

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ  
ФАКУЛЬТЕТ ЕКОЛОГІЧНОЇ БЕЗПЕКИ, ІНЖЕНЕРІЇ ТА ТЕХНОЛОГІЙ  
КАФЕДРА АЕРОКОСМІЧНОЇ ГЕОДЕЗІЇ

ДОПУСТИТИ ДО ЗАХИСТУ

Завідувач випускової кафедри

д. ф. – м. н., проф..

\_\_\_\_\_ Железняк О.О.

« \_\_\_\_\_ " \_\_\_\_\_ 2020 р.

**ДИПЛОМНА РОБОТА**  
**(ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА)**  
ЗДОБУВАЧА ОСВІТНЬОГО СТУПЕНЯ “МАГІСТР”  
ЗА ОПП «ГЕОІНФОРМАЦІЙНІ СИСТЕМИ І ТЕХНОЛОГІЇ»

**Тема: «Використання космічної спектродетекції для визначення  
фізико-хімічних параметрів ґрунтів»**

Виконавець: студент групи ГС – 208М Шпак Володимир Вадимович \_\_\_\_\_  
(підпис)

Керівник: д.ф.-м.н., професор, завідувач кафедри  
Железняк Олег Олександрович \_\_\_\_\_  
(підпис)

Нормоконтролер: к.ф.-м.н., доцент Великодський Ю.І. \_\_\_\_\_  
(підпис)

Київ 2020

# НАЦІОНАЛЬНИЙ АВІАЦІЙНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Екологічної безпеки інженерії та технологій

Кафедра аерокосмічної геодезії

Спеціальність 193 «Геодезія та землеустрій»

Освітньо-професійна програма «Геоінформаційні системи і технології»

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри

д. ф.-м.н., проф

\_\_\_\_\_ Железняк. О. О.

“ \_\_\_\_\_ ” \_\_\_\_\_ 2020 р.

## ЗАВДАННЯ

**на виконання дипломної роботи**

Шпак Володимира Вадимовича

1. Тема дипломної роботи: **Використання космічної спектрофотометрії для визначення фізико-хімічних параметрів ґрунтів** , затверджена наказом ректора від 25 жовтня 2019р. №2499/ст
2. Термін виконання роботи : з 12.11.2019 по 05.02.2020
3. Вихідні дані до роботи : дані із супутника Landsat 8, літературні дані.
4. Зміст пояснювальної записки: встановлення можливості використання космічної спектрофотометрії, для визначення фізико-хімічних властивостей ґрунтів, узагальнення методики розрахунку вмісту гумусу в ґрунті на основі багатоспектральної спектрофотометрії земних ландшафтів, пошук впливу вологості ґрунту на його спектрофотометричні характеристики, аналіз пористості ґрунтів та її вплив на фізичні властивості.
5. Перелік обов'язкового графічного (ілюстративного) матеріалу: карти з зображенням показників вмісту гумусу у різних спектрах

## 6. Календарний план-графік

№ пор.	Завдання	Термін виконання	Відмітка про виконання
1.	Опрацювання спеціальної літератури за тематикою роботи.	12-18.11 2019	Виконано
2.	Підготовка матеріалів першого розділу дипломної роботи	18-20.11 2019	Виконано
3.	Підготовка матеріалів другого розділу дипломної роботи	20-24.11 2019	Виконано
4.	Підготовка матеріалів третього розділу дипломної роботи	24-27.11 2019	Виконано
5.	Оформлення висновків дипломної роботи	27-29.11 2019	Виконано
6.	Підготовка до захисту дипломної роботи	29.11.2019- 05.02. 2020	Виконано
7.	Захист дипломної роботи	06.02.2020	

## 7. Консультанти з окремих розділів

Розділ	Консультант (посада, П.І.Б.)	Дата, підпис	
		Завдання видав	Завдання прийняв

Керівник дипломної роботи д.ф.-м.н., проф. \_\_\_\_\_ Железняк О.О.  
(підпис керівника)

Завдання прийняв до виконання \_\_\_\_\_ Шпак В. В.  
(підпис випускника)



## **ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СКОРОЧЕНЬ ТА ТЕРМІНІВ**

ГК – гумінова кислота

ДЗЗ – дистанційне зондування землі

ЕГА – елементарні ґрунтові ареали

ІЧ – інфрачервоний

СДГК – ступінь диференціації ґрунтового покриву

СКВ – спектральний коефіцієнт відбиття

СКЯ – спектральний коефіцієнт яскравості

УФ – ультрафіолетовий

## РЕФЕРАТ

Пояснювальна записка до дипломної роботи «Використання космічної спектрофотометрії для визначення фізико-хімічних параметрів ґрунтів»:

99 сторінок, 13 рисунків, 25 використаних джерел.

Об'єкт дослідження – фізико-хімічні властивості ґрунтів.

Предмет дослідження – особливості застосування аерокосмічних методів для визначення фізико-хімічних властивостей ґрунтів.

Мета дипломної роботи – створення тематичних карт фізико-хімічних властивостей ґрунтів на основі космічного знімання.

Методи дослідження: космічна спектрофотометрія, картографічний метод.

Однією із головних теоретико-методологічних проблем сучасного ґрунтознавства є діагностика ґрунтів. В ґрунтознавчій науці дане питання відноситься до категорії найбільш складних, що обумовлено його змістом та сутністю, та відображає ступінь розвитку ґрунтознавства і його методологічний рівень. Ця проблема також може бути об'єктом серйозних наукових пошуків та розробок, що викликає гострі дискусії серед науковців.

В українському ґрунтознавстві однією із найбільш дискусійних є проблема діагностики, генезису та класифікації ґрунтів смуги переходу від середнього до сухого Степу в Північно-Західному Причорномор'ї. Своєрідність та “перехідний статус”, специфічність профілю і неоднозначність властивостей цих ґрунтів призводять до появи різних точок зору щодо їх класифікації. Так, відсутній детальний аналіз буферних властивостей і гумусових речовин, які є одними із основних критеріїв діагностики цих ґрунтів. При цьому, на відміну від типових зональних ґрунтів, які достатньо глибоко досліджені, перехідним ґрунтам Північно-Західного Причорномор'я досі не приділялася належна увага з боку ґрунтознавців.

Правильна діагностика, а саме класифікація та бонітування ґрунтів перехідної смуги між середнім та сухим Степом сприятиме підвищенню

ефективності їх використання, уточненню даних земельного кадастру та може бути використана при проведенні ґрунтових обстежень.

Внаслідок вищенаведених причин на різних картах ареали поширення чорноземів південних та темно-каштанових ґрунтів в Північно-Західному Причорномор'ї показані по-різному, що призводить до розбіжностей в картографії, районуванні та земельному кадастрі.

Важливою і недостатньо вивченою науковою проблемою є дослідження ґрунтів перехідних географічних смуг. Для них є характерним, з одного боку, поєднання комплексу ознак суміжних ґрунтів, а з другого – формування індивідуальних властивостей. Тому, дослідження таких ґрунтів є надзвичайно важливим для вивчення питання генези та сучасної еволюції ґрунтового покриву в цілому. У цьому аспекті ґрунти перехідної смуги від сухого до середнього Степу також заслуговують великої уваги і всебічного вивчення як об'єкт для розробки багатьох теоретичних концепцій ґрунтознавства.

## ЗМІСТ

<b>ВСТУП</b> .....	9
<b>РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТІВ</b> .....	12
1.1 Фізико-хімічні властивості ґрунтів.....	12
1.2 Оптичні властивості ґрунтів.....	24
<b>РОЗДІЛ 2 ОСОБЛИВОСТІ КОСМІЧНОЇ СПЕКТРОФОТОМЕТРІЇ</b> .....	30
2.1 Історія розвитку спектрофотометрії.....	33
2.2 Основні поняття і визначення.....	36
2.3 Мінливість спектральних коефіцієнтів яскравості елементів ландшафту.....	42
2.3.1 Особливості спектрального відображення ґрунтового покриву та оголень.....	42
2.3.2 Особливості коефіцієнтів спектральної яскравості рослинного покриву.....	48
2.3.3 Спектральні коефіцієнти яскравості рослинних угруповань.....	54
2.3.4 Спектральні коефіцієнти яскравості води і снігу.....	61
<b>РОЗДІЛ 3 МЕТОДИ ВИЗНАЧЕННЯ ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ҐРУНТІВ</b> .....	65
3.1 Визначення вмісту гумусу.....	67
3.2 Визначення щільності ґрунтів.....	72
3.3 Визначення пористості ґрунтів.....	74
3.4 Визначення водоміцності ґрунтів.....	77
3.5 Визначення набухання ґрунтів.....	82
3.6 Визначення зсідання ґрунтів.....	89
<b>ВИСНОВКИ</b> .....	96
<b>СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ</b> .....	97

## ВСТУП

Властивості ґрунту - це особливості ґрунту, обумовлені його складом, стосунками і взаємодією складають ґрунт компонентів (твердих, рідких і газоподібних). Розрізняють фізичні, механічні, магнітні, електричні, водні та ін. властивості.

Фізичні властивості ґрунтів - особливості ґрунтів, що визначають їх поведінку в природних умовах і при взаємодії з продуктами інженерної та господарської діяльності людини. Нижче наведені основні фізичні властивості ґрунтів.

Гранулометричний склад (для дисперсних ґрунтів) - кількісний вміст в ґрунті первинних частинок за фракціями (розмірами зерен), виражене у відсотках від загальної маси ґрунту.

Густина. При цьому розрізняють щільність ґрунту і щільність скелета ґрунту (тобто частинок ґрунту).

Щільність ґрунту.

Відношення маси ґрунту, включаючи масу води в його порах, до займаному цим ґрунтом обсягом.

Щільність ґрунту сухого (скелетна щільність).

Відношення маси сухого ґрунту, виключаючи масу води в його порах, до займаному цим ґрунтом обсягом, включаючи наявні в ньому пори.

Пористість і коефіцієнт пористості.

Пористість характеризує обсяг пір в одиниці об'єму ґрунту, а коефіцієнт пористості - відношення об'єму пор до об'єму твердої компоненти.

Вологість.

Розрізняють природну вологість - тобто вологість зразка на момент його відбору з гірничої виробки (причому вона може бути ваговій, тобто відношення маси води до маси скелета ґрунту, або об'ємної, тобто відношення обсягу води в ґрунті до обсягу всього ґрунту); ступінь вологості (коефіцієнт водонасичення) - відносну частку заповнення пір водою в даному ґрунті; гігроскопічну вологість - відношення маси води, що видалається зі

зразка повітряно-сухого ґрунту, висушеного при температурі 105 градусів до постійної маси, до маси висушеного ґрунту.

Межі пластичності (тільки для глинистих ґрунтів).

Пластичність - це здатність ґрунту деформуватися без розриву суцільності під впливом зовнішніх сил і зберігати отриману форму після припинення впливу. Вологість, при якій ґрунт переходить з пластичного стану в текучий називається верхньою межею пластичності. Вологість, при якій ґрунт переходить з пластичного стану в тверде - вологість нижньої межі пластичності. Різниця між значеннями вологості для верхнього і нижнього меж називається числом пластичності. Показник консистенції - відношення різниці ваговій вологості і вологості нижньої межі до числа пластичності.

Набухаємість ґрунтів (тільки для глинистих) - здатність ґрунтів збільшувати свій обсяг при замочуванні. при цьому розвивається тиск набухання.

Усадкову (для глинистих і органогенних ґрунтів) - здатність ґрунтів зменшувати свій об'єм при зневодненні.

Розмокаємість - здатність ґрунтів при замочуванні в спокійній воді втрачати свою зв'язність і перетворюватися в пухку масу.

Пом'ягчення - здатність скельних ґрунтів знижувати свою міцність при взаємодії з водою.

Механічні властивості ґрунтів - це ті властивості, які проявляються при додатку до ґрунтів навантажень. Основні властивості:

Стисливість дисперсних ґрунтів - здатність зменшуватися в об'ємі під дією зовнішнього тиску. Компресійна стисливість (компресія) - здатність ґрунту стискатися під постійною, поступово зростаючим навантаженням.

Просадного - здатність лесових і інших пилюватих до зменшення обсягу при додатковому зволоженні. Розрізняють осідання при природному тиску (від ваги вищого ґрунту) і додаткову (від ваги споруди).

Міцність - здатність ґрунту чинити опір руйнуванню під впливом механічної напруги. Параметри міцності відповідають критичним напруженням, тобто тим, при яких відбувається руйнування ґрунту.

Модуль пружності ( $E$ ) - відношення напруги, при якому починається руйнування, до різниці відносної деформації кінця і початку розвантаження.

Модуль загальної деформації ( $E_0$ ) - відношення різниці кінцевого і початкового напруг до різниці кінцевої і початкової відносної поздовжньої деформації.

Кут внутрішнього тертя - параметр лінійну залежність опору зрушенню від вертикального навантаження. Для піщаних ґрунтів дорівнює куту граничного укосу.

Зчеплення - характеристика структурних зв'язків ґрунту.

## РОЗДІЛ 1 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ҐРУНТІВ

### 1.1. Фізико – хімічні властивості ґрунту.

Фізико – хімічні властивості ґрунту визначають відбір технологій обробітку ґрунтів, дають змогу оцінити енергетичні витрати на них, обрати оптимальні терміни проведення польових робіт з їх мінімальними деформаціями і найвищою продуктивністю землеробської праці. Основні показники властивостей ґрунту наведено у таблиці 1.1

Таблиця 1.1

#### Показники фізико-хімічних властивостей ґрунтів.

Назва ґрунту	Генетичний горизонт, індекс, глибина в см	Ємність вбирання	Сума ввібраних основ	Гідролітична кислотність	Ступінь насичення основами	Р <sub>н</sub> сольової витяжки	Р <sub>н</sub> водний
		Мг-екв на 100 г ґрунту					
Чорноземи звичайні середньо гумусні	Н/к 0-43	40,8	39,6	1,19	97,7	6,5	6,8
Лучно – чорноземні	Н 0-35	23,09	22,7	0,39	96,6	6,7	6,5
Лучно - болотні	НРіgkls 3-26	30,89	28,9	1,99	94	5,2	5,1

На родючість ґрунтів негативно впливає збільшення концентрації легкокорозинних солей, сульфатів та хлоридів натрію, кальцію, магнію. Явище солонцюватості викликає у культурних рослин порушення мінерального живлення, обміну речовин. У ґрунтів, насичених кальцієм, реакція наближається до нейтральної.

Люцерна краще росте на кислих ґрунтах, а цукровий буряк навпаки, потребує нейтрального і, навіть, слабо лужного середовища. Для озимої пшениці оптимальні важкі структурні ґрунти з слабо кислою або



нейтральною реакцією середовища. Фізико – хімічні властивості даних ґрунтів сприяють вирощуванні озимої пшениці, цукрових буряків та люцерни.

Поліпшення фізичних властивостей ґрунту можна провести хімічними способами, такими як, вапнування, гіпсування, та штучне оструктурування ґрунтів. Вапнування кислих і гіпсування солонцюватих ґрунтів позитивно впливає на фізичні і фізико – механічні властивості. Це так звані заходи хімічної меліорації, метою яких є зміна складу поглинутих катіонів. Позитивна дія цих заходів посилюється при внесенні хімічних меліорантів разом з гноєм.

Ґрунтогенезис неможливо уявити поза впливом на цей біосферний макропроцес розмаїтного спектра фізичних властивостей усіх його учасників, які завжди взаємодіють у пористому (шпаруватому), явно оструктуреному субстраті. Саме через це у будь – якому ґрунті розрізняють два фізичних показника, його щільність – щільність ґрунту (об'ємна вага ґрунту, об'ємна маса ґрунту) і щільність твердих фаз ґрунту (питома вага чи маса ґрунту). Дуже багато ґрунтових процесів визначаються їх фізико – механічними властивостями, які виявляються в разі дії зовнішніх навантажень. Фізичні властивості ґрунту визначаються співвідношенням, взаємодією і динамікою твердої, рідкої, газоподібної і живої фаз ґрунту. Від них залежить розвиток ґрунтоутворних процесів, родючість ґрунту і розвиток рослин.

Структурність ґрунту – це його властивість утворювати агрегати певної форми і розмірів і розпадатися під впливом незначного зусилля на ці окремі частини. Агрегати називаються структурними. Структурні агрегати можуть неоднаково щільно бути розміщеними в об'ємі ґрунту. Від цього залежить пористість ґрунту і його об'ємна маса. Співвідношення твердої фази ґрунту і об'єму пор, а також капілярної і некапілярної пористості (будова орного шару ґрунту) значною мірою залежить від структури ґрунту і способів та інтенсивності його обробітку.

Чим щільніше розміщені структурні агрегати, тим менша пористість і більша щільність ґрунту. Структурні ґрунти добре вбирають і зберігають воду, містять більше повітря, що сприяє створенню у них сприятливих водного, повітряного і поживного режимів.

Загальна пористість функціонально пов'язана з об'ємною масою і щільністю ґрунту. Відповідна пористість ґрунту створюється його обробітком.

Таблиця 1.2

**Загальні фізичні властивості ґрунту.**

Назва ґрунту	Горизонт	Глибина, см	Щільність твердої фази ґрунту	Щільність ґрунту	Загальна пористість
Чорноземи звичайні середньогумусні	H/к	0-43	2,02	1,16	56,2
	Hрк	44-70	2,66	1,36	49,1
	Phк	71-114	2,70	1,46	46
	P(h)к	115-133	2,71	1,52	44
Лучно - чорноземні	H	0-45	2,0	1,17	56,5
	HрК	46-83	2,59	1,28	56,3
	PhК	84-136	2,65	1,40	53,2
	P(h)к/gl	137-220	2,70	1,49	44,8
Лучно – болотні	Hіks/gl	0-26	2,59	1,03	60,1
	Hрiگلks	27-56	2,62	1,15	56,5
	PGlks	57-66	2,65	1,16	56,3

Біологічні прийоми покращення фізичних властивостей ґрунту – це дія культурної рослинності, посів сидератів, внесення органічних добрив

Хімічну меліорацію ґрунту потрібно проводити водночас з внесенням органічних добрив. У результаті такої комплексної дії ґрунт значною мірою змінює свою родючість. По дослідах А.М. Можейко, з одночасним внесенням гною, мінеральних добрив і гіпсу збільшувало урожай зернових культур.

Загальні фізичні і фізико – хімічні властивості орних земель також покращуються і при посіві багаторічних трав.

Фізико-хімічні параметри родючості земель визначають кислотність та лужність ґрунтового розчину, поведження легкорозчинних солей, поглинальну здатність ґрунтів. Ґрунтові розчини за визначенням О.Н. Соколовського є "живою плотью ґрунту", оскільки вони являють собою інтегральний показник процесів та режимів, що відбуваються в ґрунті.

Водень і кальцій, як найбільш важливі катіони ґрунтового розчину визначають, в основному, екологічне середовище для вирощування рослин. Співвідношення вільних іонів  $H^+$  і  $OH^-$  у ґрунтовому розчині створює реакцію середовища, що є важливим показником та властивістю для його характеристики й дуже впливає на ріст і розвиток рослин. Для кількісного визначення реакції середовища застосовують рН водного розчину – показник від'ємного десяткового логарифма активності водневих іонів розчину, тобто  $pH = -\lg a H^+$ .

рН ґрунтових розчинів коливається в межах 4-Ю, що залежить від типу ґрунтів та їхніх різновидів. Проте нині в результаті антропогенних впливів відбувається деяке вирівнювання реакції ґрунтів за рахунок підвищення рН кислих ґрунтів при вапнуванні й деякого зниження рН чорноземного ряду за рахунок їхньої декальцинації.

Існує таке групування ґрунтів за реакцією середовища (В.Ф. Вальков, 1986):

<i>рН ґрунтів</i>	<i>Середовище</i>
4,0-5,0	Різко кисле
5,0-6,0	Сильно кисле
6,0-6,5	Слабко кисле

6,5-7,5	Нейтральне
7,5-8,5	Слабко лужне
8,5-10,0	Сильно лужне

Рис. 1.1 Групування ґрунтів

Зі значенням рН тісно пов'язані як фізичні, фізико-хімічні, так і біологічні явища в ґрунтах, тобто структура, поглинальна здатність ґрунту, рухливість поживних речовин і їхнє надходження в рослину. Інтенсивність біологічних процесів великою мірою залежить від реакції середовища. Процеси нітрифікації, денітрифікації, фіксації азоту також протікають у строгій залежності від рН ґрунтів. Існують такі види ґрунтової кислотності: реакція ґрунтового розчину, або актуальна кислотність, і потенційна кислотність.

За аналогією з формами кислотності розрізняють актуальну й потенційну лужність ґрунтів. Перший вид лужності характеризує ґрунтовий розчин і зобов'язаний наявності в ґрунті гідролітично лужних солей; другий – властивість твердої фази ґрунту, яка притаманна солонцюватим ґрунтам, що містять обмінний натрій. Крім карбонатів, найпоширеніших компонентів, що створюють лужність ґрунтів, є й інші сильні основи – фосфат- і сульфід-іони, силікати та борати.

У зв'язку з великою залежністю реакції середовища, кислотності й лужності від природних факторів у різних агроландшафтах і ґрунтах установлюються певні їхні значення. Тому реакція середовища – основний показник зональності ґрунтових процесів. Проте, крім зональних відмінностей умов ґрунтоутворення, спостерігаються і відмінності всередині самого агроландшафту, що в значній мірі пов'язано з місцевою геоморфологією. Тому в понижених агроландшафтах лісостепової і степової зон порівняно з підвищеними елювіальними рівнинами, рН помітно підлужується за рахунок збагачення цих ландшафтів карбонатними і

хлоридно-сульфатними акумуляціями, що зумовлює утворення галогенних ґрунтів. Водночас на всіх понижених ландшафтах лісової зони та Полісся, де значну участь в ґрунтоутворенні беруть іони  $H^+$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{2+}$ , утворюються ґрунти й болота з кислою реакцією.

Оптимальний інтервал рН для більшості сільськогосподарських культур коливається в межах 6,5-7,5. Підвищена кислотність і лужність шкідливо впливають на ріст і розвиток рослин. Відомо, що при  $pH < 4$  розвиток рослин значно пригнічується через високу кислотність, а при  $pH > 8,5-9$  – високу лужність.

Кальцій – найважливіший катіон ґрунтового поглинаючого комплексу й ґрунтового розчину і має велике значення у визначенні екологічних властивостей ґрунтів. Численними дослідженнями встановлено, що цей елемент впливає на властивості ґрунту й основні життєві функції рослин. Активність вільних іонів  $H^+$  чи реакція середовища, а також рухливість алюмінію знаходяться в повній залежності від насиченості колоїдів ґрунту кальцієм. Кальцій сприяє утворенню міцної грудочкуватої структури ґрунту, переходу важкорозчинних сполук (фосфати алюмінію і заліза) у розчинні, доступні для рослин.

Ґрунти України мають такі показники Са-іонів (аСа мгекв/л): темно-каштанові, чорноземи південні, чорноземи звичайні перехідні до південних –  $12,51 \pm 0,63$ ; чорноземи потужні середньо гумусні –  $8,09 \pm 0,35$ ; чорноземи звичайні –  $7,26 \pm 0,43$ ; чорноземи опідзолені –  $6,18 \pm 0,39$ ; темно-сірі лісові –  $4,15 \pm 0,50$ ; сірі лісові –  $3,28 \pm 0,28$ ; чорноземи потужні мало гумусні –  $2,62 \pm 0,11$ . Наведені дані одержані за методом М.К. Крупського, Г.М. Александрово, Д.М. Губаревої (1967 р.). А.Т. Цуриков (1977р.), використовуючи цей метод, розробив класифікацію ґрунтів щодо забезпеченості кальцієм, засновану на активності іонів:  $pCa < 1,8 / > 31,7$  мг екв/л – надлишкова;  $1,8-2,0 / 20,0-31,7$  – висока;  $2,0-2,2 / 12,6-20,0$  – підвищена;  $2,2-2,4 / 8,0-12,6$  – середня;  $2,4-2,6 / 5,0-8,0$  – низька;  $> 2,6 / < 5,0$  мг екв/л – дуже

низька, Таким чином, відповідно до вказаної класифікації ґрунти України в основному низько і середньо забезпечені кальцієм.

Нині намітилася тенденція до декальцинації орних ґрунтів, що може мати негативні наслідки для екології сільськогосподарських рослин. Зниженню запасів кальцію в ґрунтах сприяє зростаючий його винос із врожаєм, поліпшення дренажності полів, зрошення тощо. Інтенсивні методи ведення сільськогосподарського виробництва призведуть до дедалі зростаючої декальцинації та підвищення кислотності не, тільки кислих, але й слабокислих і нейтральних ґрунтів України.

Внесення кальцієвмісних речовин на слабо кислих та нейтральних ґрунтах Лісостепу України необхідно розглядати не як прийом нейтралізації ґрунтової кислотності, яка у згаданих ґрунтах практично відсутня, а як додаткове застосування кальцію, за допомогою чого посиляться активність іонів кальцію в ґрунті, зросте кількість обмінного кальцію і як наслідок цього призупиняться подальше зниження рН ґрунтових розчинів й поява обмінної кислотності.

Фізичні властивості ґрунту Фізичні властивості кожного ґрунту передусім залежать від механічного і мінерального складу його, вмісту в ньому органічних речовин, увібраних, катіонів і структури. В свою чергу фізичні властивості впливають на об'ємну і шитому вагу, зв'язність і опір, набухання, пластичність, прилипання ґрунту.

Крім того, від фізичних властивостей ґрунту певною мірою залежать водний, повітряний і тепловий режими його.

Фізичні властивості ґрунту поділяють на загальні, фізико-механічні, теплові і водні. До загальних відносять питому й об'ємну вагу і пористість ґрунту.

Питомою вагою твердої фази ґрунту називають вагу одиниці об'єму абсолютно сухої твердої фази ґрунту (без пор). Питома вага кожного ґрунту залежить від мінералогічного складу та вмісту гумусу. Відомо, наприклад, що питома вага окремих найбільш поширених мінералів коливається в таких

межах: кварц — 2,65— 2,66; польові шпати — 2,54—2,74; слюди — 2,70— 3,10; глини — 2,0—2,65; монтморилоніт — 2—2,20; кальцій — 2,71—2,72; лімоніт — 3,5—4,0; гумус — 1,40—1,80. Залежно від вмісту мінералів і гумусу питома вага верхніх горизонтів ґрунту коливається від 2,4 до 2,8.

Об'ємна вага — це вага одиниці об'єму абсолютно сухого ґрунту з непорушеною будовою (з порами). Вона залежить від будови твердих частинок, вмісту гумусу, мінерального складу і структур ґрунту. Гумусові горизонти завжди мають меншу об'ємну вагу, яка збільшується з глибиною. Питома вага твердої фази ґрунту та його об'ємна вага дають певне уявлення про вміст органічних речовин і про мінералогічний склад, а також про структурність і пористість даного ґрунту. Якщо відома об'ємна вага ґрунту, то можна вирахувати вагу кожного його горизонту, а також вміст у ньому води, поживних речовин або гумусу.

Пористістю ґрунту називають загальний, або сумарний, об'єм всіх пор і проміжків між механічними елементами і структурними агрегатами ґрунту.

Отже, якщо відома об'ємна ( $V$ ) і питома вага ( $D$ ) твердої фази ґрунту, можна вирахувати його пористість ( $P$ ), яка визначається в процентах від загального об'єму ґрунту.

Сумарний об'єм твердих частинок в 1 см<sup>3</sup> ґрунту, взятий без порушення природного складу, дорівнюватиме  $V/D$  см<sup>3</sup>, а сумарний об'єм пор в тому самому 1 см<sup>3</sup> ґрунту становитиме  $1 - V/D$  см<sup>3</sup>. Звідси пористість ( $P$ ) в процентах від загального об'єму буде:

$$P = \left(1 - \frac{V}{D}\right) \times 100 \quad (1.1)$$

Пористість значною мірою залежить від структурного стану ґрунту. Чим структурніший ґрунт, тим більша його пористість — погіршення структури призводить до зменшення пористості. Дуже впливає на величину пористості розпушування: чим пухкіший ґрунт, тим більша його загальна пористість.

На пористість ґрунту впливає його механічний склад (чим дрібніші механічні елементи, тим більша його пористість), а також характер ґрунтоутворного процесу і обробіток ґрунту.

Пористість ґрунту поділяють на капілярну і некапілярну. Перша зумовлюється наявністю в ґрунті глинистих частинок і ущільненістю їх, а друга — структурністю ґрунту або наявністю піску.

Капілярна і некапілярна пористість становлять загальну, або сумарну, пористість ґрунту. Найбільшу некапілярну пористість мають верхні горизонти ґрунту і меншу—нижчі. Протягом літа залежно від рослинності величина пористості у верхніх горизонтах ґрунту помітно змінюється. Взагалі ж пористість у верхніх горизонтах коливається в межах від 50 до 70, а в глибших зменшується до 35—65% і менше. Найбільшу загальну пористість мають ґрунти з добре вираженою зернистою структурою (наприклад, чорноземи), а найменша вона в ілювіальних горизонтах сірих опідзолених ґрунтів, підзолів, солонців і солончаків.

Пористість верхніх горизонтів більшості ґрунтів становить 55—65%. Наприклад, пористість торфу становить 85,2%, піщаного ґрунту — 30,4, суглинкового — 45,1, а глинистого — 52,7%.

Неоднакову пористість мають генетичні горизонти ґрунту. Пористість впливає на проникнення в ґрунт повітря і води, на випарну здатність ґрунту, мікробіологічні процеси, проникнення коріння в ґрунт, окислення мінералів тощо.

Фізичні властивості ґрунту залежать не лише від сумарної-пористості, а й від відношення капілярної до некапілярної. Оптимальним є відношення 1:1.

Фізико-механічні властивості ґрунту. До фізико-механічних властивостей ґрунту відносять пластичність, липкість, набухання, осідання і зв'язність ґрунту під час обробітку.

Пластичність — це здатність ґрунту у вологому стані набувати й зберігати надану йому форму. Зумовлюється вона механічним складом і насамперед вмістом у ґрунті колоїдних частинок і механічних елементів з



діаметром, меншим за 0,002 мм. Пластичність проявляється тільки при певних ступенях зволоження ґрунту. Глинисті і суглинкові ґрунти при певній зволоженості характеризуються значно більшою пластичністю порівняно з піщаними і супіщаними.

Ступінь пластичності залежить від насиченості ґрунту іонами натрію та ступеня зволоженості. На величину пластичності впливають мінералогічний склад ґрунту, вміст обмінних катіонів і гумусу, тобто ті фактори, від яких залежить кількість зв'язаної води в ґрунті.

Пластичність ґрунту впливає на його обробіток.

Липкість ґрунту — це здатність його у зволоженому стані прилипати до поверхні знарядь виробництва. В основі липкості лежать сили взаємного притягання молекул на поверхнях, які стикаються. Вимірюють липкість силою, потрібною для того, щоб відірвати ґрунт чи глину від поверхні прилипання, і виражають її в грамах на 1 м<sup>2</sup>. Із збільшенням липкості підвищується опір ґрунту, збільшується потреба в тяговій силі та витраті пального. Крім того, підвищена липкість значно погіршує якість обробітку ґрунту і сприяє руйнуванню його структури.

Липкість ґрунту залежить від вмісту в ньому частинок, менших за 0,001 мм, вмісту гумусу, колоїдів та увібраних основ, а також значною мірою від структурності ґрунту та кількості в ньому вологи. За даними А. Ф. Вадюніної, липкість структурного ґрунту спостерігається при відносній вологості 60—70, а розпиленого—40— 54%. Встановлено, що липкість структурних ґрунтів у два рази менша, ніж безструктурних. Характерно, що ґрунт чи глина втрачають липкість як при недостатньому вмісту вологи, так і при надмірному зволоженні їх.

Набухання характерне тим, що під впливом зволоження ґрунт збільшує свій об'єм. На набухання певною мірою впливають ґрунтові колоїди, особливо органічні, та обмінні катіони. Наприклад, іон натрію сприяє найбільшому, а іон кальцію — найменшому набуханням. Звичайно впливає на набухання ґрунту також склад глинистих мінералів та вміст гумусу. Відомо,

що монтморилонітові глинисті частинки мають рухому кристалічну решітку і вода, проникаючи в них збільшує об'єм мінералу (внутрішньо кристалічне набухання). Подібно до монтморилоніту набухають гумусові речовини. Набухання ґрунту в багатьох випадках є досить небажаним явищем для рослин, оскільки воно спричинює розтріскування поверхні ґрунту під час посухи влітку та під час великих морозів узимку (якщо немає снігу). Внаслідок цього не тільки збільшується випаровування води з ґрунту, а й часто оголюються вузли кушення озимих, що супроводжується розривом корневих систем рослин (випирання).

На структурних ґрунтах ступінь набухання ґрунту менший порівняно з безструктурними. Тому випирання озимих на структурних ґрунтах спостерігається рідше.

Отже, в ґрунтах, які мають властивість набухати, треба створювати в орному горизонті агрономічно цінні структурні агрегати.

Осідання ґрунту — це явище, протилежне набухання. Суть його полягає у зменшенні об'єму ґрунту після втрати води, внаслідок чого він осідає і на поверхні його з'являються тріщини. Величина осідання ґрунту залежить, головним чином, від вмісту дрібно диспергованих частинок, мінералогічного складу та обмінних катіонів. Структурні ґрунти, насичені кальцієм, менше осідають порівняно з безструктурними, насиченими іонами натрію. В ґрунті, який осідає, зменшується вміст повітря.

Зв'язність ґрунту визначається опором ґрунту зовнішнім силам, які роз'єднують ґрунтові частинки, і залежить від ступеня зволоженості і механічного складу ґрунту, вмісту в ньому глинистих частинок, гумусу й обмінних катіонів. Меншу зв'язність порівняно з безструктурними мають структурні й окультурені ґрунти. Чим менша зв'язність ґрунту, тим менший опір його під час обробітку.

Питомий опір залежить від вологості, механічного окладу і типу ґрунту, увібраних катіонів та рослинності. Легкі ґрунти, мають менший опір. Чорноземні ґрунти мають менший опір, ніж солонці. Ґрунти, ґрунтовий

комплекс яких насичений іонами кальцію, мають менший опір порівняно з грунтами, ґрунтовий комплекс яких насичений іонами натрію.

Властивості ґрунтів, які мають велику зв'язність, треба поліпшувати, вносити гній і створювати структуру. Обробляти їх слід у період фізичної спілості.

Фізична спілість ґрунту — це такий його стан, при якому він найкраще обробляється, тобто добре кришиться, розпадаючись на структурні агрегати при найменшій затраті тягових зусиль. Вона залежить переважно від зволоження. Фізично спілий ґрунт добре аерований, має тепловий режим ґрунту, що забезпечує добрий розвиток рослин.

Біологічна спілість ґрунту настає тоді, коли в ньому почали активно діяти мікроорганізми. При цій стиглості сіють навіть вибагливі до тепла культури, наприклад, цукрові буряки, кукурудзу, квасолю та інші.

Ґрунтова корка утворюється переважно на слабо-структурних і безструктурних суглинкових і глинистих грунтах з незначним вмістом органічних речовин і кальцію. Корка здебільшого утворюється після дощів на опідзолених чорноземах, солонцюватих, сірих опідзолених грунтах і в районах зрошуваного землеробства. Ґрунтова корка — це зцементований тонкий верхній шар ґрунту, який з'являється після розмивання водою і швидкого висихання структурних агрегатів. Корка затримує з'явлення сходів, розвиток рослин і посилює втрати ґрунтової вологи.

Щоб запобігти утворенню корки на грунтах, які запливають, треба вносити підвищені дози органічних добрив, вапнувати та гіпсувати їх. Велике значення в боротьбі з утворенням корки має своєчасний обробіток ґрунту. Поверхню ґрунту при цьому слід розпушувати при такому зволоженні, коли він не мажеться і не розпилюється.

Ефективна боротьба за створення водостійкої структури ґрунту дає змогу запобігати утворенню корки.

Плужна підшва — це ущільнений верхній шар підорного горизонту, збагаченого вмитими колоїдами, який утворюється під час оранки ґрунтів.

Плужна підшва утворюється здебільшого на ґрунтах, ненасичених основами, та на ґрунтах, насичених натрієм. Сприяє утворенню її і систематична неглибока оранка на однакову глибину.

Ґрунтова підшва значно утруднює аерацію глибоких горизонтів, створює несприятливі умови для мікробіологічних процесів, що дуже знижує родючість ґрунту. В таких ґрунтах коріння рослин зустрічає певний опір. Наприклад, цукрові буряки в ґрунтах з дуже вираженою ґрунтовою підшвою, особливо на сірих опідзолених ґрунтах, деформуються, що зменшує врожай і погіршує якість сировини. Щоб запобігти утворенню плужної підшви, слід запобігати вимиванню колоїдів у підорний горизонт і створювати водостійку структуру ґрунту. Одним з основних заходів є глибока оранка ґрунту на різну глибину.

Фізика ґрунту — один з основних розділів ґрунтознавства. Фізичні властивості ґрунту визначають напрям процесів вивітрювання і ґрунтоутворення, а певною мірою і всі основні властивості і режими ґрунтів. Дані досліджень фізики ґрунту є основою меліоративних заходів. Беруть до уваги фізичні властивості ґрунтів також і під час будівництва сільськогосподарських і промислових будівель і споруд.

## **1.2 Оптичні властивості ґрунтів**

Порівнюючи величини оптичної щільності гумінових кислот, варто зазначити, що ґрунти території досліджень характеризуються чорноземоподібним характером кривих спектру поглинання. Вони характеризуються високою оптичною щільністю, очевидно, внаслідок переважання в їх складі чорних гумінових кислот. Проте, оптична щільність ГК ґрунтів, що розташовані на верхніх частинах схилів є нижчою. Це свідчить про вищий вміст бурих гумінових кислот, що наближає дані ґрунти до темно-каштанових. Також причиною зниження оптичної щільності цих ґрунтів може бути вміст більш молодих ГК, що характеризуються спрощеною будовою, або продуктів відщеплення від них, які близькі за

своїми властивостями до фульвокислот. Спостерігається і зменшення оптичної щільності ГК із півночі на південь та із заходу на схід. Це пояснюється збільшенням вмісту бурих гумінових кислот в темно-каштанових ґрунтах. Також особливо інформативним є співставлення характеру кривих спектрів поглинання ГК ґрунтів різних рівнів території досліджень. У ґрунтах вододілів і нижніх частин схилів з найбільшою оптичною щільністю криві спектрів поглинання мають більш пологий нахил, а в ґрунтах верхніх частин схилів ці криві є дещо крутішими, що свідчить про більший вміст бурих гумінових кислот. Усі спектри поглинання не мають стандартного безперервного плавного протікання. Відзначається наявність невеликих максимумів в області 430-485нм (для ґрунтів нижніх частин схилів і вододілів) і 485нм (для ґрунтів верхніх частин схилів). Це можна пояснити переважанням в складі мікрофлори зелених і синьо-зелених водоростей, а початок максимуму в синьо-зеленій частині спектру свідчить про вищий вміст водоростей даного типу в ґрунтах плакорів і нижніх частин схилів, що, за даними деяких дослідників, свідчить про “чорноземність” цих ґрунтів.

Широке відношення коефіцієнтів оптичної щільності ( $E$ ) при довжинах хвиль 485 і 690 нм (коефіцієнт забарвленості) в ґрунтах території досліджень свідчить про переважання у молекулах ГК аліфатичних груп. Найбільш широке співвідношення  $E_{485}$  до  $E_{690}$  спостерігається у ґрунтах верхніх частин схилів і є показником більш слабкої конденсованості ароматичного ядра гумінових кислот цих ґрунтів внаслідок умов, створених недостатнім зволоженням. Більш вузьке співвідношення коефіцієнтів оптичної щільності, що відмічається в ГК ґрунтів вододілів і нижніх частин схилів, можна пояснити більш глибокими та інтенсивнішими процесами гуміфікації. Зменшення коефіцієнтів забарвленості у ґрунтах вододілів і нижніх частин схилів засвідчує зростання “зрілості” ГК цих ґрунтів, кращу структурованість їхніх молекул, а вищі значення цих показників у ґрунтах верхніх частин схилів пояснюється новоутворенням менш “зрілих” ГК. За

матеріалами досліджень науковців величини  $E_4^{0,001}$  для чорноземів південних коливаються від 0,113 до 0,131, а для темно-каштанових ґрунтів – в межах 0,067-0,090. Величини цього показника в досліджуваних ґрунтах коливаються в межах 0,089-0,151, що дозволяє відносити їх, без виключення, до чорноземів південних (табл. 1.3). Зменшення величини  $E_4^{0,001}$  в слабксероморфних слабоеродованих ґрунтах та в широтному і меридіональному простяганні, як зазначено вище, корелюється із показником конденсованості ароматичного ядра ГК.

Таблиця 1.3

**Показники оптичних властивостей гумінових кислот ґрунтів**

Показник	Чорноземи південні не солонцюваті	Чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті			Темно-каштанові слабосолонцюваті ґрунти
		рівнина	Верхня частина схилу	Нижня частина схилу	
$E_{430}$	24,589	<u>20,150</u> 17,515- 24,795	<u>17,639</u> 15,728- 20,140	<u>21,553</u> 17,882- 25,265	16,132
$E_{485}$	20,514	<u>16,106</u> 13,662- 20,353	<u>13,050</u> 12,125- 16,581	<u>17,235</u> 14,206- 20,471	12,963
$E_{690}$	7,721	<u>4,840</u> 3,735-6,338	<u>3,367</u> 2,257-4,985	<u>5,785</u> 4,243- 8,029	3,412
$E_4^{0,001}$	0,151	<u>0,119</u> 0,100-0,149	<u>0,096</u> 0,089-0,122	<u>0,127</u> 0,104- 0,150	0,090
$E_4/E_6$	2,657	<u>3,341</u> 3,011-3,640	<u>4,001</u> 3,231-5,381	<u>3,034</u> 2,458-	4,116

				3,499	
$K_{ст}$	20,543	<u>10,871</u> 7,725- 14,569	<u>8,232</u> 5,647-11,170	<u>12,330</u> 9,097- 17,601	5,957

Характеристика сучасної структури ґрунтового покриву території досліджень. Співвідношення площ основних ґрунтових типів території досліджень є наступними. Розміри ЕГА (елементарних ґрунтових ареалів) чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих не змитих, які є домінуючими в смузі переходу від сухого до середнього Степу, змінюються від 4,1 до 130,4 га; а середня площа становить 42,6 га. Площа ареалів цих ґрунтів характеризується значною мінливістю (СДГК (ступінь диференціації ґрунтового покриву) = 0,66;  $S_x = 87,10\%$ ), що обумовлено значним варіаційним розмахом. За ступенем розчленованості ці ЕГА належать до нерозчленованих ареалів –  $KP_c$  (коефіцієнт розчленованості) = 1,44, що підтверджується невеликим відхиленням від середнього значення –  $S_x = 12,50\%$ , хоча деякі ареали можна віднести до слаборозчленованих –  $KP = 1,98$ . ЕГА лучнувато-, лучно-чорноземних, чорноземно-лучних та мочарно-лучно-болотних ґрунтів займають лише 2,1% від сумарної площі ключових ділянок. Їх середня площа становить 2,84 га і характеризується значним варіаційним розмахом (СДГК = 0,69;  $S_x = 69,01\%$ ). Контури ареалів цих ґрунтів належать до слаборозчленованих –  $KP_c = 3,45$ , а деякі ЕГА – і до середньорозчленованих. Мінливість коефіцієнта розчленованості вища від середньої і становить  $S_x = 22,90\%$ . Змиті, розмиті, порушені ґрунти та виходи порід займають невеликі площі – 1,29% і характеризуються невисокою диференціацією розмірів (СДГК = 0,42;  $S_x = 41,80\%$ ) та слабкою розчленованістю –  $KP_c = 2,62$ .

В межах території досліджень найбільшу площу займають поєднання-варіації чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих не змитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин

та балок і комплексами лучно-чорноземних та чорноземно-лучних залишково- або слабосолонцюватих ґрунтів (чотири комбінації загальною площею 1006,7 га в межах ключ-ділянок). У компонентному складі цих комбінацій на чорноземі південні залишково- або слабосолонцюваті не змиті припадає від 75,8% до 55,3% площі. В свою чергу, від 42,1% до 20,4% площі ґрунтових комбінацій цього роду припадає на чорноземі південні залишково- або слабосолонцюваті різного ступеня змитості. Ступінь змитості ґрунтів зумовлений інтенсивністю розвитку ерозійних процесів, що значною мірою залежить від їх положення на схилі. Слабо змиті ґрунти займають 20,4 – 40,4% від загальної площі комбінацій і поширені на верхніх частинах опукло-ввігнутих та нижніх частинах ввігнуто-опуклих і прямих схилів. Середньо- та сильнозмиті відміни приурочені до випуклих найбільш крутих ділянок схилів і займають в середньому 8,9% загальної площі. Лучно-чорноземні залишково- або слабосолонцюваті ґрунти та їх комплекси з чорноземно-лучними залишково- або слабосолонцюватими ґрунтами розташовані в улоговинах та днищах балок і на них припадає від 1,2 до 3,8%.

Також на території досліджень виділено варіації чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих незмитих з мікрокатенами змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок (дві комбінації площею 115,4 га). Основний фон тут, як і в попередньому типі комбінацій складають чорноземі південні слабосолонцюваті – 24,6-96,5%. Слабозмиті ґрунти займають 3,5-47,7%, середньозмиті – 14,2%, а сильнозмиті – 7,2% від загальної площі. На найбільш крутих ділянках схилів та у днищах ярів поширені розмиті ґрунти та виходи порід. Їхня площа в межах варіацій становить 6,3%.

Антропогенна трансформація ґрунтів в системі сучасних умов ґрунтоутворення та процесів їх еволюції. Сучасна еволюція ґрунтів у смузі переходу від сухого до середнього Степу визначається складним комплексом природно-агрогенних процесів, серед яких провідна роль притаманна природним чорноземоутворюючим процесам. Нами проведено класифікацію



можливих процесів сучасної еволюції ґрунтів, які поділено на три групи – природні, агрогенні та деградаційні.

Негативні аспекти агропедогенезу відображаються по-різному в орному і підорному горизонтах. Тому, одним із основних методів вивчення глибини трансформації ґрунтів під дією антропогенного впливу є порівняння розбіжностей між властивостями орного і підорного горизонтів. На основі отриманих даних можна зробити висновок, що процес агропедогенезу на вододілах та схилах проходить не однаково. На плакорних ділянках спостерігається поглиблення гумусового та розпилення орного горизонту, зменшення вмісту агрономічно цінних агрегатів, дегуміфікація орного і підорного горизонту, зниження показників буферності і величини рН підорного горизонту. На верхніх частинах схилів відбувається зменшення потужності профілю, розпилення орного горизонту, зменшення водостійкості структури, посилення дегуміфікації, різке зменшення вмісту лабільного гумусу та деградація оптичних властивостей гумінових кислот, зниження показників буферності, посилюється дефіцит біофільних елементів. Ґрунти нижніх частин схилів характеризуються поглибленням гумусового горизонту, його розпиленням, посиленням злитизації підорного горизонту, зниженням темпів дегуміфікації, а подекуди і проградацією гумусового стану, стабільністю буферних властивостей та їх покращенням.

## РОЗДІЛ 2 ОСОБЛИВОСТІ КОСМІЧНОЇ СПЕКТРОФОТОМЕТРІЇ

Спектрофотометрією називається спеціальний метод дослідження і аналізу речовин, який заснований на вимірюванні спектрів поглинання в оптичній області електромагнітного випромінювання. Також під спектрофотометрією можна розуміти розділ фізики, який об'єднав в собі спектроскопію, фотометрію і спектрометрію.

На практиці зазвичай розрізняють спектрофотометрію в ІЧ, УФ і видимій області спектра. Для вимірювання спектрів використовуються спеціальні прилади-спектрофотометри. Такий прилад складається з джерела випромінювання, диспергуючого елемента, кювети, де міститься досліджувана речовина, а також пристрій, що реєструє.

В УФ області джерелом випромінювання є дейтерієва або воднева лампа, а в ближній ІЧ і видимій областях - вольфрамова лампа розжарювання або галогенні лампи. Фотоелектронні помножувачі і фотоелементи, тобто фоторезистори на основі PbS, служать приймачами випромінювання. Як диспергуючого елемента приладу використовується призменний монохроматор або монохроматор з дифракційними ґратами.

Зазвичай спектр виходить в графічній формі, проте в сучасних спектрофотометрах є вбудований комп'ютер, що дозволяє отримати результат в графічній і цифровій формі. Мікропроцесори здійснюють автоматизоване керування приладом і різну математичну обробку отриманих експериментальних даних.

Як правило, спектрофотометри забезпечені спеціальним набором приставок для отримання спектрів відбиття, комфортної роботи із зразками при високих і низьких температурах, для вимірювання різних характеристик приймачів випромінювання і його джерел.

Цей метод, застосовуваний частіше за інших і найбільш досконалий серед методів абсорбційного молекулярного аналізу, заснований на використанні спеціальних спектральних приладів - спектрофотометрів, що дозволяють реєструвати світлові потоки в широкому інтервалі зміни довжин

хвиль від -185 нм до ~ 1100 нм, тобто в УФ, видимій та ближній ІЧ області спектра, і забезпечують високу ступінь монохроматичності світла (-0,2-5 нм), що проходить через аналізовану середу.

У більшості спектрофотометрів, що застосовуються в аналітичній практиці, монохроматизація світлового потоку здійснюється за рахунок використання диспергируючих (розкладають світло в спектр) елементів - призм або дифракційних решіток. Розроблено різні конструкції спектрофотометрів, що працюють як по однопроменевої (одноканальної), так і по двопробевої (двоканальної) схемою.

На рис. 2.1 показана принципова блок-схема, що включає основні вузли, що забезпечують роботу спектрофотометра.



Рис. 2.1 Принципова блок-схема спектрофотометра: 1 - джерело випромінювання; 2 - монохроматор; 3 - кюветне відділення; 4 - приймач випромінювання (фотоелементи); 5 - підсилювач; 6 - реєстратор (відліковий або записуючий пристрій)

Світло від джерела випромінювання 1 потрапляє в монохроматор 2, в якому він розкладається в спектр. Монохроматизований світловий потік проходить після цього через кюветне відділення 3, в якому встановлюються кювети з аналізованим розчином і розчином порівняння ( «нульовим» розчином). Пройшовши через кювети з розчинами, світловий потік потрапляє на фотоелементи приймача випромінювання 4, в якому енергія світлового потоку перетворюється в фототок, посилений в блоці підсилювача, після чого посилений електричний сигнал реєструється в блоці реєстратора або у вигляді спектральної кривої, або за показаннями відлічує пристрою.

Як джерело випромінювання в спектрофотометрах використовують лампи розжарювання при роботі у видимій області спектра, в якій вони забезпечують безперервний світловий потік (а не лінійчатий, що дається

ртутної лампою), і водневі або дейтерієву лампи - при роботі в УФ діапазоні спектру (-200-350 нм).

Для розкладання світлового променя в спектр у монохроматорі найчастіше використовують призми або дифракційні решітки. При роботі у видимій і в ближній ІЧ області використовують скляні призми, а також скляні конденсори (лінзи) і кювети. При роботі в УФ діапазоні 200-400 нм застосовують кварцову оптику (призми, конденсори, кювети), так як скло поглинає УФ промені.

При використанні спектрофотометрів, що працюють по однопроменевої схемою, в світловий потік в кюветному відділенні поперемінно вносять кювету з розчином порівняння (нульовим розчином) і кювету з аналізованих розчином. У кюветне відділення спектрофотометрів, що працюють по двопроменевої схемою, встановлюють одночасно обидві кювети: кювету з нульовим розчином - в канал порівняння, кювету з аналізованих розчином - в вимірювальний канал.

Обидві кювети - з нульовим і з аналізованих розчинами - повинні бути абсолютно однаковими, з рівною товщиною поглинаючого шару. При товщині поглинаючого шару  $l = 1$  см допустиме відхилення не повинно перевищувати  $\Delta l = \pm 0,005$  см при температурі  $(20 \pm 1)^\circ \text{C}$ . Обидві кювети, заповнені чистим розчинником, повинні мати однакову оптичну щільність при одній і тій же довжині хвилі.

Градування спектрофотометрів по довжинах хвиль (або хвильовим числам) контролюють за матеріальним становищем максимумів в спектрі поглинання стандартів - розчину перхлорату гольмію, ртутної, дейтерієвої розрядної і водневої розрядної лампи.

Похибка вимірювання довжин хвиль на звичайних спектрофотометрах становить  $\pm 2$  нм в області 200-800 нм.

## 2.1. Історія розвитку спектрофотометрії

Термін світло означає електромагнітне випромінювання від дальньої області ультрафіолетового діапазону до ближньої області інфрачервоного діапазону. Протягом більш ніж двохсот років оптична спектроскопія застосовується в різних областях науки, виробництва та медицини, в тому числі в хімії, біології, фізики та астрономії. Висока специфічність оптичної спектроскопії пояснюється тим, що кожна речовина має свої спектральними властивостями, відмінними від спектральних властивостей інших речовин. Речовини можна аналізувати як в кількісному, так і в якісному аспектах. На відміну від інших методів спектроскопії, таких як ЯМР (ядерний магнітний резонанс), ЕПР (електронний парамагнітний резонанс), Месбауерівської або мас-спектрометрії, для аналізованих за допомогою оптичної спектроскопії зразків практично немає обмежень. Вимірювання різних оптичних параметрів в залежності від довжини хвилі або енергії випромінювання ("спектр") або часових параметрів ("кінетика") забезпечують цінну інформацію, яку не завжди можна отримати іншими аналітичними методами. Оптичний спектральний аналіз - це добре розвинений метод. Однак ринок спектрофотометрів весь час розширюється в зв'язку з появою нових застосувань методу. Залежно від пропонованих вимог спектрофотометри істотно розрізняються за розмірами, формою, застосовності і, в кінцевому рахунку, за вартістю. Тому сучасна тенденція полягає скоріше в використанні спеціалізованих спектрофотометрів помірної вартості, а не громіздких, доступних для всіляких застосувань "багатоцільових установок" з найкращими характеристиками.

Слово "спектр" в перекладі з латинської означає "поява" або "схема". Ісаак Ньютон в 1666 р першим за допомогою призми розщепив сонячне світло на спектральні складові (рис. 2.2). У 1758 р Маркграф вперше, використовуючи забарвлення кольору полум'я, відкрив спосіб візуального визначення речовини. У 1802 р англійський фізик Волдастон пояснив експеримент Ньютона з призмою, удосконалив його і вперше спостерігав

численні темні лінії в сонячному спектрі. У той же час Гершель і Тальбот проводили експерименти зі світлом полум'я, і в 1834 р Тальбот спектрально розділив червоний колір полум'я стронцію і червоний колір літію, що вважається зародженням аналітичної оптичної спектроскопії.

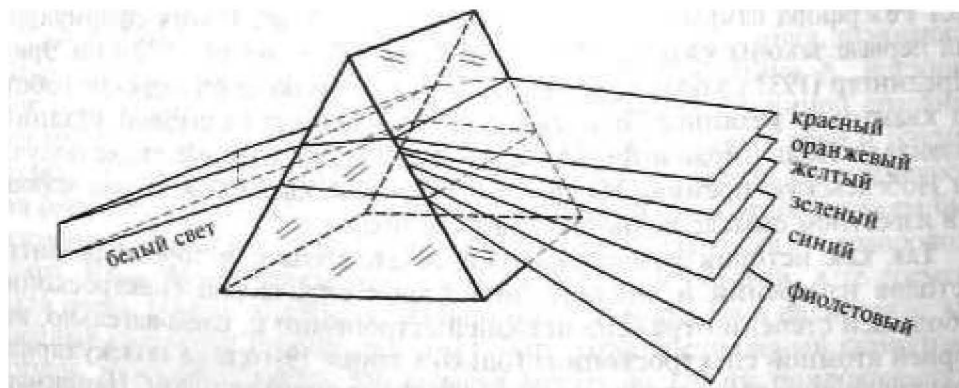


Рис. 2.2 Ісаак Ньютон першим за допомогою скляної призми розщепив паралельний сонячне світло на його складові в спектр

Цей новий метод дослідження, названий оптичною спектроскопією, розвивається з 1834г. до теперішнього часу. Особливу увагу слід приділити роботі в цій галузі фізики Фраунгофера, який розробив спектроскопію на дифракційних решітках і отримав 1500 ліній в спектрі сонячного світла.

До 20-го століття не було теорій, які могли б задовільно пояснити складну поведінку, яка проявляється всіма речовинами. Найбільш вагомий внесок в сьогоденне розуміння спектральних проявів внесли такі вчені. У 1885 р швейцарський вчений Бальмер відкрив серію так званих спектральних "ліній Бальмера" в спектрі водню. У 1897 р англійський учений Томпсон відкрив електрон, а в 1911 році його співвітчизник Ернест Резерфорд відкрив атомне ядро. У 1900 р Макс Планк сформулював перші закони квантової теорії. Вернер Гейзенберг (1932) і Ервін Шредінгер (1933 г.) отримали Нобелівську премію за піонерські роботи по квантовій механіці. Надалі концепцію квантової механіки розвивали Поль Дірак і Вольфганг Паулі (1945г.), які також отримали Нобелівську премію.

Так як історія розвитку науки переплетена з історією розвитку методів вимірювань і аналізу, то історія оптичної спектроскопії в більшій мірі

відображена історією астрономії і, отже, історією атомної спектроскопії. Тільки в кінці 19-го століття молекулярна спектроскопія стає потужним аналітичним методом. Наприклад, за допомогою спектрофотометра, здатного виявляти характерні "смуги" гемоглобіну, можна розрізнити кров і барвники червоного кольору, так що сьогодні криміналісти можуть знайти вбивцю по маленькій краплі крові.

Протягом багатьох десятиліть в спектроскопії використовувалися звичайні вольфрамові лампи розжарювання, призми, дифракційні решітки і детектори світла, які обмежували результати вузьким діапазоном видимій області між 500 і 700 нм.

До 40-х років 20-го століття було доступно всього кілька типів комерційних спектрофотометрів (спектрофотометр "Дженерал Електрик", спектрофотометр Кенко, модель DM Колеман), до того ж на них було важко працювати, і вони проводилися в обмеженій кількості. У той час "вимір" поглинання для визначення концентрації вироблялося візуально послідовним порівнянням двох полів, подібно до того, як це робиться зараз для перевірки кольорового бачення аномалоскопа Нагеля. Знаменитий фотометр Цейс (було виготовлено кілька тисяч в Німеччині) нудно і довго працював у такий спосіб за допомогою так званих S-фільтрів у видимому діапазоні (інтерференційні фільтри з напівшириною смуги пропускання 15-20 нм). За 1941 року було опубліковано понад 800 статей з визначення концентрації клінічно важливих компонентів крові і інших рідин організму з використанням подібних спектрофотометрів.

Ринок спектрального аналітичного обладнання став швидко розвиватися і вдосконалюватися лише після другої світової війни. Внаслідок кращого дозволу і меншої кількості розсіяного світла замість призми стали використовуватися дифракційні решітки і подвійні монохроматори з автоматичним скануванням, що дають виправлені спектри, що сприяло їх використанню в рутинній аналітичній роботі. Істотне зниження розсіяного

світла призвело до вдосконалення детектуючих можливостей спектрофотометрів на 4-5 порядків величини.

Незабаром на ринку з'явилися спеціалізовані фотометри, наприклад для радіометрії, колориметрії або двохвильовому аналізу. У період значного зниження цін на комп'ютери з кінця 70-х років спектрометри стали виготовляти на базі мікрокомп'ютерів. Це не тільки полегшило вимірювання, а й дозволило проводити аналіз в безперервному режимі.

## **2.2 Основні поняття і визначення**

Відбивні властивості природних і штучних об'єктів, як правило, описуються за допомогою спектральних коефіцієнтів відбиття (СКВ). Функції спектрального коефіцієнта відбиття різних природних утворень описуються кривими, узагальнений вид яких, приведений на малюнку. Відповідно до класифікації Е.Л.Крінова всі природні утворення з їх характерними спектральними характеристиками відображення розділені на три класи. На наведеному малюнку римськими цифрами позначений клас об'єктів, арабськими - тип об'єктів.

Клас I - оголення, ґрунту - включає в себе чотири типи: тип 1 - ґрунту чорноземні і супіщані, ґрунтові дороги і т.п .; тип 2 – ґрунту опідзолені суглинисті, шосейні дороги, деякі типи будівель; тип 3 - піски, оголення пустель, гірські породи; тип 4 - вапняки, глина, різні світлі об'єкти.

Для спектральних кривих  $r_{\lambda}$  цього класу характерним є поступовий підйом в сторону довгих хвиль, типи поверхонь розрізняються нахилом кривих  $r_{\lambda}$ .

Клас II - рослинні освіти - об'єднує чотири типи поверхонь: тип 1 - хвойні породи лісових насаджень в зимовий період; тип 2 - хвойні породи лісових насаджень в літній період, суходільні луки, трав'яні породи з недостатньо соковитою рослинністю; тип 3 - лісові насадження листяних порід в літній період, трав'яні покриви з густою сонячної рослинністю; тип 4



- лісові насадження в період осінньої розмальовки та дозрілі (пожовклі) польові культури.

Для поверхонь цього класу характерний максимум в області 0,55 мкм, мінімум в межах головної смуги поглинання хлорофілу (0,66-0,68 мкм), за яким слідує різкий підйом в сторону довгих хвиль з максимумом приблизно для довжини хвилі  $\lambda = 0,8-1,0$  мкм, типи поверхонь цього класу в основному відрізняються величиною  $\Gamma_\lambda$  для цієї області спектра.

Клас III - водні поверхні, водойми і сніговий покрив - об'єднує три типи: тип 1 - сніг, вкритий крижаною кіркою; тип 2 – щойно випавший сніг; тип 3 - водна поверхня під деяким, досить великим кутом до нормалі, т. е. відбиває блакитне небо.

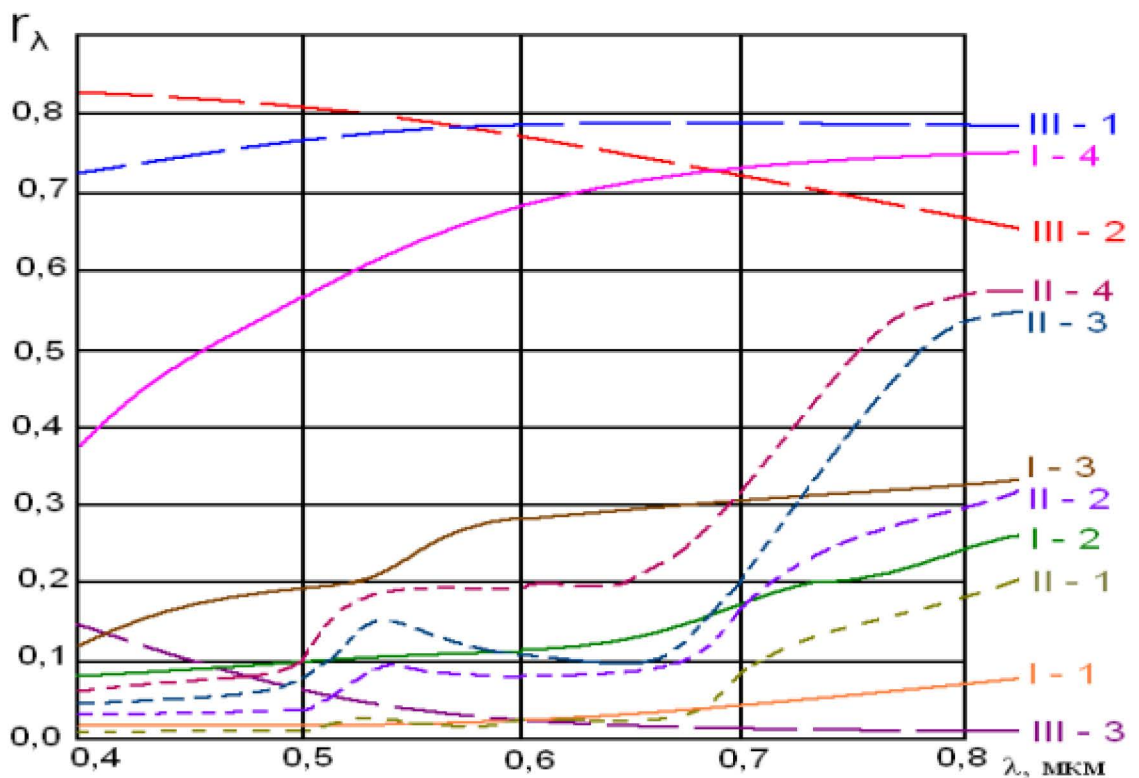


Рис. 2.3 Основні спектральні класи природних об'єктів

Об'єкти третього класу відрізняються відносно невеликими змінами  $\Gamma_\lambda$  в залежності від довжини хвилі. Причому для снігових покривів відзначається деяке зменшення величини  $\Gamma_\lambda$  в сторону коротких довжин хвиль і більш сильне зменшення в сторону довгих довжин хвиль по відношенню до максимального значення в області довжин хвиль  $\lambda = 0,5-0,7$  мкм, де зміни  $\Gamma_\lambda$

практично відсутні. Коефіцієнти яскравості водних поверхонь дуже малі і незначно (приблизно до 4%) змінюються по спектру.

Наведені спектральні характеристики природних об'єктів застосовуються як до окремих елементів, що створює природний покрив даної місцевості, так і до цілих ландшафтам. Наприклад, при наявності снігового покриву весь ландшафт набуває властивості, притаманні об'єктам третього класу. Пустелі, випалені степу, голі скелі і області помірного пояса ранньою весною чи пізньою осінню, коли переважає жовтобуре забарвлення можуть бути віднесені до першого класу, а області, покриті зеленою рослинністю, - у другому класі. Наведена спектрофотометрична класифікація природних утворень відображає лише загальні закономірності, які в кожному конкретному випадку уточнюються в залежності від умов освітлення, стану поверхні і т. д.

В середині минулого століття відбувалося бурхливий розвиток техніки дистанційних засобів зондування земної поверхні і атмосфери, що працюють в діапазонах довжин хвиль більше 1,0 мкм. Це зажадали ретельного вивчення спектральних відбивних властивостей природних об'єктів в ближньому (0,85 ÷ 1,50 мкм), середньому (1,50 ÷ 3,50 мкм) і далекому (3,50 ÷ 15,00 мкм) інфрачервоних діапазонах довжин хвиль, в тому числі, з урахуванням випромінювальних властивостей самих об'єктів. Відбивні спектральні властивості природних об'єктів прийнято виражати спектральним коефіцієнтом яскравості (СКЯ).

Умовно можна виділити чотири типи поверхонь.

Ортотропні поверхні, що відображають падаючий на них потік дифузно, або рівномірно, у всіх напрямках. У видимій області ортотропними поверхнями є піски, пухкий сніг. У СВЧ – області (наприклад, при отриманні зображень за допомогою РЛС бокового огляду) дифузно відображають великі кам'яні осипи.

Дзеркальні поверхні, що відображають падаючий на них потік переважно в площині падаючого променя і під кутом, рівним куту падіння. У

видимій області до таких поверхонь можна віднести чистий лід, сухі кам'яні поверхні, оголений скельний ґрунт. У радіодіапазоні дзеркальне відображення характерно для глинистих ґрунтів, водних поверхонь. Необхідно мати на увазі, що за способом відображення падаючої радіації ці поверхні відрізняються від ідеально відображають.

Антідзеркальні поверхні, що відображають максимально в напрямку до джерела випромінювання. Таке відображення типово для сільськогосподарських культур, луків та іншої рослинності.

Комбіновані поверхні, що володіють двома максимумами відображення - дзеркальним і антідзеркальними. Таким способом відображають рисові поля, вкриті росю луки і т.д.

Кожна з чотирьох типів поверхонь, що відбивають характеризується своєї індикатрисою відображення. Ортотропна поверхня має індикатрису, описувану півсферою. Індикатриси інших типів поверхонь, що відбивають можна апроксимувати комбінацією півсфери і частини еліпсоїда.

З урахуванням рішення практичних завдань дистанційних досліджень найбільший інтерес представляють відомості про СКЯ поверхонь при спостереженні вертикально вниз, в надир. Надирні значення СКЯ об'єкта не залежать від азимутального кута  $\varphi_{\odot}$  і визначаються тільки умовами освітлення: висотою Сонця  $h_{\odot}$  і освітленістю  $E_{\lambda} = S_{\lambda} + D_{\lambda}$ .

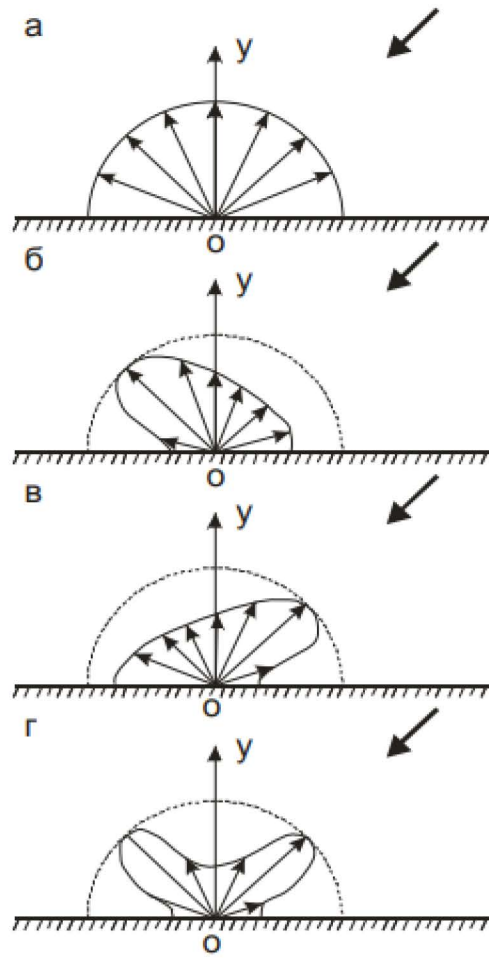


Рис. 2.4 Вид індикатрис різних типів поверхонь.

а - ортотропними; б - дзеркальна; в - антідзеркальна; г - комбінована.

Кутова структура яскравості поверхонь описується спектральними індикатрисами яскравості  $\gamma_\lambda(\theta, \Delta\varphi, h_{\odot}, E_\lambda, z)$ , які зручно представляти як відносини сигналів, пропорційних яскравості в напрямку  $\theta, \varphi$ , до сигналів, пропорційних яскравості в надирі:

$$\gamma_\lambda(\theta, \Delta\varphi, h_{\odot}, E_\lambda, z) = B_\lambda(\theta, \Delta\varphi, h_{\odot}, E_\lambda, z) / B_\lambda(\theta = 0, h_{\odot}, E_\lambda, z),$$

де  $z = (90^\circ - \theta')$  - висота спостереження;

$\varphi_\lambda \sim B_\lambda$  - ординати сигналів вимірювальної апаратури, виражені, наприклад, в мм, на стрічці реєстратора.

Відомості про спектральні індикатриси і коефіцієнти анізотропії визначених типів природних об'єктів дозволяють використовувати для оцінок величин СКЯ поверхонь численні дані про спектральне альbedo, виміряні

апаратурою з напівсферичними полями зору, і навпаки, за даними про СКЯ оцінювати альbedo територій.

СКЯ об'єктів ландшафту, хмар і повітряної димки залежать від фізико-хімічних властивостей елементів цих об'єктів, температури, вологості, а рослинних покривів - і від фенофаз, сезону року, просторової структури, проективного покриття, композиційного складу (якщо просторову роздільну здатність апаратури більше розмірів різнорідних частин об'єкта) та інших факторів. Тому одним з головних завдань дослідження оптичних властивостей природних об'єктів і рослинного покриву, зокрема, є визначення емпіричних залежностей СКЯ цих об'єктів від різних факторів, що впливають на їх мінливість.

Повні функціональні описи варіацій СКЯ природних об'єктів від різних факторів, що впливають прийнято називати каталогами СКЯ. Довідники чи інші описи, що не містять повної інформації про залежність СКЯ від факторів, що впливають на їх мінливість, і не забезпечені статистично значущими рядами вихідних даних, доцільно називати атласами СКЯ. Дослідження оптичних властивостей ландшафту і результати практичного використання багатозональної зйомки показали, що при складанні атласів і каталогів СКЯ необхідно враховувати особливості географо - кліматичного районування Земної кулі. Дана проблема вирішується при розробці карт розподілу СКЯ.

Очевидно, що каталоги та атласи СКЯ поверхонь необхідні при створенні апаратури дистанційних досліджень Землі і атмосфери, при обробці даних багатозональної зйомки, при моделюванні спостережливості об'єктів і при вирішенні інших наукових і прикладних задач. В даний час дослідникам, яким необхідні дані по спектральним характеристикам природних об'єктів, доступні Інтернет - ресурси цих даних, що накопичуються на відповідних сайтах у вигляді бібліотек даних.

## **2.3 Мінливість спектральних коефіцієнтів яскравості елементів ландшафту**

Основною метою даного розділу є розгляд основних факторів, що впливають на мінливість спектральних характеристик природних утворень. Виклад матеріалу базується на експериментальних даних, отриманих за допомогою наземної і аероспектрометричної апаратури, отриманих різними авторами в різні роки. Однак, потрібно мати на увазі, що при описі закономірностей варіацій спектральних відбивних характеристик ґрунтів і рослинності широко використовуються матеріали, отримані за допомогою різних багатоканальних фотометрів і спектрометрів.

Розбивши природні об'єкти на групи відповідно до їх класифікації за характером спектрального відображення, виявленого Е.Л. Кріновим, покажемо на конкретних прикладах основні особливості зміни спектральних коефіцієнтів яскравості в межах від 0,4 мкм до 2,4 мкм. Таким чином, будемо дотримуватися такого порядку розгляду – ґрунтовий покрив і ґрунти, рослинність деревна і трав'яниста і водні поверхні і снігового (льодовий) покрив. Крім прикладів в тексті, основний цифровий і графічний ілюстративний матеріал в тій же послідовності наведено в додатках I, II, і III. Дані про СКЯ об'єктів ландшафту мають крок по довжині хвилі, що дорівнює 25 нм в діапазоні 400 - 1000 Нм і 50 нм в діапазоні 1000 - 2500 нм.

### **2.3.1. Особливості спектрального відображення ґрунтового покриву та оголень**

Відомо, що до чинників тривалої дії, що визначає варіації СКЯ ґрунтів, відносять кількість гумусу (перегною) в ґрунті і його склад, а також склад мінеральної частини ґрунту. До тимчасових чинників відносять ступінь подрібнення і ущільнення ґрунту (пов'язані з її обробкою або зумовлені впливом води, вітру, сонячного випромінювання і температури), вміст вологи, висоту Сонця над горизонтом і співвідношення розсіяної і прямої

радіації в сумарному низхідному потоці освітленості, а також умови спостереження (кути  $\theta$  і  $\varphi_0$ ) і миттєві кути поля зору апаратури.

Вплив хімічного і мінерального складу ґрунтів на їх спектральну відбивну здатність зазвичай вивчається в лабораторних умовах. Зразки ґрунтів, взяті для дослідження з різних районів, полігонів і горизонтів, піддаються висушуванню, стандартному роздрібненню і ущільненню. Цим виключається вплив всіх інших факторів на відбивні властивості ґрунтів. Їх абсолютна відбивна здатність  $R_\lambda$  вимірюється за допомогою спектрометрів, в яких в якості входних пристроїв застосовуються інтегруючі сфери.

Дослідження  $R_\lambda$  зразків ґрунтів, що відносяться до різних типів по їх генетичній класифікації, показали, що у видимому діапазоні спектра криві  $R_\lambda$  різних типів ґрунтів, нанесені на графіки, представляють сімейство практично не перетинаються кривих, ординати яких збільшуються з ростом  $\lambda$ . Підйом більш помітний в червоній області спектра. Для гумусових ґрунтів спостерігаються невеликі перегини в області 0,510 - 0,620 мкм, обумовлені підвищеним вмістом оксидів заліза.

Неоднорідність відбивної здатності ґрунтів, розташованих на різній глибині, дозволяє при дистанційних дослідженнях розпізнати порушення природного стану ґрунтово - рослинного покриву земної поверхні, пов'язані з прокладкою підземних комунікацій, дренажної мережі і т.д.

Процеси ерозії (руйнування) ґрунтів під дією води, вітру і господарської діяльності людини призводять до великих варіацій відбивних властивостей верхніх шарів ґрунтового покриву як по спектру, так і за величиною відображення.

У табл. 2.1 наведені коефіцієнти відображення деяких ґрунтів в ближній ІЧ області спектра

**Коефіцієнти відбиття ґрунтів в ближньому ІЧ діапазоні спектра**

Тип ґрунту і глибина взяття проби		Довжини хвиль, нм							
		700	900	1100	1300	1500	1700	1900	2100
Дерново-карбонатна суха	0-12см	29	41	50	55	52	53	50	63
	12-20см	65	71	79	84	82	33	82	82
Чорнозем типовий, глибина 0-50 см	сухий	11	17	24	31	36	43	43	50
	вологий 28,8%	6	10	17	23	26	30	26	39

У ряду гірських порід і мінералів, що входять до складу ґрунтів, спостерігається селективне відображення, пов'язане зі смугами поглинання самої речовини. Так, граніт і його уламкові породи мають максимуми відображення поблизу 640, 2100, 3900, 6500, 9000 і 21000 нм; мармур - поблизу 560 нм, торф - поблизу 620 і 820 нм, піщана глина - поблизу 610 і 1600 нм і т.д. Ці властивості дозволяють здійснювати класифікацію і розпізнавання мінералів по їх спектральним образам.

В огляді показана перспективність використання в практиці дистанційних досліджень земної поверхні досить вузьких ділянок спектра видимого і інфрачервоного діапазонів для ідентифікації водомістких, глинистих мінералів, карбонатів, залізних руд і інших корисних копалин. В роботі показано, що в залежності від геологічного складі ґрунтів спостерігаються характерні зрушення вузьких смуг поглинання у які ростуть на цих ґрунтах рослин, незалежно від типів самих рослин. Для виявлення цих тонких ефектів використовуються спектрометри з дозволом близько 1 - 2 нм і скануючі радіометри, що мають понад 100 спектральних каналів.

Вплив ступеня подрібнення ґрунтів і гірських порід на відбивну здатність проявляється в зростанні  $\rho$  зі зменшенням розмірів елементів матеріалу.



У ґрунтів спостерігається нелінійне зростання відбивної здатності  $R_\lambda$  зі зменшенням розмірів агрегатів. У ряду ґрунтів зміни ступеня подрібнення частинок, особливо при високодисперсних станах ґрунтів, призводять до зміни спектрального складу відбитого випромінювання. При зменшенні розміру агрегатів зразків сухих ґрунтів від 8 до 2 мм відображення зростає незначно. Починаючи з розмірів частинок від 2 мм і менше інтегральне відображення зростає в 1,3 - 1,5 разів у чорноземів і в 1.5-2 рази у підзолистих ґрунтів.

Дифузна відбивна здатність монолітного граніту на  $\lambda = 2100$  нм складає 38%. Уламки того ж граніту; розміром 1 - 2 мм відображають 41% падаючої енергії. Подальше перетворення граніту в порошкоподібний стан з розмірами частинок 0,1 - 0,25 мм і менше 0,038 мм призводить до зростання відображення до значень 66% і 68% відповідно. На  $\lambda = 3.9$  мкм гранітний моноліт відображає 19% енергії, а описані вище уламкові і порошкові зразки граніту мають коефіцієнти відображення 25%, 49% і 64% . Наведений приклад ілюструє можливі діапазони змін відбивної здатності корінних порід в залежності від розмірів частинок матеріалу.

СКЯ ріллі з борознами, напрямок яких збігається з напрямком сонячних променів, завжди вище, ніж ріллі з борознами, розташування яких перпендикулярно сонячним променям.

СКЯ ґрунту, грудки якої згладжені дощем, на 10 - 15% більше, ніж у свіжозораному ґрунту, що має таку ж вологість.

СКЯ ґрунтів, опромінених тільки, розсіяною радіацією, практично не змінюються при зміні розмірів грудок. СКЯ ґрунтів, виміряні при розсіяному освітленні, чисельно рівні СКЯ ґрунтів, що мають розміри грудок близько 10 см. При опроміненні поораних ґрунтів сумарною радіацією їх СКЯ в надирі зростають з ростом кута висоти Сонця  $h^\odot$ .

Спектральний склад відбитого від ґрунтів світла в межах діапазону довжин хвиль від 400 до 850 нм постійний і не залежить від ступеня обробки ґрунту.

Вплив вологості ґрунту на її відбивні властивості виражається в зменшенні її відбивних властивостей з ростом ступеня зволоження. Це викликане змінами оптичної неоднорідності ґрунту під впливом зменшення відносного показника заломлення світла окремих частинок, що складають ґрунт.

При зволоженні гумусових шарів ґрунту спектральний склад відображених випромінювань видимого діапазону спектра не змінюється. Виняток складають жовтоземи і в меншій мірі - червоноземи. У ближньому ІЧ діапазоні спектра 1 - 2 мкм відбуваються найбільші зміни відбивної здатності зі зміною ступеня зволоження. При зволоженні ґрунтів від повітряно-сухого стану до повної вологоємності їх яскравість зменшується до двох разів.

Найбільші зміни СКЯ різних ґрунтів відбуваються при різних інтервалах вологості: для супіщаних від 0,3 до 3%, легко суглинистих від 0,4 до 10%, важко суглинистих від 2 до 12%, глинистих - від 4 до 25%, перегнійно-глейовими - від 7 до 30% [61]. Згідно з даними роботи у піску лінійна залежність зменшення СКЯ спостерігається при вологості до 5 - 6%. При подальшому зволоженні відбувається плавне зменшення інтенсивності падіння значень СКЯ і при відносній вологості більше 10% подальшого зниження СКЯ піску не спостерігається. Яскравості монолітних, не всмоктують вологу гірських сухих і змочених порід практично не розрізняються.

Підсумовуючи опис факторів впливу вологості ґрунту на СКЯ наведемо в таблиці 2.2 характерні дані наземних вимірювань при різних їх станах: I - суха, покрита кіркою; II - суха, розпушена; III - насичена вологою на 50%, розпушена; IV - повна польова вологоємність, розпушена

## Характерні дані наземних вимірювань при різних їх станах

$\lambda$ , нм	Звичайний чорнозем				Темно-каштанова			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
400	7,0	4,1	3,3	2,8	8,0	4,6	3,5	2,9
500	8,0	4,6	3,8	3,2	10,0	5,9	4,4	3,3
600	8,6	5,1	4,1	3,4	11,5	6,7	5,0	4,5
670	9,2	5,3	4,4	3,6	14,3	8,3	6,2	5,3
800	11,1	6,4	5,3	4,4	17,6	10,2	7,7	7,6
$\lambda$ , нм	Дерново-підзолистий				Типовий сірий			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
400	10,0	5,8	4,5	2,9	14,0	8,1	6,5	4,5
550	17,0	9,9	7,7	4,9	20,5	16,5	13,3	9,1
600	19,1	11,1	8,7	5,6	31,7	18,4	14,7	10,1
670	22,1	12,8	9,9	6,4	35,5	20,6	20,8	11,3
800	26,3	15,3	11,9	7,7	40,0	23,2	18,7	12,8

Кутовий розподіл відображення випромінювань ґрунтами і гірськими породами в області спектра 400 - 800 нм відповідно до роботами характеризується ахроматичними індикатрисами, форма яких практично не залежить від довжини хвилі падаючого випромінювання. Висновки про незалежність форми індикатрис від  $\lambda$  отримані при дослідженнях ландшафтних комплексів і об'єктів, що характеризуються наявністю просторових неоднорідностей відбивних властивостей. Ці неоднорідності і пов'язані з ними варіації яскравості не дозволили виявити вельми тонкі індикатрисні ефекти спектрального відображення ґрунтів і оголень.

Лабораторні дослідження зразків піску і чорнозему вказують на деформацію форми індикатрис при зміні довжини хвилі від 365 до 1025 нм.

Згідно роботі відносна зміна ступеня розтягнутості спектральних індикатрис, виражене ставленням творів КСЯ при  $\theta = 0$  і  $\theta = 60^\circ$  на  $\lambda = 405$  і  $\lambda = 1025$  нм

$$r^\lambda (\lambda = 405, \theta = 60)$$

$$r^\lambda (\lambda = 1025, \theta = 0)$$

$$r^\lambda (\lambda = 405, \theta = 0)$$

$$r^\lambda (\lambda = 1025, \theta = 60)$$

у піску і чорнозему становлять відповідно 1,5 і 1,15. Чорнозем і пісок при дзеркальних кутах розсіювання поляризують відображені випромінювання до 22% і 12% відповідно. Однак при кутах  $\theta \leq 45^\circ$ , що лежать в площині сонячного вертикала, і при скануванні кутом  $\theta$  поза сонячного вертикала спектральна деформація індикатрис менше 10% і при вирішенні практичних завдань дистанційних досліджень її можна не враховувати.

Ступінь витягнутості індикатрис грунтів визначається ступенем шорсткості поверхні і кутом висоти Сонця  $h^\ominus$ , а у поверхонь, що мають певну азимутальну спрямованість шорсткостей, і азимутним кутом Сонця  $\varphi^\ominus$ .

Підводячи підсумок аналізу впливу різних чинників на СКЯ грунтів відзначимо, що найбільш суттєвими з постійних факторів є процентний вміст гумусу в грунті і хімічний склад мінеральної основи грунту. З змінних факторів найбільш істотні ступінь обробки, вологість грунту, висота Сонця і стан неба. Під впливом змінних факторів КСЯ грунту в надирі можуть змінюватися в 3,5 - 4 рази від їх мінімальних значень, а з урахуванням зміни кутів сканування  $\theta$ , азимута і висоти Сонця  $h^\ominus$  і  $\varphi^\ominus$  максимальні зміни КСЯ грунтів можуть досягати 10 - 12 разів. Розроблено методики обліку різних чинників, впливають на величини КСЯ грунтів, які використовуються при проведенні дистанційних досліджень Землі.

### **2.3.2 Особливості коефіцієнтів спектральної яскравості рослинного покриву**

Вивчення спектральних коефіцієнтів яскравості рослинного покриву як дикорослого, так і культивованого (сільськогосподарських культур) особливо важливі, через те, що рослинність в природних зонах територій України має велике значення для продовольчої і промислової безпеки країни з іншого

боку, спектральних характеристик рослинних угруповань сільськогосподарського призначення має дуже важливе значення для визначення та діагностики фенофаз на всьому протязі життєвого циклу рослини, нижче ми більш детально розглянемо вплив різних факторів на СКЯ рослин.

Вплив пігментів і води на оптичні властивості зеленого листа. Відомо, що зелений рослинний покрив має специфічний спектральний хід відображення випромінювань видимого та ближнього інфрачервоного діапазонів спектра, пов'язаний з присутністю в листі рослин різних пігментів і води. У видимому діапазоні довжин хвиль визначальний вплив на спектральний хід відображення і пропускання випромінювань виявляються хлорофіл і каротини.

Хлорофіл має головний максимум поглинання в червоній зоні спектра на довжинах хвиль від 667 до 689 нм, а також ряд смуг поглинання в синьій зоні, з максимумами поблизу 440 і 460 нм. Каротин найбільш інтенсивно поглинає випромінювання з довжинами хвиль 455 і 485 нм. Тому зелені рослини поглинають до 93-95% випромінювань видимого діапазону спектра, і лише невеликий мінімум поглинання пігментами листя поблизу 550 нм надає листю зелене забарвлення.

В районі червоної межі видимого діапазону спектра поглинання хлорофілом і каротином з ростом  $\lambda$  різко падає, в зв'язку з цим в ближньому ІЧ - діапазоні спектра на довжинах хвиль 750-1200 нм відбивна здатність  $R_\lambda$  зеленого листа досягає максимуму і становить 40-60%. При цьому одночасно зростає і прозорість  $T_\lambda$  листя до значень 30- 50%.

З подальшим зростанням довжини хвилі на початку прозорість, а потім і відбивна здатність листя починають немонотонно спадати за рахунок поглинання рідкою водою, що знаходиться в клітинах листя. Мінімуми відображення листя в ближньому ІЧ-діапазоні спектра знаходяться на довжинах хвиль 980, 1150, 1470 і 1980 нм, вони зрушені в довгохвильову область у порівнянні з положенням центрів смуг поглинання водяної пари.

Сезонні зміни відбивної здатності листя. На початку вегетаційної фази рослин відбивна здатність  $R_{\lambda}$  у наймолодшого листя зростає з ростом  $\lambda$  від 3-4% у синій зоні спектра і до 15-20% в червоній, при цьому максимум відображення на  $\lambda = 550$  нм не проявляється. У ближньому ІЧ-діапазоні спектра відбивна здатність такого листя максимальна, вона досягає 60-75%.

По мірі розвитку листя і накопичення в них хлорофілу у видимому діапазоні спектра починають проявлятися характерні для зелених рослин максимум і мінімум відображення, а в ближньому ІЧ-діапазоні відбивна здатність знижується.

При появі жовтизни в листі мінімум відображення на  $\lambda = 680$  нм згладжується і зсувається в бік довгих хвиль. максимум відображення при цьому зсувається із зеленої зони в жовту і помаранчеву зони спектра. Наприкінці фази вегетації відбувається руйнування хлорофілу і спектральний хід відображення характеризується рівномірним зростанням  $r_{\lambda}$  с зростанням  $\lambda$  від 3-7% у синій зоні спектра і до 25-35% в ближньому інфрачервоної. У сухих жовтого листя восени відображення в ближньому ІЧ-діапазоні спектра зростає до 40-50%, проте воно не перевершує СКЯ сухих зеленого листя.

Нижня сторона листя у видимому діапазоні спектра відбиває світло вдвічі інтенсивніше, ніж верхня, більш темна сторона, однак в ближньому ІЧ-діапазоні спектра відбивна здатність верхньої і нижньої сторони аркуша приблизно однакова.

Сезонні варіації СКЯ гілок дерев досліджувалися в польових умовах шляхом вимірювання за допомогою наземних приладів СКЯ зрізаних пагонів. При цьому дотримувалися єдина методика підбору і виміру досліджуваних зразків рослин.

Дослідження показали, що СКЯ молодих пагонів хвойних і листяних порід дерев на довжинах хвиль 400 ... 800 нм приблизно вдвічі перевищують СКЯ старих пагонів. Зменшення СКЯ листя на гілках осики, берези і дуба припиняється до другої половини липня, а молоді пагони хвойних дерев перестають відрізнятися від старих до початку осені.

Таблиця 2.3

$\lambda$ , нм	Ялина			Сосна				Дуб			
	2,6	10,7	6,8	17,5	4,6	10,7	23,8	26,6	4,8	2,9	17,9
460	3	3	1	8	5	5	2	4	3	2	2
560	13	11	6	16	12	11	5	10	9	14	10
600	13	10	5	18	13	8	4	7	7	8	9
660	7	6	2	18	9	5	3	4	4	5	9
760	47	28	18	34	43	30	11	44	34	30	18

$\lambda$ , нм	Осіна					Береза						
	17,5	25,6	10,7	1,8	10,9	17,5	31,5	8,6	14,7	1,9	10,9	1,1
460	5	4	5	1	8	4	3	3	2	1	2	14
560	11	11	11	5	36	13	10	7	6	6	8	43
600	10	8	9	4	38	10	8	6	5	4	6	50
660	10	8	9	4	38	10	8	6	5	4	6	50
760	7	6	5	3	42	5	5	4	3	3	4	49

Величини СКЯ, %, пагонів різних порід дерев в різних фазах вегетації

Зміни ступеня обводнення листя призводять до змін їх спектральної відбивної здатності. Звертає увагу суперечливість висновків, отриманих різними авторами з питання про вплив водного режиму листя на зміну їх оптичних властивостей. Однак при більш уважному вивченні наявних літературних даних можна встановити цілком чіткі закономірності цього впливу, по-різному проявляються в видимому і ближньому ІЧ ділянках спектра.

Денний хід відбивної здатності  $R_\lambda$  живого листя за рахунок інтенсивного випаровування її під впливом поглинання променевої енергії Сонця. Було встановлено, що спостерігається деяке зростання відбивної

здатності листя кукурудзи і соняшнику опівдні в межах всього видимого діапазону спектра.

В експериментальних роботах, показано, що СКЯ листя верби через 15 хв, 2 години і 3 години після їх відділення від рослини складають на  $\lambda = 470$  нм- 4,6 і 9%, на  $\lambda = 550$  нм - 12, 11 і 10%, на  $\lambda = 660$  нм - 6,7 і 7%, на  $\lambda = 800$  нм - 60, 50 і 40%. У той же час СКЯ зірваних листя рослин, які ростуть в пустелі, зберігаються незмінними протягом двох діб.

Згідно з лабораторними вимірами СКЯ в області спектра 700-2500 нм відбивна здатність на  $\lambda = 750$  нм у листя берези зростає в 1.03 рази після їх вісімнадцятиденної сушки. Однак, на довжинах хвиль більше 850 нм відбивна здатність у сухого листя берези істотно вище, ніж у свіжих: відносини  $\rho$  сухого листя і  $\rho$  свіжого листя на довжинах хвиль 1000, 1650 і 2200 нм склали відповідно 1.12, 1.37 і 2.1.

Таким чином, можна стверджувати, що втрата вологи зрізаними листям рослин при їх природній сушці призводить до незначного зменшення або зростання їх відбивної здатності на ділянці 400 - 800 нм і суттєвого зростання відбивної здатності в ближньому ІЧ-діапазоні спектра. При проведенні дистанційних досліджень ця закономірність змін відбивної здатності листя використовується для розпізнавання живих і зрізаних або уражених рослин.

Вплив широти зростання на спектри відображення рослин. У рослин, які ростуть в південних широтах, максимум і мінімум відображення у видимому діапазоні спектра проявляються більш інтенсивно, ніж у рослин, що ростуть в більш північних широтах. У південних рослин відображення в ближньому ІЧ-діапазоні спектра вище, ніж у північних рослин.

Відбивна здатність листя різних ярусів рослин.

СКЯ листя, взятих з різних ярусів рослини, практично не відрізняються в період їх розвитку. У той же час, у злакових культур, наприклад, пшениці, в період колосіння листя і частини стебла різних ярусів мають істотно різне забарвлення (від темно-зеленого у верхній частині до жовтої біля кореня) і відповідно різні величини СКЯ. Причому частка жовтих листя знаходиться в



прямій залежності від густоти (проектованого покриву) посіву. Найменші величини СКЯ мають колосся, якщо вони знаходяться у вертикальному положенні, а спостереження виконується в надир.

Різниця величин СКЯ листя і стебел різних ярусів дозволяє виявляти полегли посіви, буреломи, завали і т.д.

Спектри відображення крон дерев формуються сукупними ефектами відображення, поглинання і пропускання променевої енергії окремими листям або гілками. У деяких ранніх дослідженнях використовувалася спектрофотометрична апаратура, яка не дозволила вільно маневрувати полем зору приладу по простору, здійснюючи спостереження вертикально вниз. Виміри проводилися з вишок, поруч з якими встановлювалися крони спиляних дерев. Отримані таким чином відомості про СКЯ основних порід дерев в різні періоди вегетації зіграли велику роль при вивченні особливостей формування величин СКЯ лісових угруповань, при виборі спектральних діапазонів апаратури спостереження і при вирішенні інших наукових і практичних завдань. Наступні льотні експерименти показали, що відомості про СКЯ крон дерев завищені в порівнянні з реальними даними.

Різні види деревної рослинності мають подібні криві СКЯ і спектрального альbedo і відрізняються тільки максимальними значеннями в області спектра 550 і 800 - 1000 нм. В умовах найбільшої зімкнутості крон СКЯ листяних порід вище, ніж хвойних порід.

Для оцінки можливості використання додаткових ділянок ближнього інфрачервоного діапазону спектра в інтересах вирішення задачі розпізнавання порід дерев по їх спектральним образам виконують ранжування порід дерев по величинам СКЯ їх крон в восьми різних спектральних інтервалах. За результатами вимірювань СКЯ крон дерев в літні місяці складемо. З таблиці випливає, що найменшою яскравістю практично у всіх спектральних діапазонах володіє ялина, за нею йде сосна (за величинами СКЯ на довжинах хвиль 700-1450 нм) і вільха (по СКЯ на довжинах хвиль 500-700 і 1450-2500 нм).

### 2.3.3. Спектральні коефіцієнти яскравості рослинних угруповань

Дослідження впливу різних чинників на варіації СКЯ рослинних угруповань отримали інтенсивний розвиток в зв'язку поява проблеми інвентаризації лісів

Розглянуті вище особливості відбивної здатності окремих листів, частин рослин і крон дерев, які обумовлені фізіологічними факторами, проявляються в тій чи іншій мірі в особливостях СКЯ рослинних угруповань як елементів ландшафту. Виходячи з характеру завдань, що вирішуються при дистанційних дослідженнях поверхні Землі, і характеристик застосовуваної апаратури спостереження, а також просторову структуру об'єктів ландшафту немов можна виділити наступні градації площі елементів ландшафту, яким має відповідати просторовий дозвіл спектрометричної апаратури при вимірах СКЯ природних об'єктів: 1) до  $0.01 \text{ м}^2$ ; 2) до  $1 \text{ м}^2$ ; 3) до  $10 \text{ м}^2$ ; 4) до  $100 \text{ м}^2$ ; 5) до  $1000 \text{ м}^2$ ; 6) понад  $1000 \text{ м}^2$ . Дані отримані при просторовому вирішенні від  $0.2-0.4 \text{ м}^2$  до  $100 \text{ м}^2$ , тобто відповідає другий, третій і четвертій градації роздільної здатності, характерним для апаратури детального і оглядового спостереження ландшафту (мається на увазі, що частотні характеристики яскравості ландшафту не залежать від напрямку сканування). У цьому розділі розглядаються такі спільноти, в яких розміри площі проекції окремих рослин  $S_{\phi}$  менш просторового дозволу  $S$  апаратури спостереження:  $S_{\phi} \ll S$ .

На величини СКЯ рослинних угруповань крім головного чинника - фази вегетації і фізіологічних факторів впливають такі структурні (власні) і зовнішні чинники.

1) Величина проективного покриття рослинністю підстильної поверхні  $S_{\text{пл}}$ , що виражається у відносних одиницях або у відсотках.

2) Відносна величина площі елемента ландшафту, зайнятої рослинами кожного з видів, що знаходяться в межах даного елемента  $S$ .

3) Архітектура рослин (висота, форма крони, орієнтація листя і гілок, розподіл по ярусах в рослині листя різного забарвлення і ін.)

4) Умови спостереження - кут сканування  $\theta$  і азимут Сонця  $\phi_{\odot}$ .

- 5) Висота Сонця над горизонтом  $h_{\odot}$ .
- 6) Співвідношення розсіяною  $D_{\lambda}$  і прямий  $S_{\lambda}$  радіації.
- 7) Метеорологічні фактори - вітер, волога, температура.
- 8) Кути поля зору вимірювальної апаратури.
- 9) Очевидно, що перші три чинники є внутрішніми (структурними), а решта п'ять - зовнішніми.

Зовнішні фактори 5 і 6 взаємопов'язані. Кутовий розподіл інтенсивності радіації, що відображається рослинним покривом, залежить від усіх перерахованих власних і зовнішніх чинників.

З точки зору вирішення завдань з моделювання умов роботи апаратури ДЗЗ, розрахунку її тактико-технічних характеристик, а також визначення контрастів між різними елементами ландшафту кожне з станів даного рослинного співтовариства може розглядатися як об'єкт розпізнавання. Його опис функцією  $R_{\lambda} = f(\lambda)$  в першу чергу залежить від фенологічної фази і структури рослинного покриву. Під впливом зовнішніх чинників ставлення максимальних і мінімально можливих величин СКЯ посівів в надирі досягає 1.5 - 2 разів.

Сезонні зміни СКЯ рослинних угруповань. У рослинних угруповань сезонні варіації СКЯ проявляються менш різко, ніж варіації СКЯ окремих листів. Це викликано спільним впливом СКЯ ґрунтів, тіней рослин, різнорідними оптичними та структурними властивостями рослин, що входять до спільноти. У різних рослин якість однакові зміни СКЯ можуть бути зміщені по фазі їх появи.

Величини СКЯ хвойних лісів на характерних довжинах хвиль за даними спектрометрів СПИ-2В і СПИ -2, отриманими в зимовий і літній час.

Склад і стан досліджених лісових співтовариств різні. Так, в Ленінградській області досліджений хвойний ялиновий і сосновий ліс, в Архангельській обл. - ялиновий; в Білорусії в складі змішаного лісу хвойні (в основному - соснові) породи займали 70% площі; на Україні (Овруцький район) досліджений сосновий ліс. Сніг в лісі як

підстилаюча поверхня впливає на зростання СКЯ у видимому діапазоні спектра. Наявність листяних порід дерев в співтоваристві в літній час призводить до зростання СКЯ як у видимому ( $\lambda = 550, 670, 750$  нм), так і ближньому ІЧ ( $\lambda = 1650$ , потужність 2200 нм) діапазонах.

Таблиця 2.4

**СКЯ хвойних лісів в зимовий і літній час**

Райони і данні вимірів	Довжини хвиль, нм								
	450	550	650	750	850	1050	1250	1650	2200
Ленінградська область (січень)	28	16	23	24	28	27	19	5	5
Архангельська область (березень)	8	6	5	11	12	13	10	3	-
Білорусь (червень)	1,3	4,5	3	18	20	22	21	14	7
Україна, Овруцький район (червень)	2,6	3,5	2,5	13	19	23	19	9	3,6

Кутова структура радіації, що відображається рослинним покривом. При зміні кутів сканування  $\theta$  вузькокутової апаратури спостереження і азимутальних кутів  $\varphi_{\text{®}}$  змінюються як величина проективного покриття  $S_{\text{шт}}$  в поле зору апаратури, так і умови освітлення спостережуваних рослин. В даному випадку, як і при спостереженні поораної ґрунту, максимальна яскравість реєструється при візуванні в напрямку, що збігається з напрямком падаючих променів: при  $\varphi_{\text{®}} = 180^\circ$ ,  $\gamma \sim = 180^\circ$ . При цьому в поле зору приладу потрапляють листя або пагони, освітлювані прямим сонячним світлом. І, навпаки, при спостереженні проти Сонця, при  $\varphi_{\text{®}} = 0$ , в поле зору приладу потрапляють переважно затінені частини рослин, що освітлюються тільки розсіяним світлом неба і сонячним випромінюванням, розсіяним сусідніми рослинами, а також пройшли крізь крону або листям рослини. При скануванні в азимутальній площині  $\varphi_{\text{®}} = 90^\circ, 270^\circ$  від надир до горизонту яскравість змінюється незначно переважно за рахунок відносного зменшення площі спостережуваних рослин або листя нижніх ярусів і ґрунту.

Відповідно до оптичними властивостями листя рослин (інтенсивне поглинання випромінювань видимого діапазону спектра за рахунок пігментів, практична відсутність його на  $\lambda = 800 - 1300$  нм і поступово зростає з ростом  $\lambda$  поглинання БИК-діапазону спектра на  $\lambda > 1500$  нм за рахунок води) Індикатриса відображення зелених рослин є поліхроматична, тобто їх форма змінюється зі зміною довжини хвилі падаючого випромінювання. Індикатриси відображення різних видів польових і лугових рослин, виміряні в площинах А ( $\varphi_{\text{®}} = 90^\circ, 270^\circ$ ) і В ( $\varphi_{\text{®}} = 0^\circ, 180^\circ$ ). Показано, що з ростом зенітної відстані Сонця ступінь витягнутості індикатриси в площині В зростає. Викладаються результати вимірювання повної кутової структури яскравості посівів при  $h_{\text{®}} = 0-90^\circ$ ,  $\varphi_{\text{®}} = 0, 180, 90$  і  $135^\circ$  і  $\theta = 45 - 85^\circ$ , а також цитуються деякі інші літературні дані по Індикатриса відображення рослин в області спектра 400 - 750 нм.

Наведено результати вимірювань індикатрис лісового ландшафту на довжинах хвиль 509, 960, 990, 1130, 1240 і 1380 нм. Показано, що в області ІЧ максимуму відображення рослин ( $\lambda = 960-1380$  нм) відносні індикатриси яскравості лісів  $\gamma_\lambda$ , практично однакові при спостереженні на будь-яких довжинах хвиль. Середній по всіх кутках розкид величин  $\gamma_\lambda$  становить 13%.

При зменшенні кутів розсіювання (при збільшенні кута сканування  $\theta$  напрямку  $\varphi_{\text{®}} = 0$ ) яскравість спочатку убуває, а потім зростає до 1.6 і 1.8 рази.

Таблиця 2.5

<b><math>h_{\text{®}}</math>, град.</b>	<b><math>\varphi_{\text{®}}</math>, град.</b>	<b>Кути сканування <math>\theta</math>, град.</b>									
		<b>0</b>	<b>5</b>	<b>15</b>	<b>25</b>	<b>35</b>	<b>45</b>	<b>55</b>	<b>65</b>	<b>75</b>	<b>85</b>
18,1	0	1	1,00	1,00	1,03	1,08	1,14	1,19	1,35	1,47	1,56
	180	1	1,06	1,25	1,46	1,73	2,09	2,2	2,16	2,15	2,05
35,1	0	1	0,92	0,87	0,90	0,98	1,13	1,26	1,41	1,63	1,82
	180	1	1,05	1,19	1,39	1,68	1,98	2,2	2,28	2,9	2,1

Відносні індикатриси яскравості лісів в спектральному діапазоні 960 - 1380 нм при спостереженні з висоти  $z = 200\text{м}$

При зменшенні кутів розсіювання (при збільшенні кута сканування

$\theta$  в напрямку  $\varphi_{\text{®}} = 0$ ) яскравість спочатку убуває, а потім зростає до 1.6 і 1.8 рази. При зменшенні  $h_{\text{®}}$  від  $35^\circ$  до витягнутості індикатриси в напрямках по Сонцю і на Сонце зростає приблизно обернено пропорційно  $\sin h_{\text{®}}$ . За висновками, отриманих в ході деяких експериментальних робіт стверджується, що при спостереженні в площині В ( $\varphi_{\text{®}} = 90,270^\circ$ ) яскравість лісу на  $\lambda = 960 - 1380$  нм змінюється незначно при зміні кута  $\theta$ .

Залежність СКЯ рослинних угруповань від умов освітлення. Умови освітлення визначаються кутом висоти Сонця  $h_{\text{®}}$  і співвідношенням розсіяною  $D_\lambda$  і прямий  $S_\lambda$  радіації в сумарному потоці падаючої  $Q_\lambda$  радіації.

Експериментальні дослідження добової мінливості величин СКЯ посівів  $r_\lambda$  ( $h_{\text{®}}$ ,  $S_\lambda$ ,  $D_\lambda$ ) показали, що зустрічаються випадки зростання, нейтрального ходу і убування  $r_\lambda$  з ростом  $h_{\text{®}}$ .

Згідно з результатами вимірювань СКЯ посівів в області спектра  $\Delta\lambda = 590 - 720$  нм за допомогою трубчастого фотометра, що має кут поля зору  $17^\circ$ , при збільшенні  $h_{\text{®}}$  від  $20$  до  $70^\circ$ . Різні культури мають наступні особливості змін відбивних властивостей:

- пшениця в фазі виходу в трубку - зростання СКЯ в 1.2 рази, в фазі молочної стиглості - падіння СКЯ в 1.1 рази;
- бавовник в фазах бутонізації, початку цвітіння і масового цвітіння - зростання СКЯ в 2 - 1.5 рази, в фазі дозрівання - сталість СКЯ;
- кукурудза в фазах появи сьомого листа, викидання волоті і молочної стиглості - зростання СКЯ в 1.5 рази;
- цукровий буряк в фазах початку потовщення коліна, почала змикання листя в рядах і повного змикання листя в рядах - зростання СКЯ в 2.1 - 1.4 рази.

Дослідження залежності величин СКЯ від  $h_{\text{®}}$  в областях спектра  $\Delta\lambda = 590 - 720$  нм і  $\Delta\lambda = 750 - 1100$  нм показали, що при зростанні  $h_{\text{®}}$  від  $17^\circ$  до  $55^\circ$  у зімкнутих посівів еспарцету відбувається спадання СКЯ в 1.2 рази як у видимому, так і в ближньому ІЧ ділянках спектра, а у полинового пасовища

спостерігається зростання СКЯ в 1.5 рази видимому діапазоні спектра і в 1.2 рази - в ближньому ІЧ.

Вертолітні дослідження залежності СКЯ посівів від  $h_{\text{®}}$  на довжинах хвиль 436, 654 і 840 нм за допомогою фотометра, що має кут поля зору  $20^\circ$ , показали, що при зростанні  $h_{\text{®}}$  від  $18^\circ$  до  $50^\circ$  у посівів червоного конюшини у фазі цвітіння і картоплі в фазі інтенсивного клубнеутворення СКЯ практично не залежать від  $h_{\text{®}}$ . У той же час, у посівів кукурудзи в фазі викидання волоті і вівса в фазу колосіння спостерігається зростання СКЯ в 1.1 - 1.2 рази. Ці посіви мали величини проективного покриття понад 90%.

Дослідження залежності  $r_{\lambda} = f(h_{\text{®}})$  с допомогою польового спектрофотометра в області спектра 400 - 800 нм показали, що СКЯ різнотравно - злакового луки і посіву картоплі, що мають  $S_{\text{III}} \sim = 50\%$ , а також посіву конюшини в стадії цвітіння з  $S_{\text{III}} \sim = 90\%$  зменшуються в 1.25 - 1.3 рази при зростанні  $h_{\text{®}}$  від  $10^\circ$  до  $25^\circ$ . При подальшому зростанні  $h_{\text{®}}$  до  $45^\circ$  СКЯ спочатку слабо зменшуються, а при  $h_{\text{®}} > 45^\circ$  зростають або залишаються незмінними. Необхідно зауважити, що отримані експериментальні висновки про залежність  $r_{\lambda} = f(h_{\text{®}})$  для посівів конюшини і для ріллі суперечать результатам досліджень, описаним в роботах. На жаль, у всіх названих роботах не наводяться відомості про типи ґрунтів при дослідженнях рослинних покривів, що мають  $S < 100\%$ .

Аналіз результатів експериментальних досліджень показав, що у незімкнутих рослинних угруповань переважно вертикальною орієнтацією листя і стебел спостерігається зростання СКЯ з ростом  $h_{\text{®}}$ . У зімкнутих рослинних покривів з переважно горизонтальною або сферичної орієнтацією листя при зростанні  $h_{\text{®}}$  величини СКЯ або залишаються постійними, або слабо зменшуються.

Згідно оглядам робіт з дослідження залежності величини альbedo поверхонь від  $h_{\text{®}}$  у всіх типів рослинних угруповань альbedo убуває з ростом  $h_{\text{®}}$ . Залежно від типу ґрунту, довжини хвилі  $\lambda$ , зімкнутості посівів і виду

рослин існують такі значення кутів поля зору апаратури, при яких альbedo не змінюється при зміні  $h_{\text{®}}$ .

Описані вище експерименти проводилися при безхмарним і малохмарною (до 2-3 балів) погоді. Вимірювання СКЯ посівів конюшини і картоплі при похмурій погоді, показали, що чіткої залежності величини СКЯ від  $h_{\text{®}}$  не спостерігається зважаючи на велику мінливості потоків низхідній радіації (в експериментах використовувався метод послідовного вимірювання яскравості еталона і об'єкта). В роботі описані спеціальні експерименти по визначенню впливу співвідношення розсіяною і прямий сонячної освітленості на величини СКЯ посіву конюшини з використанням нейтральних сіток і обертового столу при постійній  $h_{\text{®}}$ . Дослідження показали, що при зменшенні величини прямої сонячної радіації  $S_{\lambda}$  від  $S_{\lambda} \sim Q_{\lambda}$  до  $S_{\lambda} = 0$  в сумарному низхідному потоці  $Q_{\lambda} = S_{\lambda} + D_{\lambda}$  відбувається зростання СКЯ в 2.9 - 1.45 рази. За рахунок зменшення кута висоти світила  $h_{\text{®}}$  над поверхнею посіву СКЯ убуває. При добових змінах  $h_{\text{®}}$  і співвідношення  $D_{\lambda} / S_{\lambda}$  (при зростанні  $h_{\text{®}}$  співвідношення  $D_{\lambda} / S_{\lambda}$  убуває) відбуваються приблизно рівні, але протилежні за знаком зміни складових сумарної величини СКЯ  $r_{\lambda}(Q_{\lambda}) = r_{\lambda}(S_{\lambda}) + r_{\lambda}(D_{\lambda})$ , обумовлені відображенням прямий  $r_{\lambda}(S_{\lambda})$  і розсіяною  $r_{\lambda}(D_{\lambda})$  сонячної радіації. У зв'язку з цим величини СКЯ посівів такого типу, як зімкнутий посів конюшини, протягом дня залишаються постійними.

Проведення натурних експериментів по визначенню комплексного впливу різних чинників на величини СКЯ посівів та інших рослинних угруповань пов'язано з дуже великими методичними, технічними та організаційними труднощами. Завдяки досягненням в області обчислювальної техніки і певних успіхів у дослідженнях оптики і архітектури рослин останнім часом значного розвитку набули теоретичні дослідження закономірностей варіацій відображення системою рослинність - ґрунт, які дозволяють вивчати вплив кожного з описаних вище факторів на величини СКЯ рослинних угруповань як окремо, так і при їх комплексній дії.



#### 2.3.4. Спектральні коефіцієнти яскравості води і снігу

Спектральні характеристики води, так само як і спектральні характеристики рослинності і ґрунту, змінюються з довжиною хвилі, відповідно мають місце зі взаємодією енергії і речовини. Що стосується поверхні води, то тут ці взаємодії викликані природою самої води; крім того, на них впливають відмінності в стані води. Як відомо, визначити водну поверхню і встановити межі мас води за допомогою дистанційного зондування дуже легко на зображеннях в ближньому інфрачервоному діапазоні довжин хвиль, хоча деякі аспекти стану води найкраще визначаються з використанням даних, отриманих у видимому діапазоні. Картографування розмірів і стану сніжного покриву для кращого передбачення стоку пакового снігу найкращим чином може бути виконано в середньому інфрачервоному діапазоні.

Розглянемо, перш за все, ближній і середній інфрачервоний діапазони, де, навіть дуже тонкий шар води (в рідкому стані) має кілька виразних сильних смуг поглинання. У природних умовах поверхню води поглинається майже вся падаюча енергія в ближньому і середньому інфрачервоному діапазонах довжин хвиль, навіть якщо шар води невеликий. Внаслідок такого сильного поглинання енергії водою в цих діапазонах може бути відображено лише дуже невелика кількість енергії. Це дуже вигідно для дистанційного дослідження, тому відбивна здатність води в відбивній інфрачервоному діапазоні спектра чітко виражена і набагато нижче, ніж відбивна здатність рослинності або ґрунту. Чіткі відмінності відбивної здатності в інфрачервоному діапазоні роблять можливими просту ідентифікацію та картографування водних поверхонь. наприклад, на чорно-білих інфрачервоних аерофотознімках або багатоспектральних сканерних зображеннях у відбивному інфрачервоному діапазоні спектра вода чорного кольору і добре відрізняється від оточуючих її рослинності і ґрунту. Фахівці, що працюють з даними Ландсат, стверджують, що визначити

місцезнаходження навіть дуже маленьких ставків або озер (площею 2-4 га) можна дуже швидко і легко.

Необхідно відзначити, що майже у всіх випадках, коли є відмінності в стані води, між спектральними характеристиками, виміряними системами дистанційного зондування, і даними, які визначаються характеристиками води, існують складні взаємозв'язки. Якщо немає відповідних довідкових даних, важко правильно інтерпретувати отримані за допомогою дистанційного зондування вимірювання відбивної здатності в таких областях. Однак не слід недооцінювати той факт, що методи дистанційного дослідження можуть принести велику користь при простому виявленні областей з різними спектральними характеристиками і кількісному визначенні - і картографуванні таких областей, навіть якщо точну причину відмінностей не можна визначити тільки з вимірювань спектральних характеристик. Вежернак і Полсін відзначили:

«Хоча колір може бути викликаний поллютантами, що розкладається рослинністю або іншими природними джерелами, його зміни можуть відбуватися в результаті змін екології фітопланктону і часто вказують на зміни водного середовища. Тому слід виявляти і відзначати області 266 пофарбованої води, хоча спостерігаються явища інтерпретуються не відразу».

Тепер давайте розглянемо спектральні характеристики води в замерзлому стані, снігу. Можливість отримання даних про відбивні здатності з висоти польоту супутника представляла особливий інтерес для гідрологів, які працюють над пророкуванням стоку пакового снігу в багатьох гірських областях світу. Те, що супутники можуть швидко отримувати дані по великих географічних областях і через дуже короткі проміжки часу, надає можливості, яких раніше не існувало. У минулому пророкування стоку виконувалося за допомогою наземних вимірів глибини і змісту води в паків снігу для багатьох пунктів або польотів на невеликому літаку для визначення розмірів області снігового покриву. Однак тоді не було економічного і

швидкого методу для отримання точних оцінок області снігового покриву. Це завдання ідеально вирішується супутниковими системами збору даних і методами машинної обробки.

Ясно, що важко спектрально розділити сніг і хмари в діапазоні спектра 0,5-1,1 мкм. Однак багатоспектральні сканерні дані, отримані супутником Скайлаб, вперше показала, що сніг і хмари можна легко розрізнити в середньому інфрачервоному діапазоні, особливо в областях 1,55-1,75 і 2,10-2,35 мкм. У цих діапазонах довжин хвиль відбивна здатність хмар дуже висока і вони білого кольору на зображеннях, снігу - дуже низька і він на зображеннях чорного кольору. Приклад цього явища; на зображеннях у видимому, ближньому інфрачервоному і тепловому інфрачервоному діапазонах спектральне розрізнення снігу і хмар неможливо, а в середньому інфрачервоному - можливо.

Таблиця 2.6

	Діапазон довжин хвиль, мкм			
Об'єкт	0,5-0,6	0,6-0,7	0,7-0,8	0,8-1,1
Сніг	126±2,6	127±1,5	126±2,3	125V4,2
Хмари	127±1,8	127±0,9	125±3,7	126±3,1

Криві спектральної відбивної здатності, отримані О'Брайен і Мьюніс, показують, чому сніг має такий тип характеристики на зображеннях Скайлаб. Наведені криві відбивної здатності недавно випав і дводенного снігу в діапазоні спектра 0,6-2,5 мкм. Таке зменшення відбивної здатності майже від 100% в діапазоні довжин хвиль менше 0,8 мкм майже до 0% при 1,5 мкм не спостерігається ні для яких природних покриттів поверхні Землі. Вплив смуг водного поглинання, яке розглядалося раніше, теж чітко видно на цих кривих. Слід також звернути увагу на те, що у видимому діапазоні спектра, показаному тут, між відбивною здатністю щойно випав і дводенного снігу відмінності немає. Однак в діапазоні довжин хвиль понад 0,8 мкм який щойно випав сніг має більш високу відбивну здатність, а це свідчить про те,

що в міру старіння пакового снігу відбивна здатність зменшується в інфрачервоному і не зменшується в видимому діапазоні довжин хвиль. Це наводить на думку про те, що відображувальний інфрачервоний діапазон довжин хвиль можна використовувати для оцінки віку і стану сніжного покриву.

Що стосується хмар, вони безладно розсіюють сонячне світло, таким чином, у всьому що відбиває діапазоні спектра (0,3-3,0 мкм) спектральні характеристики високі і однакові . Тому в середньому інфрачервоному діапазоні довжин хвиль хмари мають дуже високу відбивну здатність в порівнянні зі снігом, відбивна здатність якого дуже низька, як видно на зображеннях Скайлаб. В тепловому інфрачервоному діапазоні довжин хвиль верхні хмари і сніг часто мають однаковий діапазон температур, тому спектральне розрізнення в цьому діапазоні довжин хвиль ненадійно.

### РОЗДІЛ 3 МЕТОДИ ВИЗНАЧЕННЯ ФІЗИКО-ХІМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТІВ

Властивістю називають притаманну даному ґрунту особливість, яка відображає його поведінку під дією зовнішніх факторів – силових і енергетичних взаємодій (полів) різної природи та речовин (речовинних полів), що викликають зміну яких-небудь якостей ґрунту. Характеристику, що дозволяє кількісно оцінити відповідну властивість ґрунту, називають показником або параметром. У ґрунтознавстві вивчення властивостей ґрунтів являє собою основу пізнання їхніх якостей.

До теперішнього часу класифікація властивостей ґрунтів остаточно ще повністю не розроблена. Класична класифікація Є.М. Сергєєва (1983), що була покладена в основу ДСТУ Б В.2.1-2-96 та яка широко застосовується у будівельних і науково-дослідницьких організаціях зводиться до виділення фізичних властивостей (щільності, проникності, теплофізичних, електричних і магнітних властивостей), фізико-хімічних властивостей (адсорбційних, електрокінетичних, осмотичних, корозійних і капілярних властивостей, розчинності, липкості, пластичності, набухання, зсідання та водоміцності) та фізико-механічних властивостей (деформаційних, міцнісних, реологічних і динамічних властивостей) ґрунтів. У такій систематизації існує ряд протиріч, відсутні великі групи важливих властивостей (наприклад, радіаційні, біохімічні тощо). У зв'язку з цим, В.А. Корольовим (1996) була запропонована нова систематика властивостей ґрунтів. В її основу покладено два основних принципово нових положення: 1) найбільш крупні таксономічні одиниці систематики властивостей ґрунтів (класи) виділяються за природою цих властивостей – хімічні, фізико-хімічні, фізичні та біотичні; 2) у таксономічному ряду властивостей також виділяються підкласи, типи та групи властивостей ґрунтів.

Клас хімічних властивостей поєднує властивості ґрунтів, що відображають або характеризують хімічні зміни мінерального складу, рідких або газових компонент, які у них відбуваються. Клас фізико-хімічних

властивостей включає властивості ґрунтів, які визначаються різноманітними фізико-хімічними взаємодіями на межі поділу компонент і фаз ґрунту та в його об'ємі, що не супроводжуються хімічними перетвореннями або реакціями. Клас біотичних властивостей охоплює властивості, що відображають біотичні взаємодії у ґрунтах із участю живої (біотичної)т компоненти.

Підкласи властивостей ґрунтів виділяються за особливостями різних полів, в яких виявляються дані властивості ґрунту. Наприклад, у класі фізико-хімічних властивостей виділяють підклас поверхневих властивостей, що проявляються у ґрунтах завдяки дії поверхневих полів різного походження, а також підклас об'ємних властивостей, що проявляються у всьому об'ємі ґрунту. Типи властивостей ґрунтів встановлюють за особливостями зміни поля у часі, а також за конкретними характерними особливостями властивостей. У межах груп відокремлено ряд властивостей, які характеризуються конкретними показниками (параметрами), що використовуються при інженерно-геологічних вишукуваннях.

У класі фізичних властивостей ґрунтів було виділено вісім підкласів: 1) пов'язані зі щільністю (вагові), які проявляються у гравітаційному полі; 2) теплові – у тепловому полі; 3) електричні – в електричному полі; 4) магнітні - у магнітному полі; 5) радіаційні - у радіаційному полі; 6) газофізичні - у газодинамічному (пневматичному) полі 7) гідрофізичні - у гідравлічному полі; 8) механічні - у полі механічних напружень.

Але, не дивлячись на певні переваги такого нового підходу до систематики властивостей ґрунтів, у розробці В.А. Корольова є і деякі суперечливі позиції - просідність і тиксотропія розглядаються як фізико-хімічні властивості, а не як фізико-механічні; пластичність характеризується як фізико-механічна властивість, а не як фізико-хімічна тощо.

Фізичні властивості ґрунтів – це характеристики їхнього фізичного стану в природному заляганні та при взаємодії з інженерними спорудами, які дозволяють якісно оцінювати їхню міцність та деформування. Фізичні

властивості виявляються в результаті дії на ґрунти різноманітних фізичних полів – гравітаційного, теплового, магнітного, електричного тощо. Основні фізичні властивості, такі як щільність і пористість, характеризують стан ґрунту та є основою прогнозування фізико-механічних показників властивостей ґрунтів, які використовують під час проектування інженерних споруд.

### **3.1. Визначення вмісту гумусу**

Вміст гумусу в ґрунті є основним показником її родючості, тому оцінка його кількості і складу необхідна при проведенні ґрунтово-екологічного моніторингу та наступних агротехнічних заходів по збереженню і відновленню ґрунтової родючості.

Агрохімічний метод оцінки просторового розподілу гумусу є досить трудомістким. Тому для вирішення цієї проблеми пропонується використовувати результати дистанційного зондування землі (ДЗЗ), як в поєднанні з вибірковою відбором ґрунтових зразків для визначення вмісту гумусу, так і без нього. Однак, для проведення цієї роботи необхідно встановлення математичної залежності між спектральною відбивною здатністю ґрунту і кількістю в ній гумусу. У видимій і ближній інфрачервоної (ІЧ) областях спектра (0,4-1,2 мкм) значення коефіцієнта відбиття добре корелює і зменшується з ростом концентрації гумусу. Найбільші відмінності значень коефіцієнта відображення між ґрунтами з високою концентрацією гумусу і його практично відсутністю спостерігаються в червоній області спектра (0,68- 0,70 мкм), порівняно високий контраст між ними (більше 0,2-0,3) простежується в усьому діапазоні 0,48-0,86 мкм і т.д. коефіцієнти відображення залежать від декількох факторів. У порядку убуття їх значущості вони розташовуються в наступній послідовності: поверхнева вологість; глевкість ґрунту; зміст фарбувальних компонентів (зазвичай сполук заліза).

Таким чином, з урахуванням конкретної ґрунтово-екологічної обстановки в кожній агрокліматичній зоні необхідно розраховувати математичні моделі для визначення вмісту гумусу в ґрунті.

До теперішнього часу відомий ряд методів моделювання вмісту гумусу в верхньому повітряно-сухому шарі ґрунту за даними ДЗЗ із застосуванням парних і множинних, лінійних і нелінійних регресій. При цьому використовуються GPS-приймачі з точним фіксуванням місць відбору проб, кількість яких має бути статистично значущим.

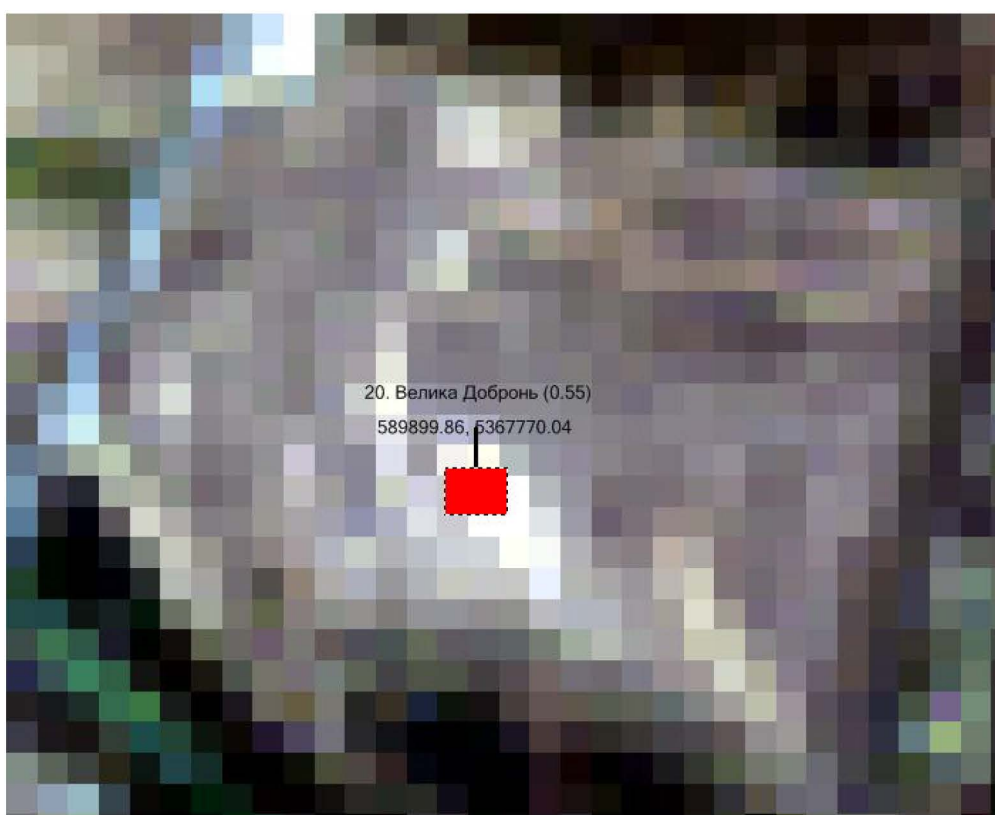


Рис.3.1 Моніторингова ділянка - Велика Добронь,  
показник вмісту гумусу 0,55 (Мультиспектральний діапазон)



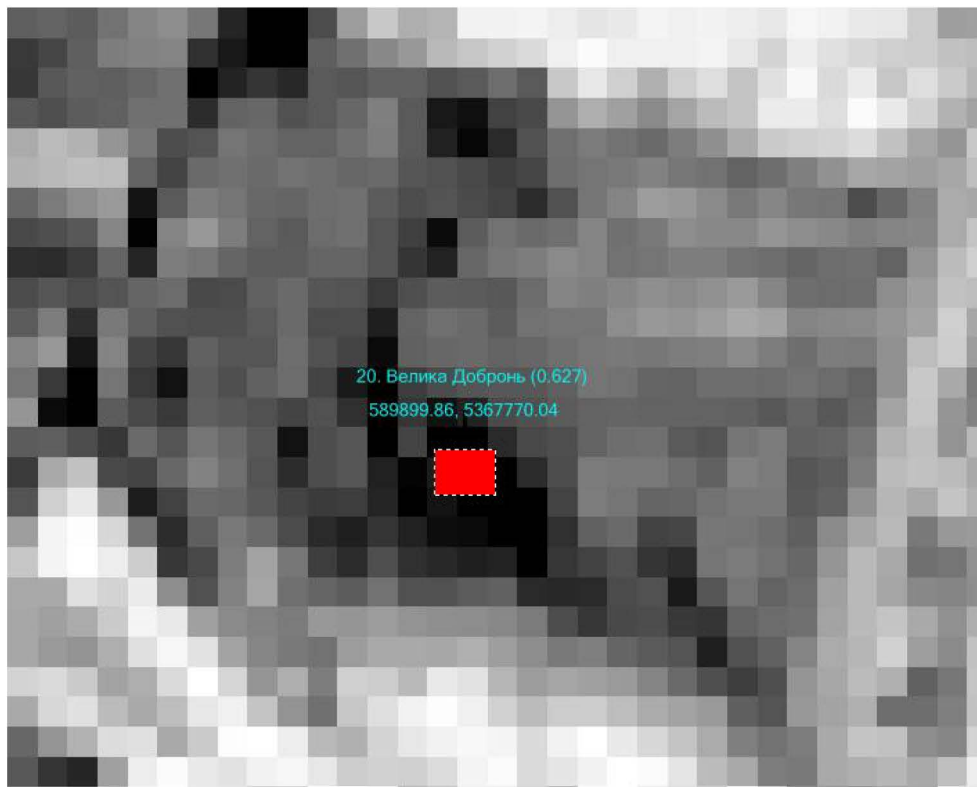


Рис.3.2. Моніторингова ділянка - Велика Добронь, показник вмісту гумусу 0,627 (дані отримані за лінійною моделлю з використанням червоного каналу)

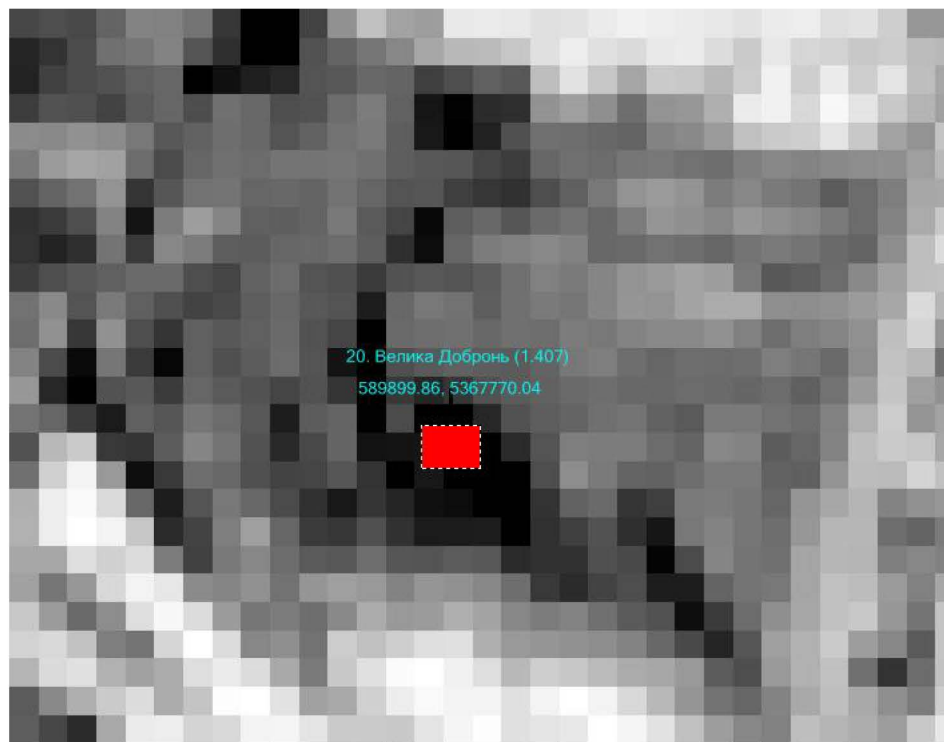


Рис. 3.3. Моніторингова ділянка - Велика Добронь, показник вмісту гумусу 1,407 (дані отримані за лінійною моделлю з використанням зеленого каналу)

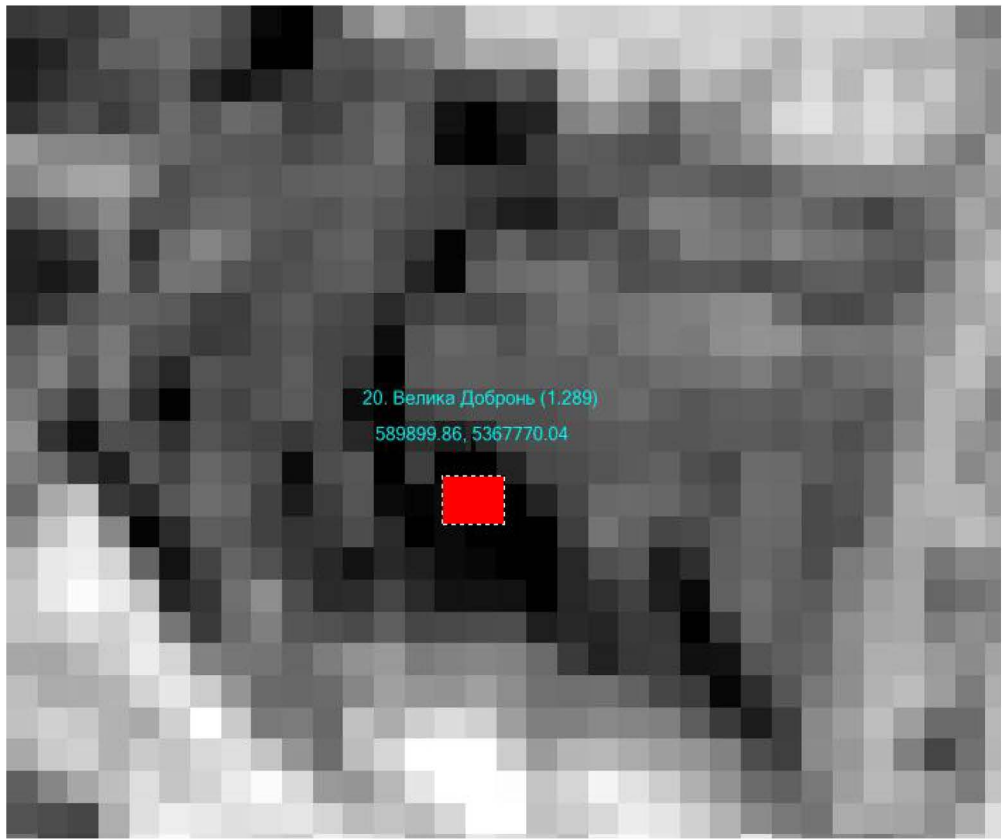


Рис. 3.4. Моніторингова ділянка - Велика Добронь, показник вмісту гумусу 1,289 (дані отримані за лінійною моделлю з використанням синього каналу)

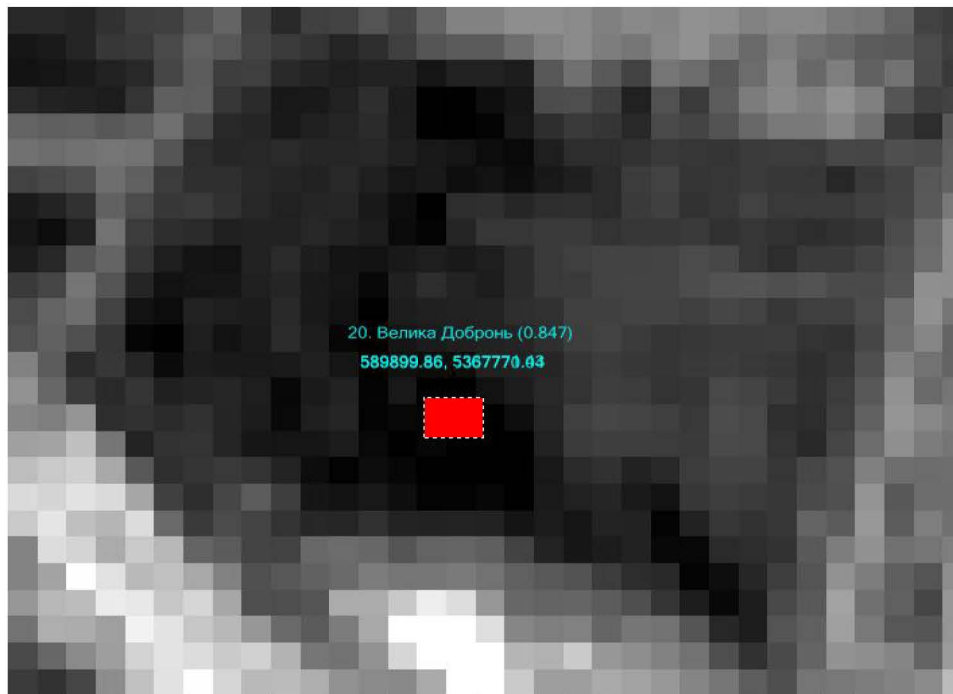


Рис.3.5. Моніторингова ділянка - Велика Добронь, показник вмісту гумусу 0,847 (дані отримані за лінійною моделлю з використанням ближнього інфрачервоного каналу)

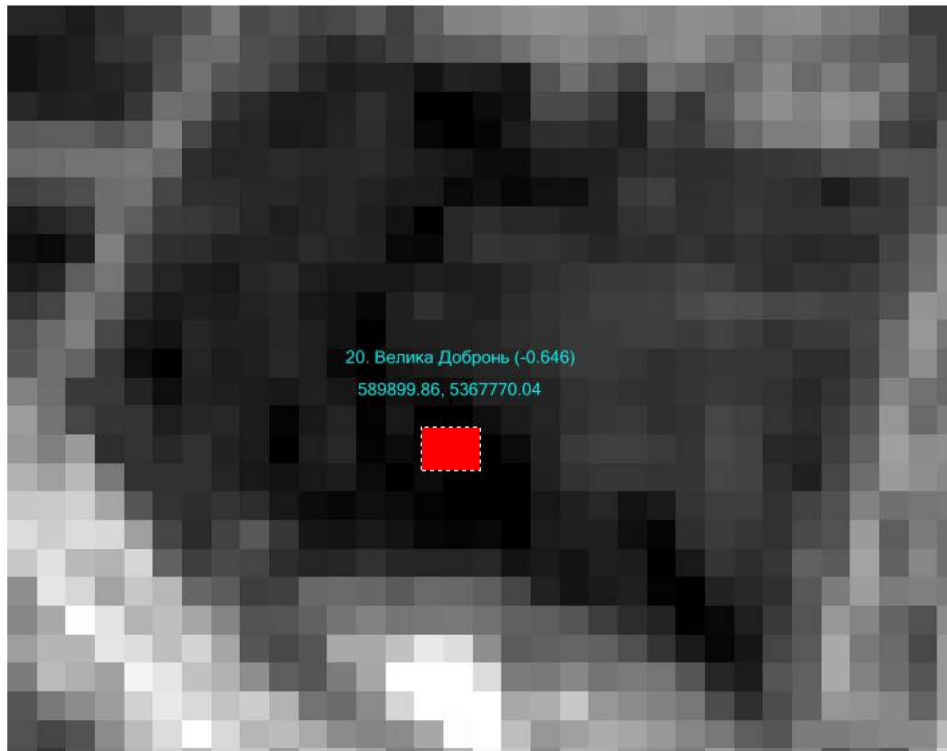


Рис. 3.6. Моніторингова ділянка - Велика Добронь, показник вмісту гумусу 0,646 (дані отримані за лінійною моделлю з використанням середнього інфрачервоного каналу)

### 3.2. Визначення щільності ґрунтів

Щільність – це фізична властивість ґрунтів, яка кількісно оцінюється величиною відношення їхньої маси до об'єму, що вони займають. Вона є постійною величиною для даного ґрунту (матеріалу, речовини). Щільність використовують як прямий розрахунковий показник при характеристиці фізичних властивостей ґрунту, при розрахунках стійкості зсувних схилів і укосів, при динамічних розрахунках основ інженерних споруд, при визначенні об'єму земляних робіт під час будівництва тощо. Під час проведення інженерних вишукувань використовують такі основні характеристики щільності - щільність ґрунту, щільність твердих часток ґрунту, щільність скелету ґрунту.

Щільність ґрунту  $\rho$ , (г/см<sup>3</sup> , кг/м<sup>3</sup> ), або щільність вологого ґрунту – це маса одиниці об'єму ґрунту з природною вологістю та з непорушеною будовою:

$$\rho = \frac{m}{V}, \quad (3.1)$$

де  $m$  – маса ґрунту, г;  $V$  – об'єм ґрунту, см<sup>3</sup>. Величина щільності ґрунту залежить від мінерального складу, вологості та характеру будови (пористості) ґрунту:

- 1) зі збільшенням вмісту важких мінералів щільність ґрунту збільшується, а при збільшенні вмісту органічної речовини зменшується;
- 2) зі збільшенням вологості щільність ґрунту зростає – максимальною при даній пористості вона буде у випадку повного заповнення пор водою ;
- 3) зі збільшенням пористості щільність ґрунту зменшується.

Щільність переважної більшості осадових порід (піщаних, глинистих, карбонатних тощо) значною мірою залежить від їхньої пористості й вологості та в меншій мірі - від мінерального складу. Це пояснюється широкими межами зміни пористості (тобто вологості та газонасиченості) цих порід, суттєвою відмінністю щільності твердої, рідкої й газоподібної складових та порівняно постійною щільністю найбільш розповсюджених породоутворюючих мінералів.

Величина щільності магматичних, метаморфічних й, значною мірою, хемогенних порід, в основному, визначається їхнім мінералогічним складом, тому що пористість цих порід, зазвичай є незначною. Величина щільності дисперсних ґрунтів (глинистих, лесових, піщаних і крупноуламкових) коливається у межах від 1,30 до 2,20 г/см<sup>3</sup>. Ґрунтам, які характеризуються наявністю жорстких кристалізаційних зв'язків між частками, притаманна більша щільність, величина якої при малій пористості наближається до значень щільності твердих часток. Так, щільність магматичних порід змінюється у межах 2,50÷3,40 г/см<sup>3</sup> (зростає від кислих до основних і ультраосновних порід); аргілітів і алевролітів - 2,20÷2,55 г/см<sup>3</sup>; вапняків - 2,40÷2,65 г/см<sup>3</sup>; мергелів - 2,10÷2,60 г/см<sup>3</sup>; пісковиків - 2,10÷2,40 г/см<sup>3</sup>. Щільність обводнених торфів, завдяки невеликій щільності їхнього скелету, змінюється від 1,02 до 1,10 г/см<sup>3</sup>.

## Щільність різних типів осадових, магматичних і метаморфічних порід

Порода	Щільність, г/см <sup>3</sup>			
	від	до	найбільш імовірні значення	
			від	до
Діатоміт	0,40	0,90	---	---
Опока	1,00	2,00	1,30	1,40
Леси	1,15	2,05	1,30	1,60
Пісок	1,30	2,20	1,40	1,70
Глина	1,30	2,50	1,75	2,30
Крейда	1,30	2,60	---	---
Пісковик	1,50	3,00	2,10	3,40
Вапняк	1,50	3,00	2,40	2,65
Алевроліт	1,75	2,97	2,20	2,55
Мергель	1,85	2,75	2,10	2,60
Доломіт	1,95	3,05	2,30	2,75
Аргіліт	2,05	2,70	2,30	2,50
Ангідрит	2,10	2,98	2,85	2,95
Гіпс	2,15	2,40	2,25	2,30
Граніт	2,50	2,70	2,62	2,65
Кварцит	2,50	2,80	2,60	2,65
Діорит	2,70	2,90	2,80	
Базальт	2,70	3,30	---	---
Перидотит	2,80	3,30	3,20	3,30
Габро	2,98	3,15	---	---

При розрахунках тиску на підпірні стінки, побутового тиску, осідання інженерних споруд, розподілу напружень у ґрунтах основ та несучої здатності основ під фундаментами використовують поняття питома вага. Під час проведення інженерних вишукувань використовують такі основні характеристики питокої ваги: питома вага ґрунту, питома вага твердих часток ґрунту, питома вага сухого ґрунту.

Питома вага ґрунту  $\gamma$  (Н/м<sup>3</sup>, кН/м<sup>3</sup>, МН/м<sup>3</sup>) – це фізична властивість ґрунтів (матеріалу, речовини), яка кількісно оцінюється величиною відношення їхньої ваги до об'єму, що вони займають. Вона залежить від прискорення вільного падіння -  $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ :

$$\gamma = \rho g, \quad (3.2)$$

де  $\rho$  – щільність ґрунту, кг/м<sup>3</sup>;  $g$  – прискорення вільного падіння, м/с<sup>2</sup>.

Питома вага переважної більшості ґрунтів змінюється у межах від 13 до 22 кН/м<sup>3</sup>. Нижче рівня підземних вод ґрунти знаходяться у зваженому стані, й розрахунок питомої ваги виконується за формулою:

$$\gamma = (\rho - \rho_w)g, \quad (3.3)$$

де  $\rho_w$  – густина води, що дорівнює 1 г/см<sup>3</sup>. Питома вага ґрунтів, що залягають нижче рівня підземних вод, має розглядатись із врахуванням зважучої дії води при коефіцієнті фільтрації шару ґрунту більше  $1 \times 10^{-5}$  м/добу та консистенцією (індексом текучості)  $IL > 0,25$  (для глинистих ґрунтів).

При коефіцієнті фільтрації шару ґрунту менше  $1 \times 10^{-5}$  м/добу та консистенцією (індексом текучості)  $IL < 0,25$  (для глинистих ґрунтів) питома вага ґрунтів приймається без врахування зважучої дії води. При визначенні побутового тиску  $\sigma_{zg}$  у цьому шарі ґрунту та нижче його, необхідно враховувати тиск стовпа води, якій розташовано вище цього шару ґрунту.

### 3.3. Визначення пористості ґрунтів

Під пористістю ґрунтів розуміють наявність у них дрібних порожнин. Показники, що характеризують пористість ґрунтів, є одними із найважливіших для них, тому що дозволяють прогнозувати їхні міцнісні й деформаційні властивості, а також часто є класифікаційними показниками. Пористість використовують в якості допоміжної характеристики під час вибору розрахункового опору ґрунту, при побудові компресійної кривої, при розрахунку характеристик стисливості, при обчисленні водопроникності та багатьох інших показників властивостей ґрунтів.

Пористість також визначає фізичні властивості ґрунтів – швидкість розповсюдження пружних хвиль, міцність та стисливість, електричні, теплофізичні та інші параметри.

Кількісно пористість ґрунтів  $n$  (%) виражають як відношення об'єму порожнин (пор) ґрунту ( $V_n$ ) до загального об'єму ґрунту ( $V$ ):

$$n = \frac{V_n}{V}, \quad (3.4)$$

Величина пористості ґрунтів також може бути виражена як відношення ваги води, що повністю заповнює пори ґрунту, до ваги абсолютно сухого ґрунту (вагова пористість).

Крім того, пористість ґрунту може характеризуватися відношенням об'єму порожнин (пор) ґрунту ( $V_n$ ) до об'єму твердої фази ґрунту ( $V_s$ ) – ця величина носить назву коефіцієнт пористості ґрунту  $e$  й вимірюється у ч. од.:

$$e = \frac{V_n}{V_s}, \quad (3.5)$$

Коефіцієнт пористості також можна розрахувати через характеристики щільності ґрунту:

$$e = \frac{p_s - p_d}{p_d} = \frac{p_s}{p_d} - 1, \quad (3.6)$$

Через коефіцієнт пористості можна виразити пористість і об'єм твердої компоненти ґрунту в одиниці об'єму ґрунту:

$$n = \frac{e}{1+e}; V_s = \frac{1}{1+e}, \quad (3.7)$$

Теоретично пористість ґрунту може змінюватися від нуля (пори відсутні) до одиниці (скелет відсутній). Відповідно коефіцієнт пористості ґрунту змінюється від нуля (пори відсутні) до нескінченності (скелет відсутній). Пористість не може бути більшою від одиниці, в той же час як коефіцієнт пористості може бути більшим від одиниці (наприклад, для торфу). Коефіцієнт пористості дорівнює одиниці, якщо об'єм пор дорівнює об'єму, що займають тверді частки ґрунту. За величиною коефіцієнта пористості піщані ґрунти класифікують за щільністю їхньої будови (табл. 3.2).



Таблиця Класифікація піщаних ґрунтів за щільністю їхньої будови

Різновид пісків	Коефіцієнт пористості $e$ , ч. один.		
	піски гравіюваті, крупні та середньої крупності	піски дрібні	піски пилюваті
Щільний	< 0,550	< 0,600	< 0,600
Середньої щільності	0,550 – 0,700	0,600 – 0,750	0,600 – 0,800
Пухкий	> 0,700	> 0,750	> 0,800

Відкрита пористість ґрунту обумовлена сполученими порами, закрита – ізольованими порами, а загальна – враховує обидва види пор. Відкрита пористість обумовлює транспортні властивості ґрунту – його здатність пропускати через себе рідини або газу. Закрита пористість у процесах перенесення речовини прямої участі не бере.

Загальна і відкрита пористість залежать від глибини залягання ґрунтів (зі збільшенням глибини зменшується), від щільності ґрунту, від кількості цементу тощо.

Величина пористості коливається у дуже широких межах залежно від типу ґрунтів. Найбільшою пористістю наділені пухкі дисперсні утворення. Пористість торфів складає в середньому 60-90%, глинистих відкладів 35-50%, крупноуламкових і піщаних порід 30-45%. Відносно висока пористість є характерною для добре відсортованих пісковиків (25-30%), крейди (30-45%), опок (35-50%), туфів (25-60%), трахітів (15-40%), андезитів і базальтів (2-30%). Пористість карбонатних порід, залежно від їхньої глинистості й характеру цементації, коливається у межах від 0,5 до 30%. Низька пористість (0,1-3%) притаманна для незмінених вивітрюванням метаморфічних і магматичних (в основному інтрузивним) порід.

Для скельних і напівскельних ґрунтів загальна пористість визначається методом насичення будь-якою рідиною (наприклад, гас, дистильованою водою тощо). Сутність цього методу полягає у визначенні об'єму



порожнистого простору зразка (за різницею мас сухого і насиченого рідиною зразка), його зовнішнього об'єму (за різницею мас насиченого рідиною зразка у повітрі та у рідині, якою його насичували) та обрахуванні пористості шляхом ділення першого об'єму на другий.

Для глинистих ґрунтів ще досі не існує способів безпосереднього лабораторного визначення пористості. Для її розрахунків зазвичай використовують залежність, що зв'язує пористість зі щільністю твердих часток ( $p_s$ ), щільністю ґрунту ( $\rho$ ) або щільністю скелету ґрунту ( $\rho_d$ ):

$$n = \frac{p_s - \rho_d}{p_s} = 1 - \frac{\rho_d}{p_s}, \quad (3.8)$$

Для піщаних ґрунтів використовують метод насичення дистильованою водою за допомогою бюретки.

#### **3.4. Визначення водоміцності ґрунтів**

Водоміцністю (або водостійкістю) ґрунтів називають їхню здатність зберігати свою механічну міцність та стійкість у водному середовищі. У водоміцності ґрунтів проявляються як їхні фізико-хімічні, так й фізико-механічні особливості.

Умови взаємодії ґрунту з водою можуть бути статичними (спокійна вода) або динамічними (потік води рухається). У першому випадку результатом цієї взаємодії у дисперсних ґрунтах є їхнє розмокання, у скельних – розм'якшення, у другому випадку – розмивання ґрунтів. У відповідності з цим водоміцність ґрунтів характеризує їхнє розмокання, розм'якшення та розмивання.

Розм'якшення ґрунтів - це здатність скельних ґрунтів знижувати свою міцність при взаємодії з водою без наявних ознак їхнього руйнування. Механізмом розм'якшення є ослаблення структурних зв'язків між частками, зернами та кристалами за рахунок проникнення у проміжки між ними молекул води та зниження при цьому поверхневої енергії. Оскільки скельні

грунти мають високу початкову міцність, то під дією гідратації вони повністю не втрачають свою несучу здібність та не розмокають у воді.

Для характеристики розм'якшення використовують коефіцієнт розм'якшення у воді  $k_{sof}$  – це відношення меж міцності ґрунту при одноосьовому стисканні у водонасиченому та повітряно-сухому стані. Чим вище значення коефіцієнта розм'якшення ( $0 \ll k_{sof} \ll 1$ ), тим менше розм'якшується цей ґрунт. Розм'якшення ґрунтів залежить від їхнього мінерального складу, міцності зв'язків між структурними елементами, тріщинуватості, пористості тощо.

Розмивання ґрунтів – це їхня здібність руйнуватись під впливом води, що рухається та діє на ґрунтову товщу. Ця властивість ґрунтів, поряд із динамікою водного впливу, визначає розмивання ґрунтового масиву. Невелике розмивання є причиною утворення й розвитку щільної яружної мережі (ерозія) та явищ, що утворюються завдяки механічній суфозії.

Залежно від характеру та напрямку водного впливу розрізняють (рис. 3.7):

- 1) лобове (хвильове) розмивання ґрунту, що обумовлено фронтальною дією води на ґрунт;
- 2) поверхневе розмивання ґрунту, що обумовлено дотичною дією текучих вод вздовж поверхні ґрунту;
- 3) суфозійне розмивання ґрунту, що обумовлено винесенням із масиву часток ґрунту водним потоком.

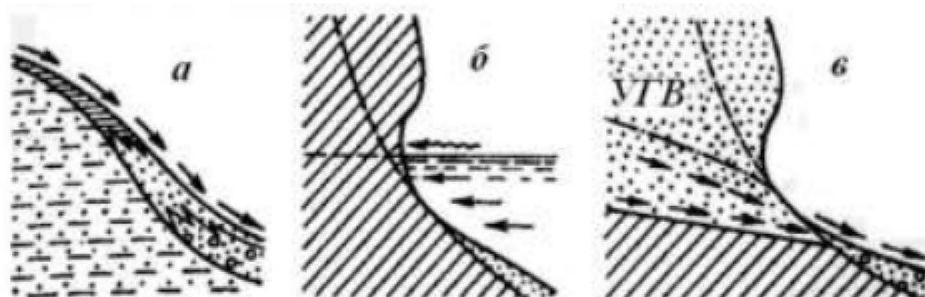


Рис. 3.7 Розмивання ґрунтів:

а – поверхневе; б – хвильове; в - суфозійне

Хвильове розмивання ґрунтів широко розповсюджено у зоні дії прибою на берегах морів, озер і водосховищ. У цьому випадку на ґрунт періодично впливає ударна дія енергії хвиль, можливе періодичне стискання повітря у порах і порожнинах та вплив вакуумних явищ. Хвильове розмивання являє собою руйнування структурних зв'язків ґрунту за рахунок удару хвиль та супроводжується відривом часток, подоланням їхнього зчеплення та подальшим віднесенням від місця відриву.

Інтенсивність хвильового розмивання ґрунту залежить від таких самих внутрішніх факторів, що й поверхневе розмивання, але серед зовнішніх факторів головне місце посідають енергія хвилі, кут підходу хвилі до поверхні ґрунту, що розмивається.

Поверхневе розмивання ґрунтів відбувається під дією текучих вод на схилах (площина ерозія), а також вздовж постійних водотоків (бічна та донна ерозія). Поверхневе розмивання залежить від великої кількості взаємодіючих і взаємопов'язаних факторів, головними з яких є склад і характер структурних зв'язків у ґрунтах. Розмивання нерозчинних ґрунтів з жорсткими кристалізаційними зв'язками обумовлено, головним чином, їхнім тектонічним порушенням та дією процесів вивітрювання. Розмивання розчинних ґрунтів визначається міцністю структурних зв'язків іонного типу, що під дією води розчиняються, сприяючи при цьому виносу слабозчинної її частини. Щільні глини й суглинки, що не розмочуються у воді, під тривалим впливом текучої води завдяки їхньої слабої літіфікації розмиваються. Зв'язні ґрунти, що розмочуються у воді, розмиваються найбільш швидко. Їхнє розмивання залежить від дисперсності, хіміко-мінералогічних особливостей, пористості, пластичності, розмокання, вологості, твердості, зчеплення тощо.

Суфозійне розмивання ґрунту (механічна суфозія) – це процес переміщення дрібних часток ґрунту по порах, що утворили більш крупні частки, під дією фільтраційного потоку. Механізмом цього розмивання є гідромеханічний вплив на частки, послаблення структурних зв'язків, відрив

та переміщення окремих часток, агрегатів і цілих об'ємів ґрунту разом з фільтраційним потоком всередині пор або тріщин масиву.

Розмокання - це здатність ґрунтів при зволоженні у спокійної воді втрачати свою зв'язність та перетворюватися у пухку масу із повною втратою міцності. Розмокання ґрунтів відбувається за рахунок поступового послаблення неводостійких структурних зв'язків між елементарними частками або агрегатами ґрунту під час їхньої гідратації. Здібність до розмокання мають дисперсні ґрунти, а також слабозцементовані осадові та штучні ґрунти, з розчинним, неводостійким або глинистим цементом.

Показниками розмокання ґрунтів є:

- 1) час розмокання ( $t_p$ ) – проміжок часу, протягом якого зразок ґрунту, що поміщений до води, втрачає зв'язність та розпадається;
- 2) швидкість розмокання ( $v_p$ ), яку оцінюють за відносною втратою маси  $\Delta m/m_0$  зразка за час  $\Delta t$ , де  $m_0$  – початкова маса зразка (таблиця 3.3);
- 3) характер розмокання, що оцінюють візуально та який відображає якісну картину розпаду ґрунту (див. табл. 3.3).

Величина показника розмокання у ґрунтах залежить від їхнього хіміко-мінералогічного складу (мінералогії часток, наявності водорозчинних солей, складу обмінних катіонів), структурно-текстурних особливостей (характеру структурних зв'язків, дисперсності, текстури тощо), вологості, щільності та концентрації водного розчину, що взаємодіє з ґрунтом.

Таблиця 3.3

#### Критерії розмокання ґрунту

Час розмокання зразка ( $t_p$ )	Характер розмокання
Повне розмокання за 1 хв.	Миттєве
Більше 80-90% об'єму за 30 хв.	Дуже швидке
Більше 50% об'єму за 1 год.	Швидке
Більше 50% об'єму за 6 год.	Повільне
Менше 25% об'єму за 24 год.	Дуже повільне
Менше 10% об'єму за 48 год.	Ґрунт практично не розмокає

Склад ґрунтів визначає їхні структурні особливості, характер структурних зв'язків і, відповідно, впливає на розмокання. При цьому

великого впливу на характер і швидкість розмокання надає природний цемент, що вміщується у ґрунтах, наприклад водорозчинні солі, карбонати, гіпс, гумус тощо. Розчинення солей на контактах часток призводить до руйнування агрегатів і, відповідно, до розмокання.

Розмокання також залежить від складу і характеру будови ґрунтів. Переважна більшість скельних ґрунтів практично не розмокають і тільки розм'якшуються при насиченні водою. На швидкість і характер розмокання дисперсних ґрунтів чималий вплив має гранулометричний склад, що у великій мірі визначає характер їхньої пористості й, відповідно, їхню водопроникність. Макропористі, легководопроникні та володіючи зазвичай слабим структурним зчепленням ґрунти мають велику швидкість розмокання. Навпаки, тонкопористі, маловодопроникні й щільні ґрунти з підвищеною величиною структурного зчеплення відрізняються більшою водоміцністю та повільним розмоканням. Наявність у ґрунтах макро- і мікротріщин сприяє їхньому розмоканню. Ґрунти з порушеною будовою характеризуються набагато більшою швидкістю розмокання у порівнянні з ґрунтами, що мають непорушену будову, оскільки перші відрізняються від других меншою зв'язністю.

Сухі ґрунти або ґрунти з незначною вологістю, як правило, розмокають значно швидше, ніж недонасичені різновиди.

Певного впливу на розмокання надає й защемлене повітря у порах ґрунту. При швидкій гідратації ґрунту значна частина повітря защемляється у порах водою. Якщо тиск стисненого у порах повітря перевищує міцність контактів на розрив, то стиснене повітря руйнує ґрунт і пухирці повітря виходять назовні. Такій процес є характерним для розмокання лесів і лесоподібних ґрунтів.

Величину розмокання ґрунтів використовують при виконанні оцінки явищ переробки берегів водосховищ, стійкості укосів каналів, стінок котлованів та інших земляних інженерних споруд.

### 3.5. Визначення набухання ґрунтів

Під набуханням ґрунтів розуміють їхню здатність збільшувати свій об'єм і створювати тиск набухання в процесі гідратації або при взаємодії з хімічними розчинами. Властивість набухання (а також й зсідання) притаманна, в основному, ґрунтам з коагуляційними й перехідними типами контактів. До ґрунтів, що набухають, слід відносити глинисті ґрунти, які при замочуванні їх водою або іншою рідиною збільшуються в об'ємі та мають відносну деформацію набухання  $\varepsilon_{SW} > 0,04$

Набухання найбільш яскраво виявляється у представників групи смектитів і в гідрослюдах, а також у деяких видів шлаків (наприклад, шлаків електроплавильного виробництва) та у звичайних пилювато-глинистих ґрунтах (що не набухають при водонасиченні), якщо вони замочуються хімічними стоками або технологічними розчинами різних промислових виробництв (особливо розчинами солей, кислот та лугів). У всіх ґрунтах, що набухають, після замочування спостерігається зменшення щільності, перехід із твердої та напівтвердої консистенції у пластичну, зниження у декілька разів міцнісних характеристик. При порушенні природної будови ґрунту, що набухає, (наприклад, якщо його використовують в якості ґрунту зворотної засипки) величина вільного набухання може збільшуватись до 1,5-2 разів.

Вільне набухання ґрунтів характеризується наступними основними показниками:

- відносна деформація (або ступінь) набухання  $\varepsilon_{sw}$ ;
- вологість вільного набухання  $W_{sw}$ ;
- тиск набухання  $p_{sw}$ .

Кінетика набухання ґрунтів характеризується швидкістю набухання  $V_{sw}$  та періодом набухання  $t_{sw}$ .

Відносна деформація набухання, або ступінь набухання ( $\varepsilon_{sw}$ ) дорівнює відношенню абсолютної деформації зразка, що вільно набух в умовах

неможливості бічного розширення ( $\Delta h$ ), до початковій висоті зразка ( $h_0$ ) з природною вологістю  $W$ ; вимірюється у % або ч. од.:

$$\varepsilon_{sw} = \frac{\Delta h}{h_0}, \quad (3.9)$$

Розрізняють відносну деформацію набухання при навантаженнях  $\varepsilon_{swp}$  та при вільному набуханні  $\varepsilon_{sw}$  ґрунту, яку отримують у приладі ПНГ-1, коли нехтують тиском від маси штампа і вимірювального обладнання, що не перевищує 0,006 МПа (0,06 кгс/см<sup>2</sup>).

Глинисті ґрунти за величиною відносної деформації вільного набухання  $\varepsilon_{sw}$  поділяються на 4 різновиди – від ґрунтів, що не набухають ( $\varepsilon_{sw} < 0,04$ ), до ґрунтів, що сильно набухають ( $\varepsilon_{sw} > 0,12$ ).

Таблиця 3.4

**Класифікація глинистих ґрунтів за відотною деформацією вільного набухання**

<b>Різнovid ґрунтів</b>	<b>Відносна деформація набухання <math>\varepsilon_{sw}</math>, ч.од.</b>
Ненабухаючий	< 0,04
Слабонабухаючий	0,04÷0,08
Середньонабухаючий	0,08÷0,12
Сильнонабухаючий	> 0,12

Вологість вільного набухання ( $W_{sw}$ ) – це кінцева вологість зразка, що повністю набух в умовах неможливості бічного розширення та будь якого зовнішнього обмеження (без тиску на зразок), вимірюється у %. При набуханні ґрунту під зовнішнім тиском визначається кінцева вологість зразка, що набух, яка відповідає певному тиску.

Тиск набухання ( $p_{sw}$ ) – це тиск, якій ґрунт чинить на зовнішнє обмеження під час свого набухання. Чисельно він дорівнює протитиску при якому  $\varepsilon_{sw} = 0$ ; вимірюється у МПа.

Швидкість набухання ( $V_{sw}$ ) визначається як відношення  $\Delta \epsilon_{sw} / \Delta t$  та є перемінною величиною під час набухання. При оцінці  $\Delta \epsilon_{sw}$  у частках одиниці швидкість набухання вимірюється у  $\text{с}^{-1}$  або  $\text{хв.}^{-1}$ .

Період набухання ( $t_{sw}$ ) – це час, протягом якого завершується процес набухання зразка ґрунту і швидкість дорівнює нулю; вимірюється в одиницях часу (наприклад, с, хв., год. тощо).

Набухання глинистих ґрунтів є доволі складним процесом. Згідно К. Норришу, розрізняють дві стадії набухання – внутрішньокристалічне набухання та макронабухання.

На стадії внутрішньокристалічного набухання зміни об'єму ґрунту не відбуваються, при цьому він лише гідратує до вологості, що є близькою до максимальної гігроскопічної з утворенням міцнозв'язаної води.

На стадії макронабухання відбуваються основна зміна об'єму та зростання пористості системи за рахунок «осмотичного тиску», що створюється надлишковою активною концентрацією з поверхні часток обмінних іонів (катионів) або проти іонів ПЕШ в умовах низької концентрації взаємодіючого з ґрунтом розчину парового електроліту.

Набухання ґрунтів залежить від багатьох факторів – мінерального, гранулометричного та хімічного складу ґрунту, природної вологості й щільності будови, складу і концентрації взаємодіючого з ґрунтом розчину, величини зовнішнього тиску на ґрунт. Набухання обумовлено капілярними, осмотичними й адсорбційними процесами поглинення вологи ґрунтом, серед яких головну роль відіграють осмотичні процеси. Завдяки їм при гідратації поступово збільшується вологість ґрунту, зростає товщина водних плівок навколо часток і одночасно збільшується товщина ПЕШ, що призводить до появи сил розклинюючого тиску між частками, які визивають руйнування структурних зв'язків між ними, їхнє роз'єднання та збільшення об'єму системи у цілому. В ґрунтах, що набухли, переважають коагуляційні контакти.



Мінеральний склад є одним з найважливіших внутрішніх факторів набування. Вплив складу глинистих ґрунтів на процес набування пов'язано, головним чином, з величиною їхньої питомої поверхні, а також з кількістю та видом обмінних катіонів (іншими словами, з величинами їхньої поверхневої та іонної активності). Чим більша питома поверхня глинистих мінералів, їхня ємність обміну та «ступінь дисоціації» обмінних катіонів, тим більше набування таких ґрунтів. Відповідно, за здатністю глинистих мінералів до набування їх можна розташувати у такій ряд:

монтморилонітові > гідрослюдисті > каолінітові.

При близьких значеннях величин питомої поверхні та ємності обміну набування глинистих ґрунтів визначається валентністю обмінних катіонів та величиною їхнього радіусу. Для другої стадії набування, за ступенем впливу на цей процес, характерним є такий ряд катіонів:

$\text{Li}^+ > \text{Na}^+ > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Al}^{3+} > \text{Fe}^{3+}$

Таким чином, чим нижче валентність катіона і менше його радіус при такій самій валентності, тим менш значима його взаємодія з поверхнею мінералу, більша «дисоціація» та вище «осмотичне» набування ґрунту в цілому.

Структурно-текстурні особливості глинистих ґрунтів також сильно впливають на набування, перш за все через дисперсність і характер структурних зв'язків. Найбільша величина набування є характерною для високодисперсних глин, тоді як супіскам і легким суглинкам набування взагалі не притаманне. Набування зростає зі збільшення вмісту в ґрунті часток глинистої й колоїдної фракцій. У таблиці наведена класифікація ґрунтів, що набухають, залежно від показників консистенції й вмісту колоїдних часток.

**Класифікація глинистих ґрунтів, що набухають, залежно від показників консистенції й вмісту колоїдних часток**

Ступінь набухання	Можливе об'ємне набухання, %	Вміст колоїдних часток (< 0,0001 мм), %	Число пластичності $I_p$ , ч. од.	Вологість на межі усідання $W_{sh}$ , ч. од.
Дуже висока	> 30	> 28	> 35	< 11
Висока	20÷30	20÷31	25÷41	7÷12
Середня	10÷20	13÷23	15÷28	10÷16
Низька	< 15	< 15	< 18	> 15

Міцні структурні зв'язки між частками протидіють набуханню глинистих ґрунтів. Тому серед глин природної будови найбільш сильно набухають ґрунти з коагуляційними і перехідними контактами, а менш сильно – з фазовими. Літіфіковані глини (наприклад, аргіліти, глинисті мергелі тощо), взагалі втрачають здатність до набухання в природному стані.

Встановлено, що початкова швидкість набухання (у перші дві години) вище у менш дисперсних глин (гідрослюдисті, каолінітові), але потім вона падає і стає менше швидкості набухання більш дисперсних глин (монтморилонітові). У відповідності з цим, період набухання більш дисперсних глин більше, ніж у менш дисперсних. Кінетика набухання залежить й від початкової вологості глинистих ґрунтів. У початковий період (до 1-5 годин) швидше набухають більш вологі глини, але потім швидкість їхнього набухання падає і стає менше швидкості набухання менш вологих глин.

Глинисті ґрунти, що знаходяться у пухкому порушеному стані, мають високу початкову пористість (70÷85%) та низьку вологість (повітряно-сухий стан), при взаємодії з водою не набухають, а навпаки ущільнюються за рахунок гідратації та прояву сил капілярної зв'язності, що «стягує» частки та агрегати між собою. Глина при початковій пористості близько 60% взагалі практично не набухає та не змінює своєї пористості під час гідратації. У випадку щільної будови (пористість дорівнює 60%) таж сама глина виявляє

суттєве набухання, особливо в діапазоні вологості від  $W_p$  до  $W_L$ . Така поведінка при гідратації є характерною для глин каолінового і частково ілітового складу з невисокою дисперсністю та гідрофільністю. Для високодисперсних глин набухання відбувається при будь якій початковій щільності (пористості).

При виконанні інженерно-геологічних вишукувань обов'язково необхідно враховувати такі специфічні особливості ґрунтів, що мають схильність до набухання та зсідання:

1) до набухання при зволоженні та зсідання при підсушуванні схильні всі глини і суглинки, але ця здатність виявляється лише при певних умовах. Найбільш схильні до зсідання і набухання високодисперсні глини середнього і високого ступеня літіфікації, що володіють зворотними коагуляційними та стабілізаційними зв'язками. Як правило, вміст у них часток  $< 0,005$  мм перевищує  $40\div 60\%$ , щільність – більше  $1,50\div 1,70$  г/см<sup>3</sup>, вологість – менше  $0,20\div 0,30$ , число пластичності складає  $0,28$ , межі розкочування й текучості перевищують, відповідно,  $0,27$  та  $0,55$ . До складу цих глин входять мінерали груп гідролюд, монтморилоніту та бейделіту;

2) набухають ґрунти середньої щільності та щільні, що мають вологість менше вологості повної вологоємності;

3) повне набухання виявляється при порушенні природної будови глинистих ґрунтів, наприклад під час розробки земляних кар'єрів або при укладанні у насипи;

4) переважна маса покривних відкладів має четвертинний вік. До четвертинні глинисті породи, які вони переривають, повинні набухати сильніше тому, що вони мають більш високу щільність, меншу вологість, менше розвантаження при розкритті ґрунтів у виїмках та менше руйнування структурних зв'язків при вивітрюванні. Найбільш інтенсивного характеру процеси набухання-зсідання набувають у зонах перемінного волого-температурного режиму, наприклад в укосах насипів;

5) глини, що вміщують, перекривають та підстеляють шари водоносних пісків, не розм'якшуються підземними водами, а якби «консервуються»; у цьому випадку підземні води не впливають на схильність корінних глин до набухання;

6) більш схильними до зсідання й набухання є морські та озерні глини палеогену, неогену та четвертинної системи, особливо мілководних фацій, а також елювій-делювій цих порід; сильно набухають хвалинські, бакинські, апшеронські, кимерийські, аральські, меотичні, сарматські, майкопські глини та їхній елювій-делювій. В Україні глини, що набухають, зустрічаються у Криму, в районах Керчі та Феодосії.

Набухання ґрунтів є дуже важливою властивістю, яку обов'язково необхідно враховувати при проектуванні та проведенні будівельних робіт. Набухання часто виникає при розкритті ґрунтів, що набухають, виїмками, котлованами тощо, а також при спорудженні гребель і водосховищ, коли суттєво змінюються гідрогеологічні умови місцевості та збільшується вологість ґрунтів за рахунок води, що надходить. Ґрунти, які складають дно та відкоси котлованів і виїмок, під дією атмосферних вод можуть не тільки набухати, а також і розмокати, що призводить до повного порушення їхньої природної будови.

Характеристики вільного набухання визначають за результатами дослідження зразків ґрунту у приладі ПНГ-1 при насиченні ґрунту водою або хімічним розчином. Для досліджень використовують зразки ґрунту непорушеної будови з природною вологістю або зразки порушеної будови із заданими значеннями щільності й вологості. Зразки ґрунту непорушеної будови з метою визначення вільного набухання, набухання під навантаженням та зсідання слід вирізати з одного моноліту ґрунту. Вільне набухання визначають дослідженням одиночного зразка ґрунту.

Зразок ґрунту для визначення вільного набухання повинен мати форму циліндра діаметром не менш ніж 50 мм, заввишки не менш ніж 20 мм. Не

припускається використання для досліджень глинистих ґрунтів, що вміщують крупноуламкові включення з розмірами зерен понад 5 мм.

Зразки ґрунту при випробуванні на набухання заливають ґрунтовою водою, взятою з місця відбору проби ґрунту, водною витяжкою або водою питної якості. У випадках, обумовлених програмою досліджень, допускається застосування дистильованої води та штучно приготовлених розчинів заданого хімічного складу. Дослідження з метою визначення характеристик набухання виконують до повного припинення поглинення зразком ґрунту води (або розчину).

Конструкція приладу ПНГ-1 має забезпечувати: нерухомість робочого кільця при випробуванні; подачу води до зразка та її відведення; величину вертикального тиску від штампа, вимірювального устаткування, розташованого на ньому, та інших неврівноважених деталей не більше ніж 0,0006 МПа.

### **3.6. Визначення зсідання ґрунтів**

Під зсіданням ґрунтів розуміють їхню здатність зменшувати свій об'єм при видаленні з них вологи. Властивість зсідання є найбільш притаманною для дисперсних ґрунтів з коагуляційними структурними зв'язками – глин, що набухають; мулів, торфів тощо. Причинами зменшення об'єму ґрунтів при їхньому обезводненні є зменшення товщини водних плівок навколо часток, поступове зближення часток та перетворення при цьому коагуляційних контактів у точкові (перехідні).

Зсідання ґрунтів характеризується наступними основними показниками:

- відносне лінійне зсідання  $\varepsilon_{Sh}$ ;
- відносне об'ємне зсідання  $b_{Sh}$ ;
- вологість на межі зсідання  $W_{Sh}$  (або межа зсідання SL – Shrinkage Limit);

- коефіцієнт зсідання  $\beta_{Sh}$ .

Відносним лінійним зсіданням  $\epsilon_{Sh}$  називають відношення абсолютної лінійної деформації зсідання зразка ( $\Delta h$ ) за висотою до його початкової висоти ( $h_0$ ):

$$\epsilon_{Sh} = \frac{\Delta h}{h_0}, \quad (3.10)$$

або теж саме по відношенню до будь-якого іншого лінійного розміру зразка; вимірюється у % або ч. од.

Відносним об'ємним зсіданням  $b_{Sh}$  називають відношення абсолютної об'ємної деформації зсідання зразка ( $\Delta V$ ) до його початкового об'єму ( $V_0$ ); вимірюється у % або ч. од.:

$$b_{Sh} = \frac{\Delta V}{V_0}, \quad (3.11)$$

Вологість на межі зсідання  $W_{Sh}$  – це така вологість ґрунту, нижче якої зсідання ґрунту не відбувається; вимірюється у % або ч. од.

Коефіцієнтом зсідання  $\beta_{Sh}$  називають параметр, що визначають за формулою:

$$\beta_{Sh} = \frac{b_{Sh}}{\Delta W - b_{Sh} \times W_0}, \quad (3.12)$$

де  $\Delta W$  – діапазон зміни вологості зразка ґрунту під час зсідання;  $W_0$  – початкова вологість ґрунту.

Цей показник характеризує зміну об'єму ґрунту при зменшенні його вологості на 1%, тому його величина є зворотною значенням величин лінійного й об'ємного зсідання, і таким чином мінімальні значення коефіцієнта зсідання  $\beta_{Sh}$  будуть мати ґрунти з максимальним лінійним та об'ємним зсіданням, й навпаки.

Формування зсідання ґрунту по мірі його обезводнення у часі є стадійним процесом. Виділяють п'ять стадій зсідання, що відрізняються одна

від одної як інтенсивністю зсідання, так й ступенем і характером обезводнення ґрунтів.

На початку дегідратації ґрунтів при їхньому повному водонасиченні відбувається втрата вільної води при осушенні крупних пор. Об'ємне зсідання на цій стадії, що називають структурним зсіданням, є невеликим і спостерігається у більшості ґрунтів.

При послідуєчому обезводненні ґрунту – стадія нормального або лінійного зсідання – відбувається пропорційна і значна зміна вологості й об'єму ґрунту за рахунок випарування вільної води, що залишилась, а також більшої частини води перехідного типу («осмотичної»). Оскільки сумарна кількість цих категорій води у ґрунтах складає найбільшу її частину, тому й об'ємні деформації на цій стадії досягають максимальних значень.

У момент виникнення безпосереднього контакту між частками ґрунту, що відповідає нелінійної стадії, приріст його об'єму починає помітно відрізнятись від зміни вмісту води, якій визначається втратою частини «осмотичної» води, що залишилась, разом з водою відносно крупних (діаметром від 0,1 до 1 мм) капілярів. На цій стадії деформація ґрунту вже не так велика, а процес дегідратації переходить у стадію без зсідання, коли на фоні триваючої втрати капілярної води тонких мікрокапілярів (діаметр менше 0,1 мм) і води молекулярної адсорбції не відбувається подальшого зменшення об'єму ґрунту завдяки безпосередньої взаємодії одна з одною всіх твердих часток.

Наступна дегідратація іноді призводить до появи «сухого» набухання, яка характеризується частковим збільшенням об'єму ґрунтів завдяки зняттю капілярного тиску, іноді ця стадія може бути відсутня. Це стадія остаточного зсідання, особливості якої багато в чому залежать від розвитку тріщин і остаточних напружень, що викликає зсідання.

Зсідання ґрунтів залежить від початкового співвідношення твердої, рідкої та газоподібної компонент ґрунту. Під час зсідання співвідношення цих компонент закономірно змінюється. Так, зсідання на першій та другій

стадіях відбувається при відсутності газу в порах ґрунту, тобто при його повному водонасиченні ( $S_r = 1$ ), і здійснюється за рахунок зміни співвідношення об'єму твердої й рідкої компонент. Третя стадія відбувається при збільшенні вмісту в порах газу і закономірному зменшенні  $S_r$  аж до моменту досягнення вологості межі зсідання. Четверта стадія відбувається коли пористість ґрунту вже не змінюється, а лише за рахунок зміни співвідношення газової й рідкої компонент на стадії остаточного зсідання.

Необхідно підкреслити, що різноманіття природних факторів, які впливають на кінетику зсідання глинистих ґрунтів, настільки велике, що іноді одні з розглянутих стадій проявляються особливо чітко, а інші можуть бути взагалі відсутніми, але загальна закономірність завжди зберігається.

Серед факторів, що впливають на зсідання ґрунтів, виділяють внутрішні та зовнішні. До внутрішніх факторів відносять: хіміко-мінералогічний склад ґрунту, структурно-текстурні особливості, початкову щільність і вологість, склад і концентрацію електроліту парового розчину, обмінні катіони; до зовнішніх – зміну тиску і температури.

Вплив глинистих мінералів на зсідання виявляється через їхню гідрофільність, яка, в свою чергу, визначається кристалохімічними особливостями: ступенем досконалості кристалічних решіток, формою первинних часток і мікроагрегатів, наявністю або відсутністю ізоморфних заміщень, ступенем дисперсності тощо. Помітне зсідання спостерігається лише у фракцій, які відповідають глинистим часткам. Збільшення зсідання при зростанні ступеня дисперсності ґрунту пояснюється як зростанням загальної поверхні глинистих часток, так і менш досконалою структурою дрібних фракцій кристалів. Ґрунти, для яких притаманні маломіцні й зворотні коагуляційні зв'язки, виявляють найбільшу схильність до зсідання, в той же час як ґрунти з кристалізаційними – найменшу, а ґрунти з коагуляційно-кристалізаційними зв'язками займають у цьому ряду проміжне положення. Як правило, найбільше зсіданням мають ґрунти з мінералами, кристали яких



володіють подовженим або волокнистим габітусом, які схильні до утворення більш щільного упакування при дегідратації ґрунту. Так, галуазит, представлений кристалами трубчатої форми, обумовлює незворотне і більше зсідання, ніж каолінит з кристалами пластинчастої форми.

Під час зсідання у ґрунті виникають різні напруження, які діють на контактах часток. Як правило, нерівномірні напруження у ґрунтах виникають там, де проявляються найбільші градієнти вологи, тобто поблизу вільної поверхні ґрунту. Внаслідок нерівномірності їхньої дії у ґрунті виникають тріщини, які називають тріщинами зсідання. В основному, вони формуються з поверхні, а потім просуваються у глиб. При збільшенні циклів зволоження-висушування ширина розкриття тріщин збільшується. Типовим прикладом тріщин зсідання є такири [від тюркського слова, що має значення «плаский», «оголений»] – глинисті днища озер, що пересихають, у пустельних або напівпустельних районах. У вологій сезон такири покриті тонким шаром води, яка, коли пересихає, оголює шар глинистого мулу. Під час висихання мули дають сильне зсідання, створюючи скорину, яка розбита сіткою полігональних тріщин різної форми і розмірів – від декількох метрів до десятків кілометрів залежно від складу відкладів, засоленості тощо.



Рис 3.8 Такир у пустелі Сонора (Північна Америка)

Зсідання суттєво залежить від загального вмісту солей у ґрунті. Легко- і середньорозчинні солі ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{MgO}_4$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ) зменшують зсідання, уповільнюють його та знижують тріщинуватість. Значним зсіданням можуть володіти як засолені (наприклад, морські мули), так і незасолені (наприклад, прісноводні мули). Фазові контакти, які створюються за рахунок солей, що випадають з парового розчину, можуть перешкоджати зсіданню ґрунту та впливати на розвиток напружень, що виникають під час зсідання. Зсідання високодисперсних глинистих ґрунтів залежить від складу обмінних катіонів, оскільки вони впливають на дисперсність і агрегованість ґрунту. За інших однакових умов глинисті ґрунти з одновалентними катіонами потенційно дають більше зсідання, ніж за наявності багатовалентних катіонів в обмінному комплексі.

Вплив зовнішнього тиску на ґрунт під час його зсідання є фактором, що значно збільшує параметри зсідання. Зовнішній тиск, що передається на частки ґрунту, сприяє більш тісному зближенню часток при зсіданні, що в підсумку призводить до його зростання.

Циклічний характер зволоження-зневоднення, що дуже часто зустрічається у природі, призводить до різкого збільшення зсідання ґрунтів. Причому найбільшого відносного значення зсідання досягає на перших двох циклах, а на наступних поступово знижується. При циклічному набуханні-зсіданні ґрунтів відбувається складна зміна співвідношення твердої, рідкої та газової компонент ґрунту. Якщо вихідний ґрунт знаходиться у пухкому стані, то багаторазове набухання, зсідання призводить до його ущільнення.

Зсідання суттєво впливає на зміну стану ґрунтів, що обов'язково необхідно брати до уваги при інженерно-геологічних вишукуваннях. Зсідання враховують при проектуванні різноманітних гідротехнічних систем й інженерних споруд, що розташовані на ґрунтах з періодичним режимом зволоження-висушування, при проектуванні гарячих цехів, теплотрас, ТЕЦ, АЕС тощо.

Зсідання ґрунтів може виникати не тільки при висушуванні, але й при будь-якому механічному зневоднюванні, наприклад при електроосмотичному, термоосмотичному, фільтраційному або іншому зневоднюванню ґрунту.

Зсідання ґрунту визначають в умовах вільної тривісної деформації зразка при висихання ґрунту. Дослідження виконують з метою визначення показників, що характеризують зміну об'єму глинистих ґрунтів при висушуванні. Визначають наступні характеристики зсідання ґрунту – зсідання за висотою  $\epsilon_h$ , діаметром  $\epsilon_d$  та об'ємом  $\epsilon_v$ , вологість на межі зсідання  $W_{sh}$ . Результати досліджень оформлюють у вигляді графіків зміни об'єму зразка від вологості при зсіданні.

Дослідження для визначення характеристик зсідання ґрунту виконують до повної втрати їм вологості. При зсіданні випаровування води (або розчину) із зразка ґрунту не повинно викликати утворення на ньому тріщин зсідання.

## **ВИСНОВКИ**

1. Установлено можливість використання космічної спектрофотометрії для визначення фізико-хімічних властивостей ґрунтів.
2. Узагальнено методику розрахунку вмісту гумусу в ґрунті на основі багатоспектральної спектрофотометрії земних ландшафтів.
3. Знайдено вплив вологості ґрунту на його спектрофотометричні характеристики.
4. Проаналізовано пористість ґрунтів та її вплив на фізичні властивості.
5. Запропоновано використання космічної спектрофотометрії для здійснення моніторингу ґрунтів на території Закарпаття.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Андроников В. Л. Аэрокосмические методы изучения почв / В. Л. Андроников // М.: Колос, 1979. – 280 с.
2. Антоненко В. С. Агрометеорологический мониторинг посевов сельскохоз. зрительных культур в Украине с применением аэрокосмических методов / В. С. Антоненко // К.: АртЭк, 2002. – 308 с.
3. Бубнова Т. В. Влияние гумуса на отражательную способность почв / Т. В. Бубнова // Почва – удобрение – плодородие: Мат. междунар. науч.-производств. Конф. - Минск, 1999. - С. 8-10.
4. Бурштинська Х. В. Врахування впливу атмосфери під час опрацювання космічних зображень / Х. В. Бурштинська, І. В. Долинська // Геодезія, картографія і аерофотознімання. — 2012. — Вип. 76. — С. 70-73.
5. Вандышева Н. М. Мониторинг сельскохоз. зрительных земель на базе разномасштабных спутниковых данных / Н. М. Вандышева, Г. И. Василенко, А. Ф. Гуров и др. // Исследование Земли из космоса. — 2003. – № 3. – С. 72-84.
6. Виноградов Б. В. Аэрокосмический мониторинг гумусного состояния почв / Б. В. Виноградов // Почвоведение. - 1988. - № 4. - С. 38 - 48.
7. Виноградов Б. В. Аэрокосмический мониторинг динамики почвенного покрова / Б. В. Виноградов // Аэрокосмические методы в почвоведении и их использование в сельском хозяйстве. – М., 1990. - 247 с. 8. Гарбук С. В. Космические системы дистанционного зондирования Земли / С. В. Гарбук, В. Е. Гершензон. – М.: А и Б, 1997. – 297 с.
9. Гебрин Л. В. Аналіз застосування аерокосмічних методів та технологій ефективності використання земельних ресурсів / Л. В. Гебрин // Містобудування та територіальне планування. – 2014. – Вип. № 53. – С. 49-51. 56
10. Дейвис Ш. М. Дистанционное зондирование: количественный подход / Ш. М. Дейвис, Д. А. Ландгриб, Т. Л. Филипс и др. Под ред. Ф. Свейна и Ш. Дейвис: Пер. с англ. М.: Недра, 1983, 567 с.

11. Дорогунцов С. І. Оцінка земельно-ресурсного потенціалу України і проблеми забезпечення його ефективного використання / С. І. Дорогунцов, О. С. Новоторов, Т. С. Ніколаєнко // Наукова доповідь. НАН України, РВПС України. К.: 1999. – 82 с.

12. Дробыш С. В. Отражательная способность почв разной степени смывости / С. В. Дробыш, Т. В. Бубнова, Т. Н. Азаренок // Почвоведение и агрохимия. -2010. - № 1 (44). - С 49 - 57. 13. Жолобак Г. М. Використання методів дистанційного зондування Землі для моніторингу агроресурсів України / Г. М. Жолобак // Космічна наука і технологія. Київ.: 2010. Т.16. № 6. С. 16 – 23.

13. Караванова Е. Н. Оценка содержания гумуса в почвах по их спектральной отражательной способности / Е. Н. Караванова, Д. С. Орлов // Агрохимия. – 1996, - №1. - С. 3 - 9.

14. Карманов И. И. Спектральная отражательная способность и цвет почв как показатель их свойств / И. И. Карманов // М.: Колос, 1974. – 351 с.

15. Книжников Ю. Ф. Принцип множественности в современных аэрокосмических методах и способы дешифрирования серий снимков при сельскохозяйственных исследованиях / Ю. Ф. Книжников, В. И. Кравцова. Аэрокосмические методы в почвоведении и их использование в сельском хозяйстве. - М., 1990. - 247 с.

16. Козодеров В. В. Аэрокосмическое зондирование почвеннорастительного покрова: модели, алгоритмическое и программное обеспечение, наземная валидация / В. В. Козодеров, Е. В. Дмитриев // Исследования Земли из Космоса. - М.:– 2010. – № 1. – С. 69 – 86.

17. Кондратьев К. Я. Спектральная отражательная способность и распознавание растительности / К. Я. Кондратьев, П. П. Федченко. - Ленинград: Гидрометеоздат, 1982. – 216 с. 58

18. Кондратьев К. Я. Аэрокосмические исследования почв и растительности / К. Я. Кондратьев, В. В. Козодеров, П. П. Федченко. - Ленинград: Гидрометеоздат, 1986. – 226 с.

19. Кохан С.С. Застосування вегетаційних індексів нормалізованої різниці та зваженої різниці у визначенні стану сільськогосподарських культур/ С.С. Кохан // Доповіді НАН України. – 2012. – № 2. – С. 135 – 140.

20. Кохан С. С. Застосування вегетаційних індексів на основі серії космічних знімків IRS-1D LISS-III для визначення стану посівів сільськогосподарських культур / С. С. Кохан // Космічна наука і технологія. – 2011. – Т. 17, № 5. – С. 58 - 63.

21. Кохан С. С. Вегетаційні індекси відбиття / С. С. Кохан // Наук. вісн. НАУ. – 2005. – Вип. 83. – С. 332 - 336.

22. Лялько В. И. Использование данных спутниковой съемки для изучения природоресурсных проблем / В. И. Лялько, А. Д. Федоровский, М. А. Попов и др. // Космічні дослідження в Україні 2002 - 2004. – Київ, 2004. – С. 7 - 14.

23. Лялько В. І. Особливості прогнозування врожайності зернових культур за багатоспектральними даними / В. І. Лялько, О. І. Сахацький, Г. М. Жолобак // Багатоспектральні методи дистанційного зондування Землі в задачах природокористування. – К.: Наук. думка, 2006. - С. 276 - 291.

24. Медведев В. В. Мониторинг почв Украины. Концепция, предварительные результаты, задачи. / В. В. Медведев. – Харьков: Антика, 2002. – 428 с.

25. Медведев В. В. Родючість ґрунтів (моніторинг та управління) / В. В. Медведев. - К.: Урожай, 2001. – 246 с.