракції піску, пилу, мулу за міжнародною класифікацією. Для цього по кумулятивній кривій (див. рис. 1) для точки на осі абсцис , яка відповідає діаметру мулистих часток ($-2,70$), визначаємо вміст мулу. Він складає 38,5%. Вміст (пил + мул), який відповідає межі фракцій $<0,05$, досягає 95,4%, а пилу відповідно $95,5 - 38,5 = 57,00\%$, піску – 4,5%. За трикутником Ферре (рис. 2) дослідний чорнозем відноситься до пилувато-глинистого суглинку.

1.1.4. Завдання та вправи

1. Необхідно дати назву ґрунту за гранулометричним складом, якщо відомо, що він чорноземного типу ґрунтоутворення і містить часток "фізичної глини" 25,8; 8,3; 80,7 та 90,4%.
2. Слід визначити різновидність дерново-підзолистого ґрунту, який містить часток "фізичної глини" відповідно 15,3; 3,9; 56,4; 72,6 та 92,7%.
3. Дайте назву різновидності солонця лучного, що містить часток "фізичного піску" 97,3; 7,6; 35,8; 14,3 та 3,8%.
4. Визначте різновидність темно-каштанового сильносолонцюватого ґрунту, який містить часток "фізичного піску" 40,3; 94,6; 75,6; 32,4 та 56,3%.
5. Визначте різновидність ясно-сірого лісового ґрунту, який містить часток "фізичної глини" 12,6; 86,3; 27,4; 38,2 та 44,8%.
6. Дайте назву дернового ґрунту за гранулометричним складом, якщо відомо, що він містить часток "фізичного піску" 97,2; 45,3; 20,6; 36,2 та 18,8%.
7. Визначте до якої групи ґрунтів (легкого або важкого гранулометричного складу) належить чорнозем, якщо він містить "фізичної глини" 15,6; 8,8; 42,6; 31,3; 85,4 та 17,3%.
8. Визначте до якої групи ґрунтів (легкого чи важкого гранулометричного складу) слід віднести дерново-підзолистий ґрунт, якщо він містить "фізичної глини" 2,8; 7,3; 12,6; 16,3; 27,8 та 34,3%.
9. Визначте до якої групи ґрунтів (легкого чи важкого гранулометричного складу) слід віднести лучний ґрунт, якщо він містить "фізичного піску" 96,2; 63,5; 23,8; 12,6; 7,8 та 35,3%.
10. Розрахуйте і оцініть ступінь диференціації профілю дерново-підзолистого ґрунту, якщо вміст мулу в горизонті НЕ становить 8,3; у горизонті І -26,2 %, а щільність цих горизонтів дорівнює відповідно 1,52 та 1,65 г/см³.

11. Охарактеризуйте ступінь диференціації профілю чорнозему типового, якщо вміст мулу в горизонті Н становить 30,6; у горизонті Phk – 29,8 %, а щільність цих горизонтів дорівнює відповідно 1,18 та 1,20 г/см³.

12. Визначте ступінь диференціації профілю солонця каштанового, якщо вміст мулу в горизонті Ned становить 23,8; у горизонті Ih – 43,8 %, а щільність цих горизонтів дорівнює відповідно 1,32 та 1,48 г/см³.

13. Розрахуйте гранулометричний показник структурності сірого лісового ґрунту, який в орному шарі містить 3,2 % гумусу, 17,3 % мулу, дрібного, середнього і грубого пілу – відповідно 5,3; 10,6 та 45,8%.

14. Розрахуйте гранулометричний показник структурності чорнозему типового, який в орному шарі ґрунту містить 4,6 % гумусу, 32,5 % мулу, дрібного, середнього і грубого пілу відповідно 10,2; 7,8 та 37,6 %.

15. Розрахуйте гранулометричний показник структурності каштанового солонцюватого ґрунту, який в орному шарі містить 2,5 % гумусу, 40,3 % мулу, дрібного, середнього і грубого пілу – відповідно 7,2; 13,9 та 34,5%.

16. Розрахувати час відбору часток із діаметрами: а) <0,05 мм; б) <0,01 мм; в) <0,005 мм; г) <0,001 мм при використанні піпет-методу при в'язкості розчину а) 0,01 пуаз; б) 1,021 мПа·с.

Завдання для самостійної роботи

Виходячи із даних гранулометричного складу ґрунтів (табл. 1), виконайте наступні завдання:

- визначте повну назву ґрунту за гранулометричним складом, використовуючи класифікацію Н.А. Качинського та за міжнародною класифікацією за допомогою трикутника Ферре;
- розрахуйте гранулометричний показник структурності за О.Ф.Вадюніною;
- розрахуйте коефіцієнт і ступінь диференціації ґрунту за

гранулометричним складом;

- подайте дані гранулометричного складу графічно у вигляді циклограми (для верхнього генетичного горизонту) і профільним методом.

- охарактеризуйте зв'язок гранулометричного складу материнської породи з ґрунтом та його зміни в процесі ґрунтоутворення;

- проаналізуйте розподіл окремих фракцій, особливо мулистої, за генетичними горизонтами та відобразіть закономірності їх розподілу, пов'язуючи з характером ґрунтоутворних процесів;

- за результатами гранулометричного аналізу зробіть висновки про агрономічні властивості ґрунту стосовно вирощування сільсько-господарських культур.

**1. Гранулометричний склад ґрунтів
(за даними "Атлас почв Украинской ССР", 1979)**

Генетичний горизонт, глибина, см	Вміст (%) часток розміром,мм					
	1 - 0,25	0,25 - 0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
1	2	3	4	5	6	7
Розріз 1. Дерново-прихованопідзолистий на водно-льодовикових відкладах						
He ₀₋₁₀	12,9	50,7	26,4	2,9	2,6	4,5
Pe ₂₅₋₃₅	15,1	44,0	30,8	1,5	2,8	5,8
P _{1i 39-49}	13,6	45,4	26,1	1,5	Немає	13,0
P _{2i 65-75}	23,9	28,7	28,3	2,1	3,2	13,8
P _{3i 105-115}	35,0	48,9	8,5	0,6	1,0	6,0
P ₁₇₀₋₁₈₀	42,7	50,6 -	2,8	0,5	0,6	2,8
Розріз 2. Дерново-прихованопідзолистий на водно-льодовикових відкладах						
He ₀₋₁₀	13,6	36,3	35,9	2,0	3,4	8,8
Pe ₂₅₋₃₅	36,5	34,3	18,5	3,0	0,9	6,8
Pi ₅₀₋₆₀	39,0	,34,5	18,3	1,0	4,0	3,2
P ₁₁₀₋₁₂₀	39,9	32,7	21,2	0,6	3,2	2,4
Розріз 3. Дерново-слабкопідзолистий на водно-льодовикових відкладах						
HE ₀₋₁₀	13,5	78,5	1,0	2,7	2,0	2,3
E ₂₅₋₃₅	40,0	39,7	13,9	2,4	2,0	2,0
IE ₆₅₋₇₅	10,8	77,8	2,6	1,2	1,2	6,4
P ₁₃₀₋₁₄₀	11,6	72,6	5,1	1,7	1,7	7,3
Розріз 4. Дерново-середньопідзолистий на водно-льодовикових відкладах						
HE ₅₋₁₅	25,2	37,6	22,3	1,7	4,9	8,3
E(h) _{23.33}	19,8	43,9	23,0	2,7	4,7	5,9
IE ₄₂₋₅₂	15,1	34,0	33,6	1,9	4,0	11,4
PI ₉₀₋₁₀₀	23,7	53,9	6,3	1,0	3,0	12,1
P ₁₃₀₋₁₄₀	23,5	46,9	10,6	1,5	3,3	14,2
Розріз 5. Дерново-середньопідзолистий на морені						
HE ₀₋₁₀	20,5	22,1	33,4	6,6	7,8	9,6
E ₃₂₋₄₂	21,6	25,5	33,0	6,6	3,5	9,8
I ₇₃₋₈₃	18,2	29,4	15,5	4,0	5,2	27,9
P ₁₄₀₋₁₅₀	74,3	4,2	2,4	2,9	0,8	15,4
Розріз 6. Підзолисто-дерновий на озерних відкладах						
HE ₀₋₁₀	4,4	34,7	42,0	2,6	4,8	11,5
E ₃₂₋₄₂	2,0	36,0	41,8	7,4	3,7	9,1
IEh ₈₀₋₉₀	13,9	38,0	21,4	2,6	5,3	18,8
Pi ₁₂₀₋₁₃₀	42,0	38,4	10,9	0,2	2,8	5,7
P ₁₅₀₋₁₈₀	0,2	16,1	37,6	7,6	1.2,5	26,0
Розріз 7. Дерново-карбонатний на елювії крейди						
Hк ₀₋₁₀	20,8	25,2	24,0	4,2	6,4	19,4
HPк ₂₀₋₃₀	20,2	16,9	24,5	6,3	8,8	23,3
Pк ₄₀₋₅₀	Крейда білого кольору					
Розріз 8. Дерновий глеюватий на водно-льодовикових суглинках						
H ₀₋₁₀	11,6	24,6	31,8	5,2	7,0	19,8
HPgl ₃₀₋₄₀	21,8	20,6	28,3	2,5	6,9	19,9
Pgl ₇₀₋₈₀	8,9	24,9	27,9	3,9	12,1	22,3
Розріз 9. Дерновий глейовий на водно-льодовикових відкладах						
H ₀₋₁₀	0,3	45,0	29,0	4,0	4,3	17,4
HPgl ₂₀₋₃₀	0-7	40,3	35,0	4,5	3,2	16,3
P(h)gl ₅₀₋₆₀	0,8	38,0	43,9	3,3	0,5	13,5
Pgl ₁₀₀₋₁₁₀	6,2	35,0	29,4	5,5	4,1	19,8

Розріз 10. Ясно-сірий лісовий на лесі						
1	2	3	4	5	6	7
HE ₂₋₁₂	2,5	12,4	61,7	2,6	6,6	14,2
Eh ₂₂₋₃₂	4,9	11,2	62,4	6,4	3,4	11,7
I _{1(h)} 41-51	0,2	7,3	62,9	5,5	4,6	19,5
I ₂ 85-95	0,2	4,9	60,4	5,3	5,0	24,2
Pк 140-150	0,5	16,3	58,1	5,6	0,8	18,7
Розріз 11. Сірий лісовий на лесі						
HE 10-20	8,4	12,3	46,4	10,8	5,2	16,9
I _{1(h)} 33-43	4,3	11,8	46,8	9,5	8,4	19,2
I ₂ 65-75	1,9	0,2	46,3	8,1	9,1	34,4
I ₃ 95-105	2,2	17,9	32,1	7,6	8,7	31,5
Pi 125-135	3,4	4,8	43,3	9,6	6,3	32,6
Pк 170-180	27,3	36,3	14,5	1,5	3,3	17,1
Розріз 12. Темно-сірий опідзолений на лесі						
He ₂₋₁₂	1,4	10,1	35,5	11,6	11,8	29,6
He 13-23	1,4	8,3	38,4	9,7	10,7	31,5
Hi 40-50	0,6	8,2	34,9	10,4	13,3	32,6
I 69-79	3,2	2,2	31,8	15,8	7,2	39,8
Pi 110-120	1,5	1,3	34,5	12,8	11,4	38,5
Pк 130-140	0,8	2,0	29,9	14,4	7,0	45,9
Розріз 13. Темно-сірий реградований на лесі						
He 0-10	0,1	6,8	52,2	8,5	6,3	26,1
HI(к) 30-40	0,1	3,8	55,4	8,0	6,8	25,9
Ihk 70-80	0,1	3,7	53,1	8,3	9,7	25,1
P(hi)к 90-100	0,1	4,0	54,5	8,7	8,5	24,2
P(hi)к 110-120	0,2	3,2	52,6	8,9	9,9	25,2
Pк 190-200	0,1	3,4	43,0	10,4	13,1	30,0
Розріз 14. Чорнозем опідзолений на лесі						
He 0-10	0,1	4,3	53,4	8,8	8,2	25,2
He 30-40	0,0	3,9	53,0	8,5	9,0	25,6
HPi 50-60	0,0	5,7	53,8	8,2	7,4	24,9
Phi 80-90	0,0	7,6	52,4	8,9	6,5	24,6
P(h)i 100-110	0,0	6,9	53,2	8,4	8,3	23,2
Pк 130-140	0,0	6,1	50,7	8,6	7,9	26,7
Розріз 15. Чорнозем реградований на лесі						
H 0-10	0,2	2,4	54,2	8,6	7,6	27,0
H 30-40	0,2	5,0	54,2	7,7	8,1	24,8
HPi(к) 50-60	0,2	3,9	52,6	8,3	7,9	27,1
Phiк 80-90	0,2	3,7	53,5	7,5	9,5	25,6
P(hi)к 110-120	0,1	2,7	50,7	8,9	11,4	26,2
Pк 120-130	0,1	2,3	50,5	9,4	10,5	27,2
Розріз 16. Чорнозем типовий малогумусний на лесі						
H 0-10	0,3	4,7	52,9	7,3	9,9	24,9
Hк 25-35	0,2	16,1	46,4	9,2	6,0	22,1
Hрк 45-55	0,1	19,8	45,7	6,2	7,3	20,9
Phк 80-90	0,1	27,6	41,6	6,2	5,0	19,5
Phк 110-120	0,1	29,3	39,8	6,9	4,6	19,3
P(h)к 140-150	0,2	28,4	41,2	5,0	4,9	20,0
Pк 210-220	0,1	28,8	40,1	5,4	5,4	19,9

Розріз 17. Чорнозем типовий малогумусний на лесовидних суглинках						
1	2	3	4	5	6	7
H(κ) ₁₀₋₂₀	0,1	18,8	33,5	10,1	7,2	30,3
H(κ) ₃₀₋₄₀	0,1	22,2	32,9	7,6	8,6	28,6
H _{рк} ₆₀₋₇₀	0,1	17,4	54,7	9,9	9,2	28,7
Phκ ₈₀₋₉₀	0,1	21,2	28,9	10,3	9,7	29,8
Phκ ₁₁₀₋₁₂₀	0,0	21,4	31,9	8,3	9,8	28,6
P(h)κ ₁₄₀₋₁₅₀	0,0	22,2	25,6	10,9	13,5	27,7
Pκ ₂₁₀₋₂₂₀	0,1	21,2	34,5	10,3	6,4	27,5
Розріз 18. Чорнозем типовий середньогумусний на лесі						
H(κ) ₀₋₂₀	0,3	7,4	39,8	8,3	10,3	33,9
H(κ) ₃₀₋₄₀	0,2	6,7	37,0	10,0	9,4	36,7
H _{рк} ₄₅₋₅₅	0,3	4,4	38,5	10,6	10,2	36,0
H _{рк} ₆₀₋₇₀	0,2	5,0	36,4	11,9	9,4	37,1
Phκ ₈₀₋₉₀	0,3	3,5	40,0	9,7	11,3	35,2
P(h)κ ₁₂₀₋₁₃₀	0,2	5,3	35,2	11,7	13,4	34,2
Pκ ₁₈₀₋₁₉₀	0,4	6,5	27,4	13,5	13,7	38,1
Розріз 19. Лучно-чорноземний на лесовидних суглинках						
Ho ₀₋₁₀	0,5	10,8	57,3	5,2	4,0	22,2
H ₂₅₋₁₅	0,5	10,1	59,4	4,6	3,5	21,9
H _{рк} ₅₀₋₇₀	0,5	9,7	61Д	4,4	5,2	19,1
Phκ ₉₀₋₁₀₀	0,7	11,8	56,8	4,2	6,3	20,2
P(h)κ _{gl} ₁₄₀₋₁₅₀	0,4	15,0	50,6	5,9	6,4	21,7
Розріз 20. Лучний на лесовидному суглинку						
H(κ) ₂₋₁₂	0,4	14,6	58,5	1,8	4,3	20,4
H(κ) ₂₀₋₃₀	0,4	18,9	54,7	3,0	3,9	19,1
H _{рк} (gl) ₆₀₋₇₀	0,3	19,2	53,2	2,0	6,1	19,2
P(h)κ _{gl}	0,2	14,2	58,9	3,1	5,9	17,0
Pκ _{gl}	0,2	14,0	59,0	3,4	6,2	17,2
Розріз 21. Чорнозем звичайний середньогумусний на лесі						
H ₀₋₁₀	0,1	4,4	34,8	14,6	12,3	33,8
H ₃₀₋₄₀	2,1	4,5	35,3	12,1	12,1	33,9
H _{рк} (κ) ₅₀₋₆₀	1,0	4,2	33,8	12,8	15,6	32,6
H _{рк} ₆₀₋₇₀	0,6	7,3	34Д	12,0	14,7	31,3
Phκ ₇₅₋₈₅	0,8	8,6	32,5	13,0	11,6	33,5
P(h)κ ₈₅₋₉₅	0,7	9,7	32,9	11,3	12,3	33,1
Pκ ₁₃₀₋₁₄₀	1,0	9,4	33,7	10,6	11,3	34,0
Розріз 22. Чорнозем звичайний малогумусний на лесі						
H ₀₋₁₀	0,1	8,9	32,4	11,9	10,0	36,7
H ₃₀₋₄₀	0,2	9,8	35,3	5,9	12,5	36,3
H _{рк} ₅₀₋₆₀	0,1	8,0	38,3	4,5	11,0	38,1
Phκ ₇₀₋₈₀	0,1	8,5	37,2	7,6	8,7	37,9
Pκ ₉₀₋₁₀₀	0,1	6,6	37,1	8,8	12,2	35,2
Розріз 23. Чорнозем південний на лесі						
H ₀₋₁₀	0,2	3,6	36,2	8,1	11,7	40,2
H _{рк} (i) ₂₅₋₃₅	0,3	5,6	34,8	10,8	10,3	39,2
H _{рк} (κ) ₄₀₋₅₀	0,4	5,2	34,3	10,8	10,3	39,0
P(h)κ ₇₅₋₈₅	0,1	5,8	34,2	9,8	11,6	38,5
Pκ ₉₀₋₁₀₀	0,1	6,4	32,4	9,2	12,8	39,1

Розріз 24. Чорнозем південний міцелярно-карбонатний на лесі						
1	2	3	4	5	6	7
H(κ) ₀₋₁₀	0,2	2,8	29,6	10,3	12,1	45,0
Hpκ ₃₀₋₄₀	0,2	7,6	26,8	9,9	10,1	45,4
Phκ ₄₅₋₅₅	0,2	14,2	25,1	8,5	9,3	42,7
Pκ ₉₀₋₁₀₀	0,2	13,9	25,0	8,5	7,4	45,0
Розріз 25. Темно-каштановий солонцюватий на лесі						
Hed ₀₋₈	0,2	1,7	42,4	11,8	13,3	30,6
H(i) ₂₀₋₂₅	0,1	7,7	34,7	6,6	15,6	35,3
Hpi ₃₀₋₃₅	0,1	2,0	35,2	8,2	15,4	39,1
Phi(κ) ₆₀₋₆₅	0,3	6,6	33,9	11,1	10,5	37,6
Pκ ₁₄₀₋₁₅₀	0,1	15,4	15,8	11,4	17,1	40,2
Розріз 26. Каштановий солонцюватий на лесі						
Hed ₀₋₆	0,7	5,2	33,1	13,6	7,2	40,2
HPiκ ₁₇₋₂₇	0,8	2,6	33,5	12,8	8Д	42,2
Phiκ ₃₅₋₄₅	1,0	6Д	30,4	11,0	6,6	44,9
P(h)κ ₅₅₋₆₅	0,7	0,8	37,2	8,9	8,2	44,2
Pκ(s) ₈₅₋₉₅	0,4	2,6	38,9	7,6	8,9	41,6
Pκs ₁₂₅₋₁₃₅	1,0	1,0	36,2	8,6	10,4	42,8
Розріз 27. Солонець каштановий на лесі						
Hed ₀₋₅	0,8	3,6	50,7	4,5	18,1	22,3
Eh ₇₋₁₂	0,4	11,6	38,9	6,2	13,9	29,0
Ih ₁₈₋₂₃	0,1	5,5	26,2	15,3	10,1	42,8
PIh(κ) ₃₂₋₃₇	0,1	8,4	32,6	12,7	5,3	40,9
Pκ(h) ₄₅₋₅₀	0,1	2,3	38,1	10,6	6,1	42,8
Pκs ₉₅₋₁₀₀	0,3	5,3	32,0	11,3	9,2	41,9
Розріз 28. Дерновий глейовий солончаковий на оглєсному лесі						
Hsgl ₀₋₁₀	0,3	5,4	23,9	6,8	4,3	59,3
Hsk gl ₂₅₋₃₅	0,6	3,5	22,2	4,9	6,5	62,3
Phsk gl ₄₅₋₅₅	1,2	3,7	20,4	8,7	7,9	58,1
Pκs gl ₉₅₋₁₀₀	0,7	5,4	22,3	8,8	6,4	56,4
Розріз 29. Бурозем малогумусний на елюво-делювії андезито-базальтів						
Hd ₀₋₆	2,2	15,2	40,9	9,4	13,6	18,7
H ₁₀₋₁₅	2,6	13,2	42,8	9,0	15,1	17,3
HP ₆₀₋₆₅	2,9	9,2	40,5	10,6	13,1	23,7
P ₉₀₋₉₅	2,9	10,6	41,2	7,6	12,9	24,8
Розріз 30. Коричневий на елювії глинистих сланців						
H(e) ₃₋₁₀	10,2	15,8	29,2	3,3	17,4	24,1
H(i) ₁₇₋₂₇	11,3	18,0	18,0	6,7	23,0	23,0
HP ₄₀₋₅₀	10,0	18,8	17,4	12,1	12,9	28,8
Phκ ₆₀₋₇₀	11,9	8,6	16,0	18,5	13,0	32,0
Pκ ₈₀₋₉₀	12,1	19,5	14,6	7,1	14,2	32,5
Розріз 31. Червоно-коричневий на делювії вапняків						
H(κ) ₃₋₁₂	3,2	8,7	19,3	13,3	9,6	45,9
HP(κ) ₃₀₋₄₅	1,8	8,0	20,6	14,2	9,9	45,5
Phκ ₇₀₋₈₀	5,0	17,2	19,5	6,8	9,0	42,5
Pκ ₁₂₀₋₁₃₀	10,9	11,3	11,4	6,4	15,0	45,0

Запитання для самоперевірки

1. Що являє собою тверда фаза ґрунту? Внаслідок яких процесів вона утворилася? Якою буває за походженням?
2. Як змінюються властивості механічних елементів залежно від їх розміру?
3. Які фракції механічних елементів виділяють згідно з класифікацією Н.А.Качинського?
4. Порівняйте гранулометричний склад ґрунотвірних порід та ґрунтів.
5. Охарактеризуйте класифікації материнських порід і ґрунтів за гранулометричним складом, розроблені Н.А.Качинським та М.М.Годліним.
6. Які групи ґрунтів за гранулометричним складом виділяють?
7. Поясніть склад і властивості окремих механічних фракцій.
8. Охарактеризуйте поняття «легкі» та «важкі» ґрунти, якими агровиробничими властивостями вони відрізняються?
9. Як впливає гранулометричний склад ґрунотвірних порід на ґрунтоутворення, агрономічні та екологічні властивості ґрунтів і їх родючість?
10. Які ґрунти за гранулометричним складом зустрічаються в Україні і чому переважають у різних ґрунтово-кліматичних зонах?
11. Охарактеризуйте розподіл фракцій механічних елементів у різних типах ґрунтів (дерново-підзолисті, чорноземи, солонці, солончаки тощо).
12. У чому полягає суть визначення гранулометричного складу порід та ґрунтів за методами Н.А.Качинського і М.М.Годліна та трикутником Фере?
13. Охарактеризуйте гранулометричний показник структурності за О.Ф. Вадюніною для гумусних і малогумусних ґрунтів та їх поділ за цим показником.
14. У чому полягає суть і на яких властивостях ґрунту базується польовий метод визначення гранулометричного складу?

1.2. Щільність і пористість ґрунту

1.2.1. Розрахунок щільності ґрунту

Загальноприйнята одиниця виміру щільності ґрунту – г/см³ (система CGS), можливо – кг/м³ (система СИ), що складає кг/см³ і розраховують її за формулою 1.3:

$$d = \frac{P}{V}, \quad (1.3)$$

де d – щільність ґрунту, г/см³; P - маса абсолютно сухого ґрунту непорушеної будови, г; V – об'єм ґрунту, см³.

Щільність твердої фази ґрунту (ЩТФ, D) – маса твердих компонентів в одиниці об'єму твердих компонентів. Під масою твердих компонентів розуміють масу ґрунту, висушеного до 105°C до абсолютно сухого стану.

Щільність агрегату ρ_a – маса твердої фази, яка припадає на одиницю об'єму, який займають всі компоненти агрегату: твердої, рідкої і газоподібної фази. Як правило, щільність агрегату вимірюється у повітряно-сухому стані, і у такому випадку не обов'язково вказувати вологість при якій проводились вимірювання. У випадку необхідності, коли визначається залежність щільності агрегату від вологості, обов'язково вказується значення вологості при якій проводилось визначення.

Щільність ґрунту (об'ємна маса, об'ємна вага – застар.) або щільність складення (ЩГ, d) – маса твердих компонентів в одиниці об'єму, який займають всі компоненти ґрунту: твердою, рідкою і газоподібною фазами. Щільність ґрунту залежить від вологості, тому у кінцевому випадку необхідно дані по щільності супроводжувати величинами вологості, при якій проводилось визначення щільності у польових умовах.

Необхідно підкреслити, що щільність ґрунту – це відношення маси абсолютно сухого ґрунту до його об'єму при природній вологості. Саме тому окрім загальноприйнятого терміну «щільність ґрунту» існує ще і термін «щільність сухого ґрунту», який підкреслює, що використовується маса

абсолютно сухого ґрунту. У багатьох галузях (інженерна геологія, будівництво та ін.) використовують поняття щільності вологого ґрунту, яке є відношенням маси вологого ґрунту до його об'єму. У ґрунтознавстві завжди використовується поняття «щільність сухого ґрунту», а найчастіше його загальноживаний синонім «щільність ґрунту».

1.2.2. Розрахунок пористості ґрунту

Величина щільності ґрунту характеризує складення ґрунту (його щільність та пухкість). За величиною щільності ґрунту можна розрахувати його пористість, яка також є характеристикою складення ґрунту. Крім цього, величини щільності ґрунту використовуються для розрахунку абсолютних запасів різних складових частин ґрунту.

Розрахунок пористості ґрунту проводять за формулою 1.4:

$$P_{\text{заг}} (\%) = (1 - d/D) \cdot 100 \text{ або } P_{\text{заг}} (\%) = (D - d)/d \cdot 100 \quad (1.4)$$

де d – щільність ґрунту, г/см^3 ; D – щільність твердої фази ґрунту, г/см^3

1.2.3. Розрахунок маси окремих шарів ґрунту

Розрахунок маси окремих шарів ґрунту проводять за формулами 1.5, 1.6:

- абсолютно-сухого ґрунту

$$m_{\text{сух}} = 100 \cdot d \cdot h \text{ (т/га) або } m_{\text{сух}} = 100 \cdot d \cdot h \text{ (кг/м}^2\text{)} \quad (1.5)$$

- при вологості ґрунту W , %

$$m_{\text{вол}} = d \cdot h \cdot (100 + W) \text{ (т/га) або } m_{\text{вол}} = d \cdot h \cdot (10 + 0,1W) \text{ (кг/м}^2\text{)} \quad (1.6)$$

1.2.4. Розрахунок запасів складових частин ґрунту

Розрахунок запасів складових частин ґрунту проводять за формулами 1.7, 1.8, 1.9:

- за вмістом у процентах від маси абсолютно сухого ґрунту

(гумус, карбонати, солі тощо)

$$ЗР = d \cdot h \cdot c \text{ (т/га) або } ЗР = 0,1 \cdot d \cdot h \cdot c \text{ (кг/м}^2\text{)} \quad (1.7)$$

де c – вміст складової частини ґрунту, % від маси абсолютно сухого ґрунту

- за вмістом води, % від маси абсолютно сухого ґрунту (W)

$$ЗР = d \cdot h \cdot W \text{ (м}^3\text{/га) або } ЗР = 0,1 \cdot d \cdot h \cdot W \text{ (л/м}^2\text{) або мм} \quad (1.8)$$

- за вмістом елементів живлення у мг на 100 г абсолютно сухого ґрунту (g)

$$ЗР = d \cdot h \cdot g \text{ (кг/га) або } ЗР = 0,1 \cdot d \cdot h \cdot g \text{ (г/м}^2\text{)} \quad (1.9)$$

1.2.5. Поровий простір ґрунту

Загальноприйнятими характеристиками порового простору є загальна пористість, агрегатна пористість та міжагрегатна пористість.

Загальна пористість ($P_{\text{заг}}$) – це об'єм порового простору, виражений у % від об'єму ґрунту.

Агрегатна пористість ($P_{\text{агр}}$) – це об'єм порового простору агрегата, виражений у % від об'єму агрегату.

Міжагрегатна пористість ($P_{\text{магр}}$) – це об'єм міжагрегатного порового простору, виражений у % від об'єму ґрунту.

Із наведених визначень видно, що пористість ґрунту і міжагрегатна пористість знаходяться у відношенні до об'єму ґрунту, а агрегатна пористість – до об'єму агрегату. Тому $P_{\text{магр}}$ неможливо вирахувати як різницю між загальною та агрегатною пористістю. Для такого розрахунку необхідно величину агрегатної пористості узгодити з величиною загальної пористості. Саме тому вводиться поняття сумарної агрегатної пористості ($P_{\Sigma\text{агр}}$) – це об'єм порового простору агрегатів, виражений у % від об'єму ґрунту.

Користуються формулою 1.10:

$$P_{\Sigma\text{агр}} = (100 - P_{\text{заг}}) / (100 - P_{\text{агр}}) \cdot P_{\text{агр}} \quad (1.10)$$

Міжагрегатна пористість розраховується за формулою 1.11:

$$P_{\text{ма}} = P_{\text{заг}} - P_{\Sigma\text{агр}} \quad (1.11)$$

При визначенні диференціальної пористості для розрахунків пористості аерації і об'єму пор, заповнених капілярною водою (активна пористість) необхідно знати такі характеристики ґрунту: щільність ґрунту, максимальну гігроскопічність, вологість в'янення і найменшу вологоємність.

Розрахунки капілярної пористості заповненої водою при найменшій вологоємності, тобто капілярно-підвішеною водою, проводять за формулою 1.12:

$$P_{\text{к}} = (HВ - ВВ) \cdot d, \quad (1.12)$$

де P_k – капілярна пористість, % від об'єму ґрунту; HV – найменша вологості, % від маси ґрунту; VB – вологість в'янення, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту, г/см³.

Розрахунки пористості аерації проводять за формулою 1.13:

$$P_{aep} = P_{zag} - P, \quad (1.13)$$

де P_{aep} – пористість аерації, % від об'єму ґрунту; P_{zag} – загальна пористість, % від об'єму ґрунту; P – об'єм пор, заповнених водою всіх категорій.

Об'єм пор, заповнених водою різних категорій, розраховують за формулою 1.14:

$$P = P_{mg} + P_{nzb} + P_k, \quad (1.14)$$

де P_{mg} – об'єм пор, заповнених водою при максимальній гігроскопічності; P_{nzb} – об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою; P_k – об'єм пор заповнених капілярною водою.

Об'єм пор, заповнених міцнозв'язаною (максимально-гігроскопічною) водою, розраховують за формулою 1.15:

$$P_{mg} = (MG \cdot d) : 1,5, \quad (1.15)$$

де MG – максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту, г/см³; 1,5 – щільність максимально гігроскопічної води.

Об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою, розраховують за формулою 1.16:

$$P_{nzb} = (VB - MG) \cdot d_v : 1,25, \quad (1.16)$$

де VB – вологість в'янення, % від маси ґрунту; 1,25 – щільність неміцно зв'язаної води.

Отже, всі категорії вологості у сумі дають найменшу вологості, тому об'єм пор, заповнених водою всіх категорій, можна розраховувати за формулою 1.17:

$$P = HB \cdot d, \quad (1.17)$$

У польових умовах вологість ґрунту найчастіше буває нижчою за HB, тому розрахунки пористості, зайнятою водою, слід проводити за формулою 1.18:

$$P = W \cdot d, \quad (1.18)$$

де P – об'єм пор, зайнятих водою при польовій вологості, % від об'єму ґрунту; W – польова вологість ґрунту на даний момент часу, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту у той же момент часу, г/см³.

Приклад 1.4. Орний шар чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового характеризується такими показниками: ЩТФ – 2,62 г/см³; ЩГ – 1,3 г/см³; МГ – 6,0; ВВ – 9,0; HB – 26,8%.

Розв'язок. За наведеними вище формулами розраховуємо:

1) загальну пористість

$$P_{\text{заг}} = \left(1 - \frac{1,3}{2,62}\right) \cdot 100 = 50,4\%;$$

2) капілярну пористість

$$P_k = (26,8 - 9,0) \cdot 1,3 = 23,1\%;$$

3) об'єм пор, заповнених міцнозв'язаною (максимально-гігроскопічною) водою

$$P_{\text{МГ}} = (6,0 \cdot 1,3) : 1,5 = 5,2\%;$$

4) об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою

$$P_{\text{нзв}} = (9,0 - 6,0) \cdot 1,3 : 1,25 = 3,1\%;$$

5) об'єм пор, заповнених водою всіх категорій

$$P = 5,2 + 3,1 + 23,1 = 31,4\%;$$

6) пористість аерації

$$P_{\text{аер}} = 50,4 - 31,4 = 19,0\%.$$

1.2.6. Питома поверхня ґрунту

Гранулометричний склад, і насамперед, вміст фракції мулу визначає величину питомої поверхні ґрунту під якою розуміють поверхню часток ґрунту, яка припадає на 1 г маси ґрунту.

У природних генетичних горизонтах основних типів ґрунтів питома поверхня змінюється від 15-20 м²/г у піщаних прошарках до 100 м²/г та більше у важкоглинистих та глинистих горизонтах.

Поряд із гранулометричним складом, величина питомої поверхні обумовлюється також мінералогічним складом, вмістом і якістю органічної речовини, складом і структурою ґрунтового вбирного комплексу та іншими властивостями ґрунтів.

Як функція низки властивостей ґрунту, питома поверхня у свою чергу сама впливає на енергетичний стан води, визначає хід багатьох ґрунтових процесів, таких як: сорбція, десорбція, обмінне та необмінне поглинання, дифузія різних речовин тощо. У зв'язку з цим відомості про питому поверхню представляють особливий інтерес у всіх ґрунтових дослідженнях.

Геометричний метод є одним із методів визначення поверхні ґрунту. Проте такий прямий спосіб визначення поверхні ґрунту складний та може привести до результатів близьких до природних лише для легких ґрунтів – пісків та супісків. Останнім часом отримав розповсюдження підрахунок питомої поверхні ґрунтових часток на електронному мікроскопі з виходом на комп'ютер. Але і у цьому випадку внутрішня поверхня часток виключається із розрахунку.

Найбільш придатний і теоретично обґрунтований метод розрахунку повної питомої поверхні за БЕТ (за першими буквами прізвищ авторів теорії Брунауера, Емметта, Теллера) і зовнішньої поверхні по Фарреру. Теорія полімолекулярної адсорбції, розроблена Брунауером, Емметтом і Теллером, дозволяє за обмеженою кількістю експериментальних точок розрахувати ємність моношару, який вкриває поверхню, та диференціальну теплоту адсорбції першого шару молекул, яка свідчить про енергію взаємодії адсорбата з дослідною поверхнею.

Рівняння адсорбції води, запропоноване вказаними авторами, має наступний вигляд (формула 1.19):

$$\frac{p}{W \cdot (p_0 - p)} = \frac{1}{W_m \cdot C} + \frac{C-1}{W_m \cdot C} \cdot \frac{p}{p_0} \quad (1.19)$$

де W – кількість речовини, адсорбованої ґрунтом при відносному тиску пари p/p_0 ; W_m – кількість води, яка покриває поверхню часток ґрунту мономолекулярним шаром; p – рівноважний тиск пари при даній температурі; p_0 – тиск насичених водяних парів при температурі дослідів; C – константа, яка приблизно рівна $C = \exp \frac{E_1 - E_L}{RT}$, де E_1 – теплота адсорбції першого шару; E_L – теплота конденсації; R – газова стала; T – температура.

Позначивши $\frac{p}{W \cdot (p_0 - p)} = y$; $\frac{1}{W_m \cdot C} = b$; $\frac{C-1}{W_m \cdot C} = K$ та $\frac{p}{p_0} = x$,

вставимо нові позначення у рівняння $y = b + Kx$. Відклавши по осі ординат $\frac{p}{W \cdot (p_0 - p)} = y$, а по осі абсцис $\frac{p}{p_0} = x$, отримаємо пряму, тангенс кута нахилу якої складе величину $K = \frac{C-1}{W_m \cdot C}$, відрізок по осі ординат $b = \frac{1}{W_m \cdot C}$.

Розв'язавши два рівняння із двома невідомими, визначаємо W_m та C . Знаючи величину W_m , дуже легко розрахувати повну питому поверхню ґрунту за формулою 1.20:

$$S_{нов} = \frac{N_a \cdot S_0}{M} \cdot W_m \quad (1.20)$$

де N_a – число Авогадро, S_0 – площа, яку займає одна молекула адсорбата; M – молекулярна маса адсорбата. Маючи на увазі, що при гексагональній упаковці молекул води площа, яка припадає на одну молекулу води, дорівнює $10,8 \cdot 10^{-20}$, отримаємо (формула 1.21):

$$S_{нов} = \frac{6,02380 \cdot 10^{23} \cdot 10,8 \cdot 10^{-20}}{18} \cdot W_m = W_m \cdot 3616, \text{ [м}^2\text{/г]} \quad (1.21)$$

якщо W_m виражена у г/г.

Якщо W_m виражена у процентах, то повну питому поверхню ґрунту розраховують за формулою 1.22:

$$S_{нов} = W_m \cdot 36,16, \text{ [м}^2\text{/г]} \quad (1.22)$$

Рівняння ізотерми БЕТ застосовується з хорошим наближенням у області відносного тиску $0,05 < p/p_0 < 0,35$. При $p/p_0 < 0,05$ у отримані результати вносить похибку неоднорідність поверхні, а при $p/p_0 < 0,35$ позначається взаємодія між адсорбованими молекулами.

Для побудови ізотерм десорбції водяних парів у координатах БЕТ із вищевказаного інтервалу p/p_0 зазвичай беруть не менше чотирьох експериментально отриманих точок.

Приклад 1.5. Нижче наведені результати визначення ізотерми десорбції водяних парів орних горизонтів сірого лісового ґрунту. Розрахувати повну ефективну питому поверхню ґрунту ($S_{\text{пов}}$).

p/p_0	0,10	0,15	0,20	0,32	0,45	0,52	0,60	0,65	0,75	0,86	0,98
$W, \%$	1,15	1,48	1,76	2,35	2,91	3,10	3,50	3,71	4,15	4,76	6,57

Розв'язок. Із інтервалу відносного тиску водяної пари $0,05 < p/p_0 < 0,35$ вибираємо чотири пари значень:

№	p/p_0	$W, \%$
1	0,10	1,15
2	0,15	1,48
3	0,20	1,76
4	0,32	2,35

Оскільки відомо, що при 20°C p_0 складає 17,54 мм рт. ст., легко розрахувати для кожного випадку рівноважний тиск пари:

$$p_1 = p_0 \cdot 0,10 = 17,54 \cdot 0,10 = 1,75; \quad p_2 = 17,54 \cdot 0,15 = 2,63;$$

$$p_3 = 17,54 \cdot 0,20 = 3,51; \quad p_4 = 17,54 \cdot 0,32 = 5,61 \text{ мм рт. ст.}$$

Виразимо вологість ґрунту, яка відповідає вказаним вище значенням p/p_0 у грамах на 1 г адсорбента (0,0115, 0,0148, 0,0176 та 0,0235 г/г) і розрахуємо:

$$y_1 = \frac{1,75}{0,0115 \cdot (17,54 - 1,75)} = 9,5; \quad y_2 = \frac{2,63}{0,0148 \cdot (17,54 - 2,63)} = 11,9;$$

$$y_3 = \frac{3,51}{0,0176 \cdot (17,54 - 3,51)} = 14,2; \quad y_4 = \frac{5,61}{0,0235 \cdot (17,54 - 5,61)} = 20,0$$

Відклавши в системі координат $y = \frac{p}{W \cdot (p_0 - p)}$, $x = \frac{p}{p_0}$ точки з координатами (0,10;9,6), (0,15;11,9), (0,20;14,2), (0,32;20,0) проведемо через

ці точки пряму (рис. 3), перетин якої з ординатою дасть $b = \frac{1}{W_m \cdot C} = 4,7$, а тангенс кута її нахилу дасть величину:

$$K = \frac{C-1}{W_m \cdot C} = \frac{y_4 - y_1}{x_4 - x_1} = \frac{20,6 - 9,6}{0,32 - 0,10} = 47,3$$

Оскільки $\frac{1}{W_m \cdot C} = b = 4,7$, значить $(C - 1) \cdot 4,7 = 47,3$

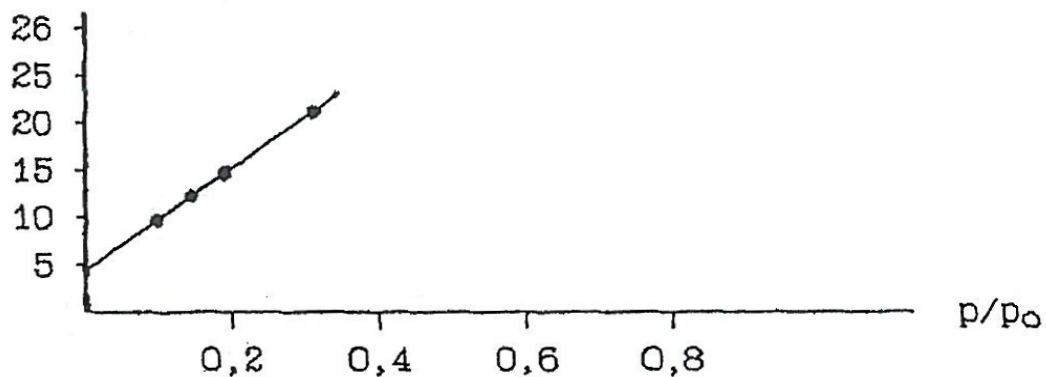


Рис. 3. - Ізотерма десорбції водяних парів у координатах БЕТ

Звідси $C = 11,1$, а $W_m = 0,0192$ г/г. Перемноживши отриману величину моношару W_m на коефіцієнт 3616, отримаємо повну ефективну питому поверхню орного горизонту дослідного ґрунту:

$$S_{нов} = 0,192 \cdot 3616 = 69 \text{ м}^2/\text{г}$$

За допомогою ізо терм сорбції водяних парів можна визначити і молекулярну кількість води $(W_m)e$, яка адсорбована ґрунтом лише на зовнішніх поверхнях, з наступним розрахунком за формулою 1.15 зовнішньої питомої поверхні ґрунту.

Спираючись на пропозицію Фаррера розглядати загальний вміст адсорбованої води у діапазоні $p/p_0 = 0,40 - 0,80$, як суму кількості води, яка адсорбована на зовнішній та внутрішній поверхнях, була отримана наступна залежність (формула 1.23):

$$W = \frac{(W_m)_e \cdot C_e \cdot p/p_0}{(1 - K_e \cdot p/p_0) \cdot [1 + p/p_0 (C_e - K_e)]} + W_i \quad (1.23),$$

де індекси e та i вказують належність параметру відповідно до зовнішньої та внутрішньої поверхні.

Із практичною метою вищенаведене рівняння виражають у більш зручній формі (формула 1.24):

$$W = \frac{(W_m)_e}{(1 - K_e \cdot p/p_0)} \cdot \frac{C_e}{C_e + p/p_0 - K_e} + W_i \quad (1.24)$$

Надалі, беручи до уваги, що за винятком дуже низького відносного тиску, константу C можна розглядати сталою для всіх адсорбційних місць, а константа $K_e < 1$, можна припустити, що при високому відносному тиску

$$C_e = C \gg \frac{1}{p/p_0 - K_e/100}, \text{ а отже } \frac{C_e}{C_e + p/p_0 - K_e} = 1$$

Отже, рівняння 1.24 можливо спростити ще більше (формула 1.25):

$$W = \frac{(W_m)_e}{(1 - K_e \cdot p/p_0)} + W_i \quad (1.25)$$

За допомогою цього рівняння можна визначити кількість води $(W_m)_e$, адсорбованої зовнішньою поверхнею, яка, на думку О.Д. Вороніна, по суті є кількістю води, яка витрачається на утворення першого шару поверхні розділу вода-повітря або зовнішньої поверхні адсорбованої плівки. Відклавши на ординаті значення W , а на абсцисі $\frac{1}{1 - K_e \cdot p/p_0}$, отримаємо пряму, перетин якої із ординатою дасть W_i , а її нахил - $(W_m)_e$. Прямолінійність графіка залежить від правильного експериментального підбору константи K_e , величина якої коливається від 0,70 до 0,95.

Знайшовши $(W_m)_e$, за формулою 1.22 можна легко розрахувати зовнішню питому поверхню ґрунту.

Визначення $(W_m)_e$, необхідно обов'язково проводити у межах $p/p_0 = 0,40 - 0,80$.

Приклад 1.6. Задана та ж сама ізотерма десорбції водяних парів що і попередньому прикладі. Розрахувати зовнішню і внутрішню поверхню орного горизонту.

Розв'язок. У інтервалі $p/p_o=0,40-0,80$ вибираємо кілька пар значень:

p/p_o	0,52	0,60	0,65	0,75
$W, \%$	3,10	3,50	3,71	4,15

Для кожного із вибраних значень p/p_o розраховуємо величину $\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_o}$ при різному K_e (табл.2).

Для наступного розрахунку $(W_m)_e$ вибираємо таке значення K_e , при якому ізотерма десорбції парів у координатах Фаррера ($\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_o}, W$) має прямолінійний вигляд.

У даному випадку точки із координатами ($\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_o}, W$) найкращим чином накладаються на пряму при $K_e = 0,75$ (рис. 4), тангенс нахилу якої

$$\frac{W_2 - W_1}{\frac{1}{1-K_e(p/p_o)_1} - \frac{1}{1-K_e(p/p_o)_2}}$$

дає величину мономолекулярного шару, який складає зовнішню поверхню адсорбованої плівки $(W_m)_e$. Для полегшення розрахунку зручно підібрати значення знаменника так, щоб він дорівнював 1. Тоді, розрахувавши $W_2 - W_1$, отримаємо числове значення $(W_m)_e = 1,27\%$.

Різниця між величиною моношару, який покриває повну поверхню та величиною моношару, який покриває тільки зовнішню поверхню дає моношар, розташований на внутрішній поверхні $(W_m)_i$:

$$(W_m)_i = W_m - (W_m)_e = 1,92 - 1,27 = 0,62\%$$

Сума W_m та $(W_m)_e$ відповідає кількості води W_u , при якому закінчується формування поверхні розділу між рідкою та газоподібною фазами ґрунту і утворюється плівка:

$$W_a = W_m + (W_m)e = 1,92 + 1,27 = 3,19\%$$

Знаючи значення моношарів $(W_m)e$ та $(W_m)i$, за формулою 1.22 можна легко розрахувати відповідні їм ефективні питомі поверхні (зовнішню та внутрішню):

$$Se = 1,27 \cdot 36,16 = 46 \text{ м}^2/\text{г},$$

$$Se = 0,65 \cdot 36,16 = 23 \text{ м}^2/\text{г}$$

2. Результати розрахунку величини $\frac{1}{1-K_e \cdot p/p_0}$ при різних K_e та p/p_0

K_e p/p_0	0,52	0,60	0,65	0,75
0,70	1,57	1,72	1,83	2,10
0,72	1,60	1,76	1,88	2,17
0,74	1,62	1,80	1,93	2,25
0,76	1,65	1,84	1,98	2,33
0,78	1,68	1,88	2,03	2,41
0,80	1,71	1,92	2,08	2,50
0,82	1,74	1,97	2,14	2,60
0,84	1,78	2,02	2,20	2,70
0,86	1,81	2,07	2,27	2,82
0,88	1,84	2,12	2,34	2,94
0,90	1,88	2,17	2,41	3,08
0,92	1,92	2,23	2,49	3,22
0,94	1,95	2,29	2,57	3,39

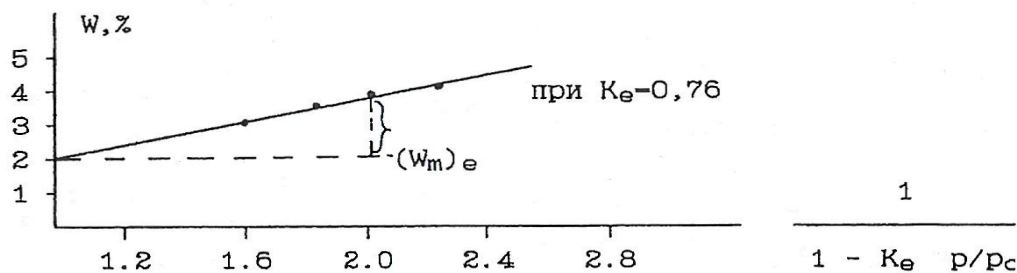


Рис. 4. - Ізотерма десорбції водяних парів у координатах Фаррера та приклад підбору K_e

1.2.7 Завдання і вправи

1. За показниками щільності твердої фази і щільності дерново-слабопідзолистих ґрунтів (табл. 3) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте

оцінку вказаним показникам стосовно ущільнення залежно від гранулометричного складу ґрунту та можливості вирощування сільськогосподарських культур.

3. Фізичні властивості дерново-підзолистих ґрунтів України (М.Г. Йовенко, 1960)

Гранулометричний склад	Глибина, см	ЩГ	ЩТФ	Загальна пористість, %
		г/см ³		
Автоморфні				
Піщані	0-20	1,52	2,64	
	50-60	1,64	2,67	
	140-150	1,76	2,68	
Супіщані	0-20	1,45	2,65	
	50-60	1,60	2,69	
	140-150	1,66	2,66	
Гідроморфні				
Піщані	0-20	1,50	2,62	
	50-60	1,69	2,65	
	140-150	1,77	2,69	
Супіщані	0-20	1,54	2,63	
	50-60	1,62	2,65	
	140-150	1,79	2,68	

2. За показниками щільності твердої фази і щільності сірих лісових ґрунтів (табл. 4) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам залежно від гранулометричного складу та можливості вирощування сільськогосподарських культур.

4. Фізичні властивості сірих лісових ґрунтів (М.Г. Йовенко, 1960)

Гранулометричний склад	Глибина, см	ЩГ	ЩТФ	Загальна пористість, %
		г/см ³		
Пилувато-середньосуглинковий	0-10	1,36	2,66	
	30-40	1,46	2,72	
	60-70	1,46	2,70	
	140-150	1,50	2,71	
Пилувато-супіщаний	0-10	1,20	2,61	
	30-40	1,30	2,68	
	60-70	1,40	2,70	
	140-150	1,70	2,66	

3. За показниками щільності твердої фази і щільності чорноземів типових (табл. 5) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним

показникам стосовно ступеня ущільнення залежно від гранулометричного складу і можливості вирощування сільськогосподарських культур.

5. Фізичні властивості чорноземів типових Лівобережного Лісостепу (М.Г. Йовенко, 1960)

Гранулометричний склад	Глибина, см	ЩГ	ЩТФ	Загальна пористість, %
		г/см ³		
Грубопилювато– легкосуглинковий	0-10	1,18	2,60	
	30-40	1,28	2,69	
	60-70	1,20	2,66	
	120-130	1,20	2,68	
Грубопилювато- середньосуглинковий	0-10	1,25	2,62	
	30-40	1,16	2,61	
	60-70	1,13	2,68	
	120-130	1,16	2,68	
Пилювато- важкосуглинковий	0-10	1,05	2,63	
	30-40	1,16	2,65	
	60-70	1,22	2,69	
	120-130	1,24	2,72	

4. За показниками щільності твердої фази і щільності каштанових солонцюватих ґрунтів Північного Криму (табл. 6) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам за різного використання.

6. Фізичні властивості каштанових солонцюватих ґрунтів Північного Криму (М.І. Полупан, 1983)

Угіддя	Глибина, см	ЩГ	ЩТФ	Загальна пористість, %
		г/см³		
Рілля	0-10	1,26	2,61	
	30-40	1,37	2,67	
	40-50	1,45	2,70	
	60-70	1,47	2,70	
Плантаж (16 років)	0-10	1,15	2,73	
	30-40	1,20	2,75	
	40-50	1,42	2,75	
	60-70	1,35	2,75	

5. За даними щільності твердої фази і щільності чорноземів південних Правобережного Степу (табл. 7) розрахуйте їх загальну пористість. Дайте оцінку даним показникам на незрошуваних і зрошуваних землях.

**7. Фізичні властивості чорноземів південних
Правобережного Степу (М.І. Полупан, 1989)**

Угіддя	Глибина, см	ЩГ	ЩТФ	Загальна пористість, %
		г/см³		
Рілля	0-10	1,20	2,63	
	30-40	1,36	2,64	
	40-50	1,38	2,66	
Рілля + зрошення	0-10	1,29	2,65	
	30-40	1,37	2,65	
	40-50	1,39	2,67	

6. Орний шар темно-сірого опідзоленого грубопилувато-легкосуглинкового ґрунту має ЩТФ 2,72 г/см³, а його НВ дорівнює 26,3%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть, у яких випадках виявляється нестача кисню і коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

7. Чорнозем типовий малогумусний грубопилувато-легкосуглинковий в орному шарі має ЩТФ 2,64 г/см³, а НВ дорівнює 31,4%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть за яких умов виявляється нестача кисню та коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

8. Чорнозем південний важкосуглинковий в орному шарі має ЩТФ 2,65 г/см³, а НВ його становить 29,1%. Розрахуйте верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть за яких умов виявляється нестача кисню та коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

9. Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий ґрунт в орному шарі має ЩТФ 2,68 г/см³, а НВ його становить 26,2%. Розрахуйте

верхню (аерація 15%) і нижню (аерація 20%) межі щільності ґрунту. Поясніть за яких умов виявляється нестача кисню та коли спостерігаються втрати вологи за рахунок фізичного випаровування.

10. Розрахуйте масу сухого і вологого орного шару дерново-підзолистого супіщаного ґрунту, якщо його потужність становить 25 см, щільність $1,52 \text{ г/см}^3$, а вологість 21,4%.

11. Розрахуйте масу сухого і вологого орного шару чорнозему звичайного важкосуглинкового, якщо його потужність становить 30 см, щільність $1,24 \text{ г/см}^3$, а вологість 17,8%.

12. Розрахуйте запас вологи в орному шарі темно-сірого опідзоленого середньосуглинкового ґрунту, якщо його потужність становить 22 см, щільність $1,30 \text{ г/см}^3$, а вологість 23,8%.

13. Орний шар чорнозему типового легкосуглинкового характеризується такими показниками: ЩТФ – 2,62; ЩГ – $1,20 \text{ г/см}^3$; МГ – 8,4; НВ – 31,4%. Розрахуйте загальну пористість та об'єм, пор заповнених міцно – та неміцнозв'язаною водою, а також пор заповнених водою всіх категорій і пористість аерації.

14. Орний шар лучно-каштанового важкосуглинкового ґрунту характеризується такими показниками: ЩТФ – 2,60; ЩГ – $1,26 \text{ г/см}^3$; МГ – 10,3; НВ – 21,8%. Розрахуйте загальну пористість та об'єм пор заповнених міцно – та неміцнозв'язаною водою, а також пор заповнених водою всіх категорій і пористість аерації.

15. Розрахуйте питомий опір при обробітку ґрунту, якщо твердість його орного шару становить 10 кг/см^2 , а площа перетину плунжера твердоміра – 1 см^2 . Розрахуйте тяглове зусилля при оранці п'ятикорпусним плугом на глибину 20 см.

16. Розрахуйте вологість зерніння чорнозему типового, якщо на зерніння його повітряно-сухої наважки (30 г) використано 9 мл води, а вміст гігроскопічної вологи ґрунту становить 4,2%.

Завдання до самостійної роботи

1. Використовуючи дані фізичних та водно-фізичних властивостей ґрунтів України (табл. 8), виконайте наступні завдання:

- проведіть оцінку ґрунтів за ступенем ущільненості, за показниками щільності та загальної пористості;
- розрахуйте диференціальну пористість і дайте їй оцінку;
- дані диференціальної пористості наведіть графічно: відкладаючи по осі ординат глибину залягання горизонтів ґрунту, а по осі абсцис – показники диференціальної пористості у відсотках від об'єму ґрунту.

8. Фізичні властивості ґрунтів України (за даними Атласу ґрунтів Української РСР, 1979)

Генетичний горизонт, глибина, см	ЩТФ	ЩГ	МГ	ВВ	НВ	Пористість, % від об'єму ґрунту					Оцінка ущільнення ґрунту
	г/см³		% від маси ґрунту			Р _{заг}	Р _{мг}	Р _{пзв}	Р _к	Р _{аер}	
1. Дерново-прихованопідзолистий глинисто-піщаний на водно-льодовикових відкладах											
He ₁₀₋₂₀	2,63	1,52	1,2	1,80							
Pe ₂₅₋₃₅	2,67	1,62	1,0	1,40							
Pi ₆₀₋₇₀	2,70	1,66	2,2	3,40							
P ₁₅₀₋₁₆₀	2,68	1,76	2,0	3,00							
2. Дерново-середньопідзолистий супіщаний на водно-льодовикових відкладах											
HE ₀₋₁₀	2,63	1,48	1,5	2,0							
E(h) ₂₃₋₃₃	2,64	1,61	1,4	1,90							
IE ₄₀₋₅₀	2,76	1,65	2,1	2,60							
I ₉₀₋₁₀₀	2,68	1,68	2,3	3,30							
Pi ₁₃₀₋₁₄₀	2,68	1,67	1,8	1,70							
3. Дерново-середньопідзолистий легкосуглинковий на водно-льодовикових відкладах											
HE ₀₋₁₀	2,63	1,34	3,1	4,00							
E ₃₀₋₄₀	2,66	1,45	3,0	4,00							
Ie ₄₀₋₅₀	2,70	1,53	4,0	4,80							
I ₉₀₋₁₀₀	2,70	1,58	3,2	4,80							
P ₁₄₀₋₁₅₀	2,70	1,65	3,2	5,10	-						
4. Дерново-карбонатний легкосуглинковий на еловії крейди											
Nk ₀₋₁₀	2,69	1,37	5,8	6,7							
HPK ₂₀₋₃₀	2,75	1,52	5,5	6,0							
PK ₄₀₋₅₀	2,81	1,65	6,0	5,4							
5. Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий на лесі											
HE ₀₋₁₀	2,61	1,35	3,7	5,5							
Eh ₂₀₋₃₀	2,64	1,47	3,6	5,8							
I(h) ₄₀₋₅₀	2,68	1,43	7,8	11,4							
I ₉₀₋₁₀₀	2,69	1,48	8,8	13,6							
P ₁₄₀₋₁₅₀	2,70	1,54	5,5	13,2							
6. Сірий лісовий середньосуглинковий на лесі											
HE ₁₀₋₂₀	2,66	1,37	4,1	6,1							
IE(h) ₃₀₋₄₀	2,72	1,46	5,8	8,8							
I _{1 60-70}	2,70	1,46	7,8	11,7							
I _{2 90-100}	2,72	1,46	7,9	11,8							
Pi ₁₃₀₋₁₄₀	2,71	1,43	8,3	12,5							

7. Темно-сірий опідзолений важкосуглинковий на лесі											
He ₂₋₁₂	2,63	1,07	9,9	13,3							
Hi ₄₀₋₅₀	2,64	1,35	9,7	13,0							
I ₆₉₋₇₉	2,68	1,47	9,7	13,0							
Pi ₁₁₀₋₁₂₀	2,69	1,56	10,3	13,8							
8. Чорнозем опідзолений середньосуглинковий на лесі											
He ₀₋₈₀	2,62	1,19	8,5	11,5							
Hpi ₅₀₋₆₀	2,69	1,35	8,6	11,7							
Phi ₈₀₋₉₀	2,69	1,37	8,3	11,6							
Pk ₁₃₀₋₁₄₀	2,69	1,39	7,5	10,0							
9. Чорнозем типовий малогумусний середньосуглинковий на лесі											
Hop ₀₋₁₀	2,55	1,23	7,4	9,9							
Hk ₃₀₋₄₀	2,62	1,14	8,2	11,0							
Hpk ₅₀₋₆₀	2,62	1,13	8,5	11,4							
Phk ₈₀₋₉₀	2,62	1,12	7,4	10,0							
P(h)k ₁₃₀₋₁₄₀	2,65	1,20	6,2	8,2							

10. Чорнозем типовий малогумусний важкосуглинковий на лесовидному суглинку											
Hop ₁₀₋₂₀	2,61	1,24	9,5	13,3							
Hk ₃₀₋₄₀	2,63	1,18	9,8	13,9							
Hpk ₆₀₋₇₀	2,66	1,25	9,1	13,9							
Phk ₈₀₋₉₀	2,68	1,27	8,6	13,4							
P(h)k ₁₄₀₋₁₅₀	2,71	1,37	8,8	12,9							
11. Чорнозем типовий малогумусний середньосуглинковий на лесі											
Ho ₁₀₋₂₀	2,62	1,13	11,3	16,9							
Hk ₃₀₋₄₀	2,64	1,18	12,4	18,6							
Hpk ₆₀₋₇₀	2,68	1,44	12,1	18,2							
Phk ₈₀₋₉₀	2,70	1,46	11,9	17,9							
P(h)k ₁₂₀₋₁₃₀	2,71	1,52	11,1	16,7							
12. Лучно-чорноземний середньосуглинковий на лесовидному суглинку											
Hop ₀₋₁₀	2,59	1,03	7,1	10,5							
H ₂₀₋₃₀	2,62	1,115	7,7	11,0							
Hpk ₄₆₋₅₆	2,65	1,26	6,5	9,5							
Phk ₇₀₋₈₀	2,71	1,27	5,8	8,5							
P(h)kgl ₁₂₀₋₁₃₀	2,72	15,0	4,0	6,0							
13. Чорнозем звичайний середньогумусний легкоглинистий на лесі											
Hop ₀₋₁₀	2,60	1,10	9,0	12,1							
H ₃₀₋₄₀	2,60	1,20	9,0	12,0							
Hpk ₅₀₋₆₀	2,62	1,25	8,8	11,8							
Phk ₇₅₋₈₅	2,63	1,27	9,0	12,1							
Pk ₁₃₀₋₁₄₀	2,66	1,35	8,9	12,0							

14. Чорнозем звичайний малогумусний важкосуглинковий на лесі											
Hop ₀₋₁₀	2,67	1,17	8,4	12,1							
H ₃₀₋₄₀	2,62	1,19	8,4	Д4							
Hp ₄₀₋₅₀	2,64	1,22	8,2	12,3							
Phk ₇₀₋₈₀	2,66	1,36	8,4	11,7							
Pk ₁₃₀₋₁₄₀	2,65	1,39	9,1	11,9							
15. Чорнозем південний важкосуглинковий на лесі											
Hop ₀₋₁₀	2,60	1,00	8,2	11,0							
HP(i) ₂₅₋₃₀	2,62	1,26	8,3	11,1							
Ph(i)k ₄₀₋₅₀	2,63	1,32	9,6	12,9							
Phk ₇₀₋₈₀	2,65	1,51	9,2	12,3							
Pk ₁₄₀₋₁₅₀	2,68	1,52	8,6	11,5							

16. Чорнозем південний міцелярно-карбонатний легкоглинистий на лесі											
Нор(к) ₀₋₁₀	2,61	1,20	10,2	13,7							
Нрк ₃₀₋₄₀	2,61	1,35	10,0	13,4							
Phk ₄₅₋₅₅	2,68	1,42	9,6	12,9							
P(h)к ₇₀₋₈₀	2,67	1,48	9,4	12,6							
Рк ₁₃₀₋₁₄₀	2,68	1,40	9,1	12,2							
17. Темно-каштановий солонцюватий важкосуглинковий на лесі											
Hed ₀₋₈	2,63	1,15	9,2	12,3							
Hi ₂₀₋₂₅	2,65	1,25	10,3	13,8							
Hpi ₃₀₋₃₅	2,67	1,31	10,1	14,6							
Phi(к) ₆₀₋₆₅	2,67	1,40	9,3	12,5							
Phik ₆₀₋₆₅	2,69	1,45	8,8	11,8							
Рк(h) ₇₀₋₇₅	2,69	1,48	8,3	11,1							
Рк ₁₄₀₋₁₅₀	2,73	1,50	8,8	11,8							

18. Темно-каштановий солонцюватий легкоглинистий на лесі											
H(e) ₀₋₁₀	2,64	1,17	9,5	12,9							
Hp(i) ₃₅₋₄₅	2,65	1,32	10,0	13,4							
Phk ₅₀₋₆₀	2,68	1,48	10,2	13,7							
P(h)к ₇₀₋₇₅	2,69	1,49	9,5	12,8							
Рк ₁₄₀₋₁₅₀	2,70	1,51	8,8	11,8							
19. Дерновий поверхнево-глейовий осолоділий середньосуглинковий на оглєсному лесі											
Hedgl ₀₋₅	2,70	1,08	13,5	18,1							
Hpgl ₂₅₋₃₅	2,57	1,27	15,5	20,8							
Phgl ₅₅₋₆₀	2,58	1,39	15,1	20,2							
P(h)gl ₈₅₋₉₅	2,68	1,43	14,4	19,3							
Ркgl ₁₂₀₋₁₂₅	2,76	1,46	14,7	19,7							
20. Дерновий глейовий солончаковий легкоглинистий на оглєсному лесі											
Hsgl ₁₀₋₁₀	2,53	0,97	12,6	16,9							
Hpskgl ₂₅₋₃₅	2,78	1,25	11,0	14,7							
Phskgl ₄₅₋₅₅	2,79	1,0	10,0	13,4							
Ркsgl ₇₀₋₈₀	2,75	1,54	7,2	9,6							
21. Солонець лучний кірковий содово-солончакуватий легкоглинистий на оглєсному лесовидному суглинку											
Heк ₀₋₃	2,67	1,53	7,6	11,4							
Ihкs ₁₅₋₂₅	2,65	1,62	7,2	10,8							
Phiks ₃₀₋₄₀	2,60	1,76	6,1	9,2							
Phiksgl ₆₀₋₇₀	2,54	1,69	3,2	4,8							
Ркsgl ₉₀₋₁₀₀	2,52	1,96	1,3	2,0							

2. За даними таблиці 9, у якій наведені результати визначення гравіметричним методом ізотерм десорбції водяних парів основних генетичних горизонтів різних типів ґрунтів, побудувати ізотерми десорбції і розрахувати:

- моношар за БЕТ;
- моношар по Фарреру;
- повну питому поверхню ґрунтів;
- зовнішню питому поверхню ґрунтів;

- внутрішню питому поверхню ґрунтів;
- місткість адсорбційного шару;
- чисту диференціальну теплоту адсорбції.

9.Результати визначення ізотерм десорбції водяних парів

p/p _o	0,10	0,15	0,20	0,32	0,45	0,52	0,65	0,75	0,86	0,98
Горизонт HE дерново-підзолистого ґрунту										
W, %	0,94	1,18	1,40	1,90	2,26	2,46	2,84	3,10	3,58	4,78
Горизонт E дерново-підзолистого ґрунту										
W, %	0,48	0,60	0,75	1,01	1,24	1,30	1,57	1,70	1,97	2,58
Горизонт I дерново-підзолистого ґрунту										
W, %	1,79	2,30	2,82	3,90	4,78	5,16	6,10	6,72	7,54	9,46
Горизонт H алювіально-лучного ґрунту										
W, %	2,32	2,92	3,44	4,43	5,47	5,90	6,85	7,65	8,75	12,15
Горизонт Ih сірого лісового ґрунту										
W, %	1,72	2,25	2,76	3,81	4,82	5,35	6,27	7,02	8,04	10,78
Горизонт H чорнозему типового глибокого										
W, %	2,06	2,58	3,02	3,85	4,70	5,10	5,89	6,49	7,30	9,53
Горизонт Hрк чорнозему типового глибокого										
W, %	1,94	2,48	2,96	3,94	4,86	5,22	6,16	6,83	7,74	10,22
Горизонт Phi(k) темно-каштанового ґрунту										
W, %	1,26	1,70	2,10	2,93	3,72	4,15	5,06	5,72	6,62	9,10

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте поняття щільність і щільність твердої фази ґрунту.
2. Поясніть поняття рівноважної та оптимальної щільності ґрунту.
3. Як змінюється діапазон оптимальної щільності для зернових і просапних культур залежно від гранулометричного складу?
4. Які градації виділяють за ступенем ущільнення ґрунту?
5. Поясніть поняття верхньої та нижньої межі оптимальної щільності ґрунту.
6. Що розуміють під пористістю ґрунту? На які види вона поділяється?
7. Поясніть поняття "активні" і "пасивні" пори ґрунту.
8. У яких межах коливається загальна капілярна і некапілярна пористість ґрунту залежно від його гранулометричного складу.
9. Охарактеризуйте види диференціальної пористості.
10. Охарактеризуйте поняття "твердість ґрунту", у яких одиницях вона

вимірюється і як змінюється залежно від гранулометричного складу, вмісту гумусу, щільності та вологості?

11. Поясніть поняття "фізична стиглість ґрунту". Як даний показник змінюється залежно від гранулометричного складу ґрунту і вмісту гумусу?
12. Як змінюються фізичні властивості ґрунту залежно від його сільськогосподарського використання?
13. У чому полягає суть визначення щільності твердої фази ґрунту пікнометричним методом?
14. У чому полягає суть методу визначення щільності ґрунту за методом Н.А.Качинського?
15. Як щільність ґрунту впливає на ріст і розвиток сільськогосподарських рослин?

РОЗДІЛ. 2 АГРЕГАТНИЙ СТАН ҐРУНТУ

Під **структурою ґрунту** розуміють сукупність окремостей, або агрегатів різних за розміром і формою, що мають певну пористість, міцність, зв'язність і водотривкість, а здатність ґрунту розпадатись на агрегати називають **структурністю**.

Агрегати складаються із елементарних ґрунтових часток (піску, пилу, мулу), які з'єднуються між собою внаслідок коагуляції колоїдів, склеювання, злипання. За розміром розрізняють мікро-, макро- і мегаструктуру. Мікроструктура включає агрегати діаметром менше 0,25 мм; до макроструктури належать агрегати діаметром від 0,25 до 10 мм; мегаструктура – представлена брилами діаметром понад 10 мм.

Ґрунтові агрегати, які утворились безпосередньо із первинних механічних елементів, називають агрегатами першого порядку. Об'єднуючись між собою, вони можуть утворювати агрегати другого, третього і т. д. порядків. У міру збільшення розміру агрегату зв'язок між його складовими послаблюється і відповідно зменшується його зв'язність та міцність.

Розрізняють морфологічне і агрономічне поняття структури ґрунту. З морфологічної точки зору кожний ґрунт має характерну для нього структуру і, якщо вона ясно виражена, то це допомагає у діагностиці ґрунтів. Найчастіше у ґрунті зустрічаються такі форми структури: зерниста, грудкувата, горіхувата, пластинчаста, плитчаста, стовпчаста, призматична. В агрономічному відношенні найціннішою вважається дрібно-грудкувата та зерниста структура із агрегатами розміром від 0,25 до 10 мм. Брили (розміром понад 10 мм) і пилюваті (розміром менше 0,25 мм) агрегати відносяться до агрономічно нецінних.

М.І. Саввінов запропонував класифікацію агрономічно цінних агрегатів (табл. 10), яка і на сьогодні є загальноприйнятою в Україні. Всі агрегати даної класифікації належать, за С.А. Захаровим, до структури кубовидного типу.

Основним показником якості агрономічно цінної структури є водотривкість агрегатів. Агрономічно цінною слід вважати лише водотривку із високою пористістю структуру, створення якої є основною метою агротехнічних заходів, направлених на оструктурування ґрунту.

Отже, структура ґрунту є одним з головних факторів його родючості. В структурному ґрунті створюються оптимальні умови водного, повітряного і теплового режимів, що в свою чергу, обумовлює розвиток мікробіологічної діяльності, мобілізацію і доступність поживних речовин для рослин.

10. Класифікація агрономічно цінних структурних агрегатів ґрунту (за М.І.Саввіновим)

Рід окремоностей	Вид окремоностей	Розмір (діаметр), мм
Брилиста частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі)	Брили: грубі	>100
	середні	100-30
	дрібні	30-10
Грудочкувата частина ґрунту (окремості розміром 10-0,25 мм у діаметрі)	Грудочки: грубі	10-3,0
	середні	3,0-1,0
	дрібні	1,0-0,5
	зернисті елементи	0,5-0,25
Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі)	Мікроструктурні елементи	0,25-0,01
	Пилувато-глинисті частки	<0,01

За структурним станом ґрунти можна поділити на три групи: безструктурні, слабоструктурні і структурні. Вони різко відрізняються між собою за водно-фізичними властивостями.

До безструктурних належать піщані та супіщані ґрунти, які у своєму складі мають менше 10% мулистих часток, їх ґрунтовий вбирний комплекс ненасичений основами, а вміст гумусу не перевищує 1%. За таких умов елементарні ґрунтові частки майже не утворюють агрегатів, тому ці ґрунти характеризуються високою водопроникністю, низькою вологоємністю,

мають підвищену щільність і недостатньо забезпечені елементами живлення для рослин.

До слабоструктурних належать піщано- та грубопилуваті легко- і середньосуглинкові ґрунти, які містять понад 50% піщаних і грубопилуватих часток. Вміст мулу в них становить 10-20%, а гумусу – 1-3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів до 50%, тому вони мають недостатню пористість і вологоємність, у більшості незадовільну водопроникність, здатні до запливання, ущільнення і утворення ґрунтової кірки.

До структурних належать пилувато-середньосуглинкові, важкосуглинкові і глинисті ґрунти, в яких мулу понад 20%, піщаних та грубопилуватих часток до 50%, їх ґрунтовий вбирний комплекс насичений основами, а вміст гумусу становить понад 3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів понад 50%. Вони мають достатню пористість, добру вологоємність і високу водопроникність, добре забезпечені елементами живлення рослин.

2.1. Показники агрегатного складу ґрунту за методом М.І.Саввінова

Аналіз структури для її агрономічної оцінки проводять для орного та підорного горизонтів. Орний горизонт оцінюють за шарами 0-10, 10-20 і 20-30 см.

Метод поділяється на два етапи : розподіл на фракції агрегатів повітряносухого зразка ґрунту за допомогою набору сит і розподіл на фракції водотривких агрегатів за допомогою сит у воді.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряно-сухих агрономічно цінних агрегатів здійснюють за шкалою С.І. Долгова та П.У. Бахтіна (табл. 11).

11. Оцінка структурного стану ґрунту

Вміст агрегатів 0,25-10 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту	Структурний стан
>80	Відмінний
80-60	Добрий
60-40	Задовільний
40-20	Незадовільний
<20	Поганий

Крім цього, за даними сухого розсіву розраховують коефіцієнт структурності за формулою 2.1:

$$K_{CT} = A : B , \quad (2.1)$$

де K_{CT} – коефіцієнт структурності; A – сума макроагрегатів розміром від 0,25 до 10 мм; B – сума агрегатів, менших 0,25 мм і брил, більших 10 мм, %.

Чим вищий K_{CT} , тим кращий структурний стан має ґрунт.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом водотривких агрегатів здійснюють за шкалою (табл. 12).

12. Оцінка структурного стану ґрунтів за вмістом водотривких агрегатів

Сума водотривких агрегатів розміром понад 0,25 мм, % від маси повітряносухого ґрунту	Водотривкість агрегатів
<10	Відсутня
10-20	Незадовільна
20-30	Недостатньо задовільна
30-40	Задовільна
40-60	Добра
60-75	Відмінна
>75	Надмірно висока

2.2. Показники мікроагрегатного складу ґрунту за методом Н.А.Качинського

Більша частина механічних елементів у ґрунті завжди знаходиться у вигляді агрегатів. Частки, дрібніші від 0,01 мм, агреговані майже на 90%. Тому найбільш загальним для ґрунтів є мікроагрегатний стан. Мікроагрегати порівняно з механічними елементами, мають дуже важливу властивість – додаткову мікроагрегатну пористість. Для елементарних ґрунтових часток при щільній упаковці вона становить лише 20-25% від об'єму, а у мікроагрегованому їх стані пористість зростає до 40-50%.

Елементарна ґрунтова частка і агрегат того самого розміру дуже різняться між собою. Перша являє собою монолітну масу уламку породи чи мінералу. Сумарна зовнішня поверхня такої частки визначається лише за її формою. **Мікроагрегат** – це більш-менш пухка маса, мікропори якої заповнені водним розчином або повітрям. Він має не лише зовнішню,

а й внутрішню поверхню мікропор. Тому водні, фізичні, хімічні, біологічні та інші властивості ґрунтів у першу чергу визначаються мікроагрегатним, а не гранулометричним складом.

Мікроагрегатний стан ґрунтів дуже динамічний, він змінюється у широких межах залежно від умов використання ґрунту. Зміни відбуваються як у бік збільшення кількості й розмірів агрегатів, так і у бік зменшення агрегованості ґрунту. Межею можливого розпилення ґрунту є його гранулометричний склад.

Мікроагрегатний аналіз доцільно проводити для орного та підорного горизонтів паралельно з гранулометричним аналізом. Це надає можливість оцінити оструктуреність і дисперсність ґрунту та визначити потенційну здатність його до утворення структури.

При мікроагрегатному аналізі визначають кількість агрегатів у таких фракціях: 1-0,25; 0,25-0,05; 0,05-0,01; 0,01-0,005; 0,005-0,001 та менше 0,001 мм.

2.3. Оцінка структурного стану за результатами визначення гранулометричного та мікроагрегатного складу ґрунту

Співвідношення результатів мікроагрегатного і гранулометричного складу дозволяє судити про потенціальну здатність ґрунтів до агрегації та водотривкість агрегатів.

За даними гранулометричного аналізу дають оцінку потенціальної здатності ґрунтів до агрегації. Із цією метою О.Ф. Вадюніна пропонує розраховувати **гранулометричний показник структурності**. При цьому механічні елементи поділяють на активні та пасивні. Активні (частки мулу і дрібного пілу) – мають здатність до цементації і беруть участь у процесах коагуляції. Пасивні (частки середнього і грубого пілу) – беруть участь у структуроутворенні, як пасивний матеріал.

У добре гумусованих ґрунтах активну участь у коагуляції беруть частки мулу і більша частина дрібного пілу. У малогумусних ґрунтах до активних часток відноситься лише мул. Розрахунки виконують за формулами 2.2, 2.3 :

$$\text{для гумусних ґрунтів (> 4\% гумусу) } K_C = \frac{M + P_M}{P_C + P_G} \cdot 100 \quad (2.2)$$

$$\text{для малогумусних ґрунтів (< 4\% гумусу) } K_N = \frac{M}{\check{I}_N + \check{I}_A + \check{I}_i} \cdot 100, (2.3)$$

де K_C – гранулометричний показник структурності, %; M – вміст мулу, %; P_M, P_C, P_G – вміст дрібного, середнього і грубого пилю, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Чим вищий гранулометричний показник структурності, тим більшу потенційну здатність до оструктурення має ґрунт.

Фактор дисперсності за Н.А.Качинським характеризує ступінь руйнування мікроагрегатів у воді і являє собою процентне відношення мулу “мікроагрегатного”, до мулу “гранулометричного”. Розраховують його за формулою 2.4:

$$K_D = \frac{M_M}{M_G} \cdot 100, \quad (2.4)$$

де K_D – фактор дисперсності, %; M_M – вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; M_G – вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Якщо K_D менше 10% - ґрунт слабодиспергований; 10-20% - середньо- і понад 20% - сильнодиспергований. Отже, чим вищий K_D , тим вищий ступінь руйнування мікроагрегатів.

Фактор дисперсності чорноземів не перевищує 10%, каштанових ґрунтів - 10-20%, у солонців він може підвищуватись до 60-80%.

Фактор структурності за Фагелером характеризує водотривкість агрегатів. Розраховується за формулою 2.5:

$$K_C = \frac{(M_G - M_M) \cdot 100}{M_G}, \quad (2.5)$$

де K_C – фактор структурності, %; M_G – вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; M_M – вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Якщо K_C понад 90% – ґрунт добре агрегований, 80-90% - середньо і менше 80% - слабоагрегований.

Ступінь агрегованості за Бейвером і Роадесом розраховують за формулою 2.6:

$$K_a = \frac{(a - e) \cdot 100}{a}, \quad (2.6)$$

де K_a – ступінь агрегатності, %; a – кількість мікроагрегатів розміром понад 0,05 мм при мікроагрегатному аналізі, %; e – кількість механічних елементів розміром понад 0,05 мм при гранулометричному аналізі, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Підвищення ступеня агрегатності вказує на поліпшення водотривкості структури ґрунту.

2.4. Завдання і вправи

1. При агрегатному аналізі чорноземів типових за методом М.І. Саввінова отримано такі дані (табл. 13):

13. Агрегатний склад чорноземів за різного їх використання (дані співробітників кафедри ґрунтознавства НАУ, 1990)

Генетичний горизонт, глибина, см	Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, %					
	> 10	10-5	5-3	3-1	1-0,25	<0,25
Чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий (рілля)						
Н ₀₋₂₀	24,1	26,4	<u>20,3</u> 16,6	<u>10,2</u> 28,8	<u>7,8</u> 31,9	<u>11,2*</u> 22,7**
Н ₂₀₋₄₀	26,2	20,5	<u>21,8</u> 18,9	<u>12,4</u> 25,2	<u>8,7</u> 32,3	<u>10,4</u> 23,6
Чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий (переліг)						
Н ₀₋₂₀	10,6	31,2	<u>24,8</u> 24,6	<u>14,6</u> 32,5	<u>11,1</u> 30,8	<u>7,8</u> 12,1
Н ₂₀₋₄₀	13,8	30,0	<u>23,6</u> 20,8	<u>13,2</u> 25,4	<u>11,1</u> 29,0	<u>8,3</u> 14,8

*чисельник - після сухого просіювання; ** знаменник - після мокрого просіювання.

– за даними агрегатного аналізу після сухого просіювання дайте оцінку структурного стану ґрунтів відповідно до шкали С.І. Долгова, П.У. Бахтіна;

– розрахуйте коефіцієнти структурності і поясніть зміни структурного стану орного та підорного шарів за різного використання чорноземів;

– за даними агрегатного аналізу із мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану відповідно до вмісту водотривких агрегатів;

– за даними агрегатного аналізу із сухим і мокрим просіюванням розрахуйте водотривкість агрегатів і поясніть її зміни за різного використання чорноземів.

2. При агрегатному аналізі сірих ґрунтів отримано наступні дані (табл. 14).

14. Агрегатний склад сірих легкосуглинкових ґрунтів (дані НАУ, 1988)

Генетичний горизонт, глибина, см	Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, %					< 0,25
	>10	10-5	5-3	3-1	1-0,25	
	Ясно-сірий лісовий					
HE ₀₋₂₀	19,6	25,6	$\frac{10,3}{0,8}$	$\frac{6,7}{2,3}$	$\frac{3,6}{21,5}$	$\frac{34,2^*}{75,4^{**}}$
	Сірий лісовий					
HE ₀₋₂₅	14,3	27,8	$\frac{12,3}{1,7}$	$\frac{8,7}{4,8}$	$\frac{7,8}{29,1}$	$\frac{29,1}{64,4}$
	Темно-сірий опідзолений					
HE ₀₋₂₈	12,7	30,3	$\frac{13,5}{2,8}$	$\frac{9,2}{7,6}$	$\frac{8,1}{32,4}$	$\frac{26,2}{57,2}$

*чисельник – після сухого просіювання; ** знаменник – після мокрого просіювання.

– за даними агрегатного аналізу за сухим і мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану ґрунтів;

– розрахуйте коефіцієнт структурності та водотривкість агрегатів;

– поясніть за рахунок чого змінюється структурно-агрегатний склад досліджуваних ґрунтів.

3. При агрегатному аналізі сірих опідзолених ґрунтів на схилових землях отримано наступні дані (табл. 15).

15. Агрегатний склад сірих опідзолених середньосуглинкових ґрунтів, які зазнали ерозійних процесів (дані НАУ, 1985)

Генетичний горизонт, глибина, см	Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, %					
	> 10	10-5	5-3	3-1	1-0,25	<0,25
Незмитий						
HE ₀₋₂₅	12,8	17,3	$\frac{14,7}{2,6}$	$\frac{12,2}{5,9}$	$\frac{10,3}{30,2}$	$\frac{32,7^*}{61,3^{**}}$
Слабкозмитий						
HE ₀₋₂₀	14,7	15,2	$\frac{12,3}{1,7}$	$\frac{11,7}{7,3}$	$\frac{10,0}{25,2}$	$\frac{35,6}{65,8}$
Середньозмитий						
HE ₀₋₁₅	17,3	13,9	$\frac{10,1}{0,5}$	$\frac{9,6}{8,1}$	$\frac{8,8}{19,1}$	$\frac{40,3}{72,3}$
Сильнозмитий						
HE ₀₋₅	24,8	9,8	7,2	$\frac{6,2}{6,3}$	$\frac{4,5}{11,8}$	$\frac{47,5}{81,9}$

*чисельник – після сухого просіювання; ** знаменник – після мокрого просіювання.

– поясніть, як і за рахунок чого змінюється вміст ерозійностійких агрегатів та структурно-агрегатний склад досліджуваних ґрунтів.

4. При дослідженні структурно-агрегатного складу чорноземів вилугованих різного гранулометричного складу отримано наступні дані (табл. 16).

16. Агрегатний склад чорноземів вилугованих різного гранулометричного складу (дані НАУ, 1980)

Генетичний горизонт, глибина, см	Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, %					
	>10	10-5	5-3	3-1	1-0,25	<0,25
Грубопилувато-легкосуглинковий						
H ₀₋₃₀	18,7	20,4	$\frac{12,3}{0,8}$	$\frac{10,7}{10,2}$	$\frac{7,1}{17,0}$	$\frac{31,4^*}{72,0^{**}}$
Пилувато-легкосуглинковий						
H ₀₋₃₀	15,2	22,6	$\frac{13,9}{1,7}$	$\frac{12,6}{12,6}$	$\frac{9,4}{26,4}$	$\frac{26,3}{59,3}$
Пилувато-середньосуглинковий						
H ₀₋₃₀	10,7	24,8	$\frac{18,4}{3,5}$	$\frac{15,6}{19,1}$	$\frac{10,3}{33,9}$	$\frac{20,2}{44,3}$

* чисельник – після сухого просіювання; ** знаменник – після мокрого просіювання.

– за даними агрегатного аналізів із сухим і мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану ґрунтів;

- розрахуйте коефіцієнт структурності і водотривкість агрегатів;
- поясніть, як гранулометричний склад досліджуваних ґрунтів впливає на їх структурно-агрегатний склад.

5. У довготривалому стаціонарному досліді при загальноприйнятій агротехніці вивчали вплив культур польової інтенсивної сівозміни на агрегатний склад чорнозему південного. Отримані дані представлені в таблиці 17.

17. Вплив сільськогосподарських культур на агрегатний склад чорнозему південного середньосуглинкового (І.М. Листопадов, І.М. Шапошникова, 1984)

Культура і попередник	Вміст фракцій, %		
	> 10,мм	10-0,25 мм	<0,25 мм
Пар чорний	26,8	58,4	14,8
Озима пшениця після пару	35,9	57,3	6,8
Озима пшениця після гороху	36,7	58,2	5,1
Озима пшениця після пшениці	36,8	56,6	6,6
Горох після пшениці	37,1	56,3	6,6
Ячмінь після пшениці	34,3	57,8	7,9
Соняшник після пшениці	36,5	49,3	14,2
Кукурудза після пшениці	36,0	53,0	11,0
Люцерна першого року	30,4	66,2	3,4
Люцерна третього року	26,6	71,0	2,4

– дайте оцінку структурно-агрегатного складу чорнозему південного за результатами агрегатного аналізу з сухим просіюванням і коефіцієнта структурності;

– поясніть, як культури польової інтенсивної сівозміни впливають на структурно-агрегатний склад ґрунту.

6. У стаціонарному довготривалому досліді вивчали вплив способів обробітку на структурний стан чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового. Отримані дані наведені в табл. 18.

18. Вплив способів обробітку на структурний стан чорнозему типового при вирощуванні озимої пшениці (М.Ф. Бережнюк, 1984)

Шар ґрунту, см	Кількість агрегатів при сухому просіюванні, %			Кількість агрегатів при мокрому просіюванні, %	
	>10 мм	10-0,25 мм	<0,25 мм	>1 мм	>0,25 мм
Оранка на 20–22 см					
0-10	32,4	59,4	8,2	13,6	60,8
10-20	24,7	63,1	12,2	12,4	60,1
20-30	29,5	61,6	8,9	13,1	60,2
Поверхневий обробіток на 8–10 см					
0-10	15,2	68,2	16,6	16,6	64,8
10-20	23,2	70,8	6,0	16,8	72,4
20-30	23,3	68,0	8,7	16,6	70,1

- за даними агрегатного аналізу з сухим і мокрим просіюванням дайте оцінку структурного стану досліджуваного ґрунту;
- розрахуйте коефіцієнт структурності та водотривкість агрегатів;
- поясніть вплив способу обробітку на структурно-агрегатний склад чорнозему типового.

7. У довготривалому стаціонарному досліді вивчали вплив систем удобрення і характеру використання на агрегатний склад дерново-підзолистого легкосуглинкового ґрунту. Отримані дані наведені в табл. 19.

19. Агрегатний склад дерново-підзолистого легкосуглинкового ґрунту при різних системах удобрення (дані ТСГА, 1994)

Система удобрення	Вміст (%)	агрегатів розміром, мм	
	>10	10-0,25	<0,25
Пар чорний			
Без добрив	59,9	30,4	9,7
Органічна*	52,2	41,3	6,5
Мінеральна**	55,6	36,6	7,8
Озиме: жито (беззмінно)			
Без добрив	49,5	44,6	5,9
Органічна	28,4	67,7	3,9
Мінеральна	42,8	53,0	4,2
Конюшина (беззмінно)			
Без добрив	29,1	66,3	4,6
Органічна	10,6	86,7	2,7
Мінеральна	19,5	77,0	3,5

* – 40 т/га гною щорічно; ** – НРК еквівалентно гною.

– дайте оцінку структурно-агрегатного складу дерново-підзолистого ґрунту за результатами агрегатного аналізу з сухим просіюванням і коефіцієнти структурності;

– поясніть, як системи удобрення і спосіб використання впливають на агрегатний склад досліджуваного ґрунту.

8. На зрошувальній ділянці вивчали агрегатний склад темно-каштанового солонцюватого ґрунту. Отримані дані наведені в табл. 20.

20. Вплив зрошення на агрегатний склад темно-каштанового солонцюватого ґрунту (дані УНДІГА, 1988)

Шар ґрунту, см	Вміст фракцій, %					
	До зрошення			зрошення 16 років		
	>10 мм	10-0,25 мм	<0,25 мм	>10 мм	10-0,25 мм	<0,25 мм
0—10	8,8	73,7	17,5	31,2	50,7	18,1
10-20	12,8	71,0	16,2	39,5	43,2	17,3
20-30	20,0	61,7	18,3	30,1	49,6	20,3
30-40	33,1	54,3	12,6	20,7	52,0	27,3
40-50	33,0	53,8	13,2	19,0	50,6	30,4

– дайте оцінку структурно-агрегатного складу темно-каштанового солонцюватого ґрунту за результатами агрегатного аналізу з сухим просіюванням;

– розрахуйте коефіцієнт структурності;

– поясніть вплив довготривалого зрошення на агрегатний склад досліджуваного ґрунту.

9. В УНДІГА вивчали вплив факторів інтенсифікації на структурно-агрегатний склад чорноземів. Отримані дані наведені в табл. 21.

21. Вплив факторів інтенсифікації землеробства на структурно-агрегатний склад чорноземів типових (за В.В. Медведським, 1982)

Фактор впливу	Вміст фракцій, %	
	сухі агрегати 10-0,25 мм	водотривкі >0,25 мм
Мало удобрена рілля	66	31
Мінімальний обробіток	77	37
Багаторазовий прохід тракторів	60	43
Мінеральні добрива у підвищених дозах	64	30
Органічні добрива, 23-30 т/га 1 раз за 4-5 років	74	39
20-річне зрошення	22	39
Внесення гіпсу, 3 т/га	82	38
Сукупний вплив факторів (сортодільниці, поля передових господарств)	74	53

– дайте оцінку факторам інтенсифікації землеробства за вмістом агрономічно цінних повітряно-сухих та водотривких агрегатів;

– розрахуйте коефіцієнти структурності і водотривкості агрегатів, дайте їм оцінку;

– поясніть, які фактори інтенсифікації землеробства поліпшують, а які погіршують структурний стан досліджуваних ґрунтів.

10. Узагальнені дані про сучасний структурно-агрегатний стан найбільш поширених ґрунтів України за даними УНДІГА представлено в табл. 22.

**22. Структурно-агрегатний склад ґрунтів України
(за В.В. Медведєвим, Т.М. Лактіоною, 1994)**

Ґрунт	Вміст фракцій, %	
	сухі агрегати 10–0,25 мм	водотривкі >0,25 мм
Дерново-підзолистий супіщаний	40,3	28,7
Сірий лісовий легкосуглинковий	41,9	42,0
Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий	56,2	44,0
Чорноземи типовий середньосуглинковий	61,6	54,4
Чорноземи звичайний важкосуглинковий	75,0	55,6
Чорнозем південний	69,9	54,3
Темно-каштановий солонцюватий важкосуглинковий	44,8	48,9
Лучно-чорноземний важкосуглинковий	65,3	44,0

– за даними сухих і водотривких агрономічно цінних агрегатів дайте оцінку структурно-агрегатного стану ґрунтів України;

– розрахуйте коефіцієнти структурності та водотривкості агрегатів; дайте оцінку;

– згрупуйте ґрунти за їх родючістю згідно з показниками структурно-агрегатного стану.

11. Вивчали гранулометричний і мікроагрегатний склад сірих опідзолених ґрунтів за різного використання. Отримані дані наведені в табл. 23.

**23. Гранулометричний і мікроагрегатний склад сірого лісового
легкосуглинкового ґрунту (дані НАУ, 1995)**

Генетичний горизонт, глибина, см	Вміст (%) часток, мм					
	>0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005 -0,001	< 0,001
Ліс						
HE 0-20	$\frac{2,4}{6,7}$	$\frac{12,0}{22,6}$	$\frac{56,4}{60,3}$	$\frac{4,1}{6,0}$	$\frac{9,8}{3,7}$	$\frac{16,1^*}{0,7^{**}}$
Рілля						
HE 0-20	$\frac{2,3}{5,0}$	$\frac{10,8}{14,6}$	$\frac{56,1}{62,5}$	$\frac{5,4}{7,8}$	$\frac{9,0}{5,3}$	$\frac{15,4}{2,7}$

*чисельник – гранулометричний; ** – мікроагрегатний склад,

– за даними аналізів розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть, за рахунок чого змінюються зазначені показники.

13. У Херсонському СГІ вивчали гранулометричний і мікроагрегатний склад чорнозему південного за різного використання. Отримані дані наведені в табл. 24.

**24. Гранулометричний і мікроагрегатний склад чорнозему
південного легкосуглинкового (дані Херсонського СГІ, 1987)**

Генетичний горизонт, глибина, см	Вміст (%) часток, мм					
	>0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001
Переліг						
H 0-30	$\frac{0,5}{3,4}$	$\frac{1,4}{22,3}$	$\frac{31,4}{51,7}$	$\frac{11,6}{10,2}$	$\frac{17,0}{11,5}$	$\frac{31,8^*}{0,9^{**}}$
Рілля						
H 0-30	$\frac{3,3}{1,4}$	$\frac{4,0}{25,6}$	$\frac{30,3}{48,8}$	$\frac{9,6}{10,0}$	$\frac{17,2}{8,9}$	$\frac{35,6}{5,3}$

*чисельник – гранулометричний склад; ** – мікроагрегатний склад.

– за даними аналізів розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть, за рахунок чого змінюються дані показники.

13. У Національному аграрному університеті вивчали вплив водної ерозії на гранулометричний та мікроагрегатний склад чорноземів типових. Отримані дані наведені в табл. 25.

**25. Вплив водної ерозії на гранулометричний склад чорноземів
типових легкосуглинкових (дані НАУ, 1975)**

Генетичний горизонт, глибина, см	Вміст (%) часток, мм					
	>0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005 -0,001	< 0,001
Повнопрофільний						
Н 0-50	<u>0,7</u> 2 2	<u>11,8</u> 15,0	<u>57,9</u> 63,2	<u>5,5</u> 14,3	<u>8,4</u> 4,6	<u>15,7*</u> 0,7**
Сильнозмитий						
Н 0-20	<u>1,8</u> 2,1	<u>12,1</u> 12,9	<u>59,9</u> 65,4	<u>7,8</u> 12,1	<u>5,8</u> 3,8	<u>12,6</u> 3,7

*чисельник – гранулометричний склад; ** – мікроагрегатний склад.

– за даними аналізів розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть негативний вплив водної ерозії на структурно-агрегатний склад ґрунту.

14. В Українському НДІ землеробства вивчали вплив хімічної меліорації на гранулометричний та мікроагрегатний склад солонця лучного. Отримані результати представлені в табл. 26.

**26. Вплив хімічної меліорації на гранулометричний та
мікроагрегатний склад солонця лучного легкосуглинкового
(дані УНДІЗ, 1980)**

Фактор впливу	Генетичний горизонт, см	Вміст (%) часток, мм					
		>0,25	0,25-0,05	0,05 - 0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
Різноглибинна оранка	Н 0-30	<u>24,5</u> 26,5	<u>31,2</u> 35,4	<u>24,8</u> 26,2	<u>7,1</u> 6,7	<u>5,1</u> 4,1	<u>7,3*</u> 1,1**
Різноглибинна оранка + 3 т/га гіпсу	Н 0-30	<u>21,7</u> 28,8	<u>32,7</u> 38,7	<u>26,3</u> 23,2	<u>6,8</u> 5,6	<u>4,8</u> 2,8	<u>7,7</u> 0,9

*чисельник – гранулометричний; ** – мікроагрегатний склад.

– розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів; поясніть, які заходи меліорації впливають на гранулометричний і мікроагрегатний склад лучного ґрунту;

– поясніть вплив гіпсу на гранулометричний та мікроагрегатний склад ґрунту.

15. У Херсонському СГІ вивчали вплив зрошення на гранулометричний та мікроагрегатний склад темно-каштанового солонцюватого легкоглинистого ґрунту. Отримані дані наведені в табл. 27.

**27. Гранулометричний та мікроагрегатний склад
темно-каштанового солонцюватого легкоглинистого ґрунту в шарі
0–20 см за різного використання (дані Херсонського СГІ, 1975)**

Фактор впливу	Вміст (%) часток, мм					
	>0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005 - 0,001	< 0,001
Загальноприйнята агротехніка	<u>10,3</u> 17,8	<u>30,8</u> 47,3	<u>14,5</u> 17,2	<u>8,3</u> 10,2	<u>16,1</u> 4,9	<u>19,3*</u> 2,6**
Загальноприйнята агротехніка і зрошення слабкомінералізованими водами	<u>8,4</u> 12,6	<u>31,6</u> 37,6	<u>12,1</u> 20,2	<u>7,2</u> 19,3	<u>15,7</u> 6,7	<u>24,0</u> 3,6

*чисельник – гранулометричний склад; ** – мікроагрегатний склад.

– розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів;

– поясніть, як зрошення слабкомінералізованими водами впливає на мікроагрегатний склад каштанових ґрунтів.

Завдання до самостійної роботи

1. Використовуючи дані агрегатного аналізу за методом М.І.Саввінова (табл. 28) виконайте наступні завдання:

– проведіть оцінку структурно-агрегатного стану ґрунтів за вмістом повітряно-сухих і водотривких агрономічно-цінних агрегатів;

– розрахуйте коефіцієнт структурності та критерій водотривкості; дайте оцінку отриманим показникам;

– дані агрегатного аналізу відтворіть графічно, відкладаючи по осі абсцис розмір фракцій, а по осі ординат – вміст фракцій у відсотках.

28.Агрегатний склад ґрунтів України (дані НАУ, 1990)

Генетичний горизонт, глибина,см	Розмір агрегатів, мм, та їх вміст, %							
	>10	10-7	7-5	5-3	3-1	1,0-0,5	0,5-0,25	<0,25
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1. Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий (рілля)								
HE ₀₋₁₀	18,6	7,8	8,7	<u>2,3</u> 0,2	<u>6,3</u> 6,9	<u>5,2</u> 10,7	<u>9,9</u> 17,9	<u>34,2*</u> 64,3**
E ₃₀₋₄₀	15,3	6,3	7,8	<u>8,4</u> 1,7	<u>7,3</u> 5,8	<u>6,1</u> 9,6	<u>11,4</u> 12,3	<u>37,4</u> 70,6
2. Ясно-сірий лісовий легкосуглинковий (ліс)								
HE ₀₋₁₀	14,1	8,6	9,2	<u>8,5</u> 2,1	<u>4,1</u> 8,2	<u>6,4</u> 9,4	<u>12,9</u> 26,8	<u>30,6</u> 53,5
E ₃₀₋₄₀	15,0	9,6	8,6	<u>7,8</u> 1,9	<u>6,1</u> 8,7	<u>9,6</u> 9,8	<u>6,9</u> 23,0	<u>35,4</u> 56,6
3. Сірий лісовий легкосуглинковий (рілля)								
HE ₀₋₂₅	15,2	12,5	10,6	<u>9,4</u> 0,9	<u>9,1</u> 7,8	<u>8,5</u> 9,9	<u>5,6</u> 18,8	<u>29,1</u> 62,6
EI ₃₅₋₄₅	14,3	13,7	9,8	<u>9,0</u> 1,9	<u>8,7</u> 8,1	<u>8,3</u> 12,9	<u>8,9</u> 18,5	<u>27,3</u> 58,6
4. Сірий лісовий легкосуглинковий (ліс)								
HE ₀₋₂₅	12,3	10,5	13,8	<u>12,6</u> 2,1	<u>10,7</u> 9,2	<u>8,9</u> 10,1	<u>5,0</u> 20,2	<u>26,2</u> 58,4
EI ₃₅₋₄₅	15,7	9,6	10,3	<u>13,9</u> 0,9	<u>11,6</u> 8,8	<u>9,5</u> 15,5	<u>5,3</u> 23,5	<u>24,1</u> 51,3
5. Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий (рілля)								
HE ₀₋₂₀	16,7	10,7	9,6	<u>9,3</u> 0,8	<u>8,2</u> 8,7	<u>7,1</u> 12,5	<u>6,3</u> 25,4	<u>32,1</u> 52,6
HI ₃₀₋₄₀	18,4	12,1	10,2	<u>9,0</u> 2,3	<u>8,1</u> 8,1	<u>6,5</u> 13,7	<u>5,5</u> 19,6	<u>30,1</u> 56,3
6. Темно-сірий опідзолений середньосуглинковий (ліс)								
HE ₀₋₂₀	12,3	8,3	9,8	<u>9,3</u> 0,8	<u>8,2</u> 8,7	<u>7,1</u> 12,5	<u>6,3</u> 25,4	<u>32,1</u> 52,6
EI ₀₋₄₀	14,6	9,1	10,2	<u>9,0</u> 2,3	<u>8,1</u> 8,1	<u>6,5</u> 13,7	<u>5,6</u> 19,6	<u>30,1</u> 56,3
7. Чорнозем опідзолений середньосуглинковий (рілля)								
He ₀₋₂₀	25,7	10,3	<u>7,4</u> 0,7	<u>8,2</u> 2,1	<u>10,8</u> 12,7	<u>6,3</u> 13,9	<u>1,2</u> 16,2	<u>24,3</u> 54,4
Hr _{i30-40}	13,2	14,7	<u>9,5</u> 1,8	<u>10,4</u> 5,9	<u>14,3</u> 10,3	<u>11,0</u> 14,0	<u>10,1</u> 17,4	<u>16,8</u> 50,6
8. Чорнозем опідзолений середньосуглинковий (переліг)								
He ₀₋₂₀	18,3	12,4	<u>9,5</u> 1,6	<u>10,8</u> 2,8	<u>13,7</u> 15,4	<u>8,0</u> 18,1	<u>7,2</u> 23,25	<u>20,1</u> 38,6
Hr _{i30-40}	15,6	15,5	<u>10,8</u> 2,2	<u>12,3</u> 6,1	<u>15,2</u> 14,6	<u>9,6</u> 16,8	<u>6,1</u> 21,0	<u>14,9</u> 39,3
9. Чорнозем вилугований середньосуглинковий (лісосмуга)								
H ₀₋₂₅	8,2	7,9	<u>9,6</u> 0,9	<u>12,9</u> 3,4	<u>10,6</u> 10,3	<u>16,5</u> 15,2	<u>10,7</u> 17,7	<u>23,6</u> 52,5
Hr ₂₅₋₃₅	12,3	8,6	<u>10,8</u> 2,4	<u>11,7</u> 3,7	<u>10,2</u> 13,8	<u>16,7</u> 18,3	<u>10,3</u> 26,4	<u>19,4</u> 35,4

10. Чорнозем вилугований середньосуглинковий (рілля)								
H ₀₋₂₅	10,2	6,9	<u>8,7</u> 0,3	<u>11,6</u> 1,5	<u>7,8</u> 4,9	<u>15,4</u> 7,3	<u>8,0</u> 17,0	<u>31,4</u> 69,0
H _{p25-35}	20,4	7,3	<u>9,2</u> 1,2	<u>9,7</u> 2,8	<u>8,1</u> 9,5	<u>13,8</u> 16,7	<u>9,7</u> 20,1	<u>21,8</u> 49,7
11. Чорнозем типовий легкосуглинковий (рілля)								
H _{op 0-20}	27,6	10,6	<u>11,8</u> 0,6	<u>8,6</u> 1,8	<u>10,3</u> 7,6	<u>9,4</u> 16,5	<u>5,8</u> 19,2	<u>15,9</u> 54,3
H ₂₀₋₄₀	18,3	11,8	<u>10,4</u> 1,2	<u>13,6</u> 2,4	<u>13,5</u> 8,3	<u>10,1</u> 17,9	<u>8,8</u> 21,4	<u>13,5</u> 48,8
12. Чорнозем типовий легкосуглинковий (переліг)								
H ₀₋₄₀	12,4	12,1	<u>9,6</u> 2,6	<u>13,8</u> 3,8	<u>15,6</u> 9,4	<u>14,8</u> 17,3	<u>11,4</u> 31,3	<u>10,3</u> 35,6
H ₄₀₋₆₀	10,8	11,4	<u>10,5</u> 2,1	<u>12,4</u> 3,4	<u>17,3</u> 8,7	<u>15,2</u> 18,6	<u>13,8</u> 30,0	<u>8,6</u> 37,2
13. Чорнозем типовий середньозмитий легкосуглинковий (рілля)								
H _{p 0-20}	38,4	8,6	6,3	<u>8,1</u> 1,9	<u>6,5</u> 3,6	<u>5,4</u> 14,5	<u>7,5</u> 17,9	<u>22,8</u> 62,1
Phk ₃₀₋₄₀	28,1	9,4	<u>9,5</u> 0,3	<u>8,7</u> 1,8	<u>7,6</u> 4,2	<u>7,2</u> 16,3	<u>8,9</u> 22,7	<u>20,6</u> 54,7
14. Чорнозем типовий сильнозмитий легкосуглинковий (рілля)								
Ph ₀₋₂₀	40,3	9,3	8,7	<u>5,2</u> 0,5	<u>3,4</u> 2,6	<u>2,8</u> 12,4	<u>5,9</u> 17,1	<u>24,4</u> 67,4
P(h)k ₃₀₋₄₀	35,9	8,7	9,3	<u>6,5</u> 0,3	<u>5,7</u> 1,2	<u>5,2</u> 6,7	<u>8,1</u> 15,5	<u>20,6</u> 76,3
15. Чорнозем звичайний середньосуглинковий (рілля)								
H ₀₋₂₅	17,3	10,3	<u>6,5</u> 3,2	<u>13,8</u> 4,5	<u>18,2</u> 6,4	<u>19,6</u> 20,3	<u>8,1</u> 26,8	<u>6,2</u> 38,8
H _{pk25-35}	21,4	9,7	<u>7,2</u> 2,7	<u>12,6</u> 7,8	<u>17,3</u> 10,3	<u>18,4</u> 21,5	<u>5,4</u> 23,7	<u>8,0</u> 34,0
16. Чорнозем звичайний середньосуглинковий (переліг)								
H ₀₋₂₅	10,8	12,6	<u>7,8</u> 3,9	<u>15,4</u> 8,7	<u>17,3</u> 11,3	<u>18,7</u> 17,6	<u>13,0</u> 23,5	<u>4,4</u> 35,0
H _{pk25-35}	15,6	11,4	<u>6,7</u> 4,7	<u>14,2</u> 10,7	<u>16,5</u> 12,6	<u>17,1</u> 18,4	<u>12,1</u> 21,6	<u>6,4</u> 32,0
17. Чорнозем звичайний слабонеродований середньосуглинковий (рілля)								
H _{pk0-25}	23,8	13,6	<u>7,3</u> 1,2	<u>12,2</u> 4,8	<u>13,6</u> 5,7	<u>14,4</u> 10,8	<u>6,1</u> 23,5	<u>9,0</u> 54,0
Phk ₂₅₋₃₅	26,2	14,1	<u>7,0</u> 0,5	<u>10,3</u> 3,8	<u>8,4</u> 12,7	<u>13,5</u> 16,3	<u>5,1</u> 18,5	<u>15,4</u> 48,2
18. Чорнозем звичайний середньонеродований середньосуглинковий (рілля)								
Phk ₀₋₂₅	30,1	14,2	4,1	<u>8,5</u> 1,8	<u>9,2</u> 10,7	<u>10,5</u> 18,7	<u>5,2</u> 22,3	<u>18,2</u> 46,5
P(h)k ₂₅₋₃₅	35,7	10,3	3,8	<u>6,4</u> 0,5	<u>4,7</u> 4,8	<u>8,6</u> 8,4	<u>4,9</u> 24,9	<u>25,6</u> 61,4
19. Чорнозем південний важкосуглинковий (рілля)								
H _{k 0-25}	27,2	11,3	<u>13,6</u> 1,2	<u>9,5</u> 6,8	<u>14,3</u> 8,3	<u>6,1</u> 12,8	<u>4,6</u> 25,5	<u>13,4</u> 45,4
H _{pk 0-40}	24,7	12,6	<u>14,3</u> 0,5	<u>8,7</u> 5,7	<u>13,4</u> 11,4	<u>7,8</u> 15,6	<u>8,2</u> 28,2	<u>10,3</u> 38,6

20. Чорнозем південний важкосуглинковий (лісосмуга)								
Нк ₀₋₂₅	18,6	12,6	<u>14,8</u> 2,7	<u>10,1</u> 4,1	<u>15,3</u> 12,2	<u>8,5</u> 19,6	<u>9,4</u> 27,0	<u>10,7</u> 34,0
Нрк ₃₀₋₄₀	20,5	15,7	<u>12,6</u> 2,4	<u>9,7</u> 7,6	<u>13,6</u> 13,6	<u>9,1</u> 17,1	<u>10,2</u> 24,8	<u>8,6</u> 34,5
21. Чорнозем південний сильноеродований важкосуглинковий (рілля)								
Phk ₀₋₂₅	34,5	8,2	9,5	<u>6,2</u> 2,8	<u>9,9</u> 6,7	<u>5,7</u> 8,9	<u>4,6</u> 16,4	<u>21,3</u> 65,2
P(h)k ₃₀₋₄₀	37,2	8,7	10,0	<u>7,4</u> 1,7	<u>8,3</u> 7,2	<u>6,2</u> 8,7	<u>7,7</u> 28,6	<u>14,5</u> 53,8
22. Темно-каштановий важкосуглинковий (рілля)								
Н ₀₋₂₀	13,2	6,3	<u>4,2</u> 0,7	<u>5,2</u> 2,9	<u>5,2</u> 8,3	<u>4,8</u> 12,6	<u>16,9</u> 19,7	<u>43,7</u> 55,8
Нр ₂₅₋₃₅	9,4	5,7	4,0	<u>4,6</u> 0,2	<u>4,5</u> 5,8	<u>5,1</u> 9,7	<u>5,4</u> 18,8	<u>61,3</u> 65,5
23. Темно-каштановий важкосуглинковий (лісосмуга)								
Н ₀₋₂₀	12,6	9,5	<u>5,6</u> 1,9	<u>12,3</u> 5,6	<u>9,1</u> 9,8	<u>7,6</u> 17,7	<u>18,6</u> 26,4	<u>24,7</u> 38,6
Нрк ₂₅₋₃₅	10,4	8,4	<u>6,2</u> 1,2	<u>9,7</u> 5,2	<u>8,5</u> 8,3	<u>7,4</u> 15,9	<u>17,2</u> 25,8	<u>31,9</u> 43,6
24. Темно-каштановий сильноеродований важкосуглинковий (рілля)								
Phk ₀₋₂₀	17,2	5,4	3,8	<u>5,6</u> 1,3	<u>5,2</u> 4,9	<u>4,3</u> 9,6	<u>7,0</u> 16,8	<u>51,7</u> 67,4
P(h)k ₂₅₋₃₅	14,6	4,2	3,1	<u>4,8</u> 0,6	<u>4,3</u> 3,8	<u>3,7</u> 9,3	<u>9,4</u> 23,1	<u>55,9</u> 63,2
25. Каштановий середньосуглинковий (рілля)								
Нк ₀₋₂₀	15,7	7,5	<u>3,7</u> 1,6	<u>5,2</u> 4,3	<u>4,3</u> 8,7	<u>6,5</u> 10,6	<u>15,4</u> 26,9	<u>41,7</u> 47,9
Phk ₂₀₋₃₀	12,6	6,3	<u>3,2</u> 0,8	<u>4,7</u> 3,7	<u>4,0</u> 7,1	<u>6,1</u> 9,3	<u>16,0</u> 26,5	<u>47,1</u> 52,6
26. Каштановий середньо суглинковий (лісосмуга)								
Нк ₀₋₂₀	13,0	8,7	<u>4,5</u> 2,4	<u>6,4</u> 5,8	<u>10,7</u> 9,6	<u>7,4</u> 12,4	<u>24,6</u> 28,5	<u>25,7</u> 41,3
Phk ₂₀₋₃₀	10,8	7,0	<u>3,8</u> 1,3	<u>10,9</u> 5,2	<u>10,4</u> 8,7	<u>6,7</u> 10,7	<u>23,1</u> 28,4	<u>27,3</u> 45,7
27. Каштановий сильноеродований середньосуглинковий (рілля)								
Phk ₀₋₂₀	23,6	5,7	3,1	<u>4,8</u> 3,5	<u>3,7</u> 5,9	<u>5,6</u> 12,6	<u>8,1</u> 15,3	<u>45,4</u> 62,7
P(h)k ₂₀₋₃₀	20,4	9,3	7,7	<u>8,7</u> 2,9	<u>2,8</u> 6,2	<u>5,1</u> 10,7	<u>5,6</u> 14,0	<u>40,4</u> 66,2
28. Солонець лучний легкоглинистий (пасовище)								
He ₀₋₂₀	25,7	5,7	3,2	2,3	<u>3,7</u> 2,8	<u>1,6</u> 6,2	<u>2,1</u> 8,3	<u>55,7</u> 82,7
Ik ₃₀₋₄₀	27,9	2,2	1,7	3,8	<u>1,9</u> 2,1	<u>3,3</u> 4,0	<u>1,3</u> 6,6	<u>57,9</u> 87,3
29. Солонець лучно-каштановий важкосуглинковий (пасовище)								
He ₀₋₂₅	30,5	2,0	3,1	1,4	<u>2,3</u> 3,3	<u>2,7</u> 4,9	<u>5,5</u> 7,2	<u>52,5</u> 84,6
Ikgl ₂₅₋₄₀	32,2	1,2	2,7	1,7	<u>3,0</u> 2,4	<u>2,5</u> 3,8	<u>2,4</u> 5,6	<u>54,3</u> 88,2

30. Солончак лучний середньоглинистий (пасовище)								
HS ₀₋₂₀	46,6	2,7	1,6	$\frac{3,7}{0,5}$	$\frac{1,4}{2,0}$	$\frac{2,8}{3,2}$	$\frac{7,1}{6,3}$	$\frac{34,1}{88,0}$
Phsg1 ₃₀₋₄₀	49,7	1,2	3,0	$\frac{2,3}{0,3}$	$\frac{1,1}{1,7}$	$\frac{2,5}{4,2}$	$\frac{5,8}{7,0}$	$\frac{34,4}{86,8}$

*чисельник – після сухого просіювання; **знаменник – після мокрого просіювання.

2. Використовуючи дані гранулометричного і мікроагрегатного аналізів (табл. 29), розрахуйте фактори дисперсності, структурності та ступінь агрегованості агрегатів; поясніть, для чого використовуються ці показники і яке їх агрономічне значення.

29. Гранулометричний та мікроагрегатний склад ґрунтів України (дані НАУ, 1990)

Генетичний горизонт, глибина, см	Вміст (%) часток розміром, мм					
	1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001
1. Ясно-сірий лісовий (ліс)						
HE ₂₋₁₅	$\frac{2,7}{7,0}$	$\frac{11,8}{13,2}$	$\frac{57,9}{61,4}$	$\frac{3,5}{9,8}$	$\frac{8,4}{6,7}$	$\frac{15,7^*}{1,9^{**}}$
2. Ясно-сірий лісовий (рілля)						
HE ₀₋₁₅	$\frac{2,9}{8,1}$	$\frac{12,6}{15,3}$	$\frac{54,8}{56,4}$	$\frac{5,1}{13,3}$	$\frac{7,8}{5,4}$	$\frac{16,8}{1,5}$
3. Ясно-сірий лісовий сильнозмийтий (рілля)						
Eh ₀₋₁₅	$\frac{3,7}{5,0}$	$\frac{13,4}{14,2}$	$\frac{59,9}{64,2}$	$\frac{5,3}{9,5}$	$\frac{8,2}{4,7}$	$\frac{9,5}{2,4}$
4. Сірий лісовий (рілля)						
HE ₀₋₂₀	$\frac{1,7}{6,4}$	$\frac{9,3}{10,9}$	$\frac{60,3}{64,6}$	$\frac{5,7}{9,9}$	$\frac{4,8}{6,3}$	$\frac{18,2}{1,9}$
5. Сірий лісовий середньозмийтий (рілля)						
HE ₀₋₂₀	$\frac{3,2}{5,8}$	$\frac{10,7}{11,2}$	$\frac{60,8}{62,3}$	$\frac{6,4}{10,7}$	$\frac{5,1}{7,4}$	$\frac{13,8}{2,6}$
6. Темно-сірий опідзолений (ліс)						
HE ₂₋₂₅	$\frac{2,9}{6,9}$	$\frac{12,3}{13,9}$	$\frac{47,7}{52,6}$	$\frac{16,9}{18,4}$	$\frac{8,7}{6,3}$	$\frac{21,5}{1,9}$
7. Темно-сірий опідзолений (рілля)						
HE ₀₋₂₅	$\frac{1,8}{6,3}$	$\frac{10,6}{12,7}$	$\frac{50,4}{54,1}$	$\frac{7,2}{17,6}$	$\frac{9,4}{7,8}$	$\frac{20,6}{1,5}$
8. Темно-сірий опідзолений середньозмийтий (рілля)						
HE ₀₋₂₀	$\frac{3,6}{4,0}$	$\frac{14,2}{14,7}$	$\frac{49,2}{51,1}$	$\frac{7,4}{17,6}$	$\frac{8,2}{9,8}$	$\frac{17,4}{2,8}$
9. Чорнозем опідзолений (рілля)						
He ₀₋₂₀	$\frac{0,1}{5,9}$	$\frac{5,8}{11,0}$	$\frac{51,7}{64,8}$	$\frac{8,2}{12,3}$	$\frac{6,8}{4,6}$	$\frac{27,4}{1,4}$

10. Чорнозем опідзолений (лісосмуга)						
He ₀₋₂₀	<u>0,1</u> 7,1	<u>5,7</u> 12,0	<u>50,8</u> 62,2	<u>9,4</u> 13,7	<u>7,2</u> 3,8	<u>26,8</u> 1,2
11. Чорнозем опідзолений сильнозмитий (рілля)						
Hpi ₀₋₂₀	<u>0,9</u> 3,0	<u>6,1</u> 13,1	<u>55,7</u> 65,3	<u>8,7</u> 10,8	<u>5,4</u> 5,1	<u>23,2</u> 2,7
12. Чорнозем типовий (переліг)						
H ₀₋₂₀	<u>---</u> 15,7	<u>7,1</u> 26,3	<u>36,7</u> 40,2	<u>9,8</u> 12,9	<u>8,7</u> 3,6	<u>37,7</u> 1,3
13. Чорнозем типовий (рілля)						
H ₀₋₂₀	<u>---</u> 11,6	<u>8,1</u> 24,2	<u>35,9</u> 43,8	<u>7,5</u> 14,6	<u>9,1</u> 4,2	<u>39,4</u> 1,6
14. Чорнозем типовий сильнозмитий (рілля)						
PhK ₀₋₂₀	<u>1,2</u> 9,3	<u>9,7</u> 21,3	<u>38,9</u> 46,7	<u>6,6</u> 15,4	<u>7,2</u> 5,1	<u>36,4</u> 2,2
15. Чорнозем звичайний (лісосмуга)						
H ₀₋₂₀	<u>3,2</u> 10,0	<u>30,8</u> 43,7	<u>18,2</u> 27,3	<u>2,6</u> 10,4	<u>20,0</u> 6,9	<u>25,2</u> 1,7
16. Чорнозем звичайний (рілля)						
H ₀₋₂₀	<u>3,2</u> 10,0	<u>29,4</u> 40,7	<u>18,4</u> 28,6	<u>3,2</u> 12,7	<u>21,3</u> 7,1	<u>24,6</u> 2,2
17. Чорнозем звичайний сильноеродований (рілля)						
Hpk ₀₋₂₀	<u>3,6</u> 4,8	<u>32,0</u> 39,1	<u>16,3</u> 30,6	<u>4,6</u> 14,5	<u>19,7</u> 8,4	<u>23,8</u> 2,6
18. Темно-каштановий солонцюватий (переліг)						
He ₀₋₂₀	<u>6,7</u> 7,8	<u>40,1</u> 49,4	<u>15,4</u> 20,8	<u>8,7</u> 12,9	<u>14,2</u> 6,7	<u>14,9</u> 2,4
19. Темно-каштановий солонцюватий (рілля)						
He ₀₋₂₂	<u>7,1</u> 8,0	<u>39,3</u> 46,0	<u>14,7</u> 21,6	<u>9,1</u> 14,2	<u>13,8</u> 7,3	<u>16,0</u> 2,9
20. Темно-каштановий сильноеродований (рілля)						
PhK ₀₋₂₂	<u>4,0</u> 6,8	<u>41,6</u> 45,1	<u>16,9</u> 19,2	<u>11,8</u> 15,7	<u>12,7</u> 8,8	<u>13,0</u> 4,4
22. Солонець лучно-степовий (пасовище)						
He ₀₋₂₀	<u>2,7</u> 3,2	<u>45,3</u> 47,4	<u>23,7</u> 24,6	<u>12,8</u> 13,0	<u>3,9</u> 6,1	<u>11,6</u> 5,7

*чисельник – дані гранулометричного аналізу; **знаменник – мікгрегатного аналізу.

Запитання для самоперевірки

1. Охарактеризуйте поняття структура і структурність ґрунту.
2. Поясніть морфологічне та агрономічне поняття структури ґрунту.
3. Які види окремоостей виділяють згідно з класифікацією структурних агрегатів за М.І.Саввіновим?
4. Яка структура вважається агрономічно цінною і за якими

показниками її оцінюють?

5. У чому полягає суть агрегатного аналізу сухих зразків за методом М.І.Саввінова?
6. За якими показниками здійснюють оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряно-сухих агрегатів?
7. У чому полягає суть агрегатного аналізу з мокрим просіюванням за методом М.І.Саввінова?
8. Охарактеризуйте водно-фізичні властивості безструктурних, слабоструктурних та структурних ґрунтів.
9. Що являють собою мікроагрегати? Чим вони відрізняються від механічних елементів?
10. У чому полягає суть мікроагрегатного аналізу за методом Н.А. Качинського?
11. Яка різниця між мікроагрегатним і гранулометричним аналізами ґрунту?
12. Охарактеризуйте фактор дисперсності ґрунту за Н.А. Качинським. Як він розраховується?
13. Охарактеризуйте фактор структурності ґрунту за Фагелером. Як він розраховується?
14. Охарактеризуйте взаємозв'язок між факторами дисперсності та структурності.
15. Як змінюється дисперсність і агрегованість ґрунтів унаслідок їх сільськогосподарського використання?
16. Перелічіть фактори, що впливають на структурно-агрегатний склад ґрунту.

РОЗДІЛ 3. РІДКА ФАЗА ҐРУНТУ

3.1. Водний баланс та його складові (евапотранспірація і транспірація)

Розв'язок задач по балансу води передбачає складання балансового рівняння у якому всі статті надходження наводяться із позитивним знаком, а витратні – із від'ємним. Сума статей надходження і витрат за певний період (нев'язка балансу) і є зміною запасів води у розрахунковому шарі ґрунту: їх нагромадження у випадку позитивної різниці або зменшення при негативній різниці.

Приклад 3.1. За вегетаційний період транспірація склала 200 мм, фізичне випаровування – 50 мм, поверхневий стік – 15 мм, внутріґрунтовий (горизонтальний і вертикальний) – 20 мм, опади – 185 мм, поверхневий притік – 5 мм, внутріґрунтовий горизонтальний притік – 5 мм, а вертикальний – 10 мм.

Розрахувати запаси вологи у ґрунтовій товщі розрахункової потужності у кінці вегетаційного періоду, якщо на його початку запаси вологи у ґрунті були на рівні 350 мм.

Розв'язок. Складаємо балансове рівняння. Статті надходження (зі знаком «+») – це опади, внутріґрунтовий притік, а витратні (зі знаком «-») – фізичне випаровування і транспірація (нерідко їх суму називають евапотранспірацією), внутріґрунтовий та поверхневий стоки:

$$185+5+5+10-200-50-15-20= 80 \text{ мм}$$

За вегетаційний період втрати ґрунтової вологи із розрахункової потужності ґрунту склали 80 мм. Значить, у кінці вегетаційного періоду запаси вологи складуть:

$$350-80=270 \text{ мм}$$

При розв'язку задач, пов'язаних із балансом вологи, першою і обов'язковою умовою є необхідність представлення усіх складових водного

балансу у однакових розмірностях. Це, як правило, розмірності загальної кількості води. Тільки за умови дотримання цього правила можливо скласти статті надходження (опаді, зрошувальні води, підтік із ґрунтових вод, конденсація тощо). Загальною рисою цих одиниць (назвемо їх балансовими) є те, що кількість води у них віднесено до одиниці площі поверхні. Зроблено це для зручності: заздалегідь обумовлюється площа для якої розраховується водний баланс, наприклад 1 га. Для цієї площі і проводяться розрахунки, а потім, за необхідності, результати розрахунків поширюють на увесь дослідний регіон перемноживши на його площу.

Отже, балансові одиниці – це відношення об'єму води до одиниці площі поверхні. Зазвичай використовують розмірності $\text{м}^3/\text{га}$, $\text{л}/\text{м}^2$, тобто кількість води (м^3 , л) на одиницю площі (га, м^2). Похідними, але часто вживаними балансовими одиницями є одиниці довжини і для того, щоб підкреслити їх належність до розрахунків водного балансу, вказують, що це висота (товщина) водного шару (мм водн. шару, см водн. шару). Реально ці одиниці означають, якої товщини шар води знаходиться на поверхні незалежно від її площі. Дійсно, якщо об'єм води вимірювався у м^3 , а площа у м^2 , то цей шар води на поверхні буде вимірюваний у метрах водн. шару, який нескладно перевести у мм водн. шару.

Застосування балансових одиниць зручне для розрахунків. Проте, не слід забувати, за рахунок чого у балансових одиницях виникли розмірності довжини і що вони означають. Оскільки складові водного балансу вимірюються у різних одиницях залежно від методу визначення, перша група задач пов'язана, перш за все, із переводом складових величин водного балансу у балансові одиниці, тобто, із виразом об'єму води на одиницю площі чи у товщину водного шару.

Друга умова при вирішенні балансових задач полягає у тому, що розгляд статей надходження і витрат вологи має бути приурочений до конкретного відтинку часу (декада, вегетаційний період, рік тощо). За підсумками балансу роблять висновок про тип гідрологічного циклу

(декадного, вегетаційного, річного) як позитивного чи дефіцитного. Отже, при балансових розрахунках слід заздалегідь строго зазначити тривалість розрахункового періоду або гідрологічного циклу.

І насамкінець, третя умова при вирішенні балансових задач: строго зазначається для якого за потужністю шару ґрунту проводяться розрахунки. Дійсно, співвідношення статей надходження і витрат водного балансу для певного проміжку часу викличе будь-які зміни запасів у конкретному шарі ґрунту. Від потужності цього шару ґрунту будуть залежати і розподіл прихідно-витратних статей, і, в кінці кінців, висновок про тип гідрологічного циклу. Тому потужність цього шару ґрунту завжди необхідно вказувати. У меліорації цей шар називають розрахунковим, оскільки саме для нього розраховують норму поливу та інші характеристики меліоративних заходів. Нерідко просто вказують: для шару 150 та 100 см і т.д.

Кінцевим підсумком при розрахунках водного балансу найчастішим є висновок про той чи інший тип гідрологічного циклу певної тривалості для строго конкретної потужності ґрунтового шару.

До цього типу задач примикають задачі по визначенню окремих складових водного балансу. Це, насамперед, задачі по розрахунку норми поливу при зрошенні, дренажного стоку при осушенні, поверхневого стоку, особливо важливого при складанні протиерозійних заходів. Для розв'язку цих задач необхідно мати дані про запас вологи у розрахунковому шарі, його зміни (за необхідності його зміни до певної глибини) за даний проміжок часу і набір статей надходження і витрат води за виключенням однієї невідомої, яку необхідно визначити. Далі, складають рівняння водного балансу у якому різниця прихідних і витратних частин, включаючи невідому, прирівнюється до зміни запасів води за певний період у конкретному шарі ґрунту.

Отже, розглянемо розв'язок характерних задач для деяких складових водного балансу.

Евапотранспірація

Приклад 3.2. Розрахувати евапотранспірацію (у мм водн. шару) за певний проміжок часу (5 діб) та інтенсивність евапотранспірації (у мм/добу) за даними про зважування закритого лізіметра (тип ГГІ-500-100). Початкова вага лізіметра – 120,6 кг, кінцева – 118,1 кг.

Розв'язок. Кількість води, витраченої на евапотранспірацію складає: $120,6 - 118,1 = 2,5$ кг. Це вага евапотранспірованої води за 5 діб. Її об'єм складе 2500 см^3 при щільності води 1 г/см^3 . Така кількість води випаровувалась із лізіметра вказаного типу, площа поверхні якого дорівнює 500 см^2 , а потужність розрахункового шару – 100 см. Тоді евапотранспірація за 5 діб складе $2500 : 500 = 5$ см водн. шару, а інтенсивність евапотранспірації за цей проміжок часу буде дорівнювати $5 \text{ см} = 50 \text{ мм} : 5 \text{ діб} = 10 \text{ мм/добу}$.

Транспірація

Приклад 3.3. Транспірація, виміряна методом швидкого зважування зрізаних пагонів склала у середньому за добу $20 \text{ мг} \cdot \text{г/хв.}$. Розрахувати транспірацію у мм водн. шару за 1 добу, якщо біомаса рослин складає 10 ц/га .

Розв'язок. Транспірація у вказаній розмірності означає, що випаровується 20 мг води з 1 г рослини за 1 хвилину. За добу випарується $20 [\text{мг} \cdot \text{г/хв.}] \cdot 1440 [\text{хв.}] = 28800 \text{ мг/г} = 28,8 \text{ г/г} = 28,8 \text{ кг/кг} = 28800 \text{ см}^3/\text{кг}$. При біомасі рослин 10 ц/га або 1000 кг/га кількість транспірованої води з 1 га складе $28800 \text{ см}^3/\text{кг} \cdot 1000 \text{ кг/га} = 28800000 \text{ см}^3/\text{га}$, 1 га – це $100 \cdot 100 \text{ м} = 10000 \text{ м}^2 = 10^8 \text{ см}^2$. Для розрахунку транспірації у см водн. шару необхідно кількість транспірованої води поділити на площу, виражену також у см^2 , тобто $2,88 \cdot 10^7 \text{ см}^3 / 10^8 \text{ см}^2 = 0,288 \text{ см водн. шару}$.

3.2. Вологість ґрунту. Запаси вологи.

Вологість ґрунту, W , зазвичай визначають як співвідношення маси води у зразку до маси абсолютного сухого ґрунту даного зразка за формулою 3.1:

$$W (\%) = \frac{\text{маса води}}{\text{маса абсолютно сухого зразка}} \cdot 100 \%$$

або

$$W (\%) = \frac{m_{\text{в}}}{m_{\text{с}}} \cdot 100 \% = \frac{m_{\text{в}} - m_{\text{с}}}{m_{\text{с}}} \cdot 100 \% \quad (3.1.),$$

де $m_{\text{в}}$ - маса вологого зразка, $m_{\text{с}}$ - маса абсолютно сухого зразка ґрунту.

Цей вираз носить назву масової вологості, що означає процентний вміст води від маси абсолютно сухого ґрунту.

Вологість визначають термоваговим методом при якому у відтарований алюмінієвий бюкс насипають дослідний зразок, зважують, висушують його до абсолютно сухого стану і знову зважують. Якщо відомі: маса бюкса (m_1), маса бюкса із вологим ґрунтом (m_2), і маса бюкса із абсолютно сухим ґрунтом (m_3), вологість ґрунту розраховують за формулою 3.2:

$$W (\%) = \frac{m_2 - m_3}{m_3 - m_1} \cdot 100 \% \quad (3.2.)$$

Приклад 3.4. Розрахувати вологість ґрунту, якщо маса бюкса складає 20,5 г, маса бюкса із вологим ґрунтом – 63,4 г, а після висушування 53,1 г.

Розв'язок. Використовуємо формулу 3.2., де m_1 - 20,5, m_2 - 63,4, m_3 - 53,1 г.

$$W (\%) = \frac{63,4 - 53,1}{53,1 - 20,5} \cdot 100 \% = 31,6$$

У багатьох випадках необхідно розв'язувати і інші задачі, пов'язані із визначенням не тільки вологості, але і маси абсолютно сухого ґрунту, маси води у зразку тощо. Наприклад, нерідко для експериментальних робіт необхідно розрахувати кількість води, яку необхідно додати у ґрунт для підтримання вологості або для створення у ґрунті вологості, близької до певної величини.

Приклад 3.5. У досліді із монолітом ґрунту розміром 10·10·20 см необхідно створити вологість, близьку до найменшої вологості (НВ – 17%). Скільки необхідно додати води, якщо початкова вологість моноліту складає 5%, а його маса – 2,7 кг?

Розв'язок. Розраховуємо кількість води, яку містить моноліт перед поливом. Для цього спочатку необхідно розрахувати масу абсолютно сухого ґрунту. Це можливо зробити на основі деякої трансформації формули 3.1.:

$$m_{\text{сух}} = \frac{m_{\text{вол}} \cdot 100}{100 + W} = \frac{2,7 \cdot 100}{108} = 2,57 \text{ кг},$$

де $m_{\text{вол}}$ - маса волого ґрунту.

Розраховуємо кількість води у моноліті:

$$m_{\text{H}_2\text{O}} = m_{\text{вол}} - m_{\text{сух}} = 2,70 - 2,57 = 0,13 \text{ кг}$$

Розраховуємо кількість води у моноліті при НВ – 17%, знаючи масу абсолютно сухого ґрунту за формулою 3.1:

$$m_{\text{H}_2\text{O}} = m_{\text{сух}} \cdot \frac{W}{100} = 2,57 \cdot 0,17 = 0,44 \text{ кг}$$

Отже, кількість води, необхідна для створення вологості, яка дорівнює НВ, повинна скласти: $0,44 - 0,13 = 0,31 \text{ кг}$.

Можливі задачі даного типу, пов'язані зі спеціальними експериментами у яких необхідно розрахувати послідовно змінювану вологість ґрунту, якщо відомі кінцева вологість і кількість води, яка витікла або випарувалась із зразка ґрунту. Вирішення цих задач деколи називають «методом зворотнього перерахунку», цей метод широко використовується у гідрофізичних дослідженнях.

Приклад 3.6. При дренаванні зразка ґрунту, спочатку, на першому етапі, витікло 5 мл, а, потім, на другому при більш високому розрідженні – 1,5 мл. Остаточна вологість ґрунту і маса зразка склали відповідно 23% та

500 г. Визначити вологість ґрунту на першому та другому етапах дронування, а також початкову вологість ґрунту.

Розв'язок. Розраховуємо масу абсолютно сухого зразка ґрунту:

$$m_{\text{сух}} = \frac{m_{\text{всл}} \cdot 100}{100 + W} = \frac{500 \cdot 100}{100 + 23} = 406,5 \text{ г}$$

Кількість води, яку містить зразок на закінчення експерименту складе $500 - 406,5 = 93,5$ г. Неважко визначити кількість води у ґрунті після другого етапу дронування $93,5 + 1,5 = 95$ г і вологість ґрунту після першого етапу (або перед другим етапом):

$$W (\%) = \frac{95}{406,5} \cdot 100 \% = 23,4\%$$

Аналогічно можна визначити спочатку кількість води, а потім і вологість ґрунту на початку експеримента:

$$\text{кількість води} = 95 + 5 = 100 \text{ г, а вологість } W (\%) = \frac{100}{406,5} \cdot 100 \% = 24,8\%$$

У цілому можна зазначити, що задачі подібного типу, властиві в основному лабораторним експериментам, пов'язані із послідовним визначенням маси води, маси вологого ґрунту або маси абсолютно сухого ґрунту за відомою вологістю ґрунту чи будь якої із перерахованих мас. Для розв'язку цих задач рекомендується використовувати таблицю 30, у якій для визначення невідомих параметрів по будь якому відомому (або масі абсолютно сухого ґрунту $m_{\text{сух}}$, або масі води у зразку - $m_{\text{H}_2\text{O}}$, або вологого ґрунту - $m_{\text{всл}}$) та вологості ґрунту, $W (\%)$.

Користуватись довідковою таблицею можна наступним чином: у вертикальному лівому стовпчику необхідно знайти відомий параметр, а у горизонтальному верхньому рядку – параметр, який необхідно визначити. На перетині відшукується формула для перерахунку (табл. 30)

30. Розрахунок мас води, вологого і абсолютно сухого ґрунту за відомими перерахованими масами

Відомі	Необхідно розрахувати		
	m_{H_2O}	$m_{\text{вол}}$	$m_{\text{сух}}$
Маса абсолютно сухого ґрунту ($m_{\text{сух}}$)	$m_{\text{сух}} \cdot \frac{W}{100}$	$m_{\text{сух}} \cdot \frac{W+100}{100 + m_{\text{сух}}}$	
Маса вологого ґрунту ($m_{\text{вол}}$)	$m_{\text{вол}} - \frac{m_{\text{вол}} \cdot 100}{100 + W}$		$\frac{m_{\text{вол}} \cdot 100}{100 + W}$
Маса води (m_{H_2O})		$m_{H_2O} + \frac{m_{H_2O} \cdot 100}{W}$	$\frac{m_{H_2O} \cdot 100}{W}$

Інші вираження вологості

1. Для виразу вологості у об'ємних процентах або знаходження об'ємної вологості, об'єм води ділять на об'єм ґрунту (формула 3.3):

$$\theta = \frac{\text{об'єм води}}{\text{об'єм ґрунту}} \cdot 100 \% \quad (3.3)$$

Об'ємна вологість означає, що у даному об'ємі ґрунту вода займає певний процент цього об'єму; решта об'єму ґрунту займають повітря і тверда фаза ґрунту. Для того, щоб перейти від масових до об'ємних процентів необхідно масу води і абсолютно сухого ґрунту розділити на відповідні щільності води та ґрунту (ρ_w та d), а оскільки у більшості випадків ρ_w можна прийняти за 1 г/см³, то об'ємну вологість можна розрахувати за формулою 3.4:

$$\theta = \frac{m_{H_2O}/1}{m_{\text{сух}}/d} \cdot 100 = \frac{m_{H_2O} \cdot d}{m_{\text{сух}}} \cdot 100 = W \cdot d \quad (3.4)$$

Тобто, для переведу масової вологості у об'ємну необхідно масову вологість у процентах перемножити на щільність ґрунту у г/см³.

2. У системі СІ масову вологість ґрунту слід виражати у м³/кг або кг/кг. Співвідношення процентного вмісту із розмінностями системи СІ (формула 3.5):

$$W, \% = W \cdot 10^{-5}, \text{ м}^3/\text{кг} = W \cdot 10^{-2}, \text{ кг/кг} \quad (3.5)$$

Подібного виду розмірності зручно використовувати при розрахунках диференціальної пористості або діаграм стану порового простору.

3. Відносна вологість: процентний вміст масової (об'ємної) вологості до масової (об'ємної) вологості при НВ, виражений у процентах. Наприклад, реальна вологість складає 20%, вологість при НВ – 26%, тоді відносна вологість дорівнює: $20/26 \cdot 100\% = 76,9\%$. Величини відносної вологості використовуються у меліорації у якості характерних, практично незалежних від виду ґрунту значень, за яких необхідно починати полив – передполивної межі. До прикладу, при зрошенні найчастіше приймають у якості передполивної межі відносну вологість 70%, а це означає, що при досягненні у ґрунті відносної вологості 70% необхідно починати полив і продовжувати його до тих пір, поки відносна вологість не досягне 100%.

4. Запаси води (ЗВ): це балансовий вираз кількості води у певному шарі ґрунту (мм водн. шару, м³/га). Найчастіше вихідною інформацією для розрахунку запасів служить масова вологість. Для розрахунку запасів використовують формули 3.6, 3.7:

$$\text{ЗВ (мм водн. шару)} = \frac{W(\%) \cdot d(\text{г/см}^3) \cdot h(\text{см})}{10} \quad (3.6)$$

$$\text{ЗВ (м}^3\text{/га)} = W(\%) \cdot d(\text{г/см}^3) \cdot h(\text{см}) \quad (3.7)$$

Тобто, із рівнянь 3.6 та 3.7 видно, що 1 мм водн. шару – це 10 м³/га .

Нерідко, особливо при розв'язку задач по переносу води у ненасиченому вологою ґрунті, зручно використовувати балансові розмірності у вигляді - см водн. шару. Цілком зрозуміло, що розрахунок запасів води у таких одиницях складе (формула 3.8):

$$\text{ЗВ (см водн. шару)} = \frac{W(\%) \cdot d(\text{г/см}^3) \cdot h(\text{см})}{100} \quad (3.8)$$

Для зручності перерахунку значень вологості із одних величин в інші рекомендуємо використовувати таблицю 31.

31. Перерахунок вологості з масових одиниць у об'ємні та у баласнові розмірності

Масовий вираз вологості	Об'ємна вологість, θ		Балансові вирази (запаси води)	
	$\text{см}^3/\text{см}^3$	%	мм	$\text{м}^3/\text{га}$
г/г	d	$d \cdot 100$	$d \cdot h \cdot 10$	$d \cdot h \cdot 100$
%	$d/100$	d	$d \cdot h/10$	$d \cdot h$
відносна	$\text{HB} \cdot d/10000$	$\text{HB} \cdot d/100$	$\text{HB} \cdot h \cdot d/1000$	$\text{HB} \cdot h \cdot d/100$
$\text{м}^3/\text{кг}$	$10^5 \cdot d$	$10^5 \cdot d$	$10^5 \cdot d \cdot h$	$10^5 \cdot d \cdot h$

Примітка: d- щільність ґрунту, $\text{г}/\text{см}^3$; h – потужність шару, см; HB – найменша вологоємність, %.

За необхідності розрахунку об'ємної вологості або запасів води на основі масової вологості, її вихідну розмірність знаходять у крайньому лівому стовпчику, а у верхньому горизонтальному рядку – необхідну розмірність. На перетині вихідного параметру і параметру вологості, який необхідно відшукати, у комірці знаходиться перерахунковий коефіцієнт. На цей коефіцієнт перемножують показник вологості у вихідній розмірності та отримують величину вологості, яку необхідно відшукати. При розв'язку оберненої задачі - знаходження масового процента вологості із об'ємної або із запасів води, таким же чином, на перетині знаходять коефіцієнт, на який ділять величину об'ємної вологості чи запасів води.

При розрахунках запасів води у заданому шарі ґрунту найчастішими є випадки, коли цей шар ґрунту складається із кількох горизонтів (прошарків), які різняться за потужністю та щільністю ґрунту. Для розрахунку запасів води у цьому випадку необхідно мати для кожного горизонту (прошарку) заданого шару вологість на даний час і щільність ґрунту, бажано за даної вологості ґрунту. За вказаними вище формулами розраховують запаси для кожного горизонту (прошарку), а потім їх сумують і визначають запаси води у всій товщі ґрунту.

Приклад 3.7. Розрахувати запаси води у 150 см шарі ґрунту, якщо вологість прошарків 0-10, 10-20, 20-50, 50-100 та 100-150 см складає 15, 17, 20, 22, та 18%, а їх щільність – 1,11, 1,21, 1,34, 1,36 та 1,30 $\text{г}/\text{см}^3$.

Розв'язок. Розраховуємо запаси води окремо для кожного прошарку:

для прошарку 0-10 см:

$$ЗВ_1 = \frac{15 \cdot 1,11 \cdot 10}{10} = 16,5 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 10-20 см:

$$ЗВ_2 = \frac{17 \cdot 1,21 \cdot 10}{10} = 20,6 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 20-50 см:

$$ЗВ_3 = \frac{20 \cdot 1,34 \cdot 10}{10} = 80,4 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 50-100 см:

$$ЗВ_4 = \frac{22 \cdot 1,36 \cdot 50}{10} = 149,6 \text{ (мм. водн. шару)}$$

для прошарку 100-150 см:

$$ЗВ_5 = \frac{18 \cdot 1,30 \cdot 500}{10} = 117,0 \text{ (мм. водн. шару)}$$

Запаси вологи у 150-см шарі ґрунту складають: $ЗВ_1 + ЗВ_2 + ЗВ_3 + ЗВ_4 + ЗВ_5 = 16,5 + 20,6 + 80,4 + 149,6 + 117,0 = 384,1$ мм.

3.3. Розрахунок глибини проникнення опадів, підйому рівня ґрунтових вод, поливної та зрошувальної норми

У ґрунтознавстві нерідко зустрічаються задачі, коли необхідно визначити потужність промоченого після опадів (зрошення) шару ґрунту або розрахувати, на скільки піднялись ґрунтові води при проникненні у них деякої кількості вологи. По суті, ці задачі є оберненими до задач по визначенню запасів вологи. Якщо у задачах по визначенню запасів вологи вихідними параметрами були вологість (у мас. %), щільність і потужність шару, то у задачах по визначенню потужності промоченого шару, навпаки, повинні бути відомі запаси вологи до та після опадів (або зміна запасів вологи), вологість і щільність ґрунту. Принциповою відмінною є лише те, що у цьому випадку, у якості вихідної інформації ми володіємо величинами змін вологості і кількості води, яка надійшла на поверхню ґрунту.

Наприклад, відома кількість опадів (ОП, мм), щільність ґрунту (d) та початкова, до випадання опадів, вологість ґрунту (W,%). Необхідно визначити потужність зволоженого шару ґрунту (h, см), або інакше кажучи,

потужність ґрунту, яка після випадання опадів набула вологості рівної НВ. При збільшенні вологості ґрунту від початкової до НВ запаси води (ЗВ) у шарі ґрунту повинні зрости (формула 3.9):

$$\Delta ZB \text{ (мм)} = \frac{(NB-W) \cdot d}{10} \cdot h \quad (3.9)$$

У даному випадку збільшення ЗВ цілком обумовлене опадами, тобто (формула 3.10):

$$\Delta ZB \text{ (мм)} = ОП - \frac{(NB-W) \cdot d}{10} \cdot h \quad (3.10)$$

У цьому рівнянні невідома лише величина h , відносно якої її неважко вирішити у загальному вигляді (формула 3.11):

$$h \text{ (см)} = \frac{ОП \cdot 100}{(NB-W) \cdot d} \quad (3.11)$$

Розв'язок подібних задач для реальних умов ускладнюється природним розподілом початкової вологості ґрунту та відмінностями прошарків ґрунту за щільністю та значеннями НВ. У цьому випадку, послідовно розв'язують задачі заповнення різних прошарків ґрунту до величин НВ, аж до деякого кінцевого шару.

Принцип розв'язку такого роду задач полягає у наступному. Відомо, що величина НВ – це кількість води, яку здатний утримати ґрунт своїми адсорбційно-капілярними силами. Якщо у прошарок ґрунту надійшла така кількість води, що її запаси у цьому прошарку перевищили запаси при НВ, то надлишок вологи понад запасів при НВ перетече у нижній шар. Зрозуміло, що цей надлишок буде дорівнювати різниці кількості води, яка надійшла у прошарок (у балансових одиницях), та запасів вологи у шарі при НВ. Розглянемо задачу такого роду у загальному випадку. Ґрунт має три прошарки із вологістю W_1 , W_2 , W_3 , щільністю d_1 , d_2 , d_3 , найменшою вологоємністю: NB_1 , NB_2 , NB_3 та потужністю h_1 , h_2 , h_3 . Необхідно розрахувати потужність промоченого до НВ прошарку при випаданні опадів ОП (см). Розрахуємо кількість води, необхідну для доведення вологості

першого шару від W_1 до HB_1 (задачу вирішуємо у розмірності см водн. шару), формула 3.12:

$$\Delta Z_{B1} \text{ (мм)} = \frac{(HB_1 - W_1) \cdot d_1 \cdot h_1}{100} \quad (3.12)$$

Припустимо, що у даному випадку кількість опадів значно перевищила Z_{B1} : $ОП > Z_{B1}$. Це означає, що опади промочили перший прошарок і проникли глибше. Тоді необхідно розрахувати і ZB для другого прошарку (формула 3.13):

$$\Delta Z_{B2} \text{ (мм)} = \frac{(HB_2 - W_2) \cdot d_2 \cdot h_2}{100} \quad (3.13)$$

Покладемо, проте, що кількість води, яка залишилась після промочування першого шару, $(ОП - Z_{B1})$ все одно перевищує Z_{B2} : $ОП - Z_{B1} > Z_{B2}$. Отже, опади промочили і другий прошарок. У цьому випадку необхідно розрахувати і ZB для третього шару (формула 3.14):

$$\Delta Z_{B3} \text{ (мм)} = \frac{(HB_3 - W_3) \cdot d_3 \cdot h_3}{100} \quad (3.14)$$

Припустимо, що і у цьому випадку кількість води, яка залишилась після промочування першого та другого шарів менша Z_{B3} : $ОП - Z_{B1} - Z_{B2} < Z_{B3}$. Це свідчить про те, що фронт зволоження знаходиться у третьому шарі ґрунту. Можна розрахувати на яку глибину проникла вода, що надійшла у третій прошарок. Кількість води, яка надійшла у третій прошарок склала: $ОП - Z_{B1} - Z_{B2}$. Як і в попередньому прикладі, за формулою 3.11, можна розрахувати глибину проникнення фронту за відомими HB_3 , d_3 та W_3 (формула 3.15):

$$h \text{ (см)} = \frac{(ОП - Z_{B1} - Z_{B2}) \cdot 100}{(HB_3 - W_3) \cdot d_3} \quad (3.15)$$

У підсумку потужність промоченого шару після випадання опадів $ОП$ складе $h_1 + h_2 + h$, тобто опади зволожать до HB перший прошарок потужністю h_1 , другий прошарок потужністю h_2 , а у третьому прошарку зволожать лише шар товщиною h .

Приклад 3.8. Ґрунт складається із трьох горизонтів потужністю 20,12 та 16 см, щільністю – 1,15, 1,33 та 1,36 г/см³, вологістю 17, 21 та 24% і HB – 21,

24 та 25%. У ґрунт надійшло 1,5 см опадів. Розрахувати глибину промочування.

Розв'язок. Зміна запасів вологи у першому горизонті при його зволоженні від початкової вологості до НВ складе:

$$\Delta ZB = \frac{(21-17) \cdot 1,15 \cdot 20}{100} = 0,92 \text{ (см вонд. шару)}$$

Кількість опадів значно більша, тому очевидно вони проникли глибше першого горизонту. Розрахуємо зміну ЗВ для другого горизонту:

$$\Delta ZB = \frac{(24-21) \cdot 1,33 \cdot 12}{100} = 0,479 \text{ (см вонд. шару)}$$

І у цьому випадку, сума вологи у першому та другому горизонтах ($0,92+0,479=1,339$ см) менша за кількість опадів. Це означає, що опади проникли у третій горизонт. Необхідно порахувати і зміну ЗВ у третьому горизонті:

$$\Delta ZB = \frac{(25-24) \cdot 1,36 \cdot 16}{100} = 0,435 \text{ (см вонд. шару)}$$

У цьому випадку, ΔZB у верхніх трьох горизонтах ($0,92+0,479+0,435=1,834$ см водн. шару) перевищує кількість опадів (1,5 см). Значить фронт зволоження знаходиться у третьому горизонті і можна розрахувати потужність шару, який промочили опади, що у нього надійшли: кількість води, яка надійшла складає: $1,5 - 1,399 = 0,101$ см вонд. шару. Потужність промоченого шару у третьому горизонті складе:

$$h = \frac{0,101 \cdot 100}{(26-24) \cdot 1,36} = 3,7 \text{ (см)}$$

Загальна потужність промоченого шару після випадання 15 мм опадів складе $20 + 12 + 3,7 = 35,7$ (см).

Наступними задачами подібного роду є задачі по наповненню порового простору до водомісткості, зокрема, за розрахунок підйому рівня ґрунтових вод при проникненні в них деякої кількості води.

Принцип вирішення таких задач полягає у наступному.

Повинно бути відомо:

1. Кількість води, яка прникла у ґрунтові води;

2. Водомісткість ґрунту (породи) на рівні ґрунтових вод, яку зазвичай приймають рівною загальній пористості (але із врахуванням того, що пористість, розрахована за щільністю ґрунту і твердої фази, виражена у об'ємних одиницях, а необхідно виразити ПВ у масових %, тобто $P_{\text{заг}}/d$), та його щільність.

3. Вихідну вологість (розподіл вологості) у ґрунті (породі) у зоні над ґрунтовими водами. Зазвичай у зоні капілярної торочки вологість можна прирівняти рівній НВ. Тоді кількість води, яка надійшла у ґрунтові води, збільшує вологість від НВ до водомісткості, піднімаючи таким чином рівень ґрунтових вод на висоту h . А це вже відома нам задача по розрахунку глибини промочування, у якій все зводиться до застосування формули, аналогічній 3.11:

$$h(\text{см}) = \frac{Q [\text{см}] \cdot 100}{(ПВ[\%] - НВ[\%]) \cdot d [\text{г/см}^3]}$$

де Q – кількість води, яка надійшла у ґрунтові води, см водн. шару; ПВ – повна вологоємність, масові %.

Приклад 3.9. Після опадів у ґрунтові води проникло $Q = 10$ мм водн. шару води. Супіщаний ґрунт на рівні ґрунтових вод характеризується: НВ – 12%, $d = 1,45$ г/см³, та ПВ – 45,7%. Визначити на яку висоту піднімуться ґрунтові води після випадання опадів.

Розв'язок. Використовуємо вищевказану формулу по розрахунку висоти капілярного підйому рівня ґрунтових вод (враховуючи, що 1 см водн. шару – це 10 мм водн. шару):

$$h = \frac{Q \cdot 100}{(ПВ - НВ) \cdot d} = \frac{10 \cdot 100}{(45,7 - 12) \cdot 1,45} = 2,05 \text{ (см)}$$

Отже, ґрунтові води піднялись на висоту біля 2 см після проникнення у них 10 мм вологи.

У природних умовах опади, як правило, випадають у ненасичений вологою ґрунт, насичуючи його до НВ і стікаючи вниз по профілю, та

проникають у ґрунтові води. У цьому випадку, для того щоб розрахувати підняття рівня ґрунтових вод необхідно визначити, яка кількість опадів, що надійшли на поверхню ґрунту була витрачена на насичення товщі ґрунту від поверхні до капілярної торочки до рівня НВ. Кількість води, що залишилась проникла у ґрунтові води та викликала збільшення їх рівня. Отже, подібні задачі є загальними для двох розглянутих типів. Їх розв'язок аналогічний.

Приклад 3.10. До випадання опадів супіщаний ґрунт мав вологість у шарах 0-10 см – 5%, 10-25 – 9%, ґрунтові води залягають на глибині 50 см, висота їх капілярного підняття складає 25 см. Пористість і щільність ґрунту відповідно рівні 45,7% та 1,45 г/см³, НВ – 12%. На поверхню ґрунту випало 100 мм опадів. На яку висоту піднімуться ґрунтові води?

Розв'язок. Для даного типу розрахунків із деяким наближенням можна рахувати розподіл вологості у межах капілярної торочки рівномірним і рівним НВ. Опади, перед тим як проникнути у капілярну торочку, повинні наситити шар ґрунту – 0-25 см до НВ. Визначимо, яка кількість води буде витрачена на це за формулою:

$$\Delta ZB \text{ (см)} = \frac{(NB-W) \cdot h \cdot d}{100};$$

для шару 0-10 см:

$$ZB_1 = \frac{(12-5) \cdot 10 \cdot 1,45}{100} = 1,015 \text{ (см)},$$

для шару 10-25 см:

$$ZB_2 = \frac{(12-9) \cdot 15 \cdot 1,45}{100} = 0,653 \text{ (см)}.$$

Отже, для насичення верхньої 25 сантиметрової товщі, тобто до рівня капілярної торочки, було витрачено 1,015 + 0,653 = 1,668 (см). У ґрунтові води проникло 10 – 1,668 = 8,332 (см). Залишилось розрахувати підвищення рівня ґрунтових вод, як це робилось у попередньому прикладі, враховуючи, що у ґрунтові води проникло 8,332 см водн. шару:

$$h = \frac{Q \cdot 100}{(PB-NB) \cdot d} = \frac{8,332 \cdot 100}{(45,7-12) \cdot 1,45} = 17,05 \text{ (см)}$$

Відзначимо, що такого типу розрахунки, які базуються на використанні балансових співвідношень і гідрологічних констант (НВ, ПВ), не надають високої точності. Вони не враховують низки явищ, таких як, розподіл вологості у межах капілярної торочки, тривалості інфільтрації та випаровування з поверхні ґрунту, складність природи (а нерідко, і непостійність) величини НВ, процеси набрякання та зсідання тощо.

Точніші розрахунки можливі із застосуванням термодинамічного апарату гідрофізики ґрунтів. Проте і наведений вище балансовий підхід може бути використаним у різних ґрунтово-гідрологічних, генетичних, а також прикладних, меліоративних дослідженнях. Насьогодні, ці розрахунки є основою визначення найважливіших параметрів зрошувальних систем, таких як норма поливу тощо. Враховуючи практичну важливість таких задач, детальніше зупинимось на їх вирішенні.

3.4. Задачі по визначенню норм поливу.

Розрахунок запасів води у конкретній товщі ґрунту є основою визначення норми поливу. Нагадаємо, що норма поливу (або поливна норма) – це кількість поливної води, виражена у балансових одиницях (мм, м³/га), яка необхідна для покриття дефіциту води у розрахунковому шарі ґрунту. Дефіцит води – це різниця запасів води у даному шарі ґрунту при даній вологості і вологості при НВ. Інакше кажучи, норма поливу – це кількість поливної води необхідної для зволоження ґрунту від даного стану вологості до вологості НВ у даному шарі ґрунту. Розрахунок норми поливу (НП) проводять за формулою 3.16, 3.17):

$$\text{НП} = \frac{(\text{НВ} - W) \cdot d \cdot h}{10} \text{ (мм водн. шару)} \quad (3.16)$$

$$\text{або} \quad \text{НП} = (\text{НВ} - W) \cdot d \cdot h \text{ (м}^3\text{/га)} \quad (3.17)$$

Якщо ґрунт складається із різних за властивостями горизонтів, розрахунки проводять окремо для кожного горизонту, а сумарну норму поливу

визначають додаванням отриманих дефіцитів вологи для всіх горизонтів ґрунту.

Приклад 3.11. Необхідно полити темно-каштановий ґрунт. Розрахунковий шар – 100 см, який має три прошарки із різною щільністю ґрунту: 0-40 см – 1,1 г/см³, 40-80 см – 1,34 та 80-100 – 1,41 г/см³. Фактичні (передполивні) вологості цих прошарків склали 15, 20 та 18%, а НВ відповідно 28, 25 та 24%. Визначити норму поливу.

Розв’язок. Дефіцит вологи у першому прошарку (0-40) см складе:

$$\frac{(28-15) \cdot 1,1 \cdot 40}{10} = 57,2 \text{ (мм)}$$

у другому прошарку (40-80) см $\frac{(26-20) \cdot 1,34 \cdot 40}{10} = 32,16 \text{ (мм)}$

у третьому прошарку (80-100) см $\frac{(24-18) \cdot 1,41 \cdot 20}{10} = 16,92 \text{ (мм)}$

Норма поливу буде сумою дефіцитів усіх шарів і дорівнювати 57,2 + 32,16 + 16,92 = 106,23 мм або біля 1063 м³/га.

Величина вологості ґрунту, за якої необхідно починати полив називається передполивною вологістю або передполивним порогом. Для більшості сільськогосподарських культур його приймають за 70-75% (у одиницях відносної вологості). Контроль за наближенням поточної вологості до передбачуваного порогу здійснюється режимними спостереженнями за вологістю ґрунту, тиском вологи (тензіометрами), за фізіологічними показниками стану рослин. Величина розрахункового шару змінюється залежно від властивостей ґрунту, виду сільськогосподарських культур, способу зрошення тощо. Наприклад, для умов гумідної зони при дощуванні розрахунковий шар приймають для трав та поливних культур при розвинутій кореневій системі 0,3 – 0,5 м, для садів – 0,4 – 0,6 м.

У вищевказаному прикладі розраховувалась поливна норма нетто, тобто без урахування різного роду втрат (на випаровування, транспірацію,

поверхневий стік). Насправді, під час поливу відбуваються втрати на випаровування і транспірацію, які необхідно додати до норми поливу. За наявності поверхневого стоку враховують і ці втрати. Окрім цього, в регіонах, де можлива реставрація засолення свідомо збільшують норму поливу для вимивання солей із кореневмісного шару у дренажні води. Таке збільшення норми поливу вводиться зазвичай за допомогою коефіцієнта, який встановлюють експериментально. Із урахуванням усіх втрат, а також можливих опадів за період поливу розраховують норму поливу брутто. Фактично розрахунок норми поливу брутто є зведенням водного балансу для розрахункового шару за період поливу.

Приклад 3.12. Дощуванням необхідно полити поле конюшини. Розрахунковий шар – 80 см, передполивний поріг 70% НВ, НВ та щільність ґрунту для шару 0-40 см – 29% та 1,21 г/см³, а для шару 40-80 см – 25% та 1,36 г/см³. Розрахувати поливну норму брутто, якщо випаровування із поверхні ґрунту складає 2,5 мм/доб., випаровування поливної води при поливі 0,6 мм/доб., транспірація люцерни 8 мм/доб. Полив відбувається протягом 2 діб.

Розв'язок. Розраховуємо поливну норму нетто. Для шару 0-40 см передполивний поріг у масовому виразі складе $0,7 \cdot 29 = 20,3\%$, а норма поливу:

$$\frac{(29 - 20,3) \cdot 1,21 \cdot 40}{10} = 41,76 \text{ (мм)},$$

а для шару 40-80 см передполивний поріг у масовому виразі складе $0,7 \cdot 25 = 17,3\%$, а норма поливу:

$$\frac{(25 - 17,3) \cdot 1,36 \cdot 40}{10} = 40,8 \text{ (мм)}$$

Полівна норма нетто у цьому випадку складе $41,76 + 40,8 = 82,56$ мм. Протягом поливу на випаровування із поверхні ґрунту витрачено $2,5 \text{ мм/доб.} \cdot 2 \text{ доби} = 5$ мм, на випаровування поливної води $0,6 \text{ мм/доб.} \cdot 2 \text{ доби} = 1,2$ мм, а на транспірацію - $8 \text{ мм/доб.} \cdot 2 \text{ доби} = 16$ мм. Ці втрати необхідно додати до

поливної норми нетто для розрахунку поливної норми брутто: $82,56 + 5 + 1,2 + 16 = 104,75$ мм або біля $1050 \text{ м}^3/\text{га}$. Подібний тип задач є характерним для водно-балансових меліоративних розрахунків. Інші є тією чи іншою модифікацією.

Необхідно чітко розрізняти норму поливу та норму зрошення (зрошувальну норму). Норма зрошення нетто – це сума норм поливу нетто за увесь вегетаційний період, а норма зрошення брутто – кількість води, яку забирають із джерела зрошення за увесь поливний період. Як правило, норму зрошення нетто також розраховують водно-балансовим методом, сумуючи за вегетаційний період усі можливі додаткові джерела водного живлення рослин, а саме: атмосферні опади, ґрунтовий притік і запаси вологи у розрахунковому шарі та віднімаючи отриману величину із евапотранспіраційних витрат (водоспоживання) за увесь період (формула 3.18):

$$НЗ_{\text{нетто}} = E - ОП - ЗВ - Гр, \quad (3.18)$$

де $НЗ_{\text{нетто}}$ – норма зрошення нетто, E – евапотранспірація, $ОП$ – опади, $ЗВ$ – внутріґрунтові запаси вологи, $Гр$ – ґрунтовий притік. При нормі зрошення брутто враховують втрати води безпосередньо на зрошуваному полі (на випаровування із поверхні ґрунту та при поливі) і при транспортуванні води від джерела до поля. Перший вид втрат враховується за допомогою уведення коефіцієнта втрат (завжди >1), другий – за рахунок ККД водопідвідної частини зрошувальної системи (завжди <1). Поливна норма брутто розраховується за формулою 3.19:

$$НЗ_{\text{брутто}} = НЗ_{\text{нетто}} \cdot \frac{\beta}{\eta}, \quad (3.19)$$

де $НЗ_{\text{брутто}}$ - норма зрошення брутто, β – коефіцієнт втрат, η – ККД водопідвідної системи. Величина норми зрошення брутто використовується при проектуванні зрошувальних систем.

Приклад 3.13. У роки із середньою забезпеченістю водоспоживання сільськогосподарських культур за вегетаційний період складає 400 мм, опади – 120 мм, запаси у розрахунковому шарі зменшуються ві 105 до 85 мм, а ґрунтовий притік - 150 мм. Розрахувати норму зрошення брутто, якщо ККД водопідвідної системи $\eta = 0,95$, а коефіцієнт втрат $\beta = 1,15$.

Розв'язок. Визначаємо норму зрошення нетто, складаючи балансове рівняння:

$$H_{\text{нетто}} = 400 - 120 - (105 - 85) - 150 = 110 \text{ мм}$$

$$H_{\text{брутто}} = 110 \cdot \frac{1,15}{0,95} = 133,2 \text{ мм}$$

3.5. Завдання і вправи

1. Визначте загальну і продуктивну вологість темно-каштанового важкосуглинкового ґрунту, якщо маса вологого ґрунту становить 40 г, а сухого – 30 г. Максимальна гігроскопічність – 8%.

2. Розрахуйте загальний і продуктивний запас води в орному шарі (0–20 см) чорнозему типового у мм та м³/га, якщо його вологість – 25%, максимальна гігроскопічність – 6%, щільність – 1,25 г/см³.

3. Визначте кількість недоступної води в орному 20–сантиметровому шарі темно-каштанового легкосуглинкового ґрунту при щільності 1,18 г/см³ і максимальній гігроскопічності 9,2%.

4. Польова вологість орного шару чорнозему південного важко–суглинкового дорівнює 18%. Визначте запас продуктивної води орного шару (0–20 см), якщо його щільність становить 1,02 г/см³, а максимальна гігроскопічність – 8,5%.

5. При вирощуванні кукурудзи на чорноземі звичайному встановлено, що у фазу молочної стиглості вміст води в шарі 0 – 30 см становить 21,3%; НВ даного шару – 30%, щільність – 1,12 г/см³. Розрахуйте вміст води у відсотках від об'єму ґрунту, запаси води у мм і м³/га, відносну вологість та ступінь забезпечення кукурудзи водою.

6. При вирощуванні соняшнику на чорноземі південному встановлено,

що у період цвітіння вміст води в шарі 0–20 см становить 20,8%; НВ даного шару – 27%, щільність – $1,20 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте вміст води у відсотках від об'єму ґрунту, запаси води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$, відносну вологість та ступінь забезпечення соняшника водою.

7. При вирощуванні сої на темно-каштановому ґрунті у період формування бобів вміст води в шарі 0–20 см становить 18%; НВ даного шару – 26%, щільність – $1,26 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте вміст води в процентах від об'єму ґрунту, запаси води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$, відносну вологість та ступінь забезпечення сої водою.

8. Дерново-слабопідзолистий піщаний ґрунт має щільність $1,52 \text{ г/см}^3$, МГ – 1,1; НВ – 13%, а супіщана його відміна – відповідно $1,45 \text{ г/см}^3$; 2,0 та 17%. Розрахуйте максимально можливі запаси доступної води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$ та поясніть їх зміни в досліджуваних ґрунтах.

9. Темно-сірий легкосуглинковий ґрунт має щільність $1,18 \text{ г/см}^3$, МГ – 5,4; НВ – 26,3%, а середньосуглинкова його відміна – відповідно $1,30 \text{ г/см}^3$; 6,7 та 32,1%. Розрахуйте максимально можливі запаси доступної води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$ та поясніть їх зміни в досліджуваних ґрунтах.

10. Солонець лучно-каштановий легкоглинистий має щільність $1,34 \text{ г/см}^3$, МГ – 11,2; НВ – 21,5%, а його плантажований аналог – відповідно $1,15 \text{ г/см}^3$; 10,1 та 30,4%. Розрахуйте максимально можливі запаси доступної води у мм і $\text{м}^3/\text{га}$ та поясніть їх зміни в досліджуваних ґрунтах.

11. Вологість орного 30-сантиметрового шару чорнозему південного становить 22%, його НВ – 27%, щільність – $1,29 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте дефіцит води і норму вегетаційного поливу.

12. Вологість орного 25-сантиметрового шару темно-каштанового ґрунту становить 20%, НВ – 28%, щільність – $1,32 \text{ г/см}^3$. Розрахуйте дефіцит води і норму вегетаційного поливу.

13. При вирощуванні жита озимого на дерново-підзолистому ґрунті на початку весняної вегетації вологість у шарі 0–10 см склала 10,2; 10–20 см – 9,5%, щільність відповідно 1,45 і $1,48 \text{ г/см}^3$. а у фазу колосіння дані

показники дорівнювали 6,3; 5,7% та 1,50; 1,52 г/см³. МГ в шарах 0–10 і 10–20 см становить 1,1 та 0,8%. Розрахуйте запаси продуктивної вологи та дайте їм відповідну кліматичну та ґрунтову оцінку.

14. При вирощуванні цукрових буряків на чорноземах типових під час посіву вологість у шарі 0–10 см складала 25,0; 10–20 см – 18,3%, щільність – відповідно 1,17 і 1,20 г/см³, а у фазу змикання листків дані показники дорівнювали 20,3; 14,5% та 1,19; 1,18 г/см³. МГ в шарах 0–10 і 10–20 см становить 9,0 та 9,2%. Розрахуйте запаси продуктивної вологи та дайте їм відповідну кліматичну та ґрунтову оцінку.

15. При вирощуванні кукурудзи на чорноземах південних під час посіву вологість у шарі 0–10 см становила 20,5; 10–20 см – 17,8%, щільність – відповідно 1,22 і 1,20 г/см³, а у фазу викидання волоті дані показники дорівнювали 17,8; 12,6% та 1,27; 1,29 г/см³. МГ в шарах 0–10 і 10–20 см становить 8,6 та 9,3%. Розрахуйте запаси продуктивної вологи та дайте їм відповідну кліматичну та ґрунтову оцінку.

Завдання до самостійної роботи

1. Використовуючи дані фізичних і водно-фізичних властивостей ґрунтів України (табл. 8), виконайте наступні завдання:

- розрахуйте МГ, ВВ, НВ і ПВ у мм водного стовпа;
- розрахуйте максимально можливі запаси доступної вологи (ДАВ);
- дайте оцінку за показниками НВ;
- дані представте за формою табл. 32.

32. Гідрологічні константи ґрунтів

Генетичний горизонт, глибина, см	МГ		ВВ		НВ		ПВ		ДАВ, мм
	%	мм	%	мм	%	мм	%	мм	

2. Розрахувати величину поверхневого стоку за декадний період, якщо відомо, що на поверхню ґрунту за цей час надійшло 25 мм опадів,

транспірація склала 0,4 мг/г. хв., біомаса – 15 ц/га, інтенсивність фізичного випаровування – 1,6 м³/га. доб., внутріґрунтовий стік – 14 мм.

3. Транспірація за вегетаційний період (4 місяці) за сприятливих умов вологозабезпечення складає 450 мм. У цій же природній зоні за цей же період випало 100 мм опадів, випаровування з поверхні ґрунту – 250 м³/га, запаси води у метровому шарі на початку і у кінці вегетаційного періоду 3600 та 2600 м³/га. Чи необхідне додаткове зрошення? Яка величина зрошувальної норми?

4. Розрахувати внутріґрунтовий стік за межі метрової товщі ґрунту за весняний період (50 діб), якщо опадів надійшло 80 мм, випаровування склало – 0,1 мм/доб., поверхневий стік досягав 10 мм за увесь період, а запаси води у цьому шарі зросли із 320 до 380 мм.

5. Протягом 110 днів вегетаційного сезону середнє значення евапотранспірації склало 1,05 мм/доб., запаси води у метровій товщі змінились від 1110 до 460 м³/га, опадів випало 35 мм. Горизонтальний поверхневий та внутріґрунтовий стоки відсутні. Розрахувати нев'язку водного балансу за вегетаційний сезон. Чим вона зумовлена?

6. Розрахувати втрати азоту у формі NO₃⁻ із дренажним стоком за весняний період (45 діб) із 1 га, якщо опадів надійшло 220 м³/га, запаси води зменшились із 4,8 до 3,3 см, а фізичне випаровування склало 0,07 мм/доб. Концентрація NO₃⁻ у дренажних водах 45,5 мг/л.

7. Розрахувати кількість води , необхідної для досягнення вологості 20% зразків ґрунту розмірами 15·15·10 см, якщо відомі: щільність ґрунту – 1,34 г/см³, початкова вологість – 16%, маса зразка – 2,8 кг при початковій вологості 10%.

8. Розрахувати масу зразка абсолютно сухого ґрунту, якщо відомо: при вологості 15% маса складає 4 кг, при вологості 15% маса води у зразку складає 20 г.

9. Розрахувати початкову вологість ґрунту у лізіметрі та вологість ґрунту після 7 діб висушування зразка ґрунту, якщо відомо , що початкова

маса вологого ґрунту у лізіметрі 12 кг, на сьому та дванадцятую добу – 11420 г та 11010 г, а вологість на 12-ту добу складала 18%.

10. Розрахувати динаміку вологості зразка ґрунту при його дренаванні, якщо відомо, що на першому етапі дренавання витікло 20 мл, а на другому – 10 мл; при цьому маса і вологість зразка ґрунту після другого етапу склала 3,8 кг та 21%.

11. Вологість чорнозему звичайного за період досліджень змінилась у шарах 0-10 см від 27,0 до 24,5%; 10-20 см – від 25,5 до 25,0%; 20-40 см – від 26,0 до 25,0; 40-60 см – від 25,5 до 24,0 та 60-100 см – від 25,0 до 24,0%. Щільність ґрунту у відповідних шарах була 1,12; 1,32; 1,34; 1,46; 1,37 г/см³. Опадів було 8,0 мм, випаровування – 3,0 мм, транспірація – 285 м³/га. Розрахувати кількість води, витраченої на евапотранспірацію із шарів ґрунту глибше 100 см.

12. Розрахувати потужність промоченої товщі чорнозему звичайного при надходженні на його поверхню 15 мм опадів, якщо НВ шарів 0-10 см – 29,5%; 10-20 см – 28,0%; 20-40 см – 27,0%; 40-60 см – 26,5% та 60-100 см – 27%. За початковий стан (до дощу) прийняти кінцеву вологість із попередньої задачі.

13. Полив на протязі двох діб промочив чорнозем звичайний до глибини 55 см. Розрахувати норму поливу (брутто), якщо евапотранспірація із поверхні ґрунту склала 5 мм/доб. За початковий стан ґрунту прийняти умови із задачі 11, а НВ – із задачі 12.

14. Після танення снігу ґрунтові води піднялись із глибини 80 до 60 см. Розрахувати кількість талої води, яка надійшла на поверхню ґрунту, якщо перед сніготаненням розподіл масової вологості у шарах був наступним: 0-10 см – 14%; 10-20 см – 15%; 20-35 см – 16%; 35-40 см – 18%. Висота капілярного підняття – 40 см. Величина НВ для вказаних шарів – 17%, 17,8, 20 та 22% і глибше 40 см – також 22%; щільність ґрунту 1,35, 1,40, 1,38 та 1,36 г/см³ (глибше 40 см – також 1,36 г/см³), а щільність твердої фази у середньому для профілю – 2,65 г/см³.

15. У спеціальному мікробіологічному досліді необхідно підтримувати вологість ґрунту на рівні НВ: відомо, що початкова вологість складає 8%, початкова маса зразка – 40 г. Яку кількість води необхідно додати до зразка, щоби досягнути вологості НВ? Якою повинна бути маса зразка ґрунту при НВ?

16. У вегетаційній посудині циліндричної форми об'ємом 6,2 л та висотою 50 см із рослинами необхідно змодельовати поливний режим. При цьому відомо, що на початок досліді початкова маса ґрунту у посудині була рівною 7 кг при вологості 6,3%. Полив провидився при досягненні відносної вологості 70% від НВ до вологості, яка дорівнює НВ – 25%. Яку кількість води необхідно початково додати у посудину для того, щоб довести його її вологість до НВ? Якою буде норма поливу у цьому випадку (мм, м³/га) ?

Запитання для самоперевірки

1. Дайте характеристику фізичному стану води в ґрунті.
2. Охарактеризуйте форми (категорії) води в ґрунті залежно від характеру її звязку з твердою фазою.
3. Дайте оцінку ґрунтовій волозі за ступенем доступності рослинам.
4. Які ґрунтово-гідрологічні константи виділяють? Від чого залежить їх велечина в різних ґрунтах.
5. Гігроскопічна волога, її характеристика, наявність у різних типах ґрунтів та доступність для рослин.
6. Дайте характеристику капілярній воді та поясніть її значення в житті рослини.
7. Охарактеризуйте поведінку і роль гравітаційної води в ґрунті.
8. Що собою являє польова вологість ґрунту? Які фактори впливають на її вміст у ґрунті?
9. Як визначають і в яких одиницях вимірюють запаси вологи в ґрунті?
10. Поясніть, що таке відносна вологість ґрунту, як вона

розраховується?

11. У чому полягає суть органолептичного і лабораторного методів визначення вологості ґрунту?

12. Які види вологоємності виділяють і за рахунок чого вони змінюються в різних типів ґрунтів?

13. Охарактеризуйте водні властивості різних типів ґрунтів.

14. Висвітліть заходи регулювання водного режиму ґрунтів у різних ґрунтово-кліматичних зонах?

15. Які параметри необхідно визначити для розрахунку водного балансу певної товщі ґрунту за конкретний період, якщо відомі: масова вологість ґрунту на початок та кінець періоду, ґрунтовий притік, опади, випаровуваність (мм) і транспірація (мг/г·хв.). Решту складових водного балансу (поверхневий стік, горизонтальний притік і відтік, фізичне випаровування, конденсація та ін..) можна не враховувати.

16. Які показники необхідно визначити у польових умовах для розрахунку евапотранспірації за конкретний період, якщо відомі: об'ємна вологість на початок та кінець періоду, опади, а поверхневий та ґрунтовий притік та відтоки можна проігнорувати.

17. Відомі розрахункова товща, горизонти, що її складають та їх щільність. Які ще необхідно провести експериментальні спостереження для розрахунку поливних норм?

18. Для розрахунку рівня підйому ґрунтових вод у польових умовах визначили НВ, щільність ґрунту у зоні капілярної торочки, його потужність, кількість зрошувальної води, яка надійшла у капілярну торочку ґрунтових вод. Які показники ще необхідно визначити для розрахунку?

19. Закладається дослід у вегетаційній посудині. У досліді необхідно буде підтримувати вологість ґрунту у чітко визначеному діапазоні. Які параметри необхідно виміряти до початку дослідів?

20. Проводиться дослід по дослідженню вимивання солей із ґрунтового моноліту. Задача експерименту полягає у промиванні моноліту

нормою, яка дорівнює його пористості. Які ґрунтові параметри необхідно знати для визначення норми поливу?

РОЗДІЛ 4. ПОТЕНЦІАЛ І ТИСК ҐРУНТОВОЇ ВОЛОГИ

4.1. Повний потенціал та його складові

Ґрунтова волога у ізотермічних умовах зазнає дії багатьох сил різної природи, головними серед яких є:

1. Сили, які виникають на поверхні розділу твердої, рідкої та газоподібної фаз (капілярні та сорбційні сили);
2. Осмотичні сили, пов'язані із розчиненими у воді речовинами;
3. Гравітаційні сили;
4. Сили пневматичного тиску у газоподібній фазі ґрунту;
5. Сили механічного тиску.

Відповідно цим силам виділяють і потенціали води у ґрунті:

1. Капілярно-сорбційний або матричний, $\Psi^m_p (P_m)$;
2. Осмотичний, $\Psi_{осм} (P_{осм})$;
3. Гравітаційний, $\Psi_g (P_g)$;
4. Пневматичний, $\Psi^a_p (P_p)$;
5. Потенціал навантаження, $\Psi^e_p (P_e)$.

Сума цих потенціалів називається повним потенціалом, $\Psi_t (P_t)$ і визначається за формулою 4.1:

$$\Psi_t = \Psi^m_p + \Psi_{осм} + \Psi_g + \Psi^a_p + \Psi^e_p \quad (4.1)$$

Необхідно враховувати, що під впливом капілярно-сорбційних та осмотичних сил енергетичний стан води зменшується порівняно із вільною водою. Тому, якщо ми вибираємо за рівень порівняння вільну воду, це означає, що ґрунтова волога, яка знаходиться під впливом капілярно-сорбційних та осмотичних сил завжди буде мати деякий від'ємний рівень. Саме тому капілярно-сорбційний, Ψ^m_p та осмотичний, $\Psi_{осм}$ потенціали для ґрунтової вологи або дорівнюють нулю, або від'ємні. У той же час, гравітаційний, Ψ_g та пневматичний, Ψ^a_p потенціали можуть бути і від'ємними, і позитивними. Якщо б, наприклад, нульовий рівень (рівень

порівняння) знаходиться на певній висоті, а рівень, на якому проводять вимірювання потенціалу ґрунтової вологи, нижчий порівняно із нульовим, то у цьому випадку різниця висот буде характеризувати деяке від'ємне значення. І, навпаки, якщо рівень вимірювання стану вологи вищий за нульовий – гравітаційний потенціал буде позитивним. Пневматичний потенціал, Ψ^e_p вимірюється за різницею величин реального тиску газу і нормального атмосферного (760 мм рт. ст.): він буде позитивним при зростанні тиску газу понад атмосферний і від'ємним при його зменшенні порівняно з атмосферним.

Поряж із виразом «потенціал вологи» у фізиці ґрунтів існує термін «тиск ґрунтової вологи». Ці обидва терміни і відповідні їм розмірності закономірно застосовують і взаємно пов'язані. Дійсно, у якості основної розмірності потенціалу вологи приймають у системі СІ енергію на одиницю маси води – Дж/кг, а у системі CGS – ерг/г. Проте, оскільки вода у звичайному ґрунті має щільність дуже близьку до 1 г/см³, то не буде помилкою виразити потенціал вологи у одинцях енергії на об'єм води – Дж/м³ або ерг/см³. Нескладно помітити, що у даному випадку, ми приходимо до розмірності тиску:

$$\text{Дж/м}^3 = \text{н} \cdot \text{м/м}^3 = \text{н} \cdot \text{м}^2 = \text{Па}; \text{ерг/см}^3 = \text{дин/см}^2 = \text{барій}.$$

Таким чином, енергетичний стан ґрунтової води виражають як за допомогою одиниць енергії, так і тиску. При цьому, у першому випадку використовують термін «потенціал», а у другому – «тиск». Загалом, на сьогодні у гідрофізиці ґрунтів застосовуються симетричні терміни потенціалу і тиску стосовно ґрунтової вологи: капілярно-сорбційний (матричний) потенціал – відповідає капілярно-сорбційному (матричному) тиску, осмотичний потенціал – осмотичному тиску, і т.п.

Як і при вирішенні ряду інших задач з фізики ґрунтів, першою і необхідною умовою коректності розв'язку гідрофізичних задач є чітке

дотримання розмірності (системи одиниць). Саме тому, перше і обов'язкове правило полягає у приведенні вихідних величин до відповідної системи одиниць, і лише після цього можна безпосередньо перейти до вирішення задачі. Для виконання цієї важливої умови рекомендуємо використовувати вказані нижче відповідності різних величин виміру потенціалу і тиску ґрунтової вологи:

$$1 \text{ атм} = 760 \text{ мм рт. ст.} = 10^5 \text{ Па} = 1013 \text{ Гпа} = 101,3 \text{ КПа} = 1 \text{ бар} = 10^6 \text{ барій} = \\ 1030 \text{ см водн. шару} = 101 \text{ Дж/кг} = 10^3 \text{ ерг/см}^3$$

Окрім цього, у фізиці ґрунтів застосовується внесистемна одиниця вимірювання тиску ґрунтової вологи: pF – десятковий логарифм абсолютної величини матричного тиску ґрунтової вологи, виражений у см водн. шару (за аналогією із pH : $pF = \lg [P_m]$ у см водн. шару. Необхідно відзначити, що вираження у вигляді одиниць pF використовують лише для матричного тиску ґрунтової вологи.

Перший тип задач цього розділу пов'язаний із знаходженням повного тиску вологи (або повного потенціалу) за його складовими, або навпаки, визначення будь якої із складових за відомою повною чи рештою складових. Складності при вирішенні цього роду задач можуть виникнути лише у процесі приведення різнорідних розмірностей до одних одиниць.

Приклад 4.1. Розрахувати осмотичний тиск ґрунтової вологи, якщо відомо, що тиск ґрунтової вологи – 10 атм, а матричний – 0,2 МПа.

Розв'язок. У відповідності із вимогою рівних розмірностей, переводимо, наприклад, МПа у атм: матричний тиск – 0,2 МПа відповідає – 2 атм. Осмотичний тиск є різницею між повним та матричним тиском за умови незмінності атмосферного тиску ($P_a = 0$) та висоти виміру ($P_{гр} = 0$): $P_{осм} = P_t - P_m = -10 - (-2) = -8$ (атм). Правомірно розв'язувати цю задачу і у розмірності МПа.

Інший тип задач, який найчастіше зустрічається у рівноважній гідрофізиці, полягає у розрахунку матричного тиску ґрунтової вологи на підставі даних тензіометричних спостережень.

Тензіометр – гідрофізичний прилад для вимірювання капілярно-сорбційного (матричного) тиску вологи у ґрунті у інтервалі від 0 до -90 КПа. Основні деталі тензіометра (рис. 5): датчик, заповнений деаерованою (дегазованою) водою, тонкопористий, як правило, керамічний зонд (1) і з'єднаний із ним через трубку (2) вимірювальний вакуумометр (3), повітряна пастка (4). Уся внутрішня порожнина тензіометра заповнена дегазованою водою.

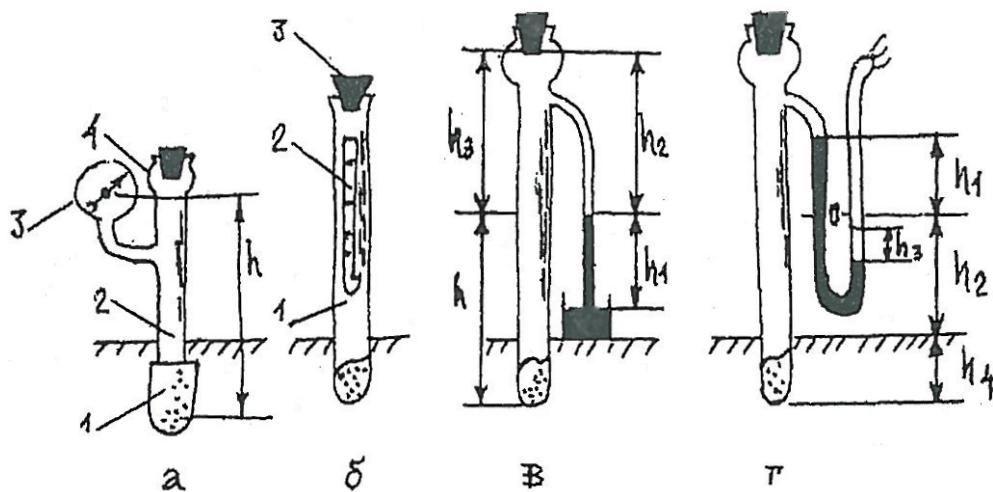


Рис. 5. - Тензіометри різних конструкцій: а – із пружинним вакуумометром; б – із газовим манометром; в – із ртутним манометром чашкового типу; г – із ртутним манометром U-подібного типу

Тензіометр працює наступним чином. За допомогою керамічного зонда (1) у ненасичений ґрунт вода із тензіометра через пори фільтра починає перетікати у ґрунт, який оточує фільтр. Наслідком цього руху є перепад тиску між водою у тензіометрі та у ненасиченому вологою ґрунті. Оскільки тензіометр повністю заповнений водою, перетік із тензіометра у ґрунт буде відбуватись до тих пір, поки тиск вологи у ґрунті не зрівняється із тиском

води в тензіометрі. Останній вимірюють за допомогою вакуумометра. Повітряна пастка необхідна для того, щоб дифундує скрізь керамічну мембрану повітря не потрапило у вакуумометр, оскільки у даному випадку це перерве безперервний зв'язок водної системи: вакуумометр – керамічна свічка – ґрунтова волога, і може виникнути повітряний корок. Це збільшить інерційність роботи тензіометра, зменшить точність та значно спотворить результати. Для того, щоб відітнути дифундує повітря від єдиної повітряної системи: вакуумометр – свічка – ґрунтова волога, на одній лінії по вертикалі зі свічкою розміщують посудину, бажано скляну, у яку надходить і нагромаджується дифундує повітря. При цьому повітря із пастки не перериває гідравлічний контакт вакуумометра через свічку із ґрунтовою вологою, і тому результати визначень не будуть суттєво спотворені.

Вище було вказано, що область роботи тензіометра обмежена тиском вологи від 0 до -80 – -90 КПа. Нижня межа цієї області є непостійною величиною для всіх тензіометрів і залежить від діаметру пор керамічного фільтра. Тензіометр знаходиться у робочому стані до тих пір, доки пори фільтра заповнені водою і скрізь нього не відбувається масовий об'ємний потік повітря. Чим більше тонкопористий і однорідний за розміром пор фільтр, тим більш низькі величини тиску вологи у ґрунті буде здатний зафіксувати тензіометр без порушення суцільності водного зв'язку у системі: ґрунтова волога – вода у фільтрі – вакуумометр.

Відомі різні конструкції тензіометра, які відрізняються насамперед манометричними пристроями. До прикладу, нерідко у якості манометра використовують вакуумометр ОБВ1-100 (рис. 5, а).

Зручний і простий у використанні тензіометр із газовим манометром, у якому у якості вимірювального засобу використовують капіляр із газовим міхуром (рис. 5, б). Капіляр тарується у величинах тиску, увесь тензіометр зроблений зі скла і заповнений деарованою водою. При розташуванні такого тензіометра у ненасиченому вологою ґрунті тиск води у тензіометрі знижується, що впливає на збільшенні об'єму повітряного міхура. Він

розширюється до тих пір, поки розрідження у ньому не зрівняється за абсолютною величиною із тиском ґрунтової вологи. За величиною міхура (точніше за його довжиною у капілярі) роблять висновок про тиск вологи у ґрунті. Тарування капіляра із повітряним міхуром виконують розрахунковим методом на основі відомого співвідношення: $P_1 \cdot V_1 = P_2 \cdot V_2 = \text{const}$, де P_1, V_1 – тиск та об'єм газу у стані 1, P_2, V_2 – тиск та об'єм газу у стані 2. Оскільки капіляр має однаковий діаметр по всій довжині (L), можливо замість V використовувати довжину L та записати: $P_1 \cdot L_1 = P_2 \cdot L_2$. Тому, якщо відома довжина міхура у початковому стані (наприклад, при атмосферному тиску), легко розрахувати і довжину міхура за розріджень, що склались у тензіометрі, які задаються довільно у відповідності із градуванням. Із розрахунком градування вимірювального капіляра пов'язаний один із типів задач даного розділу.

Приклад 4.2. Довжина повітряного міхура при атмосферному тиску – 10 см. Необхідно відградувати тензіометр на величини тиску вологи -10,-20,-30 КПа.

Розв'язок. Атмосферний тиск у звичайних умовах складає 101,3 КПа. Досягнення у ґрунті тиску вологи – 10 КПа означає, що тиск вологи у тензіометрі знизився від 0 до -10 КПа, а тиск повітря у міхурі – від атмосферного до величини $(101,3 - 10) = 91,3$ КПа. У цьому випадку міхур досягає довжини 1, яку можна легко розрахувати за вищевказаною формулою: $10 \cdot 101,3 = L \cdot 91,3$, звідки $L = 11,1$ см. Отже, для тензіометричного тиску – 10 КПа довжина міхура складе 11,1 см. Цю довжину можна відміряти на капілярі, як величину, яка вказує на те, що коли її досягне міхур повітря, що розширюється, тензіометричний тиск складе -10КПа. Саме так можна розрахувати і відкласти на капілярі відстань, яка відповідає тензіометричним тискам – 20 та – 30 КПа:

$$L \text{ для } -20\text{КПа} = 10 \cdot 101,3 : 81,3 = 12,5 \text{ см,}$$

$$L \text{ для } -30\text{КПа} = 10 \cdot 101,3 : 71,3 = 14,2 \text{ см.}$$

Цей підхід щодо розрахунку градування приладу із повітряним манометром придатний і для випадку позитивного тиску ґрунтової вологи (у насичених ґрунтах при гравітаційному напорі). Проте, у цьому випадку, величини додаткового гідростатичного напору необхідно додавати до початкового атмосферного тиску у міхурі.

4.2. Розрахунок матричного тиску за тензіометричними даними

Від манометра тензіометра до свічки (рис. 5) є деяка відстань h (см). Ця відстань складається саме із глибини встановлення свічки та відстані від поверхні ґрунту до манометра. Оскільки тензіометр заповнений водою, виникає додатковий стовп води, гравітаційний тиск води, рівний відстані від манометра до свічки. Ця величина гравітаційного водного тиску додається до величини матричного тиску власне ґрунтової вологи. Їх алгебраїчна сума і реєструється манометром. Манометр, таким чином, показує не справжній матричний тиск вологи у ґрунті, а величину так званого тензіометричного тиску P_t , який дорівнює сумі матричного та гравітаційного тиску – P_m та P_g . Останнє дорівнює висоті стовпа від вимірювального манометра до керамічної свічки (формула 4.2):

$$P_t = P_m + P_g \quad (4.2)$$

Окрім цього, не варто забувати, що на воду у ґрунті діють ще і зміни атмосферного тиску, а також, нерідко, і зовнішні механічні навантаження, тобто, додається пневматичний тиск P_a та тиск зовнішнього навантаження P_e (формула 4.3):

$$P_t = P_m + P_g + P_a + P_e \quad (4.3)$$

У більшості випадків при розрахунках P_t величинами P_a та P_e можна знехтувати. Проте, про їх вплив на тензіометричний потенціал необхідно пам'ятати, оскільки у низці випадків вони можуть здійснити помітний вплив на його величину.

При аналізі руху води і визначенні термінів поливу використовують величину матричного тиску води у ґрунті. Тому, перед дослідником, який використовує тензіометричні дані, завжди стоїть завдання розрахунку матричного тиску через тензіометричний. Принципово це досить просто (формула 4.5):

$$P_m = P_t - P_g, \quad (4.5)$$

де P_t знімають за показниками манометра, а P_g чисельно дорівнює тиску стовпа води, який дорівнює сумі глибини установки тензіометра та висоти розташування манометра над ґрунтом. Відзначимо, що у ненасиченому ґрунті тензіометричний тиск води, як і матричний, від'ємний, а гравітаційний – позитивний. Тому, при розрахунках завжди необхідно враховувати відмінності P_g та P_t у знаках; можна замінити запис формули у абсолютних величинах для розрахунку P_m і як алгебраїчну суму P_g та P_t : $P_m = P_t + P_g$.

Проте, у конкретних розрахунках, можуть виникнути деякі складнощі. Перша, знову ж таки пов'язана із чітким дотриманням системи одиниць. Якщо манометр показує величину P_t у атмосферах, а глибина розташування свічки вимірюється у см, тоді для розрахунку P_m необхідно перевести величину P_t у см водного шару і лиш потім вирахувати із нього гравітаційну складову (P_g). Отримана величина P_m буде виражена у см водн. шару; за необхідності її можна легко перевести у будь яку іншу розмірність тиску.

Приклад 4.3. Стрілка вакуумометра тензіометра показує величину тиску – 0,55 атм. Свічка тензіометра розташована на глибині 50 см, а відстань від поверхні ґрунту до манометра складає 25 см. Неодхідно розрахувати P_m .

Розв'язок. Зпочатку розрахуємо величину P_g . Арифметично вона дорівнює відстані від манометра до свічки: $P_g = 50 + 25 = 70$ см. Манометр тензіометра показує – 55 атм, або $-0,55 \cdot 1030 = -566,5$ см водн. шару.

Величина матричного тиску ґрунтової вологи у даному випадку складе :
 $P_m = P_t + P_g = -566,5 + 75 = 491,5$ см водн. шару.

Друга складність розрахунку P_m із P_t пов'язана із конструкціями вакуумометра. Якщо для газових вакуумометрів P_g можна вважати за відстань від вакуумометра до свічки, то при застосуванні ртутних манометрів виникають поправки на величину ртутного стовпа. У випадку використання чашкового манометра (рис. 5,в) показники знімаються за величиною рівня ртуті у капілярі. Зміною рівня ртуті у чашці, у яку опущений нижній кінець капіляра, можна знехтувати. Від рівня ртуті у капілярі до повітряної пастки – відстань h_2 ; ця величина водного стовпа компенсується висотою стовпа h_3 у трубці тензіометра. Гравітаційна складова тензіометричного тиску у цьому випадку буде дорівнювати h_1 , тобто відстані від рівня ртуті у чашці манометра до свічки і висоти ртуті у капілярі (у см водн. шару). Саме цю величину необхідно вирахувати із показів ртутного манометра для того, щоб отримати величину матричного тиску вологи. Нагадаємо іще раз про необхідність дотримання єдності розмірностей. При вирішенні такого роду задач зручніше використовувати розмірність «см водн. шару» для розрахунку різних тисків ґрунтової вологи і розмірність «см» для розрахунку висот, - обидві ці розмірності відповідають одна одній, і тому відповідні величини у вказаних розмірностях «см» можна алгебраїчно складати.

Приклад 4.4. Розрахувати матричний тиск у ґрунті, якщо тензіометр для спостережень за тиском вологи на глибині 100 см показує на ртутному чашковому манометрі розрідження 345 мм рт. ст..

Розв'язок. Зпочатку розраховуємо P_g . Він дорівнює сумі висоти ртуті у капілярі, вираженої у см водн. шару (345 мм = 34,5 см), та глибини встановлення тензіометра (100 см): $P_g = 34,5 + 100 = 134,5$ см водн. шару. Для розрахунку величини P_m необхідно виразити величину P_t у см водн. шару (для відповідності розмірностей тиску): $-345 \text{ мм ртутного ст.} \cdot 1030 : 760 = -486,9$ см водн. шару. Після цього можна визначити і матричний тиск вологи

на глибині 100 см: $P_m = P_g + P_t = -486,9 + 134,6 = -354,3$ см водн. шару або -35 КПа.

При використанні U-подібного манометра (рис. 5, г) за нульовий відлік приймають таке положення ртуті у колінах манометра за відсутності тиску, коли ці рівні однакові. Величину тиску, який показує такий манометр, розраховують за різницею рівнів ртуті у колінах або за подвійною величиною різниці рівня ртуті у будь якому із колін та нульового рівня. Для розрахунку P_g зазвичай вимірюють висоту положення нульового рівня над поверхнею ґрунту (h_2), додають до неї величину h_1 (виражену у см) та глибину установки свічки тензіометра (h_4). Наступні розрахунки P_m точно такі ж, як і у випадку застосування тензіометра із чашковим манометром. Якщо у праве коліно U-подібного манометра налитий шар води h_3 , що нерідко роблять задля зменшення випаровування ртуті, то гравітаційна складова буде дорівнювати: $P_g = h_1 + h_2 + h_3 + h_4$ (всі величини у см).

Приклад 4.5. Розрахувати матричний тиск ґрунтової вологи для тензіометра, встановленого на глибині 30 см, якщо ртутний U-подібний манометр показує по лівому коліну 140 мм рт. ст., а відстань від нульового рівня до поверхні ґрунту – 50 см.

Розв'язок. У даному випадку величина h_1 – 140 мм рт. ст. або 14 см, h_2 – 50 см, h_3 – 30 см. Тоді $P_g = 14 + 50 + 30 = 94$ см водн. шару. Виразимо P_t у одиницях см водн. шару: $P_t = 140 \cdot 2 = -280$ мм рт. ст. = - 379,5 см водн. шару. Матричний тиск складе: $P_m = - 379,5 + 94 = - 345,5$ см водн. шару або – 34,1 КПа.

Необхідно враховувати, що нерідко для одного коліна U-подібного манометра, за яким знімають відрахунок, установлюють відразу так звану подвійну шкалу. Це робиться для того, щоб не множити кожен раз відраховану по одному коліну величину на 2. У цьому випадку, для того щоб розрахувати P_g необхідно знати, як у вище розглянутих прикладах, висоту

нульового рівня над поверхнею ґрунту, а відлік тиску по одному із колін манометра розділити на 2. Виразивши всі величини у см та склавши їх, отримують P_g .

Окрім цього, якщо керамічна свічка тензіометра знаходиться нижче рівня ґрунтових вод, то тензіометр може працювати як п'єзометр, – гідрологічний прилад для спостереження за рівнем ґрунтових вод. Для цього необхідно мати на увазі, що метричний тиск у зоні свічки дорівнює нулю, а вакуумометр показує розрідження, рівне гравітаційній складовій за різницею протилежно направленому тиску стовпа ґрунтової води – це відстань від рівня ґрунтових вод до керамічної свічки.

Приклад 4.6. Керамічна свічка тензіометра із стрілочним вакуумометром (у 50 см над рівнем ґрунту) знаходиться на глибині 100 см у зоні ґрунтових вод. Розрахувати рівень ґрунтових вод, якщо вакуумометр показує 0,10 атм.

Розв'язок. Розрахуємо гравітаційну складову у тензіометрі: $P_g = 50 + 100 = 150$ (см). Якщо би був відсутній протидіючий стовп ґрунтової води, то вакуумометр повинен би показувати 150 см водн. шару. Реально ж він показує (у см водн. шару) $0,10 \cdot 1030 = 103$ (см). Це означає, що є стовп гравітаційної води над свічкою, який складає: $150 - 103 = 47$ см. Рівень ґрунтових вод у розрахунку від поверхні ґрунту складе: $100 - 47 = 53$ см.

4.3. Завдання і вправи

1. Розрахувати повний тиск атмосферної вологи, якщо осмотичний тиск складає -3 атм, а матричний – - 1,3 мПа.

2. Розрахувати осмотичний тиск ґрунтової вологи, якщо матричний складає – 3,05, а повний – - 0,55 мПа.

3. Осмотичний тиск у зоні ґрунтових вод складає – 1,5 атм. Розрахувати глибину залягання ґрунтових вод, якщо повний тиск вологи на цій глибині складає – 145 кПа.

4. Розрахувати довжину повітряного міхура у капілярі тензіометра із повітряним манометром для тензіометричних тисків – 10, - 40 та -70 кПа., якщо при атмосферному тиску довжина міхура 5 см.

5. Розрахувати довжину повітряного міхура для тисків – 20, -50 та – 80 см. водн. шару, якщо його довжина при атмосферному тиску складає 15 см.

6. Розрахувати величину матричного тиску ґрунтової вологи на глибині 30 см, якщо стрілковий вакуумометр тензіометра знаходиться на висоті 55 см над рівнем ґрунту і показує 0,51 атм.

7. Ртутний чашковий манометр тензіометра, встановленого на глибині 1 метр, показує 545 мм рт. ст.. Розрахувати матричний тиск.

8. Відліки по лівому і правому колінам ртутного U-подібного манометра складають -140 та 140 мм рт. ст.. Розрахувати матричний тиск, якщо тензіометр установлений на 60 см, а середній рівень манометра знаходиться на висоті 45 см.

9. Розрахувати повний тиск ґрунтової вологи (у атм) на глибині 100 см, якщо тензіометр із чашковим манометром показує на цій глибині 421 мм рт. ст., а осмотичний тиск досягає – 0,21 мПа.

10. Два тензіометра зі стрілковими манометрами, які знаходяться на 30 см над поверхнею ґрунту, розташовані у зоні ґрунтових вод на глибині 80 та 120 см. Якими будуть їх показники при рівні ґрунтових вод 60 см від поверхні ґрунту?

11. Тензіометр із чашковим манометром показує 39,5 см вод. шару. Тензіометр встановлений на глибині 50 см. Чи знаходиться свічка тензіометра у ненасиченому або ненасиченому ґрунті?

Запитання для самоперевірки

1. Ви працюєте із тензіометром з повітряним манометром. Як значно підвищити точність цього тензіометра? Що відбудеться у цьому випадку із областю вимірюваних величин тензіометричного тиску вологи?

2. Тензіометр зі стрілковим манометром, установлений у засоленому ґрунті, показує – 0,5 атм. Чи можливо розрахувати за цією величиною повний тиск ґрунтової води?

3. Чи може бути матричний тиск, розрахований по тензіометричним даним рівним:

а) -1200 см водн. шару;

б) -0,21 МПа;

в) -0,002 атм.

Відповіді обґрунтувати.

РОЗДІЛ 5. РУХ ВОДИ У ҐРУНТІ

5.1. Рух води в насиченому вологою ґрунті (фільтрація)

Якщо ґрунт повністю насичений водою, то матричний тиск, P_m , дорівнює нулю, а осмотичний тиск, $P_{осм}$, як вже вказувалось, практично суттєво не впливає на формування потоку води у звичайних ґрунтах, то діючою величиною переносу води із точки 1 у точку 2 буде градієнт гравітаційного та пневматичного тиску (формула 5.1):

$$i = K_s \cdot \frac{(P_g + P_a)_1 - (P_g + P_a)_2}{l} = \frac{\Delta P_{g1} + \Delta P_{g2}}{l} \quad (5.1),$$

де K_s – коефіцієнт фільтрації або насичена гідравлічна провідність; $(P_g + P_a)_1$ – сума гравітаційного і пневматичного тиску води у точці 1; $(P_g + P_a)_2$ – те ж у точці 2; P_a – перепад пневматичного тиску; l – відстань між цими точками; $\Delta P_g / l$ – гідравлічний градієнт (без урахування пневматичного тиску).

Зручніше за все величини вказаних тисків виражати у см водн. шару, величину l – у см. Тоді розмірність потоку води у ґрунті, i , буде співпадати із розмірністю коефіцієнта фільтрації – мм/доб., см/ год., мм/хв., тощо.

Приклад 5.1. Розрахувати потік води у насиченому ґрунті на глибині 1 метр. Насичена гідравлічна провідність $K_s = 0,57$ см/год.

Розв'язок. Різниця пневматичних тисків на поверхні і на глибині 1 м невелика, і у даному випадку нею можна знехтувати, тобто $\Delta P_a = 0$. Гравітаційний тиск на глибині 1 м для умов задачі $P_g = -100$ см (зі знаком мінус, оскільки поверхня ґрунту приймається за нульовий рівень), а перепад тиску $\Delta P_g = 0 - (-100) = 100$ см. Тоді потік води i , буде дорівнювати $i = 0,57 \cdot 100 : 100 = 0,57$ см/год.

У ґрунтознавстві нерідкими є задачі по внутріґрунтовій фільтрації води вздовж схилу. У цьому випадку для звичайних природних умов також нехтують перепадом пневматичного тиску. За перепад гравітаційного тиску

приймають різницю висот точок, які розглядаються, а за l – довжину фільтраційного шляху.

Приклад 5.2. Розрахувати внутріґрунтовий горизонтальний фільтраційний стік із підвищення висотою 5 м та довжиною схилу 15 м при $K_s = 0,021$ м/доб.

Розв'язок. P_g для вказаних умов дорівнює 500 см, $l = 1500$ см. Використовуючи формулу Дарсі розраховуємо потік:

$$i = 0,021 \cdot 500 : 1500 = 0,007 \text{ м/доб.}$$

У експериментах за рухом води, переносу розчинених у ній речовин та ін. зазвичай спостерігають кількість розчину, який профільтрувався скрізь колонку розчину за певний проміжок часу. На підставі таких експериментів можна легко розрахувати насичену гідравлічну проникність, якщо згадати, що потік води – це кількість профільтрованої води за одиницю часу через одиницю площі (формула 5.2):

$$i = \frac{Q}{s \cdot t} \quad (5.2),$$

де Q – кількість профільтрованої води, см^3 ; s – площа перетину ґрунту, скрізь яку відбувається фільтрація, см^2 ; t – час, с. Тоді i , потік води, у см/с .

Приклад 5.3. Фільтраційна колонка із площею 40 см^2 розташована вертикально. Потік вологи у ній стаціонарний, тобто постійний у часі і за 1 годину збирають 20 мл фільтрату. Розрахувати K_s .

Розв'язок. Розраховуємо потік води у колонці:

$$i = \frac{Q}{s \cdot t} = 20 (\text{см}) : 40 (\text{см}) : 1 (\text{год.}) = 0,5 \text{ см/год.}$$

За даних умов гідравлічний градієнт $\Delta P_g / l = 1$, а отже, $K_s = 0,5 \text{ см/год.}$

Спробуйте вирішити (у загальному вигляді) цю задачу для похилого положення колонки, наприклад під кутом 30° до горизонталі. Які ще для цього величини будуть необхідні, окрім вищевказаних у прикладі?

5.2. Рух води в ненасиченому вологою ґрунті

Знаючи величини тиску води у двох точках ґрунту можна однозначно визначити напрямок руху води: потік води буде спрямований у сторону меншого значення тиску води у ґрунті або потік буде відсутнім, якщо тиски води рівні. Окрім цього, використовуючи модифікований закон Дарсі, виникає можливість розрахувати інтенсивність цього потоку із однієї точки в іншу (формула 5.3):

$$i_x = K_w \cdot \Delta P / \Delta l \quad (5.3),$$

де i_x – потік у напрямі x , який може мати розмірності $\text{см}^3/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, $\text{мм}/\text{доб.}$ та ін.; $\Delta P / \Delta l$ – градієнт тиску води у ґрунті, інакше кажучи різниця тиску води у двох точках, розділена на відстань між ними, який може мати розмірності $\text{Па}/\text{м}$, $\text{барій}/\text{см}$ та ін.; K_w – насичена гідравлічна провідність (коефіцієнт вологопровідності), здатність ґрунту проводити ненасичений потік води.

У цілому – це аналог коефіцієнта фільтрації, але тільки у випадку не насичених вологою ґрунтів. Розмірність ненасиченої гідравлічної провідності – $\text{см}^3 \cdot \text{с}/\text{г}$, $\text{м}^3 \cdot \text{с}/\text{кг}$, хоча нерідко можна зустріти і інші розмірності для величин K_w . Для зручності наводимо різні розмірності K_w та їх взаємозв'язок:

$$\begin{aligned} \text{м}^3 \cdot \text{с}/\text{кг} \text{ (система СИ)} &= 10^3 \cdot \text{см}^3 \cdot \text{с}/\text{г} = 10^6 \cdot \text{см}/\text{с} = 8,64 \cdot 10^{10} \text{ см}/\text{доб.} = 3,6 \cdot 10^{10} \\ &\text{мм}/\text{год.} = 8,64 \cdot 10^{11} \text{ мм}/\text{доб.} \end{aligned}$$

Варто відзначити, що рух води у ґрунті визначається в основному двома складовими повного тиску води – матричного і гравітаційного. Осмотичний тиск у природних умовах, за рідкими випадками, слабо впливає на перенос води, і зазвичай, його величиною нехтують. При цьому, якщо вода рухається вниз, що відповідає перепаду матричного тиску при більшій

величині зверху і меншій – внизу та перепаду гравітаційного тиску, який завжди діє у напрямку вниз, то ці два перепади складають: $\Delta P_m + \Delta P_g$.

Якщо ж відбувається висхідний рух води, то величини перепадів тиску віднімають: $\Delta P_m - \Delta P_g$. Інакше кажучи, для вираження знаку у цьому рівнянні необхідно пам'ятати, що перепад гравітаційного тиску завжди викликає рух води вниз по профілю. Якщо перепад матричного тиску викликає також низхідний рух, то їх необхідно додавати: $\Delta P_m + \Delta P_g$. Якщо ж перепад матричного тиску викликає потік води уверх (у верхній частині профілю тиск нижчий, ніж у нижній), то ці величини перепадів віднімають: $\Delta P_m - P_g$. У цьому випадку напрям руху води буде визначатись наступним чином: якщо P_m буде переважити P_g – вода буде рухатись уверх, якщо P_m буде меншим за P_g – вода буде рухатись вниз. При розрахунку горизонтального переносу води гравітаційна складова дорівнює нулю, і перенос пов'язаний лише із перепадом тільки матричного тиску води – ΔP_m .

Приклад 5.4. Матричний тиск води на глибині 10 та 40 см складає -10 та -3 кПа. Куди буде спрямований потік води?

Розв'язок. Перепад матричного тиску буде викликати висхідний рух води, оскільки P_m на глибині 10 см нижчий, ніж P_m на глибині 40 см; він буде дорівнювати -3- (-10) = 7 кПа. Перепад гравітаційного тиску буде сприяти стіканню води вниз, він складе 40-10=30 см водн. шару = 3 кПа. Цілком зрозуміло, що рух води у цьому випадку буде відбуватись уверх ($\Delta P_m > \Delta P_g$), а діючий перепад тиску при висхідному русі складе: 7-3 = 4 кПа.

Таким чином для вертикального руху води у ґрунті модифікований закон Дарсі можна у кінцевому випадку записати наступним чином (формула 5.4):

$$i = K_w \cdot \left[\frac{\Delta P_m \pm \Delta P_g}{\Delta l} \right] = K_w \cdot [(\Delta P_m / \Delta l) \pm \Delta P_g / \Delta l] \quad (5.4)$$

Якщо виразити тиск води у см водн. шару, то легко помітити, що ΔP_g та Δl по суті рівні: гравітаційний тиск зумовлюється перепадом висот і чисельно дорівнює відстані по вертикалі між двома точками спостережень, або 1. Тому за формулою 5.5:

$$i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} + 1 \right) \quad (5.5)$$

Важливо зрозуміти, що вказана у рівнянні одиниця не формальна і може бути отримана лише у тому випадку, якщо розмірність тиску води – у см водн. шару, а довжини – у см. Вона має фізичний зміст, і потрібно щоразу уточнювати, який знак перед нею ставити. Рівняння виду $i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} + 1 \right)$ варто застосовувати у тому випадку, якщо у вертикальному напрямі матричний тиск води у верхній точці вищий або дорівнює тиску у нижній точці профілю. Перенос води у цьому випадку буде відбуватись вниз, у напрямі сили тяжіння. Рівняння ж виду $i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} - 1 \right)$, необхідно використовувати, якщо матричний тиск у верхньому шарі менший, ніж у нижньому. У фізиці ґрунтів за позитивний напрям потоку води прийнято напрям знизу у верх. Тому, якщо при використанні вищевказаного рівняння буде отримано від'ємне значення потоку води – це означає, що потік низхідний; якщо позитивне значення – потік висхідний. При розгляді горизонтального переносу води розрахунки необхідно проводити за рівнянням $i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} \right)$, де ΔP_m – перепад матричного тиску у двох точках у горизонтальному напрямі.

Цікаво розглянути випадки, коли $\Delta P_m / \Delta l$ дорівнює 0 або 1. У першому випадку рух води буде відбуватись тільки за рахунок гравітаційного стікання; у другому, при перевищенні матричного тиску у нижній точці, переносу води не буде, - вода буде знаходитись у рівновазі. Ця точка у профілі, яка відповідає умові $\Delta P_m / \Delta l = 1$, називається точкою нульового потоку.

Необхідно звернути увагу і на те, що дане рівняння справедливе лише у тому випадку, коли ΔP_g виражений у см водн. шару. У зв'язку із цим рекомендуємо: за можливістю при розрахунках по вологопереносу застосовувати розмірність для тиску вологи у см водн. шару або близької до неї гПа. У цьому випадку розмірності K_w та i співпадають: найбільш зручні розмірності для них у см/с, см/доб.

Зазвичай експериментально за допомогою тензіометрів визначають розподіл тиску вологи у дослідному шарі у певний момент часу. Такий розподіл тиску називають *епюрою* тиску. Здавалося б, що по ній і можна розрахувати потік води із однієї точки профіля у іншу на основі рівняння Дарсі. Проте, тут виникають наступні труднощі. Ненасичена гідравлічна провідність K_w виявляється величиною непостійною, і напротивагу K_s , змінюється зі зміною P_m . Це вимагає попередньо у лабораторних чи польових експериментах визначення залежності між K_w та P_m , яку називають «функцією вологопровідності» та позначають як $K_w(P_m)$. Знаючи цю залежність, можна за величиною P_m у профілі ґрунту визначити K_w , і лише після цього розрахувати перетік води із однієї точки ґрунтової товщі у іншу. При цьому, необхідно мати на увазі, що K_w змінюється на порядки, і тому зазвичай використовують логарифмічну шкалу представлення величин K_w при рівномірній шкалі P_m . У випадку ж використання логарифмічної шкали, хоча на осі ординат вказується і самі величини K_w , між поділками шкали розподіл величин не рівномірний, а логарифмічний. Тоді, у середині між поділками виявиться величина, яка дорівнює не половині більшої величини, адесь приблизно її третині. Приклад використання такого роду логарифмічної шкали наведений на рис. 6,а для двох видів розмірностей K_w : м³·с/кг або см/доб. Із рисунка рис. 6,а для верхнього горизонту (крива 1) видно, що K_w при $P_m = -100$ см. водн. шару дорівнює не 7 см/доб. і не $7 \cdot 10^{-12}$ м³·с/кг, а 5 см/доб. і $5 \cdot 10^{-12}$ м³·с/кг, враховуючи, що $\log 5$ приблизно рівний 0,7.

Отже, розглянемо приклад розрахунку потоку води у ненасиченій гомогенній товщі при відомих величинах P_m і залежності $K_w(P_m)$.

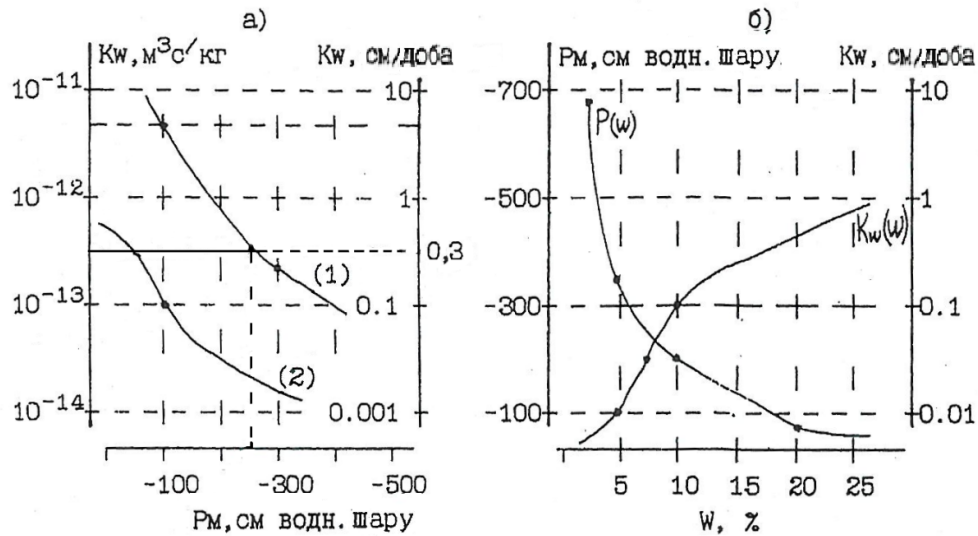


Рис. 6. а – залежність ненасиченої гідравлічної проникності (K_w) від тиску ґрунтової води (P_m) для горизонту 1 і 2 та б – залежності тиску води (P_m) у ненасиченій гідравлічній провідності (K_w) від вологості ґрунту (W) для горизонтів 1,2 та 3.

Приклад 5.5. Дані величини матричного тиску у двох точках ґрунту: на глибині 10 та 40 см, P_m складає -250 та -60 см водн. шару. У цілому глибини 10 та 40 см відносяться до одного ґрунтово-генетичного шару, і у цьому випадку можна використовувати одну залежність K_w від P_m . Дана залежність K_w від P_m (рис. 6, а). Необхідно розрахувати потік води між двома точками у вказаний момент.

Розв'язок. Оскільки -250 см менше за -60 см водн. шару, то потік води буде спрямований уверх, із глибини 40 см на глибину 10 см. У цьому випадку у рівнянні Дарсі величини перепадів матричного та гравітаційного тиску віднімаються, тобто із значення градієнта матричного тиску віднімається одиниця. Далі, для того щоб розрахувати i необхідно вибрати

K_w . Для якої ж величини P_m необхідно визначити K_w ? Потік води перш за все буде визначати найменша величина K_w на ділянці ґрунту від 10 до 40 см. Враховуючи вид залежності $K_w(P_m)$, для даного типу розрахунків необхідно використовувати K_w для найменшого P_m . У даному випадку, для P_m на глибині 10 см – 250 см водн. шару. Для цього тиску води $K_w = 0,3$ см/доб. (див. пояснення на рис. 6,а). Тепер можна остаточно застосувати рівняння Дарсі для розрахунків:

$$i = K_w \cdot \left(\frac{\Delta P_m}{\Delta l} - 1 \right) = 0,3 \cdot \{ [(-60-250) : (40-10)] - 1 \} = 0,3 \cdot [(190:30) - 1] = 1,9 \text{ см/доб.}$$

Ускладнимо задачу, наблизивши її до реальної. Тепер ми маємо справу із диференційованим профілем ґрунту та з реальними показниками тензіометрів. Як визначити P_m та P_g із показників тензіометра, розказано у попередньому розділі. Тому, зупинимось детальніше на інших проблемах, пов'язаних із розрахунком потоків у диференційованому профілі. Підхід у цьому випадку такий же: визначити перепад тисків між точками профілю і, користуючись залежністю K_w від P_m для кожного шару, визначають K_w , а для розрахунку потоку вологи вибирають найменше значення K_w .

Приклад 5.6. Тензіометр зі стрілковими манометрами, які знаходяться на поверхні ґрунту, показують -320 та -150 см водн. шару у горизонті 1 та 2 на глибині 20 і 50 см. На рис. 6,а наведені криві залежності $K_w(P_m)$ для цих горизонтів. Необхідно визначити потік вологи.

Розв'язок. Спочатку розрахуємо P_m для горизонтів 1 та 2. P_m у горизонті 1 дорівнює $-320+20=-300$ см водн. шару, а у горизонті 2 – $-150+50=-100$ см водн. шару. Із наведених графіків визначаємо $K_w(-300)$ для горизонту 1, який дорівнює 0,2 см/доб., а $K_w(-100)$ для горизонту 2 – 0,1 см/доб..

У даному випадку інтенсивність потоку головним чином буде визначати вологопровідність горизонту 2. Мабуть, ми маємо таку ситуацію у

грунті, коли під горизонтом 1 залягає щільний глинистий, слабо водопроникний горизонт 2. Тому і для розрахунку потоку води між вказаними точками використовуємо $K_w(-100)$ для горизонту 2:

$$i = 0,1 \cdot \left[\frac{-100 - (-300)}{30} - 1 \right] = 0,57 \text{ см/доб.}$$

Найбільш часто у гідрофізиці стикаються із задачами, у яких за певним розподілом вологості (тиску води) необхідно розрахувати розподіл води через будь який певний відрізок часу. Інакше кажучи, здійснити прогноз руху води у профілі ґрунту за певний термін. Вирішити такого роду задачі можливо лише за допомогою гідрофізичних параметрів - вологості, тиску води та ненасиченої гідравлічної провідності, точніше, володіючи взаємозв'язком між ними – основними гідрофізичними функціями: $K_w(W, P_m)$. Суворе і достатньо точне вирішення таких задач можливе тільки із застосуванням комп'ютерів та спеціальних програм із вологопереносу. Тут же ми зупинимось на основних принципах розрахунків і простих задачах, які можуть бути вирішені і без застосування комп'ютерів, проте із поміткою, що у порівнянні з вирішенням без них, результати будуть мати певну ступінь наближеності.

У цих задачах, як видно, використовується ще одна гідрофізична функція – основна гідрофізична характеристика (ОГХ) – залежність між матричним тиском води і вологістю ґрунту $P_m(W)$. Крім цього, для вирішення такого типу задач необхідно знати, із якого моменту у часі починати розрахунки і що у цей момент ми маємо у ґрунті. Це так звана «початкова умова». Зазвичай її задають у виді епюри (розподілу по профілю ґрунту) тиску і вологості ґрунту. Проте, для розрахунків цього недостатньо: необхідно знати, чи є потік знизу у профіль, який розглядається і чи є випаровування, а можуть бути ще й опади чи зрошення поверхні ґрунту. Це так звані «граничні умови» або умови на межах профілю ґрунту, який розглядається. Їх також задають у вигляді запису:

$$i \text{ і } \Gamma_1 = 0 \text{ – потік на межі 1 (нижній) дорівнює 0;}$$

$i \text{ I } \Gamma_2 = 5 \text{ мм/доб.}$ - на поверхні ґрунту відбувається випаровування зі швидкістю 5 мм/доб.

Тільки знаючи початкові та граничні умови, можна зробити розрахунки, або як кажуть, тільки у цьому випадку можливий єдиний розв'язок задачі.

Розглянемо на прикладі такий тип прогнозних задач, коли, виходячи із даного розподілу W чи P_m , необхідно розрахувати їх перерозподіл через деякий час.

Приклад 5.7. Заданий профіль розподілу матричного тиску у однорідній товщі ґрунті щільністю $1,30 \text{ г/см}^3$. На глибині 25, 75 та 125 см (посередині шарів 0-50, 50-100 та 100-150 см) тиски складають -350, -200 та -50 см водн. шару. Відомі також $K_w(P_m)$ та ОГХ (рис. 6,б). Розрахувати розподіл вологи через добу, якщо відсутній притік вологи зверху і знизу, тобто $i \text{ I } \Gamma_1 = 0$ та $i \text{ I } \Gamma_2 = 0$

Розв'язок. Розрахуємо потік води із шару 100-150 см у шар 50-100 см, із шару 3 у шар 2 (K_w , зрозуміло, беремо для більш низького P_m – потужність шарів однакова):

$$i(3-2) = K_w(-200) \cdot \left[\frac{P_3 - P_2}{50} - 1 \right] = 0,1 \cdot \left[\frac{-50 - (-200)}{50} - 1 \right] = 0,3 \text{ см/доб.}$$

Потік із шару 50-100 см у поверхневий шар, тобто із шару 2 у шар 1 складе:

$$i(2-1) = K_w(-350) \cdot \left[\frac{P_2 - P_1}{50} - 1 \right] = 0,01 \cdot \left[\frac{-200 - (-350)}{50} - 1 \right] = 0,03 \text{ см/доб.}$$

За добу із шару 100-150 см у шар 50-100 см перетіче 0,3 см, а із шару 50-100 см у шар 0-50 см – 0,03 см водн. шару. Для того, щоб розрахувати профіль тиску вологи, який склався після цього перетоку, необхідно використати ОГХ – залежність $P_m(W)$. Знаходимо по вихідному розподілу тиску вологи із використанням ОГХ (рис. 6,б) початковий розподіл вологості ґрунту: вологості у шарах 0-50, 50-100 та 100-150 см дорівнюють відповідно 5, 10 та 20%. Розраховуємо запаси вологи у цих шарах у початковий момент часу:

у шарі 0-50 см $ЗВ = 5 \cdot 1,3 \cdot 50 : 100 = 3,3 \text{ см водн. шару,}$

у шарі 50-100 см $ЗВ = 10 \cdot 1,3 \cdot 50 : 100 = 6,5 \text{ см водн. шару,}$

у шарі 100-150 см $3B = 20 \cdot 1,3 \cdot 50 : 100 = 13,0$ см водн. шару

Потім розраховуємо запаси вологи, які склались через добу у вказаних шарах, із врахуванням напрямку перетоку. Із шару 100-150 см перетікло у шар 50-100 см 0,3 см водн. шару, а запаси вологи у цьому шарі склали $13 - 0,3 = 12,7$ см водн. шару. Ці запаси відповідають вологості ґрунту у цьому шарі – $19,5\% = 12,7 \cdot 100 : (1,3 \cdot 50)$.

У шар 50-100 см, з одного боку надійшло 0,3 см, але з іншого із нього перетікло уверх, у вищезалягаючий шар 0-50 см – 0,03 см; отже, до початкових запасів вологи у цьому шарі необхідно додати ту кількість, яка надійшла із нижчезалягаючого шару (0,3 см) і відняти кількість води, яка перетікла у верхній шар (0,03 см): $6,5 + 0,3 - 0,03 = 6,77$ см водн. шару. Це складе вологість 10,4%. А у верхній шар 0-50 см надійшло 0,03 см із нижнього, при цьому із нього нічого не випарувалось. Запаси вологи у ньому збільшились: $3,3 + 0,03 = 3,33$ см, а вологість відповідно склала 5,12%.

І остання операція розрахунків за допомогою ОГХ: за новими значеннями W , які настали через добу, знаходимо за допомогою ОГХ (рис. 6,б) нові значення P_m . Вони дорівнюють: -335, -190 та -55 см водн. шару. Видно, що тиск змінився порівняно із початковим: у верхньому та середньому шарі – збільшився, а у нижньому – зменшився. Дайте відповідь на запитання: у якому напрямку будуть змінюватись тиски вологи у вказаних шарах і до якого стану?

Таким чином, вирішення цієї задачі розпалося на кілька етапів:

1. Розраховуємо потоки води із шару в шар на основі заданого розподілу залежності P_m та залежності $K_w(P_m)$;
2. На основі потоків розраховуємо кількість води, яка перетікла за певний проміжок часу;
3. Визначаємо початкову вологість у кожному шарі на основі заданих величин P_m та ОГХ;

4. Розраховуємо початкові запаси із врахуванням даних щільності ґрунту і потужності шарів, а потім, із врахуванням перетоку, запаси води, які склались на певний час у кожному шарі.

5. І, нарешті, із отриманих запасів вологи розраховуємо W (із використанням даних про потужність та щільність шару), та за допомогою ОГХ переводимо величини W у величини P_m . Потім знову можна скористатись положенням першого пункту.

Це загальна схема, ядро вирішення подібних прогностичних задач. Можуть бути по іншому задані початкові умови, до прикладу, у вигляді розподілу вологості по профілю. Це означає, що до цієї схеми додається ще один етап, у кому необхідно перевести розподіл вологості по профілю у розподіл тиску за допомогою ОГХ. Після цього усе буде відбуватись за вищевказаною схемою.

Інші граничні умови, порівняно із вищевказаним прикладом, також не змінюють схеми вирішення задачі. Припустимо, що існував би потік знизу у 150-сантиметрову товщу ґрунту із попередньої задачі. У цьому випадку, на його основі варто було б розрахувати кількість води, яка проникла у шар 50-100 см за розрахунковий період і врахувати її при складанні водного балансу шару 100-150 см. Саме так і при наявності випаровування із поверхні ґрунту.

Цілком імовірно, що вирішення задачі може ускладнитись у випадку диференційованого ґрунтового профілю. Це викликає необхідність застосування основних гідрофізичних функцій окремо для кожного шару ґрунту. Проте, це не змінює принципів розрахунку, а лише ускладнює його. Саме тому для природних умов із достатньою точністю можна проводити такі гідрофізичні розрахунки тільки за допомогою комп'ютерів. Наведений вище спрощений варіант гідрофізичних прогностичних розрахунків можна використовувати лише у окремих випадках, які не вимагають високої точності та не розповсюджуються на далеку перспективу.

Іще одна відмінність таких задач. Нерідко при розрахунках вказують не тільки початкові та граничні умови, а також до якого часу необхідно

провести розрахунок, але і як часто проводити поетапні розрахунки – часовий крок. Дійсно, адже можна зпочатку розрахувати профіль тиску через півдобу, а потім, вже на основі вже визначеного – іще через півдобу. Такий розрахунок мав би бути точнішим, ніж розрахунок профілю тиску зразу ж через добу. Здавалося б, чим менший часовий крок, тим більш детально можливо розрахувати кінцевий профіль вологості або тиску та ще й із більшою точністю. Проте, це не завжди так. Підвищена детальність розрахунків не завжди призводить до очікуваного істотного зростання точності, але завжди супроводжується їх ускладненням, збільшенням трудомісткості. Саме тому рекомендуємо, при розрахунках без відповідного програмного забезпечення, обмежитись 2 та 3 етапами, і у відповідності з ними вибрати часовий крок. Зазвичай, в умовах задач вказують необхідний часовий крок.

5.3. Завдання і вправи

1. Розрахувати коефіцієнт фільтрації ґрунту, якщо дослід із фільтрації проводять на ґрунтовому моноліті висотою 1,2 м, площею перетину поверхні 50 дм^2 , кількість води, яка витекла із нижньої межі складає 3,5 л/доб., а шар на поверхні підтримується у межах 4 см водн. шару.

2. Розрахувати кількість води, яка витекла за добу із нижньої межі вертикального ґрунтового моноліта, якщо він має висоту 1 м, площа перетину 400 см^2 , коефіцієнт фільтрації 20 см/доб., а на поверхні моноліту підтримується шар води у 2 см.

3. Дві точки на схилі розташовані на відстані 120 м одна від одної на абсолютних висотах 125,55 та 124,85 м над рівнем моря. Розрахувати кількість води, яка перетікла між ними за 2 доби, якщо коефіцієнт фільтрації ґрунтів складає 0,4 мм/хв..

4. Розрахувати кількість води, яка перетікла за добу між двома точками , які знаходяться на глибині 500 см та відстані 15 см, якщо тензіометри із U-подібними манометрами показують у них 150 та 290 мм рт. ст. (середня

лінія тензіометрів знаходиться на висоті 30 см). Ненасичена гідравлічна провідність при 280 мм рт. ст. складає 0,5 см/доб.

5. Два тензіометра із ртутними манометрами , які встановлені на відстані 10 см і на глибині 50 см, показують 124 та 320 мм рт. ст.. Ненасичена гідравлічна провідність ґрунту складає 320 мм рт. ст. у 8 мм/доб. Розрахувати потік води.

6. Два тензіометра зі стрілковими манометрами, установлені на глибині 20 і 50 см, показують -0,58 та -0,12 атм. Розрахувати потік води (у см/доб.), якщо ненасичена гідравлічна провідність більш сухого шару ґрунту складає $5,0 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3 \cdot \text{с} / \text{г}$.

7. Два тензіометра із U-подібними манометрами , установлені на глибині 10 і 40 см. Їх показники складають 115 та 345 мм рт. ст.. Розрахувати кількість води, яка перетікла за добу із шару 0-20 см у шар 30-50 см, якщо щільність ґрунту у цих шарах складає 1,22 та 1,35 г/см³. Ненасичену гідравлічну провідність визначити із рис. 7,а.

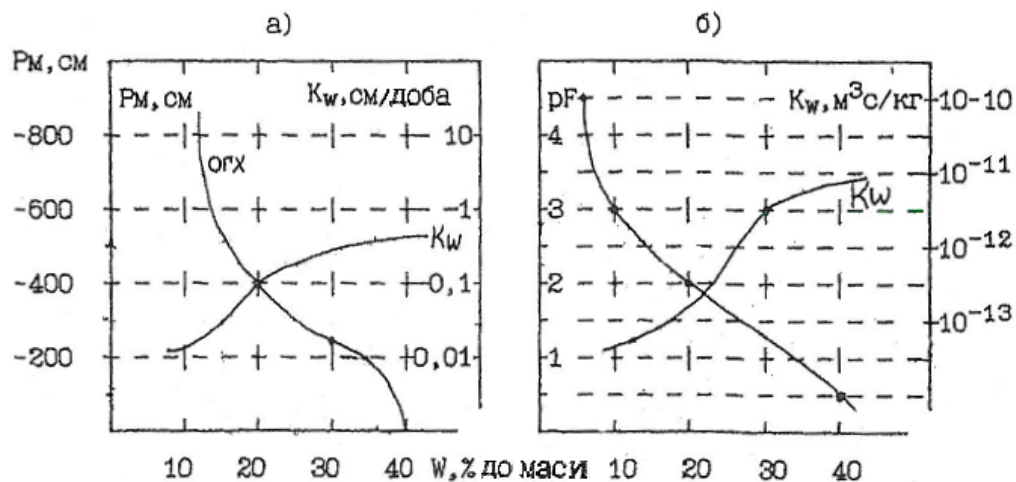


Рис. 7. - Основні гідрофізичні функції, необхідні для розв'язку задач 7-11.

8. Початковий розподіл масової вологості у шарах 0-20, 20-40, та 40-60 см складає 16,0, 25,5 та 36% при щільності 1,2 г/см³. Ґрунт гомогенний, основні

гідрофізичні функції взяти із рис. 7,а. Розрахувати розподіл вологості через 1 добу.

9. Розрахувати розподіл вологості ґрунту через добу, якщо тензіометри у середині шарів 0-10, 10-20 та 20-30 см показують 480, 260 та 150 мм рт. ст., а щільність ґрунту складає $1,50 \text{ г/см}^3$. Основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,б.

10. Полив у нормі $100 \text{ м}^3/\text{га}$ провели при передполивній масовій вологості 10,0 , 12,5 та 16,0% у шарах 0-15, 15-30 та 30-45 см. Розрахувати вологість ґрунту через одну добу після поливу, якщо щільність ґрунту у шарі 0-45 см складає $1,2 \text{ г/см}^3$. Основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,б.

11. Початковий розподіл вологості за шарами 0-10, 10-20 та 20-30 см складає 8, 10 та 18% при щільності $1,25 \text{ г/см}^3$. На поверхню ґрунту випали опади у кількості 20 мм. Розрахувати розподіл вологості ґрунту через добу за відсутності випаровування із поверхні ґрунту. Основні гідрофізичні функції взяти із рис. 7,б.

Запитання для самоперевірки

1. Які складові беруть до для розрахунку водного балансу території?
2. Як розрахувати запаси загальної, продуктивної та непродуктивної вологи в шарі ґрунту в $\text{м}^3/\text{га}$ та мм?
3. Чим відрізняються класифікації форм води у ґрунті в Україні і США?
4. Що таке ДАВ? Які, на вашу думку, можуть існувати недоліки у цього показника?
5. Які основні типи водного режиму і де мають визначальне значення в Україні?
6. Визначіть «плюси та мінуси» чорного пару в регулюванні водного режиму ґрунту. Де б Ви рекомендували вдаватись до цього заходу?
7. Обґрунтуйте заходи регулювання водного режиму в зоні Полісся (Лісостепу, Степу) України.
8. Які деградації ґрунтів можуть розвиватися при зрошенні? Що треба враховувати для їх прогнозування? Які заходи застосувати для їх профілактики та меліорації ґрунтів?
9. Обґрунтуйте роль гідротехнічних споруд для заходів лісомеліорації для управління водним режимом ґрунтів.

10. Що таке двобічне регулювання водного режиму і де його застосовують?

РОЗДІЛ 6. ТЕПЛОФІЗИКА ҐРУНТІВ

Переміщення ґрунтової вологи, життєдіяльність мікроорганізмів, хімічні процеси, газообмін у ґрунті, а також час появи сходів, розвиток кореневої системи, швидкість вегетації рослин та ін.. значно залежать від кількості тепла, яка надійшла у ґрунт.

6.1. Радіаційний баланс

Основним джерелом тепла у ґрунті є сонячне випромінювання або сонячна радіація, яка надходить на його діяльну поверхню. Під діяльною поверхнею, зазвичай, умовно розуміють певний шар ґрунту, води, рослинного чи снігового вкриття, у якому відбувається поглинання сонячної радіації, яка надходить на поверхню ґрунту, перетворення її у тепло і формування власного випромінювання.

Діяльної поверхні досягають три види сонячної радіації:

1. Прямий потік паралельних променів, які випромінює Сонце – пряма сонячна радіація (S);
2. Ослаблений внаслідок розсіювання потік радіації, який надходить на поверхню землі під різноманітними кутами – розсіяна сонячна радіація (D);
3. Ослаблений внаслідок процесу поглинання потік радіації, який також надходить на поверхню землі із різних сторін – противипромінювання атмосфери (I_a).

Потік прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню називають *інсоляцією* (S^i), який розраховується за формулою 6.1.:

$$S^i = S \cdot \sin h, \quad (6.1)$$

де h – висота сонця над горизонтом.

Сумарна радіація (Q – це сума розсіяної D і прямої радіації S^i , який потрапляє на горизонтальну поверхню (формула 6.2, 6.3):

$$Q = S^i + D \quad (6.2)$$

$$\text{або } Q = S \cdot \sin h + D \quad (6.3)$$

Оскільки температура поверхні Сонця, як джерела глобальної радіації, достатньо висока (біля 6000 °C), випромінювана ним радіація згідно із законом Віна складає ($\lambda_m = \frac{2900}{T}$, де λ_m - довжина хвиль максимальної інтенсивності випромінювання, T - абсолютна температура) має довжину хвиль меншу за 0,4 мкм, тобто є короткохвильовою радіацією.

Противипромінювання атмосфери – це довгохвильова радіація ($\lambda > 0,4$ мкм), оскільки її випромінюють більш холодні тіла, такі як небо, хмари і т.д.

Уся радіація, яка надійшла на діяльну поверхню, частково відбивається від неї, причому відбивання довгохвильової радіації досить мале, і частково зазнає випромінювання. Відбивається переважно короткохвильова сумарна радіація R_k . Частина відбитої короткохвильової радіації, поділена на величину сумарної радіації, яка надійшла на поверхню, називають коефіцієнтом відбиття або альбедо (формула 6.4):

$$A_k = \frac{R_k}{Q} \cdot 100\% \quad (6.4)$$

Альбедо – важлива характеристика поверхні ґрунту і може змінюватись у широких межах залежно від кольору ґрунту, шорсткості та нахилу поверхні, вологості ґрунту. Для більшості природних діяльних поверхонь значення альбедо коливаються у межах від 10 до 30%, в середньому біля 20%.

Оскільки температура поверхні ґрунту зазвичай складає біля 27°C, то випущене ним випромінювання (I_n) є довгохвильовим.

Алгебраїчна сума радіаційних потоків на діяльній поверхні називається радіаційним балансом R (формула 6.5):

$$R = S^i + D + I_{ef} - R_k \quad (6.5),$$

де I_{ef} – ефективне випромінювання, під яким розуміють різницю між власним випромінюванням діяльної поверхні (I_n) і зустрічним випромінюванням атмосфери (I_a).

Оскільки $S^+ + D = Q$, а $R_k = Q \cdot A_k$, рівняння 6.5. можна записати у вигляді формули 6.6.:

$$R = Q - Q \cdot A_k + I_{ef} = Q \cdot (1 - A_k) + I_{ef} \quad (6.6)$$

У нічні години S^+ та D дорівнюють нулю, а отже, $R = I_{ef}$.

6.2. Тепловий баланс

Величина радіаційного балансу R , що залишилась після усіх втрат за рахунок відбиття та випромінювання, трансформується у тепло, яке витрачається на:

- випаровування у кількості $L \cdot E_t$ (добуток прихованої теплоти пароутворення L , яка у середньому дорівнює 585 кал/г на інтенсивність випаровування E_t);
- процеси турбулентного обміну із приземним шаром повітря H ;
- нагрівання ґрунту G .

Отже, повний тепловий баланс на діяльній поверхні, який буде виразом закону збереження енергії, можна навести у вигляді (формула 6.7):

$$R = L \cdot E_t + H + G \quad (6.7),$$

де E_t – кількість води, яка випаровувалась із ґрунту і витрачена на транспірацію.

Повний енергетичний баланс діяльної поверхні можна навести у вигляді рівняння 6.8:

$$Q \cdot (1 - A_k) + I_{ef} - L \cdot E_t - H - G = 0 \quad (6.8)$$

Рівняння енергетичного балансу може дещо видозмінюватись залежно від того, яке правило знаків буде у ньому використовуватись.

Прийнято усі елементи енергетичного балансу вважати позитивними, якщо вони спрямовані до поверхні, і від'ємними у протилежному випадку.

Потужність потоку сонячної радіації у системі СІ виражається у Вт/м^2 , а для суми радіації використовують $\text{Дж/м}^2 \cdot \text{год}$, $\text{Дж/м}^2 \cdot \text{доб.}$) і т.д.

Нерідко потужність потоку сонячної радіації виражають у $\text{кал/см}^2 \cdot \text{хв}$. Прихід радіації, який складає $1 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{хв}$, дорівнює 698 Вт/м^2 . Співвідношення між одиницями:

$$1 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{хв} = 698 \text{ Дж/м}^2 \cdot \text{с} = 698 \text{ Вт/м}^2$$

$$1 \text{ кал/см}^2 = 4,19 \cdot 10^2 \text{ Дж/м}^2$$

6.3. Теплообмін у ґрунті

Процес обміну теплом між поверхнею ґрунту та шарами, що залягають нижче, називають теплообміном у ґрунті. Із кількісної сторони цей процес характеризується величинами теплового потоку у ґрунт та тепло-аккумуляцією у ґрунті. Оскільки величина теплоаккумуляції за певний період (рік, доба, сезон, місяць) є сумою (інтегралом) миттєвих значень теплового потоку у ґрунт за цей період, то найбільш повною, і, напевно, єдиною величиною, яка може слугувати для опису процесу теплообміну у ґрунті буде величина теплового потоку у ґрунт.

Тепловий потік у ґрунт багато у чому визначається його теплофізичними характеристиками, до яких відносяться:

- коефіцієнт теплопровідності (λ);
- коефіцієнт температуропровідності (α);
- питома (C_m) та об'ємна (C_v) теплоємність ґрунту;
- коефіцієнт теплосвоюваності (b).

Коефіцієнт теплопровідності – величина, яка чисельно дорівнює кількості тепла, яка переноситься через одиницю відстані за одиницю часу при градієнті температур, що дорівнює одиниці. Має розмірність $\text{Дж/м} \cdot \text{с} \cdot \text{К}$.

Питома теплоємність – це величина, яка чисельно дорівнює кількості тепла, необхідного для нагрівання одиниці маси ґрунту на один градус. У системі СІ (C_m) має розмірність $\text{Дж/кг} \cdot \text{град}$.

Об'ємна теплоємність є добутком питомою теплоємності на щільність ґрунту, тобто $C_v = C_m \cdot d$ та має розмірність Дж/м³·град.

Між чотирма теплофізичними величинами існують наступні зв'язки (формула 6.9):

$$\alpha = \frac{\lambda}{C_v}; b = \lambda \cdot C_v = C_v \cdot \alpha = \frac{\lambda}{\alpha} \quad (6.9)$$

Величину об'ємної теплоємності можна розрахувати шляхом додавання теплоємностей різних складових ґрунту, зважених у відповідності їх об'ємними долями (формула 6.10):

$$C_v = \sum f_{si} \cdot C_{si} + f_w \cdot C_w + f_a \cdot C_a \quad (6.10),$$

де f – об'ємна доля кожної фази, які позначені як: s – тверда, w – рідка, a – повітря.

Тверда фаза у свою чергу складається із ряду компонентів, позначених як i . Це різні мінеральні та органічні компоненти. Теплоємність твердої фази знаходять у результаті додавання теплоємностей цих компонентів та їх об'ємних долей, тому перед нею і стоїть символ Σ .

Оскільки об'ємна теплоємність повітря досить мала порівняно із іншими складовими ґрунту, у практичних розрахунках нею зазвичай нехтують. Тоді у інтегральному виді рівняння для розрахунку об'ємної теплоємності можна записати як (формула 6.11):

$$C_v = C_m \cdot d + C_w \cdot \theta \cdot d_v \quad (6.11),$$

де C_w – об'ємна теплоємність води, θ – об'ємна вологість у долях одиниці, d_v – щільність води.

Відомо, що середня за всіма компонентами ґрунту питома теплоємність більшості мінеральних ґрунтів (C_m) складає біля 0,2 кал/г·°С. Тоді, приймаючи питому теплоємність води (C_w) рівною за 1 кал/г·°С, можна записати практичне рівняння для розрахунку об'ємної теплоємності вологого ґрунту (формула 6.12):

$$C_v = 0,2 \cdot d + \theta \quad (6.12)$$

Тепловий потік у ґрунт нерідко оцінюють, визначивши кількість теплоти Q_g через зміну ентальпії. Кількість теплоти Q_g , необхідна для зміни температури даного об'єму ґрунту V від початкового стану T_1 , розраховують за формулою 6.13:

$$Q_g = C_v \cdot V \cdot (T_2 - T_1) = C_v \cdot V \cdot \Delta T \quad (6.13)$$

Інший спосіб визначення теплового потоку для стаціонарного стану, при якому температура у кожній точці провідного середовища і потік залишаються постійними у часі, полягає у використанні рівняння Фур'є (формула 6.14):

$$q_n = -\lambda \cdot \frac{dT}{dz} \quad (6.14),$$

де q_n – щільність потоку тепла, який визначається як швидкість переносу тепла через одиницю площі у Дж/м²·с (кал/см²·с); λ – теплопровідність ґрунту у Дж/м·с·°К або Вт/м·К (кал/см·с·°С); dT/dz – градієнт у К/м (°С/см); z – поверхня ґрунту. Від'ємний знак у рівнянні 6.14 необхідний тому, що переміщення тепла відбувається від більш високої температури до більш низької, тобто напрям потоку протилежний напрямку градієнта температури.

Оскільки λ завжди має позитивний знак, то знак q_n визначається знаком dT/dz . Щоб уникнути складнощів при визначенні знаку dT/dz рекомендується використовувати наступний метод. Позначимо одну точку провідного середовища як точку 1, а іншу – як точку 2, а потім позначимо висоту і температуру відповідним індексом (наприклад, T_1 та z_1 – температура і висота точки 1). При визначенні dT/dz завжди необхідно вибирати значення T та z у одній і тій же послідовності (наприклад, вибравши dT , як різницю $T_2 - T_1$, необхідно вибрати також $z_2 - z_1$; якщо ж dT визначається як $T_1 - T_2$, тоді так само і dz повинно визначатись, як $z_1 - z_2$).

У реальних умовах завжди спостерігаються зміни температури ґрунту у будь який час і на будь якій глибині, що пов'язано із добовими коливаннями радіаційного балансу R , які викликають добові коливання температури верхнього шару ґрунту. Крім добових коливань, спостерігаються також річні

коливання R та q_n , це призводить до того, що у ґрунті зазвичай складається незначний загальноустановлений потік тепла, для опису якого використовують рівняння Хенкса і Расмуссена (формула 6.15):

$$\frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = \frac{T_{i-1}^j - 2T_i^j + T_{i+1}^j}{\Delta z^2} \quad (6.15),$$

де i – індекси, які позначають шар ґрунту; Δz – відстань між шарами ґрунту; j – індекси, які позначають час; Δt – проміжок часу.

Визначивши за формулою 6.16, що:

$$\alpha = \frac{\Delta t}{(\Delta z)^2} = 0,5 \quad (6.16)$$

рівняння 6.15 можна переписати у наступному вигляді (формула 6.17):

$$T_i^{j+1} = \frac{T_{i-1}^j + T_{i+1}^j}{2} \quad (6.17)$$

Це рівняння представляє собою спрощену схему розрахунку, яку можна використовувати для розрахунку температури ґрунту на будь якій глибині і у будь який час в умовах несталого теплового потоку. Проте для його розв'язку необхідно 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 деякій глибині від часу (повинні бути відомі нижні граничні умови). Зазвичай початкові і граничні умови вимірюються безпосередньо у ґрунті.

На завершення відзначимо, допустима деяка вільність у виборі розмірів Δt та Δz , але вони повинні відповідати:

$$\alpha \cdot [\Delta t / (\Delta z)^2] = 0,5$$

Отже, можна вибрати значення (у певних межах) для Δt та Δz , але коли такий вибір вже зроблений, значення буде визначати розмір інших параметрів. Крім цього, при використанні рівняння 6.17 робиться допущення, що теплопровідність α однакова у всьому ґрунті. І хоча в реальних умовах це не зовсім так, проте рівняння 6.17 дозволяє добре апроксимувати

температури навіть для багатьох неоднорідних ґрунтів, допускаючи рівномірність температуропровідності.

6.4. Завдання і вправи

1. Визначити інсоляцію ополудні, якщо за даними актинометричних приладів сумарна радіація складає $0,68 \text{ кВт/м}^2$, розсіяна - $0,25 \text{ кВт/м}^2$.

2. Сонце над горизонтом знаходиться під кутом 90° . Розрахувати інсоляцію на поверхню схилу крутизною 25° , якщо у цей момент пряма радіація $S = 0,72 \text{ кВт/м}^2$.

3. Розрахувати сумарну сонячну радіацію за наступними даними: висота Сонця 80° , пряма сонячна радіація $S = 0,70 \text{ кВт/м}^2$, розсіяна $D = 0,25 \text{ кВт/м}^2$.

4. Розрахувати кількість сонячної енергії, яку отримає пшениця у початковій фазі розвитку ($A_k = 23\%$) при інтенсивності сумарної радіації 610 Вт/м^2 (сонце знаходиться в зеніті).

5. Визначити, яку кількість тепла поглинає поверхня сухої трави ($A_k = 23\%$) при висоті сонця 30° , потоці прямої сонячної радіації $0,85 \text{ кВт/м}^2$, а розсіяної - $0,13 \text{ кВт/м}^2$.

6. Яку кількість тепла отримає від Сонця 1 га вологого чорнозему ($A_k = 9\%$) за 1 годину, якщо пряма сонячна радіація складає в середньому $0,80 \text{ кВт/м}^2$, а розсіяна радіація – 20% від прямої і середня за годину висота сонця дорівнює 30° ?

7. Розрахувати температуропровідність ґрунту (α), якщо відомі його теплопровідність $\lambda = 19 \text{ кал/см}\cdot\text{год}\cdot^\circ\text{C}$, загальна пористість – 56% , об'ємна вологість – 34% , об'ємна теплоємність води – $1 \text{ кал/ см}^3\cdot^\circ\text{C}$. Об'ємна теплоємність твердої частини ґрунту, усереднена по всім його компонентам, дорівнює $0,46 \text{ кал/ см}^3\cdot^\circ\text{C}$.

8. Розрахувати температуру ґрунту на глибині 10 см , якщо на його поверхні температура дорівнює 22°C . Тепловий потік у ґрунту складає $50 \text{ кал/ см}^2\cdot\text{доб.}$, температуропровідність ґрунту дорівнює $39 \text{ см}^2/\text{год.}$, питома теплоємність - $0,30 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{C}$, щільність ґрунту – $1,3 \text{ г/см}^3$.

9. У ґрунті спостерігається сталий тепловий потік у одному вимірі. Розрахувати, який температурний градієнт необхідний для того, щоб щільність теплового потоку склала $45 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$? Відомі: температуропровідність ґрунту – $580 \text{ см}^2\cdot\text{доб.}$, об’ємна вологість – 28%, щільність ґрунту – $1,29 \text{ г/см}^3$, питома теплоємність - $0,18 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{С}$.

10. Знайти, яка частина радіаційного балансу витрачається на нагрівання ґрунту, який має наступні властивості: вологість – 21%, щільність – $1,26 \text{ г/см}^3$, питома теплоємність - $0,20 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{С}$. Радіаційний баланс у середньому дорівнює $350 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$, а приріст середньої температури ґрунту (до глибини 50 см) за 1 місяць складає $^\circ\text{С}$.

11. Щільність теплового потоку у зволожений ґрунт через його поверхню складає $60 \text{ кал/см}^2\cdot\text{доб.}$. Об’ємна вологість ґрунту дорівнює 25%, питома теплоємність - $0,22 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{С}$. Знайти середній приріст температури за добу верхнього 50-сантиметрового шару ґрунту, допустивши, що тепло розподіляється у ньому рівномірно.

12. Розрахувати температуропровідність ґрунту, який має щільність $1,35 \text{ г/см}^3$, вологість – 19%, теплопровідність - $19 \text{ кал/см}\cdot\text{год}\cdot^\circ\text{С}$ і питому теплоємність - $0,21 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{С}$.

13. Знайти кількість теплоти у калоріях, необхідну для підвищення температури одиничної площі ґрунту до 25°С на глибину 100 см. При температурі 20°С ґрунт має вологість – 18% і щільність $1,19 \text{ г/см}^3$. Питома теплоємність ґрунту дорівнює $0,20 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{С}$.

14. Знайти зміну температури у часі у 5-ти сантиметровому шарі ґрунту, у якому протягом деякого часу спостерігається тепловий потік. Щільність потоку на вході дорівнює $30 \text{ кал/см}^2\cdot\text{год.}$, а на виході - $15 \text{ кал/см}^2\cdot\text{год.}$. Питома теплоємність ґрунту дорівнює $0,23 \text{ кал/ г}\cdot^\circ\text{С}$, щільність - $1,40 \text{ г/см}^3$, вологість – 15%.

Завдання до самостійної роботи

1. Розрахувати ефективне випромінювання поверхні поля ($A_k = 17\%$), якщо радіаційний баланс складає 430 Вт/м^2 і сумарна радіація дорівнює 850 Вт/м^2 .

2. Розрахувати відбиту радіацію за наступними даними: сумарна радіація 815 Вт/м^2 , ефективне випромінювання 75 Вт/м^2 , альbedo поверхні 15% .

3. Розрахувати радіаційний баланс діяльного шару, якщо поглинута частина короткохвильової радіації дорівнює $0,5 \text{ кВт/м}^2$, а ефективне випромінювання складає $0,1 \text{ кВт/м}^2$. Який сенс знань відповіді? До якого часу доби (чи року) відносяться вихідні дані, якщо вони отримані у помірних широтах при безхмарному небі?

4. Висота Сонця 45°C , інтенсивність прямої сонячної радіації – 1400 Вт/м^2 , розсіяна радіація складає 25% від інсоляції, ефективне випромінювання – 50 Вт/м^2 . Визначити радіаційний баланс картопляного поля ($A_m = 19\%$).

5. Розрахувати ефективність евапотранспірації, якщо енергія, витрачена на цей процес, складає $235 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$

6. Яка частина радіаційного балансу витрачається на евапотранспірацію, якщо енергія витрачена на нагрівання повітря складає $150 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, а на нагрівання ґрунту – $25 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, радіаційний баланс дорівнює $400 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$?

7. Визначити, як розподіляється енергія радіаційного балансу, якщо протягом заданого періоду вимірювань складові енергетичного балансу мали наступні середні значення: $R = 360 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $H = 50 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $G = - 25 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$

8. Розрахувати кількість енергії, витраченої на евапотранспірацію, якщо інші складові енергетичного балансу мали наступні значення: $R = 340 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $H = - 160 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$, $G = 25 \text{ кал/см}^2 \cdot \text{доб.}$

9. Евапотранспірація E_t складає 0,5 см/доб. Розрахувати кількість енергії, витраченої на евапотранспірацію.

10. Для даного ґрунту виміряне значення теплового потоку склало 52 кал/см²·доб. Теплопровідність ґрунту дорівнює $4,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·°C. Знайти середній градієнт температури, який викликає даний потік.

11. У деякий час (позначмо його $t=0$) поверхня однорідного ґрунту із рівномірною за глибиною температурою 25 °C накривають шаром мульчі. Внаслідок цього температура верхнього шару ґрунту стає і надалі залишається постійною у межах 10 °C. Визначити час, за який температура ґрунту на глибині 25 см знизиться до 15 °C і нижче.

12. Температура на поверхні ґрунту 20 °C, а на глибині 10 см складає 15 °C. Теплопровідність дорівнює $3,5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·с·°C. Розрахувати кількість тепла на одиницю площі, яке перетече між двома глибинами за 1 добу за умови, що протягом доби температури підтримуються постійними.

13. Розрахувати кількість тепла, яку нагромадив ґрунт на одиницю площі поверхні за період із 6 до 13 години, якщо відомі наступні властивості ґрунту:

Глибина, см	Температура, °C		Щільність ґрунту, г/см ³	W, %
	6 година	13 година		
0 – 5	10	29	1,15	5,0
5 – 10	14	24	1,23	11,0
10 – 20	17	22	1,27	12,0
20 – 50	15	20	1,40	12,5
50 – 100	12	14	1,50	13,0

Питому теплоємність C_m прийняти за 0,25 кал/г·°C

Запитання для самоперевірки

1. Яке визначення теплового режиму ґрунту?
2. Чому в агроґрунтознавстві терміни тепловий і температурний режим є синонімами?
3. Які є теплові властивості ґрунту та від яких факторів вони залежать і як?

4. Визначення коефіцієнта температуропровідності ґрунту. Чому його агрономічне значення більше, ніж теплопровідності ґрунту?
5. За яких умов вологості ґрунту його коефіцієнт температуропровідності має найбільше значення та як це слід враховувати у практиці зрошувального землеробства?
6. Що таке ефективна теплоємність ґрунту та як її можна розрахувати?
7. Поясніть добовий та річний цикли зміни температури ґрунту. Як вони впливають на характер та ефективність землеробства?
8. Які з українських ґрунтів потребують найбільшої уваги до регулювання їх теплового режиму і як це регулювання забезпечують?
9. Охарактеризуйте відомі вам агротехнічні заходи регулювання теплового режиму ґрунту.
10. Яким сучасним показником найчастіше оцінюють температурний режим ґрунту? Як його можна оцінити в різних ґрунтово-кліматичних зонах України?
11. Перелічіть відомі Вам метеорологічні заходи регулювання температурного режиму ґрунту.

ДОДАТКИ

1. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом (за Н.А. Качинським)

Група ґрунту загранулометричним складом	Вміст фізичної глини (частки <0,01 мм), %		
	Ґрунти		
	підзолистого типу ґрунтотворення	степового типу ґрунтотворення	солонці та дуже солонцюваті
Пісок пухкий	0-5	0-5	0-5
глинистий	5-10	5-10	5-10
Супісок	10-20	10-20	10-15
Суглинок легкий	20-30	20-30	15-20
середній	30-40	30-45	20-30
важкий	40-50	45-60	30-40
Глина легка	50-65	60-75	40-50
середня	65-80	75-85	50-65
важка	>80	>85	>65

Примітка.

Додатково поділ ґрунтів на підгрупи проводиться за співвідношенням фракцій: гравію (3-1 мм), піску (1-0,05 мм), грубого пилю (0,05-0,01 мм), пилю (0,01-0,001 мм) і мулу (<0,001 мм).

У назві ґрунту за гранулометричним складом підкреслюється його основна група (пісок, супісок, суглинок і т.д.) і підгрупа за вмістом двох фракцій, при цьому на останнє місце становиться назва переважаючої фракції.

2. Класифікація агрономічно цінних структурних агрегатів ґрунту (за М.І. Саввіновим)

Рід окремостей	Вид окремостей	Розмір (діаметр), мм
Бриласта частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі)	Брили:	
	грубі	>100
	середні	100-30
Грудочкувата частина ґрунту (окремості 10-25 мм у діаметрі)	дрібні	30-10
	Грудочки:	
	грубі	10-3,0
	середні	3,0-1,0
Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі)	дрібні	1,0-0,5
	зернисті елементи	0,5-0,25
	Мікроструктурні елементи	0,25-0,01
	Пилувато-глинисті частки	<0,01

3. Оцінка структурного стану ґрунту

Вміст агрегатів 0,25 – 10 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту	Структурний стан
>80	Відмінний
80-60	Добрий
60-40	Задовільний
40-20	Незадовільний
<20	Поганий

4. Оцінка структурного стану ґрунтів за вмістом водотривких агрегатів

Сума водотривких агрегатів розміром >0,25 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту	Водотривкість агрегатів
<10	Відсутня
10-20	Незадовільна
20-30	Недостатньо незадовільна
30-40	Задовільна
40-60	Добра
60-75	Відмінна
>75	Надмірно висока

**5. Значення рівноважної щільності ґрунтів України
в шарі 0–20 см (узагальнені дані)**

Гранулометричний склад	ЩГ, г/см³	Гранулометричний склад	ЩГ, г/см³
Дерново-підзолистий		Сірий лісовий	
Піщаний	1,50-1,65	Середньосуглинковий	1,25-1,35
Глинисто-піщаний	1,35-1,45	Темно-сірий опідзолений	
Супіщаний	1,45-1,60	Середньосуглинковий	1,20-1,30
Дерново-карбонатний		Чорнозем опідзолений	
Супіщаний	1,20-1,40	Середньосуглинковий	1,20-1,35
Легкосуглинковий	1,15-1,35	Чорнозем типовий	
Дерново-глейовий		Середньосуглинковий	1,10-1,30
Важкосуглинковий	1,40-1,55	Чорнозем звичайний	
Лучний		Важкосуглинковий	1,10-1,25
Середньосуглинковий	1,15-1,30	Чорнозем південний	
Торфовище низинне		Важкосуглинковий	1,20-1,30
Ступінь розкладу торфу 35-40 %	0,12-0,18	Легкоглинистий	1,25-1,40
Ясно-сірий лісовий		Темно-каштановий	
		Важкосуглинковий	1,25-1,35
Середньосуглинковий	1,30-1,40	Каштановий	
		Легкоглинистий	1,30-1,40

**6. Значення оптимальної щільності ґрунту для
сільськогосподарських культур
(за О.Г. Бондаревим, В.В. Медведевим, 1980)**

Культура	Інтервал щільності, г/см ³
Полісся	
Дерново-підзолисті супіщані та легкосуглинкові	
Зернові колосові	1,25-1,35
Кукурудза	1,10-1,30
Картопля	1,15-1,25
Дерново-підзолисті середньо– і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,40
Кукурудза	1,10-1,20
Картопля	1,10-1,20
Кормові боби	1,10-1,30
Лісостеп	
Сірі лісові легкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,40
Сірі лісові середньо– і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,05-1,30
Кукурудза	1,00-1,25
Чорноземи типові та опідзолені легкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,40
Чорноземи типові та опідзолені середньо– і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,30
Кукурудза	1,00-1,25
Гречка	1,20-1,30
Просо	1,20-1,40
Горох	1,10-1,35
Цукровий буряк	1,00-1,25
Степ	
Чорноземи звичайні та південні, каштанові середньо– і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,05-1,30
Кукурудза	1,05-1,30

7. Оцінка ущільненості ґрунту, г/см³

Глибина шару, см	Ступінь ущільнення					ЩТФГ, г/см³
	дуже пухкий	пухкий	середньо-пухкий	щільний	дуже щільний	
Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4 %						
02-20	<1,00	1,00-1,20	1,20-1,40	1,40-1,50	>1,50	2,60
20-50	<1,20	1,20-1,35	1,35-1,48	1,48-1,60	>1,60	2,65
50-100	<1,35	1,35-1,50	1,50-1,60	1,60-1,67	>1,67	2,70
Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4 %						
0-20	<0,95	0,95-1,10	1,10-1,20	1,20-1,30	>1,30	2,50
20-50	<1,10	1,10-1,20	1,20-1,30	1,30-1,40	>1,40	2,60
50-100	<1,25	1,25-1,32	1,32-1,40	1,40-1,50	>1,50	2,70

8. Нормальні та допустимі значення щільності для росту коренів плодових культур на легких ґрунтах(за І.М. Ващенко,1976)

Генетичні горизонти	Щільність ґрунту, г/см ³			
	оптимальна	допустима	критична	корені не ростуть
Н-НР	<1,40	1,40-1,60	1,60	-
РН-Рк	<1,60	1,60-1,75	1,75-1,80	>1,80
Рк	<1,60	1,60-1,75	1,75-1,80	>1,80

9. Реакція плодових культур на ступінь ущільнення суглинкових і глинистих ґрунтів (за В.Ф. Вальковим, С.Ф. Неговєловим, 1986)

Стан плодових культур	Глибина шару, см	Черешня,абрикос	Яблуна, груша, айва, персик	Слива, вишня
Дерева довго-вічні, дають рясні плоди	20-80	1,45	1,50	1,50
	80-150	1,45	1,50	1,55
	150-300	1,50	1,50	1,50
Дерева ростуть і плодоносять задовільно	20-80	1,45	1,50	1,55
	80-150	1,48	1,55	1,60-1,70
	150-300	1,50	1,55-1,75	1,65-1,75
Дерева дуже пригнічені і не плодоносять	20-80	1,50	1,60	1,70
	80-150	1,55	1,65	1,70
	150-300	1,60	1,70	-

10. Межі коливань різних видів пористості в ґрунтах і ґрунтотвірних породах (за В.А. Ковдою, 1973)

Ґрунти, ґрунтотвірні породи	Вид пористості		
	загальна, %	капілярна	некапілярна
		% від загальної	
Піски	30-35	25-35	65-75
Супіски	35-45	45-55	45-55
Суглинки	40-47	65-85	15-35
Леси та лесовидні суглинки	40-55	60-65	35-50
Глини	45-55	90-97	3-10
Орний шар чорнозему	55-60	40-45	55-60
Поверхневий горизонт торфовища	80-85	95-98	2-5

11. Оцінка загальної пористості ґрунту (за Н.А. Качинським)

Загальна пористість, %	Якісна оцінка
>70	Надмірно пухкий ґрунт
65-55	Відмінна для орного шару
55-50	Задовільна для орного шару
50-40	Незадовільна для орного шару
40-25	Надмірно низька, характерна для ілювіальних та оглеєних горизонтів

12. Ступінь ущільнення ґрунту залежно від загальної пористості, % від об'єму

Глибина шару,см	Ступінь ущільнення					ЩТФГ,г/см
	дуже пухкий	пухкий	середньо-пухкий	щільний	дуже щільний	
Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4 %						
0-20	>60	60-53	53-47	47-42	<42	2,60
20-50	>55	55-50	50-45	45-40	<40	2,65
50-100	>50	50-45	45-41	41-38	<38	2,70
Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4 %						
0-20	>62	62-56	56-52	52-48	<48	2,50
20-50	>58	58-54	54-50	50-46	<46	2,60
50-100	>54	54-51	51-48	48-44	<44	2,70

13.Класифікація ґрунтів за пластичністю (за Аттенбергом, 1911)

Число пластичності	Пластичність ґрунту	Гранулометричний склад ґрунту
0	Непластичний	Піщаний
0-7	Слабопластичний	Супіщаний
7-17	Пластичний	Суглинковий
17	Дуже пластичний	Глинистий

14. Класифікація ґрунтів за показником консистенції (за О.Ф. Вадюніною, З.О. Корчагіною, 1986)

Ґрунт	Консистенція (К)
Супіщаний:	
твердий	0
пластичний	0-1
текучий	>1
Суглинковий та глинистий:	
твердий	0
напівтвердий	0-0,25
тугопластичний	0,25-0,5
м'якопластичний	0,5-0,75
текучопластичний	0,75-1,0
текучий	>1

15.Класифікація ґрунтів за липкістю (за Н.А. Качинським, 1934)

Липкість ґрунту		Стан ґрунту
г/см ²	кПа	
>15	>1,5	Гранично липкий
15-5	1,5-0,5	Дуже липкий
5-2	0,5-0,2	Середньолипкий
2-0,5	0,2-0,05	Слаболипкий
<0,5	<0,05	Розсипчастий

16.Шкала твердості ґрунту за Н.А. Качинським

Твердість ґрунту		Стан ґрунту
кг/см ²	кПа	
10	1,0	Пухкий
10-20	1,0-2,0	Середньопухкий (пухкуватий)
20-30	2,0-3,0	Ущільнений
30-50	3,0-5,0	Щільний
50-100	5,0-10,0	Дуже щільний
100	10,0	Злитий

**17. Оптимальне зволоження ґрунту для різних рослин
(за В.Ф. Вальковим, 1986)**

Вміст води в ґрунті, % від НВ				
100	100-80	80-70	70-60	<60
Рис	М'ята перцева Огірки Чай	Картопля Гречка Горох Капуста Конюшина Овес Кукурудза Соя	Цукровий буряк Пшениця Жито Ячмінь Соняшник	Тамарикс Люцерна

**18. Максимальна гігроскопічність у ґрунтах різного
гранулометричного складу і торфах
(за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою, 1973)**

Гранулометричний склад	МГ, % від маси ґрунту
Пісок	0,5-1,0
Супісок	1,0-3,0
Суглинок: легкий середній важкий	3,0-5,0 4,0-7,0 6,0-9,0
Глина	9,0-15,0
Торф низинний	30,0-40,0

**19. Вологість в'янення в ґрунтах різного гранулометричного складу
і торфах (за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою, 1973)**

Гранулометричний склад	ВВ, % від маси ґрунту
Пісок	0,5-1,5
Супісок	1,5-4,0
Суглинок: легкий середній важкий	3,5-7,0 5,0-9,0 8,0-12,0
Глина	12,0-20,0
Торф низинний	40,0-50,0

20. Найменша вологоємність верхнього метрового шару ґрунтів різного гранулометричного складу (за Л.П. Розовим, 1956)

Гранулометричний склад	Найменша вологоємність, % від пористості		Пористість, % від об'єму ґрунту
	несолонцюваті ґрунти	солонцюваті ґрунти	
Пісок	25-30	-	30-35
Пісок глинистий	30-40	50-60	35-40
Супісок	40-50	60-65	40-45
Суглинок:			
легкий	50-60	65-75	40-45
середній	60-70	75-85	45-50
важкий	70-80	85-90	45-50
Глина	80-90	90-95	50-60

21. Оцінка найменшої вологоємності (за Н.А. Качинським)

Важкі за гранулометричним складом ґрунти		Легкі за гранулометричним складом ґрунти
НВ, % від маси сухого ґрунту	Оцінка	
40-50	Найкраща	Культурний піщаний ґрунт в орному шарі має вологоємність 20-25 %
30-40	Добра	Для польових культур придатні піски з вологоємністю не менше 10%
25-30	Задовільна	
<25	Незадовільна	Для лісових культур придатні піски з вологоємністю не менше 3-5%

22.Здатність вбирання води сухим ґрунтом з поверхні залежно від гранулометричного складу (за В.А. Ковдою, 1973)

Гранулометричний склад ґрунту	Коефіцієнт вбирання	
	см/год	м³/га/рік
Глина важка	0,1-0,5	10-50
Глина середня	1-5	100-500
Суглинковий	5-10	500-1000
Супіщаний	10-15	1000-1500
Піщаний	20	2000

23.Меліоративна оцінка водопроникності ґрунтів (за В.А. Ковдою,1973)

Водопроникність		Примітка
м³/га/год	оцінка	
100-200	Низька	Велика небезпека ерозії
300-500	Задовільна	Мала небезпека ерозії
500-1000	Добра	—
1000-1500	Оптимальна	—
2000-3000	Висока	Небезпека підтоплення і заболочування
5000	Дуже висока	Теж саме

24.Оцінка водопроникності ґрунтів важкого гранулометричного складу при натиску води h=5 см і температурі 10°C (за Н.А. Качинським)

Водопроникність за першу годину, мм	Оцінка
>1000	Провальна
1000-500	Надмірно висока
500-100	Найкраща
100-70	Добра
70-30	Задовільна
<30	Незадовільна

**25.Шкала оцінки дощів і водопроникності ґрунтів
(за Л.М. Бурлаковою, 1984)**

Інтенсивність дощу або коефіцієнт вбирання води ґрунтом, мм/хв	Оцінка дощу	Оцінка водопроникності ґрунту
>2,0	Сильна злива	Деже висока
2,0-0,5	Злива	Висока
0,5-0,1	Сильний дощ	Підвищена
0,1-0,02	Помірний дощ	Середня
0,02-0,005	Легкий дощ	Знижена
0,005-0,001	Мряка	Низька
<0,001	Мряка	Дуже низька

26. Шкала оцінки запасів продуктивної вологи в ґрунті

Вміст води, мм	Оцінка запасів продуктивної вологи
В шарі 0 – 20 см	
>40	Добра
40-20	Задовільна
<20	Незадовільна
В шарі 0-100 см	
>160	Дуже добра
160-130	Добра
130-90	Задовільна
90-60	Низька
<60	Дуже низька

27.Схема типізації клімату ґрунту (за А.М. Шульгіним, 1972)

Запас продуктивної вологи, мм		Оцінка клімату ґрунту
в орному шарі	у метровому шарі	
>50	>200	Надлишково– вологий
30-50	150-200	Вологий
20-30	100-150	Помірно вологий
10-20	50-100	Недостатньо вологий
<10	<50	Сухий

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрохимические методы исследования почв. - М.: Наука, 1975.- 656с.
2. Атлас почв Украинской ССР/ Под ред. Н.К.Крупского и Н.И. Полупана. – К.: Урожай, 1979. – 178с.
3. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв // А.Ф. Вадюнина, З.А. Корчагина ,— 3-е изд., перераб. и доп. – М.: Агропромиздат, 1986.- 416 с.
4. Вальков В.Ф. Почвенная экология сельскохозяйственных растений. // В.Ф. Вальков.-- М.: Агропромиздат, 1986.- 208 с.
5. Веремеєнко С.І. Еволюція та управління продуктивністю ґрунтів Полісся України (Монографія) С.І. Веремеєнко , -Луцьк,-1997,-288 с.
6. Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага.// С.А. Вериго, Л.А.Разумова.-- Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 328 с.
7. Вітвіцький С.В. Вплив способів обробітку чорноземів на гуміфікацію рослинних решток і гною. Автор. канд.. дисер. К.:УДАУ, 1992.-28 с.
8. Вітвіцький С.В. Вплив способів обробітку ґрунту на гуміфікацію рослинних решток та гною / С.В. Вітвіцький , -Сучасне ґрунтознавство: наукові проблеми та методологія викладання., К.: НУБіП,- 2012,- с. 33-38
9. Вітвіцький С.В., Богданович Р.П., Капштик М.В., Пляха М.Г. Ґрунтознавство з основами геології/ С.В. Вітвіцький, Р.П. Богданович, М.В. Капштик, М.Г. Пляха.- К.: НУБіП.- 2017.- 489 с.
10. Вітвіцький С.В. Органічна речовина чорнозему типового в природних і культурних екосистемах / С.В. Вітвіцький.- Харків,- Вісн. ХНАУ,- 2013,- №1,- с. 73 – 77.
11. Вітвіцький С.В. Оптичні властивості гумусових речовин чорноземів / С.В. Вітвіцький .- Умань, УНІС,- 2010, с. 55 – 60.
12. Гахов В.Ф., Можейко Г.О. Процеси водної і вітрової ерозії.: Родючість ґрунтів . Мониторінг та управління. Київ: Урожай, 1992, с. 91-136.

- 13.Гнатенко О.Ф., Петренко Л.Р., Капштик М.В. та ін. Агровиробниче групування ґрунтів.//О.Ф. Гнатенко, Л.Р. Петренко, М.В. Капштик .- К.: НАУ, 1999. – 70с.
- 14.Гнатенко О.Ф., Капштик М.В., Петренко Л.Р., Вітвіцький С.В.
Ґрунтознавство з основами геології.// О.Ф. Гнатенко, Л.Р. Петренко, М.В. Капштик, С.В. Вітвіцький,- К.: Оранта, 2005.- 642 с.
- 15.Ґрунти України та їх агровиробнича характеристика / Колектив авторів.
К.: Урожай, 1964. – 164с.
- 16.Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР.//В.Н. Димо.- – М.: Колос, 1972.
- 17.Зайцев Б.Д. Ґрунтознавство.// Б.Д. Зайцев.-- М.: Лісова промисловість, 1965. –С.10 – 40.
- 18.Кисель В.И. Биологическое земледелие в Украине: проблемы и перспективы.//В.И. Кисель - Харьков: -, 2000. – 162 с.
- 19.Кисіль В.І. Вплив органічних і мінеральних добрив на показники родючості чорнозему типового за різних систем землеробства //Агрохімія і ґрунтознавство. – 2000. – Вип. 60. – С. 40-50.
- 20.Кисіль В.І. Модель біологічного землеробства інституту ґрунтознавства та агрохімії УААН. Ґрунтозахисна біологічна система землеробства в Україні / За ред. доктора с.-г. наук М.К.Шикули. – К.: Оранта, 2000. – С. 185-194.
- 21.Мазур Г.А., Медвідь Г.К.Сімачинський В.М. Підвищення родючості кислих ґрунтів.– К.: Урожай, 1984. – 176 с.
- 22.Медведев В.В. Бонитировка и качественная оценка пахотных почв Украины / В.В. Медведев, И.В. Плиско,-Харьков, 2006.- 385 с.
- 23.Медведев В.В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов / В.В. Медведев,- М.: 1988 .- 158 с.
- 24.Медведев В.В. Структура ґрунту як екологічний чинник/
В.В. Медведев//вісн. ХНАУ ім.. В.В.Докучаєва,-Харків,2009.-№3,- С.14-20
- 25.Методы стационарного изучения почв.– М.: Наука, 1977.– 296 с.

- 26.Мошинський В.С. Управління земельними ресурсами /
В.С. Мошинський,- Рівне.- НУВГП.-2004.-185 с.
- 27.Надточий П.П., Вольвач Ф.В. Модель круговорота углерода и критерии
устойчивости системы фитоценоз-гумусовые вещества почвы //Доклады
АН Украины, 1993, - №8.- с. 165-171.
- 28.Надточій П.П., Гермашенко В.Г., Вольвач Ф.В. Екологія ґрунту та його
забруднення. Аграрна наука. Київ. 1998.- с. 257-261.
- 29.Носко Б.С. Почвы Украины и повышение их плодородия /Б.С. Носко,-К.:
Урожай,- 1988,- том 2.- 176 с.
- 30.Носко Б.С., Чесняк Г.Я. Як зберегти і підвищити родючість чорноземів
/Б.С. Носко, Г.Я.Чесняк,- К.; Урожай.- 1984.- 200 с.
- 31.Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса: Учеб. пособие. –
М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981.– 272 с.
- 32.Петренко Л.Р., Бережняк Є.М. Математико-статистичне відображення
водно-ерозійних процесів при дощуванні // Аграрна наука і освіта. Т. 8. -
№ 1-2.
- 33.Петренко Л. Р., Бережняк Є. М. Деякі теоретичні аспекти боротьби з
антропогенним підкисленням ґрунту/Л.Р. Петренко, Є.М. Бережняк.-
Науковий вісник НАУ,- К.: 2008.- № 125.- с. 88-95.
- 34.Петренко Л. Р., Бережняк М. Ф., Дудар Т. В., Бережняк Є. М.Основи
ґрунтознавства (англійською мовою) / Л.Р. Петренко, М.Ф. Бережняк,
Т.В. Дудар. Є.М. Бережняк .- К.: Вид. НАУ.- 2011.- 460 с.
- 35.Полевой определитель почв / Под ред. Полупана Н.И. и др. - К.: Урожай,
1981. – 320с.
- 36.Почвы Украины и повышение их плодородия. Т.1 Экология, режимы и
процессы, классификация и генетико-производственные аспекты /
Под ред. Н.И.Полупана. - К.: Урожай, 1988. – 296с.
- 37.Почвы. Серия «Природа Украинской ССР»/ Под ред. Н.Б.Вернандер и
Д.А. Тютюнника. – К.: Наукова думка, 1988. – 252с.

38. Охорона ґрунтів: Навч. посіб./ М.К.Шикула, О.Ф.Гнатенко, Л.Р.Петренко, М.В.Капштик. –К.: Т-во “Знання”, КОО, 2001. – 398с.
39. Полупан М.І., Соловей В.Б., Кисіль О.М., Величко В.А. Визначення еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України. К.: Аграрні науки. 2005.
40. Чесняк Г.Я. Гумусное состояние черноземов/ Г.Я. Чесняк, Ф.Я. Гаврилюк, И.А. Крупенников //Русский чернозем 100 лет после Докучаева. М.: Москва,- Наука.- 1983.- с. 186-189.
41. Качинский Н.А. Физика почв. Ч.1. М., изд. МГУ, 1965, 323 с.
42. Качинский Н.А. Физика почв. Ч.2. М., изд. «Высшая школа», 1970, 360 с.
43. Качинский Н.А. Оценка основных физических свойств почв в агрономических целях и природного плодородия их по механическому составу. Почвоведение, 1958, № 5, с. 80-83.
44. Бахтин П.У. Исследования физико-механических и технологических свойств основных типов почв СССР. Москва. «Колос». 1969, 272 с.
45. Гедройц К.К. К вопросу о почвенной структуре и сельскохозяйственном ее значении. Изв. Гос ин-та опытной агрономии, т.4, №3, 1926, с. 117-127.
46. Гордієнко В.П., Малієнко А.М., Грабак Н.Х. Прогресивні системи обробітку ґрунту. Симферополь, 1998, 279 с.
47. Докучаев В.В. Наши степи прежде и теперь. М., Сельхозгиз, 1953, с. 152.
48. Долгов С.И., Бахтин П.У. Шкала для оценки готовности почв к посеву по ее структурному состоянию. В кн.: «Агрофизические методы исследования почв». М., изд. «Наука», 1966, с. 67.
49. Долгов С.И., Модина С.А. О некоторых закономерностях зависимости урожайности сельскохозяйственных культур от плотности почвы. Теор. вопросы обработки почвы. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 54-64.
50. Дояренко А.Г. Избранные сочинения. Изд. с.-х. литературы, журналов и плакатов. М., 1963, 495 с.
51. Євтенко В., Линдіна Т., Медведєв В., Цибулько В. Техніка сільськогосподарська мобільна. Норми дії ходових систем на ґрунт. ДСТУ

- 4521:2006. Київ. Держспоживстандарт України. 2007, 4 с.
52. Кузнецова И.В. О некоторых критериях оценки физических свойств почв. Почвоведение, 1979, №3, с. 81-88.
53. Медведев В.В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов. Москва. ВО «Агропромиздат», 1988, 160 с.
54. Медведев В.В. Структура почвы (методы, генезис, классификация, эволюция, география, мониторинг, охрана). Харьков. Изд. «13 типография». 2008, 406 с.
55. Медведев В.В. Твердость почвы. - Харьков: Изд. КП «Городская типография». 2009. - 152 с.
56. Медведев В.В. Физическая деградация черноземов. Диагностика, причины, следствия, предупреждение. – Харьков: Изд-во «Городская типография», 2013. – 324
57. Медведев В.В., Лактионова Т.Н., Донцова Л.В. Водные свойства почв Украины и влагообеспеченность сельскохозяйственных культур. Харьков: Апостроф, 2011. 224 с.
58. Медведев В.В., Лындина Т.Е., Лактионова Т.Е. Плотность сложения почв. Генетический, экологический и агрономический аспекты. Харьков. Городская типография. 2004, 244 с.
59. Медведев В.В. Нульовий обробіток ґрунту в європейських країнах. Харків. ТОВ «ЕДЕНА», 2010, 202 с.
60. Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Лісостепу України. За редакцією М.В.Зубця і ін. Київ. «Логос». 2010, 980 с.
61. Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Полісся і Західному регіоні України. За редакцією М.В.Зубця і ін. Київ. «Урожай». 2010, 944 с.
62. Наукові основи агропромислового виробництва в зоні Степу України. За редакцією М.В.Зубця і ін. Київ. «Аграрна наука». 2010, 986 с.
63. Основы агрофизики (под ред. А.Ф.Иоффе и И.Б.Ревута). М., Физматгиз. 1959, 904 с.
64. Переуплотнение пахотных почв (причины, следствия, пути уменьшения).

Под ред. чл.-кор. АН СССР В.А. Ковды. М. «Наука», 1987, 216 с.», 1987,
216 с.

65. Шеин Е.В., Капинос В.А. Сборник задач по физике. М. Изд-во МГУ. 1994.
77 С.