

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА
ШЕВЧЕНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ЗЕМЛЕЗНАВСТВА І ГЕОМОРФОЛОГІЇ

На правах рукопису

УДК: .910.2

ВИВЧЕННЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧНОГО СКЛАДУ ВИКОПНИХ
ГРУНТІВ РОЗРІЗУ ГУНЬКИ (ПРИДНІПРОВ'Я) ДЛЯ ЇХНЬОЇ
ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНОЇ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Галузь знань **10 – Природничі науки**
Спеціальність **103 – Науки про Землю**
Освітня програма **Ґрунтознавство, управління земельними ресурсами,
територіальне планування**

Кваліфікаційна робота бакалавра
студентки 4 курсу
освітнього рівня бакалавр
Сидоренко Злата Андріївна
Науковий керівник:
Герасименко Наталія Петрівна
професор кафедри землезнавства та геоморфології

КИЇВ – 2024

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1 МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧНОГО СКЛАДУ ВИКОПНИХ ҐРУНТІВ.....	5
1.1. Метод вивчення гранулометричного складу ґрунту за М. Качинським.	5
1.2. Підходи до визначення гранулометричних фракцій та класифікація ґрунту за гранулометричним складом	14
РОЗДІЛ 2 СУЧАСНІ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ	22
РОЗДІЛ 3 МАКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВИКОПНИХ ҐРУНТІВ СЕРЕДНЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ У РОЗРІЗІ ГУНЬКИ.....	27
РОЗДІЛ 4 ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТІВ ТА ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ У РОЗРІЗІ ГУНЬКИ ТА ЙОГО ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ	32
4.1. Гранулометричний склад викопних ґрунтів та відкладів	32
4.2. Ознаки генезису викопних ґрунтів за їхнім гранулометричним складом	46
ВИСНОВКИ.....	52
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	54

ВСТУП

Вивчення гранулометричного складу викопних ґрунтів є важливим напрямком досліджень у палеопедології, адже воно дає змогу реконструювати умови ґрунтоутворення в минулому. З точки зору теоретичного значення, дослідження гранулометричного складу дозволяє отримати цінну інформацію про умови формування та еволюції ґрунтового покриву в минулі геологічні епохи. Це, в свою чергу, дає можливість краще зрозуміти сучасні ґрунтові процеси та прогнозувати їхні зміни в майбутньому. Гранулометричний склад ґрунту є одним з основних факторів, що визначають його фізичні, хімічні та біологічні властивості, а також впливає на рослинні угруповання та екосистеми.

Актуальність обраної теми дослідження полягає у вивченні гранулометричного складу цих ґрунтів. Розріз Гуньки (Придніпров'я) є унікальним об'єктом дослідження, де представлені викопні ґрунти різного віку та генезису, що дозволить отримати нову інформацію про еволюцію ґрунтового покриву в цій місцевості та про умови палеосередовища в минулому. Адже дослідження розрізу Гуньки почалося понад 60 років тому. Його вивчали Д.Н. Соболев (1946), Д.І. Дмитрієв (1956), М.Ф. Веклич (1968), П.Ф. Гожик (2006), проте у їхніх працях не було досягнуто остаточного рішення щодо стратиграфії розрізу.

Об'єктом дослідження є лесово-ґрунтовий розріз Гуньки на Лівобережному Придніпров'ї.

Предметом дослідження є особливості морфологічної будови та гранулометричний склад викопних ґрунтів та неґрунтових відкладів середнього плейстоцену розрізу Гуньки.

Метою роботи є вивчення гранулометричного складу викопних ґрунтів та неґрунтових відкладів розрізу Гуньки та його використання для палеопедологічних реконструкцій.

Для досягнення поставленої мети необхідно вирішити наступні завдання:

- Ознайомитися з методиками визначення гранулометричного складу ґрунтів;
- Провести лабораторний аналіз гранулометричного складу відібраних зразків;
- Перерахувати час відбору проб для розрахунку фракцій за міжнародною класифікацією.
- Проаналізувати отримані дані та розрахувати гранулометричні індекси;
- Виконати палеопедологічну інтерпретацію отриманих результатів гранулометричного аналізу. Залежність гранулометричного складу від віку та генезису ґрунту та зміни гранулометричного складу ґрунтів з часом.

Методи дослідження: у процесі дослідження використовувалися методи гранулометричного аналізу, (метод піпетки) палеопедологічні методи, літологічні методи. Отримані дані були оброблені з використанням статистичний метод, порівняльно географічного, аналізу та синтезу.

РОЗДІЛ 1

МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧНОГО СКЛАДУ ВИКОПНИХ ҐРУНТІВ

1.1. Метод вивчення гранулометричного складу ґрунту за М. Качинським

Гранулометричним (механічним) складом ґрунту називається опис розподілу твердих частинок (механічних елементів) різного розміру в даному матеріалі, виражений у відсотках. Пропорційний склад твердих частинок визначається за допомогою безперервного поділу матеріалу на групи за певними умовними розмірами, ці частки називаються механічними елементами, а їх відносний вміст у ґрунті визначає гранулометричний або механічний склад. Кількісне визначення вмісту елементарних часток у ґрунті є основною складовою гранулометричного аналізу.

Гранулометричний склад ґрунтів значною мірою успадкований від материнських порід. При ґрунтоутворенні на щільних скельних гірських породах вивітрювання, що протікає одночасно з ним, призводить до фізичного дроблення породи на механічні елементи різного розміру. Гранулометричний склад пухких ґрунтоутворювальних порід обумовлюється їхнім походженням і характером вихідного матеріалу.

У ґрунтах механічні елементи не тільки успадковуються від первинної материнської породи, а й утворюються в процесі ґрунтоутворення. Процеси хімічного вивітрювання призводять до оглинення ґрунтового профілю, що веде до зростання вмісту тонкодисперсних фракцій. Таким чином, гранулометричний склад ґрунтів зазвичай важкий від механічного складу материнських порід. Тому за походженням частки поділяють на мінеральні, органічні або органо-мінеральні. Відповідно ґрунтові механічні елементи можуть бути первинними (успадкованими) або вторинними (новоутвореними).

Елементарні ґрунотвірні процеси часто призводять до перерозподілу гранулометричних фракцій в межах ґрунтового профілю, що особливо

виражене в текстурно-диференційованих ґрунтах з ілювіальним та ілювіальним генетичними горизонтами. Перерозподіл у ґрунтовому профілі гранулометричних фракцій може викликатися багатьма елементарними ґрунтовірними процесами: ілювіальний, опідзолення, лесиваж, осолодіння, псевдооглеєння, псевдоопідзолення, внутрішньоґрунтове вивітрювання та ін.

Ґрунт складається з елементів, які поділяються на фракції за розміром і властивостями. У піску ці елементи існують вільно, а в більшості ґрунтів вони з'єднані в структурні агрегати різної величини, форми та міцності. Великі агрегати можна зруйнувати механічно або розмочити водою. Але в мікроагрегатах, розміром менше 0,25 мм, частинки зв'язані міцно. Для їх дезагрегації використовують спеціальну хімічну обробку, яка дозволяє визначити кількість механічних елементів у ґрунті під час гранулометричного аналізу [10].

Н.А. Качинський удосконалив в 1942 р. класифікацію механічних елементів В.Р. Вільямса 1893 р. (табл. 1.1)

Таблиця 1.1

Класифікація механічних фракцій ґрунту, мм за Н.А. Качинським [14]

Фракція	Діаметр часточок, мм	Фракція	Діаметр часточок, мм
Каміння	> 3 (2 - 3)	Пил: крупний середній дрібний	0,05 – 0,01 0,01 - 0,005 0,005 - 0,001
Гравій	3 - 1	Мул	<0,001
Пісок: крупний середній дрібний	1 - 0,5 0,5 - 0,25 0,25 - 0,05	Колоїди	<0,0001

Для вивчення гранулометричного складу ґрунту найчастіше використовуються чотири основні групи методів: візуальний, ситовий, центрифугування та гідравлічні (седиментаційні) методи.

Метод Сабаніна – ґрунтується на розділенні фракцій ґрунту за швидкістю осадження їхніх частинок у спокійній рідині. Він використовується для аналізу глинистих та пилоподібних порід.

Аерометричний метод – (седиментаційний) полягає у вимірюванні густини суспензії проби ґрунту за допомогою спеціального ареометра, густина суспензії змінюється по мірі осадження ґрунтових частинок у воді

Метод Рутковського – цей метод ґрунтується на двох принципах: здатності глинистих фракцій набухати у воді та різниці в швидкості осадження частинок різного розміру. Завдяки цим принципам метод Рутковського дозволяє розділити ґрунт на три групи фракцій: глинисту, пилоподібну та піщану.

Ситовий аналіз – полягає у просіюванні ґрунту через набір сит з отворами різного діаметру. Частинки ґрунту, які не проходять через сито, відносяться до фракції, більшої за розмір отворів цього сита.

Піпеточний метод – полягає у відборі піпеткою проб ґрунтових частинок, які не встигли протягом певного часу осісти в процесі відстоювання.

Завдання механічного аналізу – полягає у визначенні вмісту елементарних механічних частинок у ґрунті після штучного розчленування мікро-агрегатів, раніше зцементованих карбонатами, склеєних органічними та мінеральними сполуками. Результати механічного аналізу залежать від методу підготовки ґрунту, оскільки різні методи руйнують цементувальні речовини різного ступеня стійкості.

Визначення методом піпетки гранулометричного складу ґрунту у модифікації Н.А. Качинського

Один із найпоширеніших методів визначення гранулометричного складу базується на врахуванні швидкості осідання частинок різного розміру в рідині. Цей метод передбачає відбір проб із суспензії на глибинах, які залежать від розміру та щільності частинок твердої фази при певній температурі.

Виділення скелетної частини ґрунту на ситах. Під час проведення механічного аналізу насамперед виділяють каміння, гравій, пісок тощо. Для

цього середню пробу ґрунту в 200-300 г частинами просівають через сито 1 мм. Ґрунтові грудки розчавлюють у ступці товкачем із гумовим наконечником. Просіювання продовжують, доки на ситі не залишаться частинки ґрунту (скелет), які не піддаються роздавлюванню, з глинистими частинками, що пристали до них.

Підготовка ґрунту до механічного аналізу за Качинським. Зразок повітряно-сухого ґрунту, просіяного через сито з отворами в 1 мм, розсипають на папері й ложечкою з різних місць рівномірно відбирають середні проби:

- а) для визначення гігроскопічної води – 4-5 г;
- б) для визначення втрати розчинних речовин під час обробки НСІ – 10-15 г;
- в) для приготування суспензії – 10 г (або 15 г для легких ґрунтів).

У першій наважці визначають вологість висушуванням у термостаті. Для визначення втрати від промивання заздалегідь готують фільтр, поміщають у сушильний стаканчик і сушать до сталої ваги, потім кладуть його на лійку і проводять промивання ґрунту. Фільтр із ґрунтом після промивання повертають у той самий сушильний стаканчик, висушують за 105-110° С до постійної ваги. Віднімаючи з останньої вагу сухого фільтра разом із сушильною склянкою, отримують вагу промитої наважки і обчислюють втрату від промивання. Другий фільтр, що готується для обробки ґрунту і подальшого приготування суспензії, зважувати не потрібно.

Промивання обох наважок ґрунту проводять однаково: наважку поміщають у порцелянову чашечку і випробовують на присутність карбонатів кількома краплями 10%-ного розчину НСІ. Якщо ґрунт закипає, його неодноразово обробляють у чашечці невеликими порціями 0,2 н. розчину НСІ до припинення будь-якого виділення бульбашок газу; рідину щоразу зливають на фільтр. Після руйнування карбонатів і припинення виділення вуглекислого газу, ґрунт переносять за допомогою 0,05 н. розчину НСІ з чашечки на фільтр.

Ґрунти, в яких не виявлено присутності карбонатів, обробляють і переносять на фільтр 0,05 н. розчином НСІ. Ґрунт на фільтрі продовжують

промивати цим розчином до зникнення кальцію у фільтраті. Для цього 5-10 мл фільтрату поміщають у пробірку і нейтралізують 10%-вим розчином NH_4OH до появи запаху аміаку.

Після обробки наважки пірофосфатом натрію, струменем дистильованої води з промивалки ретельно змивають вміст чашки через сито з отворами 0,5 мм, 0,25 мм, 0,063 мм у 1-літровий циліндр. Об'єм суспензії доводять до 1 л.

Після збовтування проводять відбір проб. Під час підрахунків із ваги останньої фракції менше 0,001 мм віднімають вагу пірофосфату, що міститься у взятому об'ємі. При внесенні 20 мл 4%-ного розчину пірофосфату на 1 л в об'ємі піпетки 25 мл міститься 0,020 г солі.

За даними П. Г. Грабарова [14], застосування пірофосфату під час підготовки ґрунту до механічного аналізу прискорює роботу вдвічі і забезпечує точність, що наближається до точності методу Качинського.

У деяких випадках, за високого вмісту розчинних солей Ca і Mg у ґрунті, спостерігається коагуляція суспензії в циліндрі. У більшості випадків для припинення коагуляції достатньо додати деяку кількість пірофосфату. Можна також залишити суспензію на 1-2 доби і після коагуляції злити якомога повніше прозору рідину. До осаду додають 20 мл 4%-го розчину пірофосфату і доливають циліндр водою до мітки та перемішують, після чого коагуляції не відбувається, і аналіз ведуть звичайним порядком.

Відбір проб методом піпетки. У посібниках докладно описано конструкції піпеток Качинського (Рис. 1,2,3) [14], та аспіратора для відбирання проб, які забезпечують стандартні умови взяття проб. О. М. Майсурян запропонував змінити конструкцію піпетки і відсікати точний об'єм суспензії поворотом крана (Рис. 2) [14]. Повертаючи кран у положення Б, під'єднують аспіратор і заповнюють піпетку суспензією вище за кран, припиняють засмоктування і відмірюють об'єм переведенням крана в положення А. Потім виливають суспензію з піпетки, з'єднавши її краном з атмосферою В, і обмивають піпетку (положення крана Г).

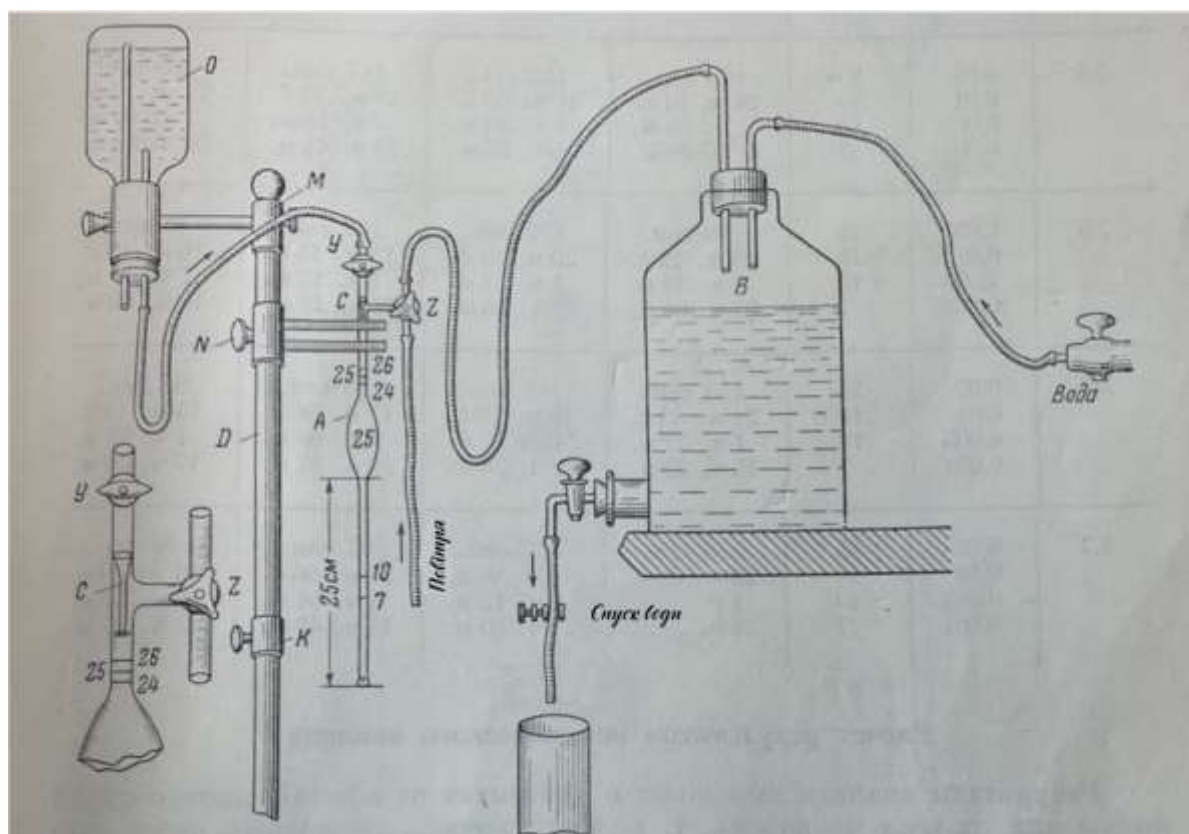


Рис. 1.1. Схема установки для визначення механічного складу ґрунту методом піпетки (за Качинським) [14] А – піпетка, градуйована на 24-26 см³; Z – двоходовий кран для з'єднання піпетки з аспіратором і повітрям атмосфери; С – капіляр-стопор для затримки крапель води після омивання піпетки; У – кран для пуску води з колби О та омивання піпетки; D – штатив з утримувачами промивання (М), піпетки (N); К – кільце, яке нормує глибину занурення піпетки в суспензію; В – аспіратор.

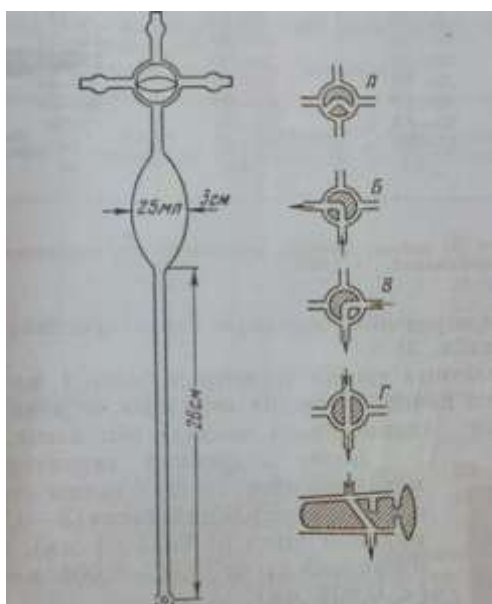


Рис. 2. Піпетка для механічного аналізу і схема розташування каналів крана (за Майсуряном). А, Б, В і Г - різні положення крана [14].

Рис. 3. Спрощена піпетка з гумовою грушею для відбору проб

Якщо немає спеціальної піпетки, можна брати проби і без неї. Для цього звичайну піпетку на 25 мл попередньо переробляють так: нижній отвір (носик) піпетки заплавляють, а з чотирьох боків проробляють невеликі отвори для того, щоб суспензія затягувалася з шару, де розташовані бічні отвори піпетки. Після переробки піпетку калібрують і на неї наносять мітки, що відповідають ємності в 24, 25 і 26 мл. Засмоктувати суспензію в піпетку можна найпростішим аспіратором із двох склянок або звичайною гумовою грушею (Рис. 3).

Перед взяттям піпеткою проби вміст циліндра рівномірно перемішують протягом 1 хв, опускаючи та піднімаючи мішалку (скляна паличка з гумовим кружком на кінці). Циліндр встановлюють суворо вертикально і в журналі зазначають час початку відсмоктування.

Глибину і строки взяття проб встановлюють відповідно до швидкості падіння частинок певного діаметра і питомої ваги ґрунту (табл. 2.1).

У табл. 1.2 наведено час відстоювання суспензії для різної температури за питомої ваги частинок від 2,6 до 2,7. Для проміжних значень питомої ваги або температури термін відстоювання визначають екстраполяцією від наведених величин або розраховують за формулою Стокса:

$$v = \frac{0,222r^2(d_1 - d_2)g}{\eta} \quad (1.1)$$

v – швидкість падіння кулястих частинок, см/сек;

r – радіус частинок, см; d_1 - питома вага частинок ґрунту; d_2 - питома вага рідини;

η – в'язкість рідини за цієї температури; g - прискорення сили тяжіння, що дорівнює 981 см/сек.

В'язкість води змінюється залежно від температури: за 15° $\eta = 0,01138$, за 20° – 0,01006, за 25° – 0,00895 і за 30° – 0,00800. Тому температуру води під час визначення необхідно враховувати і відповідно до неї встановлювати тривалість відстоювання.

Незадовго до закінчення терміну відстоювання в суспензію вводять на потрібну глибину піпетку. На піпетці тонкими гумовими кільцями відзначені відстані 7, 10 і 25 см від нижнього кінця для відмірювання глибини занурення. Суспензія засмоктується аспіратором повільно, протягом 20-30 с, тому починати засмоктування треба за 10 с до закінчення терміну.

У журналі записують об'єм взятої проби, оскільки взяти точно 25 мл буває іноді важко. З піпетки суспензію зливають у тарований сушильний стаканчик або тигель. Піпетку обмивають дистильованою водою в цю ж посудину. Пробу випарюють на піщаній бані і потім висушують при 105° до постійної ваги. Після взяття кожної проби вміст у циліндрі знову ретельно перемішують.

Таблиця 1.2.

Час взяття проб і глибина занурення піпетки за різної питомої ваги ґрунту

Питома вага ґрунту	Діаметр частинок менше, мм	Глибина взяття проби, см	Температура суспензії, С°					
			15	16	17	18	19	20
			Час відстою до взяття проб					
2,6	0,044	25	168,6 с	164 с	160 с	156 с	152 с	148 с
	0,020	10	5 хв 26 с	5 хв 18 с	5 хв 10 с	5 хв 2 с	4 хв 54 с	4 хв 47 с
	0,016	10	8 хв 30 с	8 хв 17 с	8 хв 4 с	7 хв 52 с	7 хв 40 с	7 хв 29 с
	0,006	10	1 г 27 с	58 хв 53 с	57 хв 23 с	55 хв 56 с	54 хв 33 с	53 хв 14 с

	0,002	7	6г20хв51с	6г 11 хв	6г 1хв 31с	5г52хв25с	5г43хв43с	5г35хв21с
2,7	0,044	25	158 с	154 с	150 с	147 с	143 с	139 с
	0,020	10	5 хв 7 с	4 хв 55 с	4 хв 52 с	4 хв 44 с	4 хв 37 с	4 хв 30 с
	0,016	10	8 хв	7 хв 48 с	7 хв 35 с	7 хв 24 с	7 хв 13 с	7 хв 3 с
	0,006	10	56 хв 54 с	55хв48с	54 хв	52 хв 35 с	51 хв 20 с	50 хв 6 с
	0,002	7	5г58хв27с	5г 50с	5г40хв15с	5г31хв42с	5г23хв30с	5г15хв37с

Розрахунок результатів гранулометричного аналізу. Результати аналізу виражають у відсотках від ваги абсолютно сухого ґрунту або від ваги дрібнозему, тобто частини ґрунту, що пройшла через сито з отворами в 1 мм. Для більшості рівнинних ґрунтів, які не містять фракцій розміром понад 1 мм, відсотковий вміст фракцій у дрібноземі дорівнює вмісту у всьому ґрунті.

Відсотковий вміст фракцій, виділених на ситах (1,0-0,5 мм: 0,5-0,25 мм, 0,25-0,063 мм), обчислюють за формулою:

$$\frac{a \cdot 100}{c} \quad (1.2)$$

де, а – вага фракції, г; с – наважка дрібнозему (суха вага), г.

Відсотковий вміст суми фракцій, менших за визначений розмір, у пробах, що відбираються піпеткою, обчислюють за формулою:

$$\frac{av \cdot 100}{bc} \quad (1.3)$$

де а – вага фракції в об'ємі піпетки, г;

b – об'єм суспензії в піпетці, мл;

с – вага абсолютно сухої наважки дрібнозему, взятої для аналізу, г;

v – об'єм суспензії в циліндрі, мл.

У 25 мл суспензії міститься від 1 до 6 мг луґу, що може дати суттєву помилку під час аналізу легких і суглинних ґрунтів. Необхідну поправку або обчислюють, або визначають у «холостому» досліді: прийняту для аналізу

даного ґрунту кількість луґу вносять в 1-літровий циліндр, додають водою до мітки, перебовтують. Ґрунт у циліндр не вносять.

Відбирають 25 мл розчину піпеткою для механічного аналізу, поміщають у тарований бюкс і висушують. Вага осаду дасть необхідну поправку, яку треба відняти від ваги фракції менше 0,001 мм. Вміст фракції певного розміру знаходять відніманням від даних попередньої фракції даних наступної фракції і при обчисленні поправку на ваґу луґу не вводять.

Відсотковий вміст фракції 0,25-0,063 мм визначають як 100% мінус сума відсоткового вмісту всіх фракцій (частинок 1-0,25 мм, виділених на ситах, частинок менш як 0,05 мм і втрати від обробки). Механічний аналіз бажано проводити двічі.

1.2. Підходи до визначення гранулометричних фракцій та класифікація ґрунту за гранулометричним складом

Відмінність у підходах до визначення гранулометричних фракцій в Українській класифікаційній схемі ґрунтів [11] та Міжнародній реферативній базі даних для ґрунтових ресурсів [23] призвело до кількох проблем, з поміж яких найбільш актуальними є: 1) неможливість кореляції вмісту окремих фракцій у лесово-ґрунтових розрізах України та решти світу; 2) неможливість визначення класифікаційного ранґу ґрунту в українських лесово-ґрунтових розрізах у схемі WRB, зокрема додаткового класифікатора за гранулометричним складом; 3) неможливість визначення ряду гранулометричних індексів, які є надзвичайно важливим для реконструкції палеогеографічного середовища та процесів ґрунтоутворення. Саме тому нами був виконаний перерахунок часу взяття проб методом піпетки для фракцій, визначених у міжнародній класифікаційній схемі ґрунтів [22], тобто таких, які використовуються у міжнародній ґрунтознавчій спільності.

В Україні найчастіше використовують схему класифікації гранулометричних фракцій за Годліним [4], розроблену ще у 1950-х роках. Саме ця класифікаційна схема фракцій лягла в основу класифікації ґрунтів за гранулометричним складом, що у таксономії ґрунтів відповідає різновиду

грунту. Відповідно до такої класифікації виділяють наступні фракції: мулиста (менше 0,001 мм), дрібний пил (0,001-0,005 мм), середній пил (0,005-0,01 мм), крупний пил (0,01-0,05 мм), дрібний пісок (0,05-0,25 мм), середній пісок (0,25-0,5 мм) та крупний пісок (0,5-1,0 мм). Фракції розміром менше 0,01 мм розглядають як фізичну глину, а фракції крупніші 0,01 мм як фізичний пісок. На основі такого підходу до виділення фракцій класифікують ґрунти. Головними класифікаційно важливими фракціями є пісок (0,05-1,0 мм), крупний та середній пісок (1,0-0,25 мм), крупний пил (0,05-0,01 мм), фізична глина (>0,01 мм) та мул (>0,001 мм). Залежно від вміст різних фракцій виділяють такі різновиди ґрунтів (Таблиця 1.3).

Таблиця 1.3.

Різновиди ґрунтів за вмістом фракцій

Підгрупи	Вміст фракцій, %; розміри, мм				
	1 – 0,05	1 – 0,25	0,05 – 0,01	< 0,01	< 0,001
Піщані	> 90	> 50	< 6	< 6	< 2
Пилувато-піщані	> 90	< 50	< 6	< 6	< 2
Глинисто-піщані	> 75	< 25	< 15	< 15	3=1
Супіщані	> 40	> 20	30 – 45	10 – 20	7=3
Піщано-супіщані	> 45	> 20	20 – 35	10 – 20	7=3
Пилувато-супіщані	> 25	< 10	40 – 60	10 – 25	7=3
Піщано-легкосуглинкові	> 30	-	10 – 30	25 – 40	15=4
Піщано-середньосуглинкові	> 20	-	20 – 40	35 – 50	25=5
Піщано-важкосуглинкові	> 10	-	20 – 40	45 – 60	35=4
Крупнопилувато-легкосуглинкові	> 25	-	55 – 65	20 – 35	15=4
Крупнопилувато-середньосуглинкові	> 15	-	50 – 60	30 – 50	25=5

Пилувато-легкосуглинкові	< 20	-	40 – 50	30 – 45	14=4
Пилувато-середньосуглинкові	< 10	-	40 – 45	40 – 55	22=3
Пилувато-важкосуглинкові	< 5	-	30 – 40	50 – 65	30=4
Глинисті	< 10	-	< 35	60 – 80	40=5
Важко глинисті	< 10	-	< 25	70 – 90	> 45
Піщано-глинисті	> 10	-	< 30	60 – 80	45=5

Таблиця 1.4.

Назви ґрунтів за вмістом фракцій

Назва ґрунтів	Вміст часток < 0,01 мм	Назви ґрунтів	Вміст часток < 0,01 мм
Піщані	0 – 5	Зв'язнопіщані	5 – 10
Супіщані	10 – 20	Легкосуглинкові	20 – 30
Середньосуглинкові	30 – 45	Середньосуглинкові	65 – 80
Важкосуглинкові	45 – 55	Важкоглинисті	80 - 100
Легкосуглинкові	55 - 65		

За спрощеною класифікацією ґрунтів, основною фракцією є фізична глина. Відповідно до такого підходу ґрунти з вмістом фракції фізичної глини менше 5 % розглядають як піщані, 5-10 % – зв'язнопіщані, 10-20 % – супіщані, 20-30 % – легкосуглинкові, 30-45 % – середньосуглинкові, 45-55 % – важкосуглинкові, 55-65 % – легкоглинисті, 65-80 % – середньоглинисті, 80 – 100 % - важкоглинисті.

Як видно з вище зазначених фракцій, їхнє виділення досить умовне, ґрунтуючись на формальному поділі часточок на певні інтервали за розміром для зручності подальшої класифікації. Саме тому виникає потреба у визначенні гранулометричних фракцій за характерними процесами, які

обумовлюють їх формування. Такий підхід прийнято у міжнародній класифікації фракцій, викладеній у стандарті ISO 11277:2020 [25]. Відповідно до стандарту виділяють такі гранулометричні фракції:

- Мул - $<0,002$ мм;
- Дрібний пил – $0,002-0,02$ мм;
- Крупний пил – $0,02-0,063$ мм;
- Дуже дрібнозернистий пісок – $0,063-0,125$ мм;
- Дрібнозернистий пісок – $0,125-0,2$ мм;
- Середньозернистий пісок – $0,2-0,63$ мм;
- Крупнозернистий пісок – $0,63-1,25$ мм;
- Дуже крупнозернистий пісок – $1,25-2,0$ мм.

Як видно з міжнародного визначення фракцій, їх кількістю для дрібнозему навіть менша, ніж в українській класифікаційній схемі. Більше того, частина фракції дрібного пилу потрапляє в категорію мулу, а дрібного піску в категорію крупного пилу. Це обумовлено домінуючими процесами, які визначають формування таких фракцій. Зокрема, фракції менше $0,002$ мм найчастіше утворюються в процесі хімічного (внутрішньогрунтового) вивітрювання, тоді як фракції розміром менше $0,063$ мм є основою лесових відкладів.

Відповідно до Реферативної бази даних ґрунтів [23] за гранулометричним складом визначають наступні різновиди ґрунтів (Табл. 1.4). При цьому для визначення класифікаційного положення ґрунту найчастіше використовують метод трикутника (Рис. 1.3), завдяки якому визначають додатковий класифікатор ґрунту за гранулометричним складом. Відповідно до цього виділяють піщані ґрунти (Arenic), пилуваті (Siltic), суглинкові (Loamic) та глинисті (Clayic). Як правило, кожен із додаткових класифікатор одночасно може бути й пилуватим.

Гранулометричний склад є елементом ґрунтової пам'яті, особливо літогенної, адже часто несе важливу інформацію про генезис материнської породи. З іншого боку, гранулометричний склад ґрунту несе важливу інформацію про ґрунтоутворчі процеси в ґрунту, ознаки еволюції ґрунтів,

модель їхнього утворення тощо. В цьому контексті надзвичайно важливим є використання гранулометричних індексів, які розробляються для ідентифікації загальних закономірностей гранулометричного складу, виявлення ознак седиментаційних процесів, домінуючої ролі конкретного педогенного процесу або інше.

Таблиця 1.4.

Різновиди ґрунтів за гранулометричним складом відповідно до Міжнародної реферативної бази даних ґрунтів [26]

Різнovid ґрунту	Вміст піщаної фракції, %	Вміст пилуватої фракції, %	Вміст глинистої фракції, %
Sand	> 85	< 15	< 10
Loamy sand	70-90	< 30	< 15
Silt	≤ 20	>80	< 12
Silt loam	≤ 50	50-80	< 27
	≤ 8	80-88	12-20
Sandy loam	52-85	≤ 48	< 20
	43-52	41-50	< 7
Loam (L)	23-52	28-50	7-27
Sandy clay loam (SCL)	5-80	< 28	20-35
Silty clay loam (SiCL)	≤ 20	40-73	27-40
Clay loam (CL)	20-45	15-53	27-40
Sandy clay (SC)	45-65	< 20	35-55
Silty clay (SiC)	≤ 20	40-60	40-60
Clay (C)	≤ 45	< 40	>40

Більшість гранулометричних індексів розраховуються на основі кумулятивних кривих у логарифмічному масштабі. Саме так розраховуються медіанний радіус часточок (M_d) та середній діаметр часточок (M_z) [19]. Ці показники дозволяють встановити наскільки гранулометричний склад ґрунту чи неґрунтових відкладів є тонко- або грубодисперсним для того, щоб зрозуміти динаміку седиментаційного середовища чи інтенсивність процесів внутрішньоґрунтового вивітювання. Медіанний радіус часточок розраховують як значення 50 % на кумулятивній кривій у логарифмічному масштабі, тоді як середній радіус часточок розраховується за наступною формулою:

$$M_z = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$$

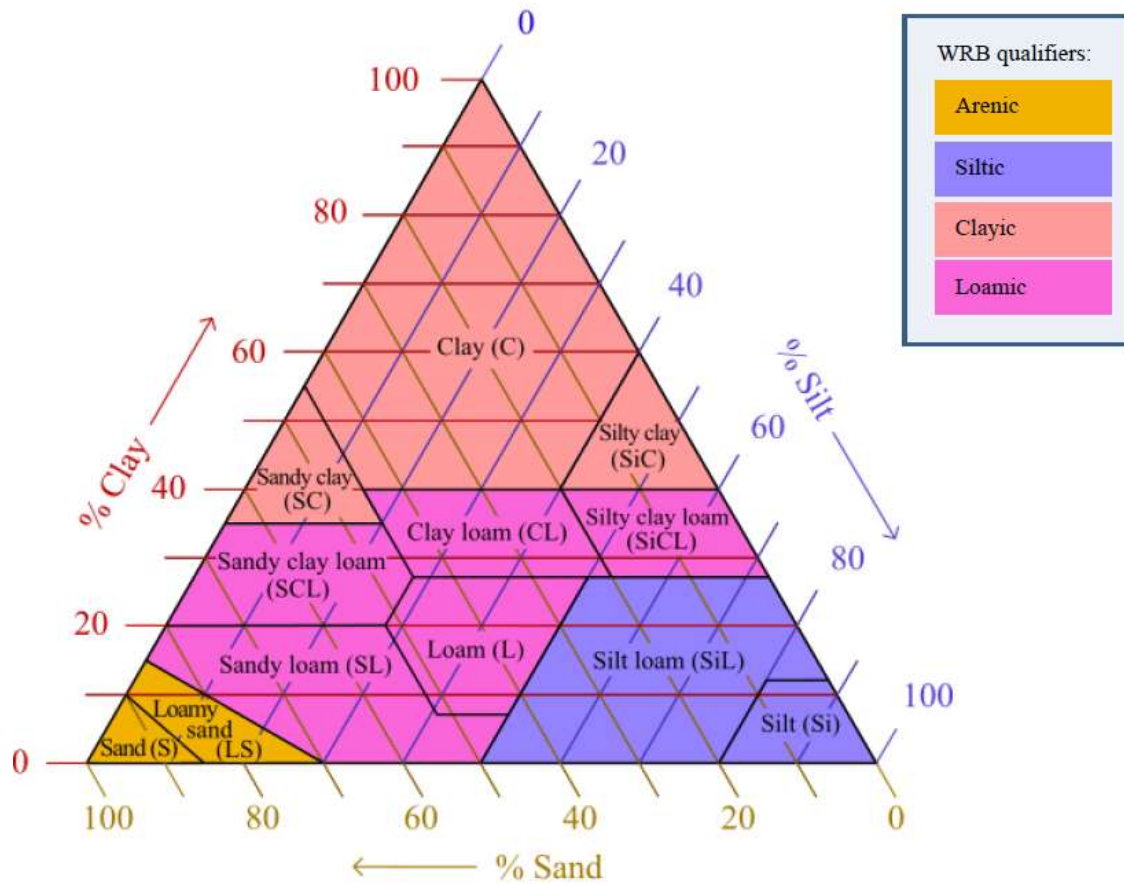


Рис. 1.3. Класи гранулометричного складу ґрунту відповідно до Міжнародної реферативної бази даних ґрунтів [17]

Для зручності візуалізації медіанний радіус часточок (M_d) та середній діаметр часточок (M_z) в іноземній літературі часто переводять у показник ϕ (ϕ), що було виконано й нами при побудові діаграм розподілу вмісту гранулометричних фракцій. Цей показник (ϕ) розраховують як: $\phi = -\log 2d$ [24].

Іншим важливим гранулометричним індексом є коефіцієнт сортованості, який дозволяє встановити участь процесів седиментації в утворенні ґрунтів, наявність домінуючого геологічного агента або дальність переносу відкладів. Коефіцієнт сортованості розраховують на основі аналізу кумулятивних кривих за наступною формулою [27].

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

За ступенем сортованості розрізняють такі типи відкладів: сортовані (<2,5), середньосортовані (2,5-4,5) та погано сортовані (4,5). До погано

сортованих, як правило, відносять ґрунти, тоді як породи, які не зазнали процесів ґрунтоутворення, відносять переважно до середньо- або сортованих.

При інтерпретації гранулометричного складу ґрунту також визначають характер розподілу фракцій в кожній окремій пробі, будуючи модальні криві розподілу фракцій. На таких кривих виділяють три типи розподілу фракцій: моноmodalний, біmodalний та поліmodalний. Моноmodalний розподіл фракцій свідчить про різко виражену та домінуючу роль окремого ґрунотвірного процесу або геологічного агента в утворенні ґрунтів чи відкладів. Наприклад, для лесу це може бути еолова седиментація пилу, а для ґрунту – процеси внутрішньоґрунтового вивітрювання. Біmodalний розподіл фракцій свідчить про участь двох домінуючих процесів або геологічних агентів в утворенні ґрунту чи відкладів, тоді як поліmodalний розподіл фракцій говорить про участь багатьох процесів в утворенні стратиграфічних горизонтів, особливо коли ґрунти накладаються діагенетичні процеси.

Останнім часом в науковій літературі активно розглядається питання участі процесів еолової седиментації пилу як у формуванні відкладів (переважно лесів), так і у формуванні ґрунтів (зокрема, їх еолової акреції). Як виявили дослідники лесово-ґрунтових розрізів, ці процеси були чи не основними в утворенні лесово-ґрунтової товщі. Тому для ідентифікації цих процесів розроблено декілька гранулометричних індексів, серед яких найбільшого поширення набули індекси U-ratio та GSI.

Індекс U-ratio був розроблений нідерландським палеогеографом Дж. Ванденбергом. U ratio – це співвідношення пилюватого матеріалу, що переноситься у суспензійних повітряних хмарах (часточки розміром 0,016-0,044 мм), до фракції дрібного пилу (фракції розміром 0,0055-0,016 мм) [28].

$$U\ ratio = \frac{16-44\ \mu m}{5,5-16\ \mu m}$$

U-ratio, на відміну від інших подібних гранулометричних індексів, не враховує вміст мулистої фракції, утворення якої не пов'язане з еоловим

перенесенням, а обумовлене процесами внутрішньогрунтового вивітрювання або оглеєння.

На противагу індексу U-ratio, П. Антуном (французьким палеогеографом) було розроблено лесовий індекс GSI, який відображає відношення фракції крупного пилу до дрібного пилу з мулом, та розраховується за формулою [15,16]

$$GSI = \frac{20-50 \mu m}{<20 \mu m}$$

Однак, окрім еолового перенесення пилу в утворенні ґрунтів можуть брати участь й інші седиментаційні процеси, зокрема накопичення мінеральної маси в зниженнях рельєфу, або ж гравітаційне сортування на давніх схилах. Тому постає потреба у врахуванні піщаних фракцій, які здатні до накопичення у динамічних седиментаційних умовах, у розрахунку гранулометричних індексів. Серед таких індексів, варто згадати індекс SSI, розроблений О. Бончковським для оцінки ролі педогенних та седиментаційних процесів в утворення стратиграфічних горизонтів. Індекс SSI розраховують як відношення фракції фізичного піску до фізичної глини [18]:

$$SSI = \sqrt{\frac{>10\mu m}{<10 \mu m}}$$

Встановлено, що чим більше значення цього індексу, тим вищою є участь седиментаційних процесів.

Комплексний аналіз вмісту гранулометричних фракцій разом із урахуванням гранулометричних індексів дозволяє з'ясувати, які процеси ґрунтоутворення брали участь у формуванні ґрунтів, чи була участь седиментаційних процесів під час педогенезу, чи успадкував ґрунт гранулометричний склад материнської породи і т.д. Це у свою чергу дозволяє реконструювати фактори ґрунтоутворення окремих палеогеографічних етапів, стадій чи фаз.

РОЗДІЛ 2.

СУЧАСНІ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ТЕРИТОРІЇ ДОСЛІДЖЕННЯ

Розріз с. Гуньки розташований у правому березі р. Псел на 28 км на північ від м. Кременчук у межах Південно-Придніпровської терасової низовинної області Лівобережно-Дніпровського краю. Лівобережно-Дніпровський лісостеповий регіон займає значну територію Придніпровської низовини. Його природними межами на півночі та півдні є ділянки лісостепу з мішаними лісостеповими та степовими ландшафтами. Генетично і територіально область займає переважно Дніпровсько-Донецьку западину, простягається смугою південного схилу Українського щита і південно-західного схилу Воронежського кристалічного масиву. Кристалічний фундамент западини залягає на глибинах від 1000 до 12000 метрів.

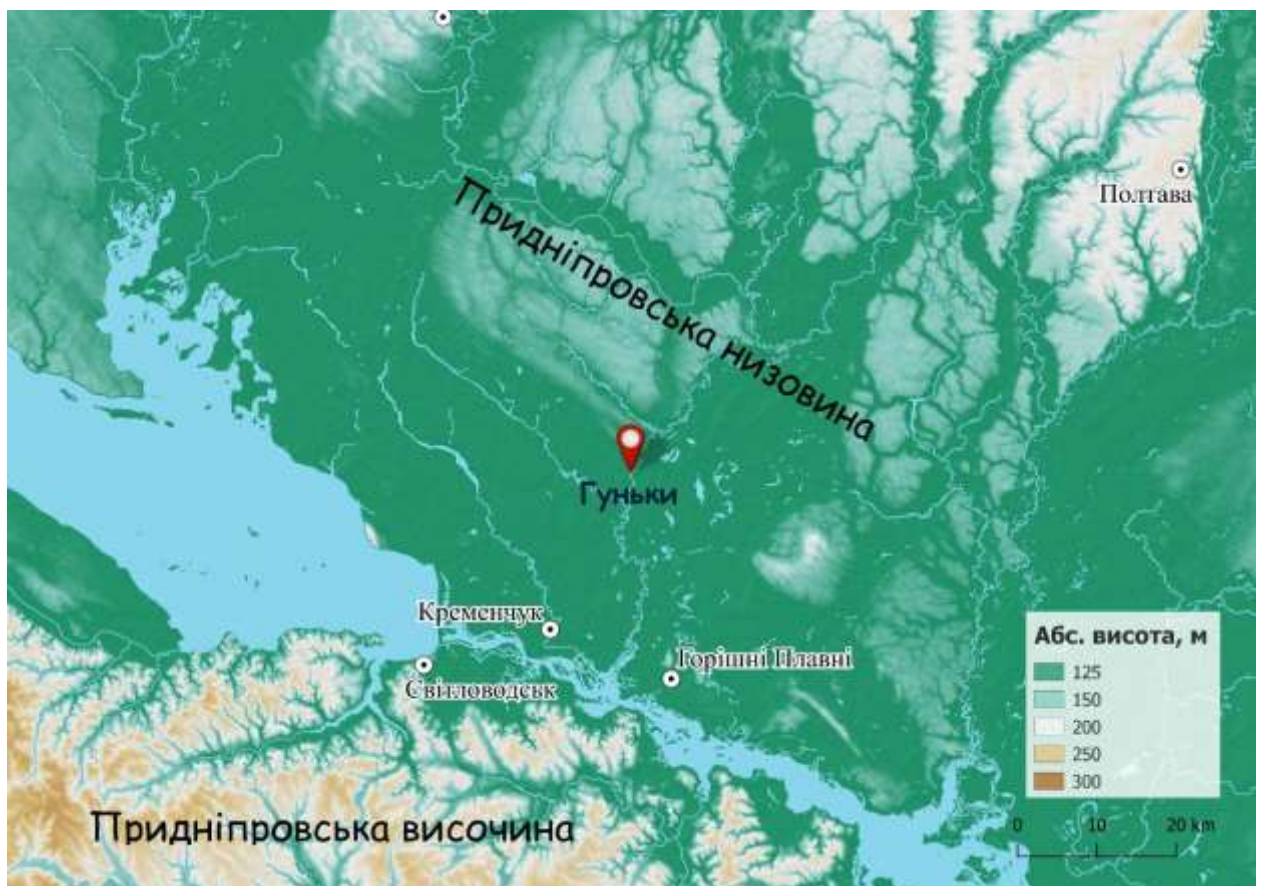


Рис. 2.1. Місцезнаходження розрізу Гуньки

Западина заповнена товщею осадових відкладів від девону до антропогену. Схили западини розділені поперечними і поздовжніми

розломами на ділянки з нерівномірним заляганням порід одного віку. Характерною особливістю природних умов западини є наявність соляно-купольних структур, які в сучасному рельєфі виглядають як окремі « горби». Однак загальні риси поверхні регіону зумовлені ерозійними та акумулятивними процесами в долині Дніпра та його приток, а також льодовиковими водами. У великій долині Дніпра є широка заплава, значною мірою затоплена водосховищами. Над заплавою на 10-15 метрів піднімається борова тераса, що утворює ліві піщано-горбисті береги водосховищ; окремі її залишки утворюють невеликі острівці на мілководді. Абсолютні відмітки надзаплавної тераси становлять 120-128 м.

Великі площі займає друга надзаплавна тераса, складена лесовими відкладами. Її висота сягає 140-150 м. Ця тераса рясніє мальовничими водно-льодовиковими долинами, що пролягають паралельно Дніпру, та численними округлими зниженнями ("блюдцями"), заповненими талими водами. Окрім другої, в долині Середнього Дніпра простежуються також третій та четвертий терасові рівні.

Клімат різко контрастує з правобережжям континентальний клімат Лівобережжя. При річній сумі сонячної радіації 4340-4609 МДж/м², вегетаційний період характеризується сумою температур 2600-2800°C (за умови стійкої температури вище +10°C). Річна кількість опадів коливається від 550 мм на півночі до 430 мм на півдні, а коефіцієнт зволоження – від 1,9 до 1,3 відповідно.

Загальна рівнинність поверхні краю обумовлює його низьку дренаваність та незначну густоту річкової мережі — 0,15 км/км². Рівнинний рельєф сприяв формуванню типових малогумусних чорноземів, лучно-чорноземних содово-солончакових ґрунтів, солонцюватих чорноземів і солонців. Крім того, утворенню солончаково-солонцюватих ґрунтів сприяє неглибоке залягання засолених ґрунтових вод.

Сучасна рослинність включає широколистяно-соснові ліси та соснові бори на піщаних терасах річок. На Полтавській рівнині зустрічаються невеликі масиви дубових лісів. Річкові долини рясніють заплавами дубовими та

осоковими лісами, а також заплавними низинними болотами, лучними та лучно-галофільними рослинними угрупованнями.

В минулому Дніпровсько-Лівобережний край був вкритий луговими степами, а вздовж високих правих берегів річок простягалися широколистяно-лісові ландшафти. Їх різноманітність пояснюється значною протяжністю регіону з півночі на південь, що призводить до зростання засоленості ґрунтових вод та ґрунтів, а також різницею в умовах формування ландшафтів на Придніпровській терасовій низовині та Полтавській рівнині. Лівобережно-Дніпровський край поділяється на чотири ландшафтні області які відрізняються своїми особливостями.

Південно-Придніпровська терасова низовинна область розташована між Кременчуцьким водосховищем на заході та Полтавським плато на сході. Її північною межею слугує долина річки Сула, а південною – зональна межа. Ця область, хоча й має меншу площу, ніж Північно-Дніпровська, зберігає загальні риси долинно-терасових ландшафтів. Проте, вона відрізняється значною меншою зволоженістю, вищими літніми температурами та випаровуванням. Гідроморфні природні комплекси тут займають незначну частку, а ґрунтові води та ґрунти загалом більш засолені. Звуження долини Дніпра до гирла річки Ворскла призводить до звуження терас, розчленованих долинами річок Сула та Псел. Ландшафтна структура цієї області має багато спільних рис з північною терасовою рівниною. Заплави сформувалися на алювіальних піщаних відкладах товщиною 20 м. Вони слабо дренавані, на них розташовані лучні, лучно-чорноземні солончакуваті ґрунти, болота і торфовища. У долині річки Псел є прируслова заплава з бугристими пісками, які розвіваються, утворюючи горби висотою до 10 м. Центральна заплава лучна, з різнотравно-злаковою рослинністю та чагарниками, частково розорана. Притерасова частина представлена болотними комплексами та низовинними торфовищами, значні площі яких меліоровані.

На лівобережжі річок Сула і Псел, а також вздовж річки Дніпро, поширені борові місцевості, складені піщаними відкладами товщиною до 20-25 м. Давні і сучасні еолові процеси утворили на їх поверхні характерні для

цих місцевостей горби, котловини видування, зниження з болотами і торфовищами.

Окрім рівнинних просторів, більш високий рівень зайнятий лесовими терасовими рівнинами, що підносяться на висоту від 110 до 130 метрів. Ці рівнинні однорідні поверхні, поцятковані блюдцеподібними западинами з пологими схилами діаметром 20 – 70 м, глибиною 1,0 – 1,5 м.

Потужні малогумусні чорноземи, солонцюваті чорноземи та лучно-чорноземні солонцюваті ґрунти, зберегли залишки злаково-різнотравних степів. Ці ґрунти, завдяки великому зволоженню, стали основою для осолоділих чорноземів, які наразі розорані та використовуються як сільськогосподарські угіддя. Схили терасових місцевостей, що повернені до річок Дніпро та Ворскла, розчленовані пологими улоговинами стоку. Ці дреназовані схили, де розвинені балки та яри.

На рівних терасах можна знайти давні прохідні водно-льодовикові долини з плоскими заболоченими днищами та добре вираженими схилами. Їх ширина сягає 10 кілометрів, а в зниженнях сформувалися лучні солончакуваті ґрунти. Дреназовані схили цих долин також використовуються як сільськогосподарські угіддя.

Сучасні ландшафти Південно-Дніпровської області є результатом тривалої сільськогосподарської діяльності. У придніпровській частині спостерігається вплив Кременчуцького водосховища. Схили балок вкриті грабовими і дубово-грабовими насадженнями. Горбисті урочища борових терас, які вразливі до ерозії, засаджені вербою гостролистою, вербою, сосною, а також злаково-осоковими угрупованнями.

Ґрунтовий покрив округу дуже строкатий, але переважають чорноземи глибокі малогумусні, які найбільше поширені на підвищених частинах давніх терас Дніпра. Серед них у западинах часто зустрічаються осолоділі чорноземи. У північній частині округу поширені глибокі малогумусні вилужені чорноземи, серед яких на пониженнях багато лучно-чорноземних ґрунтів. На терасах річок тут поширені чорноземно-лучні й содово-солончакові ґрунти, а на підвищеннях содові солончаки. Чорноземи опідзолені та сірі лісові ґрунти

зустрічаються невеликими острівцями. Чималі площі займають торфові ґрунти, які приурочені до річкових заплав та знижень на межиріччях.

На терасах Сули, Псла дуже поширені чорноземно-лучні солонцюваті ґрунти, серед яких великі площі займають солонці, солончаки та лучні солончакуваті ґрунти. Тут, крім содового засолення, значно поширене хлоридне та сульфатне. На піщаних терасах річок поширені дерновослабопідзолисті, піщані та глинисто-піщані ґрунти.

Степові простори тут всі розорані й використовуються під сільськогосподарські культури. На залишках степів панує формація типчака. У травостої рясно ще росте келерія струнка й часто ковила волосиста.

Ліси в цьому районі зустрічаються лише в заплавах річок і представлені осокорняками та вербняками в прирусловій частині й фрагментами заплавних дібров у центральній частині з перевагою дуба звичайного та інколи на околицях солончакуватих місць зі значною домішкою береста.

На заплавах і лесових терасах річок поширені комплекси засолених лук та солонцево-солончакової рослинності. Представлена вона формаціями солонцю трав'янистого, содника простертого, кермека каспійського, галіміони бородавчастої, покісниці несправжньозгорнутої, яка займає тут великі площі, костриці східної, осоки Кареліна, тризубця морського. На підвищених місцях з глибокостовпчастими солонцями дуже поширена формація типчака. На солонцях цього району, особливо коркових, поширена формація камфоросми однорічної. Чималі площі на солонцях займає тут формація полину морського й кермеку замшового.

Болотна рослинність у цьому районі поширена в заплаві р. Сули, де очеретові болота займають великі площі, а також велике рогозово-очеретове засолене болото Вільне, що розташоване на терасі Псла в Кременчуцькому районі [5]

РОЗДІЛ 3

МАКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВИКОПНИХ ГРУНТІВ СЕРЕДНЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ У РОЗРІЗІ ГУНЬКИ

Дослідження розрізу Гуньки почалося понад 60 років тому. Його вивчали Д.Н. Соболев (1946), Д.І. Дмитрієв (1956), М.Ф. Веклич (1968), П.Ф. Гожик (2006), проте у їхніх працях не було досягнуто остаточного рішення щодо стратиграфії розрізу. Впевнений висновок зроблено мікротеріологами щодо віднесення нижньої алювіальної товщі розрізу до першої половини середнього неоплейстоцену (Рековец, 1994; Крохмаль, Рековец, 2010). Розріз має значну протяжність вздовж русла р. Псел і досліджувався у кількох розчистках.

Розріз 2

Розріз розташований в урвищі середньоплейстоценової правобережної тераси р. Псел (49°15,45'08" N, 33°34'45" E). Під верхньоплейстоценовими відкладами та мореною дніпровського зледеніння у розрізі відслонюються:

10,0-10,5 м – dn (lgl) – світлий сірий із блакитним відтінком, середньосуглинковий, тонкогоризонтально-шаруватий, шари підкреслені вохристими виділеннями гідроксидів заліза, перехід униз чіткий;

10,5-11,3 м – pt₃ – лучно-бурий ґрунт, вторинно оглеєний, важкосуглинковий, призмовидний, із мангановим дендритом та вохристими озалізненими проверстками у нижній частині.

Простежуються темнувато-сірий А горизонт (10,5-10,6 м) і В горизонт (10,6-11,3 м) – бурий із сизуватим відтінком, до низу світлішає (можна виділити ВС горизонт(11,1-11,3 м), перехід униз чіткий;

11,3-12,0 м – pt_{1b2} – чорнозем вилугуваний, важкосуглинковий, неміцно призматичний, із штриховкою гідроксидами мангану. Перехід униз чіткий;

12,0-12,6 м – pt_{1b1} – бурий лесивований ґрунт, його Вt горизонт, бурий, важкосуглинковий, щільний, призматичний, на всю потужність

перетинається вертикальними гумусовими жилами, що відходять від чорноземного ґрунту. Перехід униз поступовий;

12,6-12,8 м – pt_{1a} – ініціальний ґрунт світло-бурий, важкосуглинковий, неміцно призматичний, із гідроксидно-залізистою та мангановою пунктуацією, перехід униз поступовий.

12,8-13,8 м – or – лес світло-сизувато-палевий, середньосуглинковий, неущільнений, грудкуватий, карбонатний, із міцелярними формами CaCO₃. У нижній його частині дрібні конкреції Містить дрібніпримазки гідроксидів мангану; Перехід униз різкий нерівний; спостерігаються ґрунтові жили, виповнені лесом і карбонатами, глибиною до 0,7 м;

13,8-14,0 м – zv_{3c} – темно-бурий лісовий ґрунт еродований, яскраво-коричневого забарвлення, важкосуглинковий, призматичний, перетинається тонкими густо розташованими жилами із лесовим та карбонатним заповненням. Перехід униз різкий, ерозійний.

14,0-14,9 м – zv_{3b2} – темно-сірий опідзолений ґрунт, генетичний профіль якого включає такі горизонти:

14,0-14,3 м – A горизонт – темно-сірий до чорного, важкосуглинковий, ущільнений, землястого складення, первинно безкарбонатний, але містить вторинні утворення CaCO₃, що проникають у ґрунт за жилами, виповненими орільським лесом. Перехід униз поступовий;

14,3-14,6 м – AE+EB_{th} горизонт, гумусовий із ознаками опідзолення – коричневатого-сірий, важкосуглинковий, слабо ущільнений, безструктурний, але у нижній частині із горіхувато-призматичною структурою, місцями із білястими плямами кремнеземистої присипки, перехід униз поступовий;

16,6-14,9 м – B_{th} горизонт – темно-сіро-коричневий, важкосуглинковий, дуже щільний, дрібногоріхувато-призматичний, із органо-мінеральними колоїдними плівками на гранях педів, перехід униз ясний. Місцями на всю потужність перетинається тонкими жилами, виповненими карбонатним матеріалом.

14,9-15,6 м – zv_{3b1} – сірий опідзолений оглеєний ґрунт із такими генетичними

горизонтами:

AE – 14,9-15,1 м – світло-сіривато-коричневий, середньосуглинковий, неушільнений, із слабо вираженою горіхувато-призматичною структурою (вторинний вмив колоїдів), незначною кількістю присипки SiO_2 , перехід униз ясний;

Bth – 15,1- 15,4 м – темно-коричневий, важкосуглинковий, щільний, дрібногоріхувато-призматичний, перехід униз чіткий;

BtGl – 15,3- 15,6 м – світло-коричневий із сизуватим відтінком та вохристими плямами, важкосуглинковий, щільний, горіхувато-призматичний, на гранях окремоостей зустрічаються темні органо-мінеральні і світлі мінеральні колоїдні плівки, перехід униз чіткий, рівний;

15,6- 15,7 м - zv_{3a-b} – суглинок сизувато-сірий, важкий, ущільнений, має горіхувато-призматичну структуру (вплив транслокаційних процесів зверху), менш виражену, ніж у ґрунті zv_{3b1} . Перехід униз чіткий, рівний;

15,7-15,9 м - zv_{3a} – гідроморфний вохристо-глейовий ґрунт, вохристо-бурий, важкосуглинковий, ущільнений, горіхувато-призматичний (вплив транслокаційних процесів зверху), містить тонкі субгоризонтальні прошарки борошнистих карбонатів (їхній боковий привнос у зниження давнього рельєфу);

15,9-16,4 м – zv_2 – сизо-сірий суглинок, важкий, ущільнений, горіхувато-призматичний (вплив транслокаційних процесів ґрунту zv_{3b1}), із тонкою пунктуацією гідроксидами мангану, перехід донизу чіткий, рівний;

16,4-18,7 м - zv_2 - фації заплавного алювію:

16,4-17,3 м – сизо-сірий суглинок, легкий, піщаний, неушільнений, безструктурний, із пунктуацією та примазками гідроксидів мангану.

На всю потужність перетинається світло-сірими, без мангану, жилами (сліди коренів рослин);

17,3-17,5 м – суглинок вохристий, горизонтально-шаруватий, легкий, піщаний;

17,5-17,8 м – суглинок світло-сірий, легкий, піщаний, із рідкими блідими вохристими плямами;

17,8-17,9 м - суглинок вохристий, горизонтально-шаруватий, легкий, піщаний, із тонкими прошарками гумусованого матеріалу;

17,9-18,1 м – пісок світло-сірий, дрібнозернистий, на нижньому контакті –вохристий;

18,1-18,3 м – супісок світло-коричнювато-сірий, із прошарками темнішого та

білого, хвилясто-горизонтально-шаруватий;

18,3-18,4 м – світло-коричнювато-сірий піщаний суглинок;

18,4-18,65 м – піски світло-сірувато-коричневі, із світлішими і темнішими прошарочками, дрібнозернисті, неправильно-горизонтально-шаруваті, у нижній частині із лінзами підстильного суглинку;

18,65-18,7 м – суглинок світло-сірий, легкий, неущільнений, нижня межа чітка, ерозійна;

18,7-18,9 м – zv_1 - лучний ґрунт еродований, темно-коричнево-сірий, середньосуглинковий, ущільнений, грудкуватий, нижня межа нерівна, із патьоками гумусу, які чітко виділяються на фоні підстильного яскраво-білого лучного мергелю.

Розріз 2.

У цьому розрізі представлені старичні відклади, що містять добре вивчені палеонтологічні рештки. Склад мікрофауни, молюсків та пилку із них дає змогу впевнено зіставляти час формування старичної лінзи із 11 морською ізотопно-кисневою стадією [6]. Під нижньозавадівським лучним ґрунтом, описаним в основі розчистки 2, відслонюються:

20,0 – 20,9 – світло-сірувато-палевий заплавний суглинок, потужністю 0,9 м;

20,0-21,0 м – ініціальний алювіальний ґрунт, темно-коричнево-сірого забарвлення, піщано-середньосуглинковий, неущільнений, грудкуватий, безкарбонатний, із чіткими рівними межами;

21,0-21,1 м – пісок світло-бурого забарвлення, дрібнозернистий, тонко-горизонтально-шаруватий;

21,1-21,2 м – ініціальний алювіальний ґрунт, темно-сірого забарвлення, піщано-середньосуглинковий, неущільнений, грудкуватий, безкарбонатний, із чіткими рівними межами;

21,2-21,3 м – суглинок, темно-бурий, піщаний, неущільнений, безструктурний, безкарбонатний, із тонким прошарком світло-сірого дрібнозернистого піску у подошві;

21,3-21,4 м – суглинок бурувато-коричневий, піщаний (до супіску), неущільнений, грудкуватий, верхня межа ерозійна, нижня чітка, підкреслена 2-сантиметровим вуглистим прошарком;

21,4-21,55 м – суглинок темно-сірий, легкий, неущільнений, безструктурний, грудкуватий, із величезною кількістю уламків черепашок прісноводних молюсків (рідше цілих особин), перехід униз ясний, потужністю 15 см;

21,55-22,35 м – суглинок темно-сірувато-коричневий, середній, слабо ущільнений, грудкуватий, із пунктацією гідроксидами мангану, повністю виповнений уламками та неушкодженими мушлями прісноводних молюсків, потужністю 80 см. Нижня межа різка, нерівна: із опливинами старичного матеріалу у підстильну породу глибиною до 30 см.

22,35-22,65 м – лучний мергель, яскраво-білий, легкосуглинковий, неущільнений, у верхній шарі містить червоточини, виповнені старичним матеріалом, видимою потужністю 20-30 см.

РОЗДІЛ 4

ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТІВ ТА ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ У РОЗРІЗІ ГУНЬКИ ТА ЙОГО ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

4.1. Гранулометричний склад викопних ґрунтів та відкладів

Ініціальний алювіальний ґрунт середнього завадівки (z_{v2}) характеризується неоднорідним гранулометричним складом. В горизонті прослідковується полімодальний розподіл фракцій. Ґрунт середньосуглинковий (Silt loam). Вміст піску в горизонті високий, збільшується знизу до верху (від 37,4 до 38,9 %). У верхньому гумусовому горизонті простежується високий вміст фракції пилу (55,1 %), що зменшується в нижній частині (до 43,3 %). Мул різко зменшується у верхньому шарі горизонту (від 19,3 до 6,0 %). Середній діаметр часточок (M_z) збільшується з низу до верху (від 0,03 до 0,05), та медіанний радіус часточок (M_d) зменшується знизу до верху (від 0,07 до 0,17 мм).

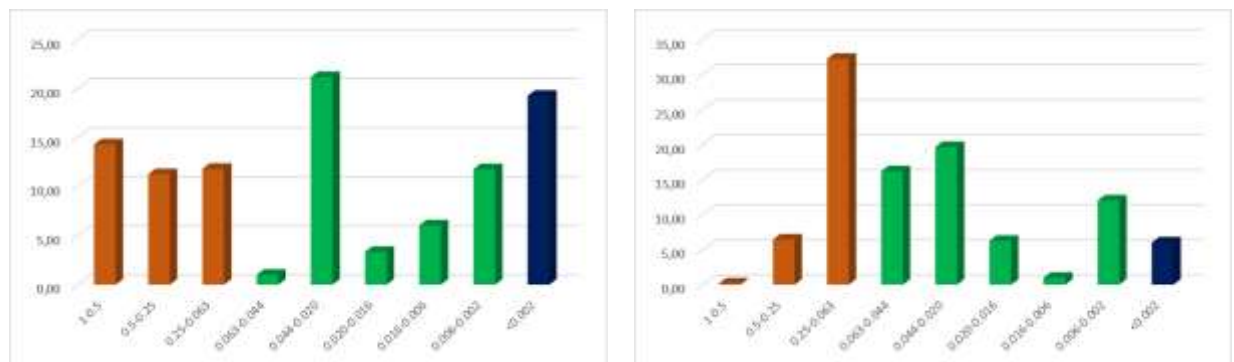
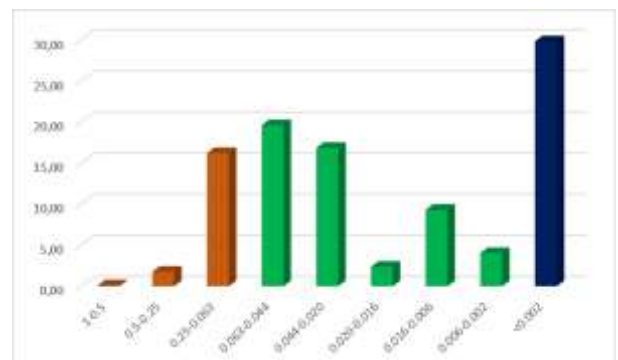
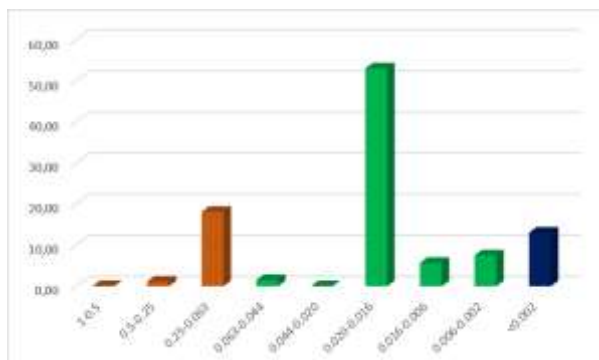


Рис. 4.1. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах алювіальний ґрунту середньої завадівки (z_{v2}). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Горизонт сортований, значення індексу S_o коливається в межах від 2,32 до 2,82. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) у верхній частині горизонту дорівнює 0,20, в нижній 0,05. Значення індексу U_{ratio} має найвищі у розрізі значення у верхній частині горизонту (42,1), різко знижуючись до низу (до 4,2). Лесовий індекс GSI та індекс SSI у верхній частині горизонту є

значно вищим та становить ($GSI=1,4$), ($SSI=2,1$) в нижній частині ($GSI=0,5$), ($SSI=1,3$).

Вище розташований алювіальний ґрунт середньої завадівки (ZV_2), характеризується мономодальним розподілом фракцій, що змінюється в середній частині горизонту на полімодальний розподіл фракцій. Ґрунт характеризується неоднорідним гранулометричним складом. У нижній частині горизонт є легкосуглинковим (loam), в середині горизонту переходить у пилувато-середньосуглинковий (Silt loam). Вміст піску у верхній частині горизонту високий, збільшується знизу до верху (від 19,3 до 39,7 %). Вміст фракції пилу різко знижується знизу до верху (від 67,7 % до 31,3 %), тоді як вміст мулу зростає зверху до низу (від 13,0 % до 28,9 %). Середній діаметр часточок (Mz) збільшується з низу до верху (від 0,02 до 0,5), та медіанний радіус часточок (Md) в нижній частині становить 0,03, до центральної частини змінюється та становить 0,30, і поступово зменшується до верхнього шару (від 0,30 до 0,07 мм). Нижня частина горизонту добре сортована, значення індексу S_o складає 1,16. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) у верхній частині горизонту змінюється від 0,16 до 0,7, в нижній від 0,11 до 0,07. Значення індексу U_{ratio} зменшується від нижньої частини до центру горизонту (9,6 до 7,0) від центральної частини збільшується до верху горизонту (від 5,2 до 11,0). Лесовий індекс GSI збільшується від нижньої частини до центру горизонту (від 0,00 до 0,8) різко зменшується до 0,2, та у верхній частині горизонту збільшується та становить 0,6. Індекс SSI у нижній частині горизонту є значно вищим і становить (1,7) потім коливається (від 1,0 до 1,4).



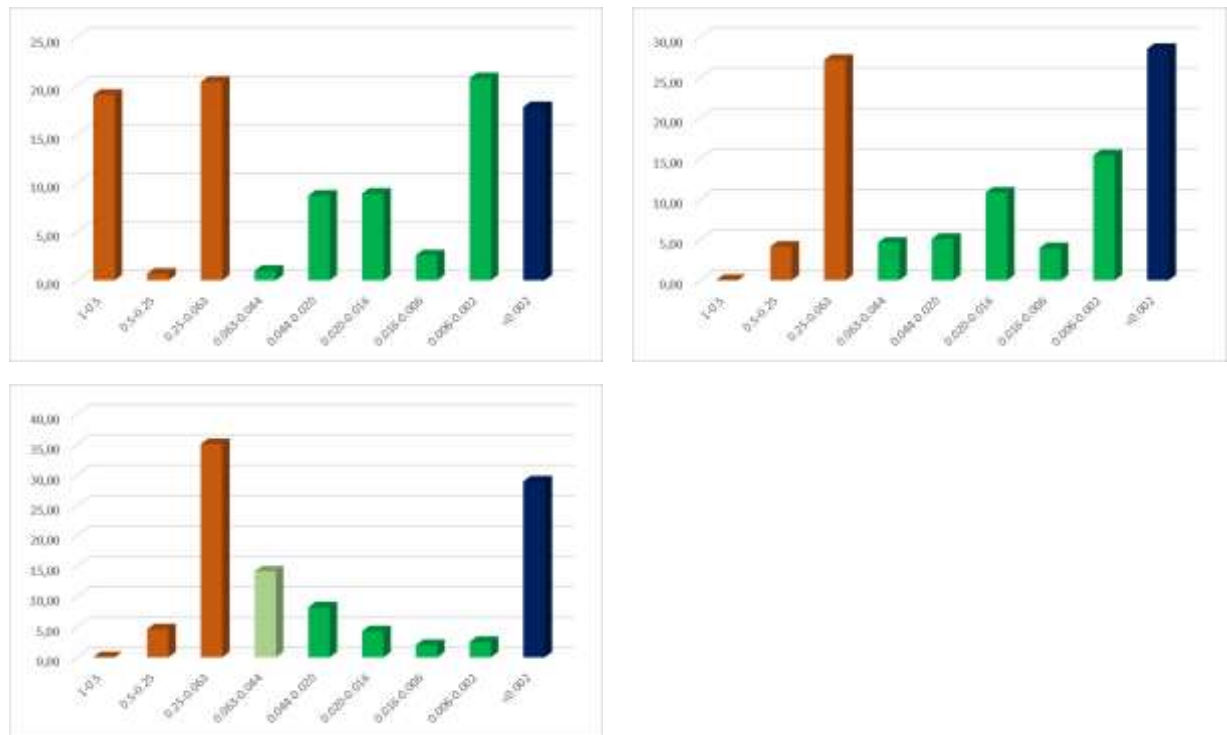


Рис. 4.2. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах алювіальний ґрунт середньої завадівки (zv_2). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Заплавний алювій середньої завадівки (zv_2) характеризується неоднорідним гранулометричним складом. У нижній та середній частині горизонту прослідковується полімодальний розподіл фракцій, що свідчить про участь різних геологічних агентів в утворенні шару, у верхній частині горизонту розподіл фракцій змінюється на бімодальний (Рис. 4.3). У нижній частині горизонт є легкосуглинковим (loam), із високим вмістом піску (37,6 %), особливо дрібного піску (33,5 %) (Рис. 4.4). В горизонті також спостерігається найнижчий вміст пилу (44,1 %). До верху горизонту заплавного алювію зростає вміст пилу (до 67,6 %) та мулу (до 26,7 %), а вміст піску знижується (до 6,7 %), тому горизонт є пилувато-середньосуглинковим (Silt loam). Середній діаметр часточок (Mz) та медіанний радіус часточок (Md) збільшується з верху до низу від 0,02 мм до 0,06 мм. Горизонт переважно середньо сортований ($So=2,3-3,4$), окрім верхньої частини, що є слабосортованою ($So=4,6$) (Рис. 4.3). Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (Sk) зростає зверху до низу від 0,06 до 0,23. В нижній частині горизонту спостерігається найбільші у розрізі значення

індексів U_{ratio} (17,8), GSI (1,6), SSI (1,8). До верху значення індексів різко зменшується.

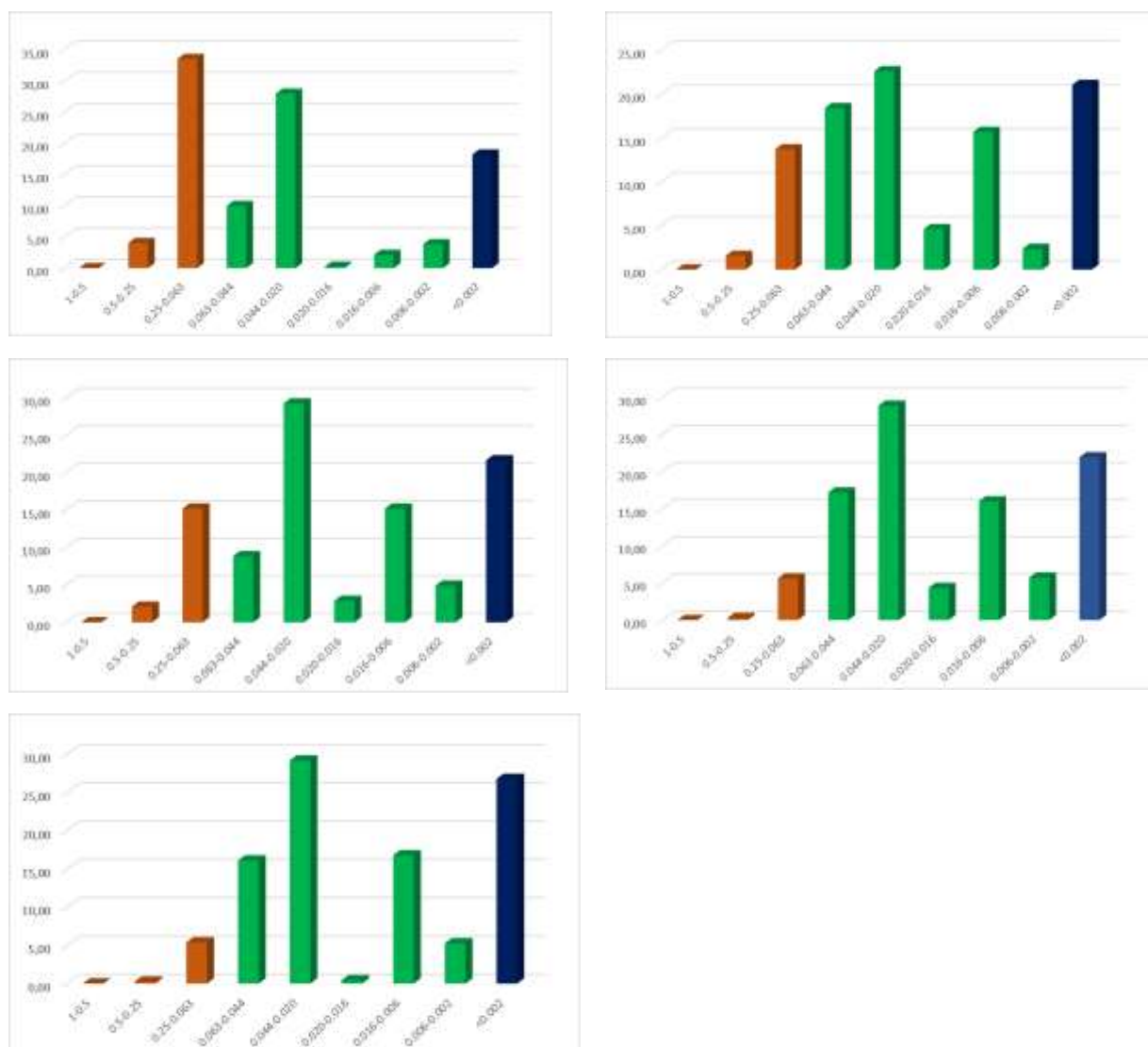


Рис. 4.3. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах заплавленого алювію середньої завадівки (zv_2). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору.

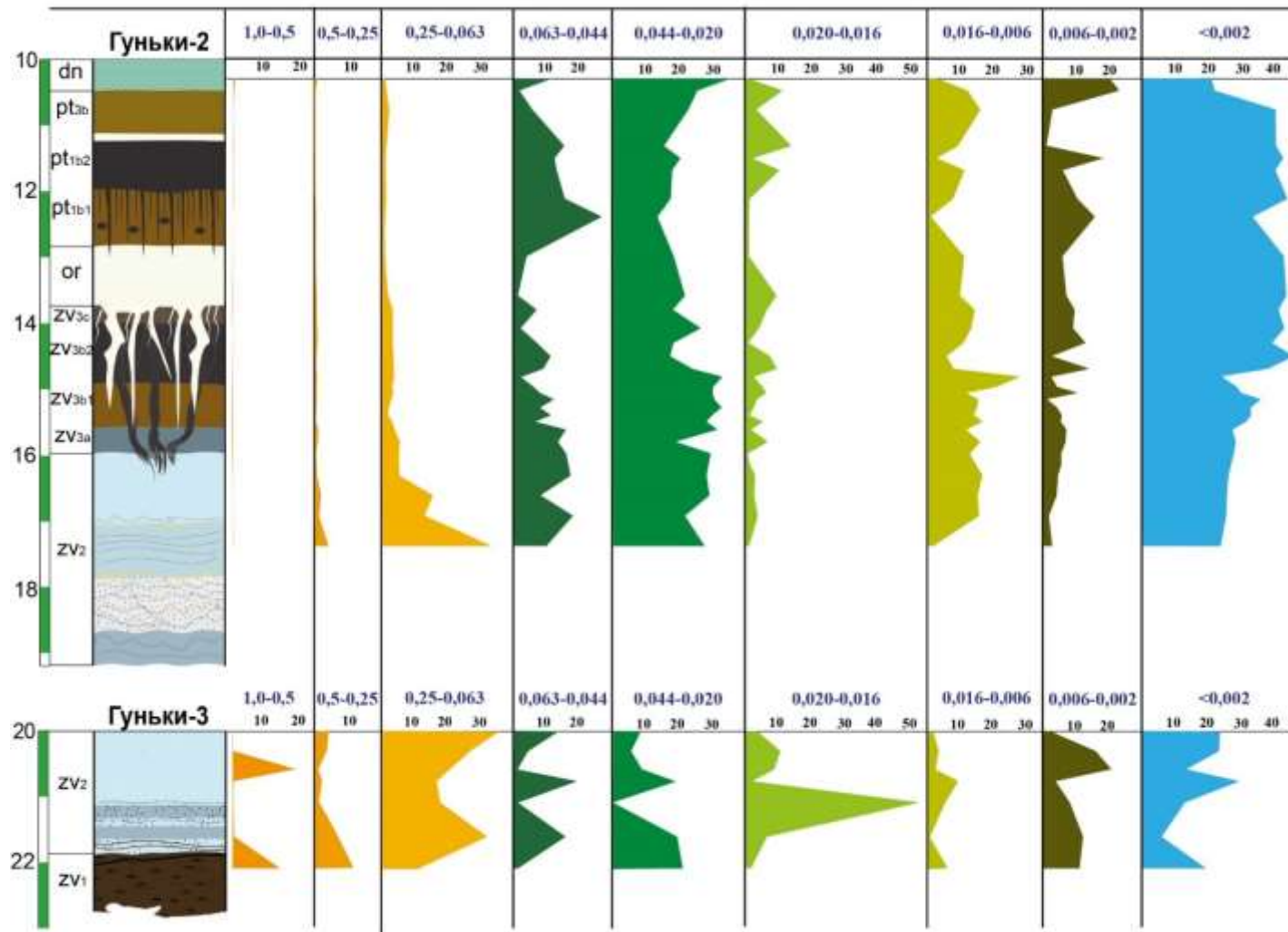


Рис. 4.4. Вміст гранулометричних фракцій у розрізах Гульки-2, Гульки-3

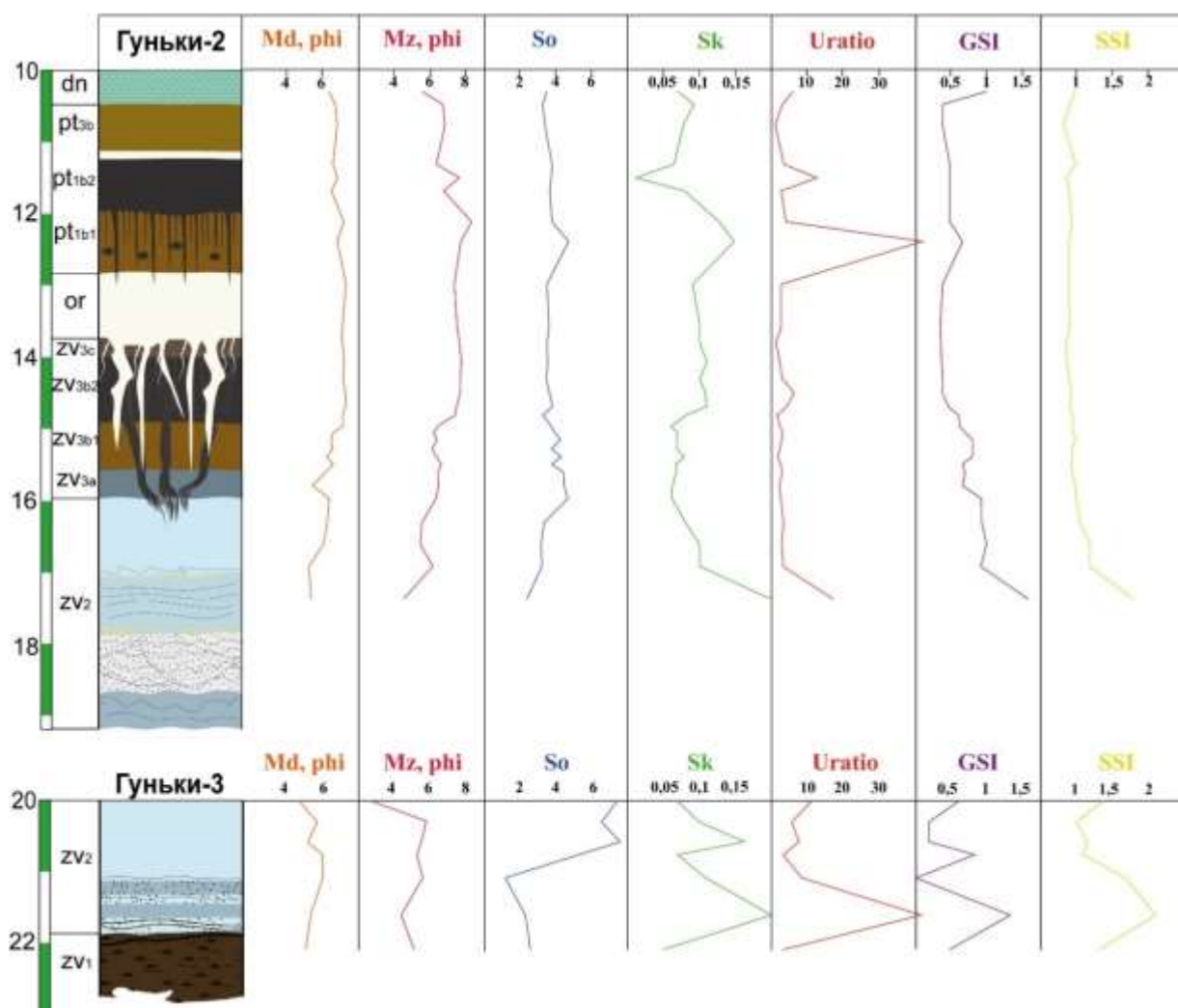


Рис. 4.5. Гранулометричні індекси в розрізах Гуньки-2, Гуньки-3

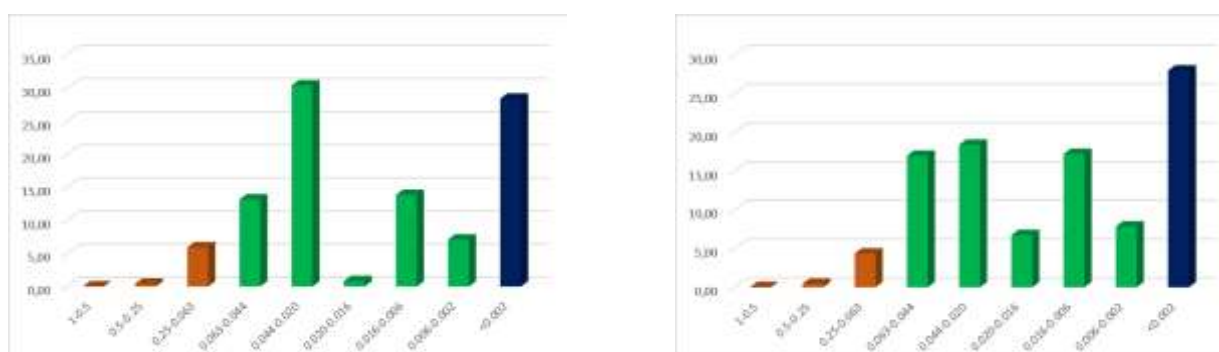


Рис. 4.6. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах ґрунту початкової стадії пізньозавадівського етапу (zV_{3a}). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Гідроморфний вохристо-глейовий ґрунт початкової стадії пізньюзавадівського етапу (ZV_{3a}) характеризується однорідним гранулометричним складом. У нижньому горизонті прослідковуємо бімодальний розподіл фракцій, а у верхній частині горизонту розподіл фракцій змінюється на полімодальний, що свідчить про участь різних процесів в утворенні шару. Горизонт є пилувато важкосуглинковим (Silt clay loam), із високим вмістом пилу (від 65,3 до 67,2 %), середнім вмістом мулу (28-28,3 %). Вміст піску в горизонті відрізняється від своєї материнської породи різким зменшенням (6,4-4,9 %). Середній діаметр часточок (Mz) та медіанний радіус часточок (Md) має однаковий розмір - 0,02 мм. Горизонт несортований ($S_o=4,36$). Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) зростає зверху до низу від 0,06 до 0,08. Значення індексу U_{ratio} (від 3,2 до 2,4) та лесовий індекс GSI (від 0,9 до 0,6) навпаки зменшується зверху до низу. Індекс SSI становить 1.

Сірий опідзолений оглеєний ґрунт раннього оптимуму пізньюзавадівського етапу (ZV_{3b1}) характеризується однорідним гранулометричним складом. У ґрунті прослідковуюються бімодальний розподіл фракцій, що свідчить про участь двох геологічних агентів. Ґрунт є пилувато-важкосуглинковим (Silt clay loam), із високим вмістом пилу (від 62,3 до 66,8 %), особливо фракції 0,044-0,020. Вміст мулу поступово зростає від елювіального горизонту до ілювіального (від 30,1 до 36,8 %). Вміст фракції піску залишається таким як і в нижче розташованому гідроморфному вохристо-глейовому ґрунті. Середній діаметр часточок (Mz) зростає з елювіального до ілювіального горизонту (від 0,01 до 0,02 мм), медіанний радіус часточок (Md) не змінюється та становить 0,02мм. Горизонт слабосортований, значення індексу (S_o) коливається в межах від 3,79 до 4,16. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) в горизонті залишається на рівні 0,7. Значення індексу U_{ratio} має типові низькі значення (від 2,5 до 3,0). Лесовий індекс GSI зростає слабо зростає від елювіального до ілювіального горизонту від 0,06 до 0,08. Індекс SSI становить в 0,9-1,0.

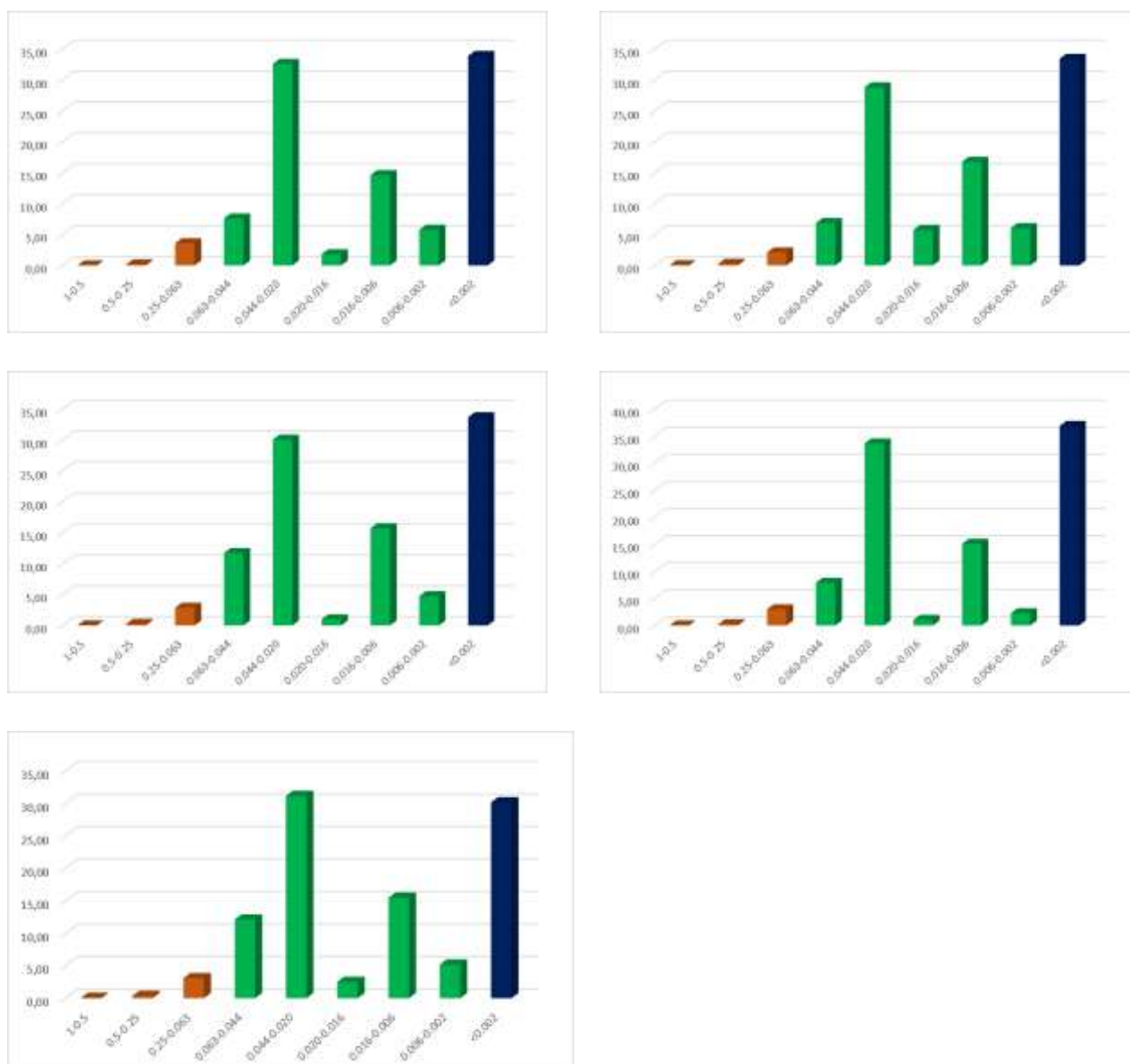
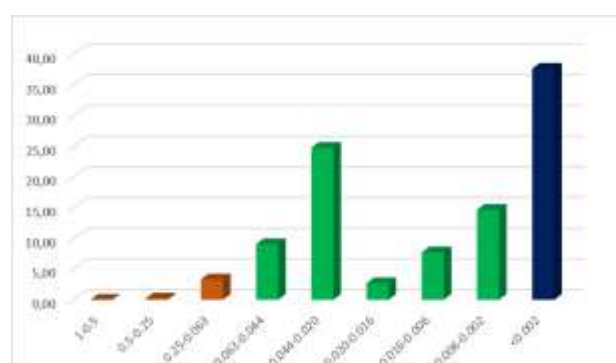
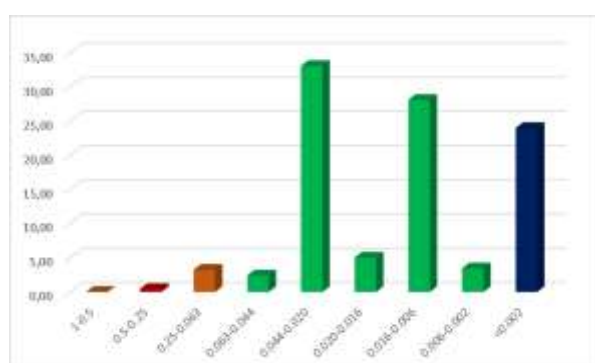
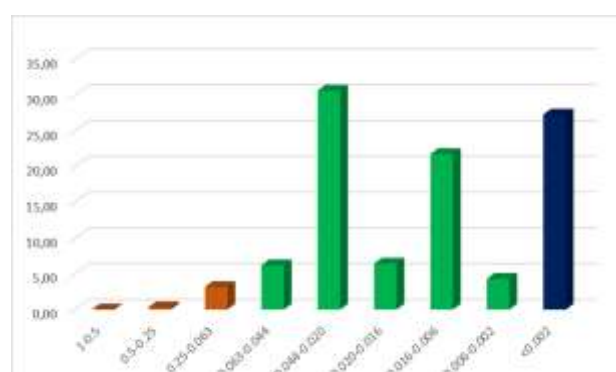
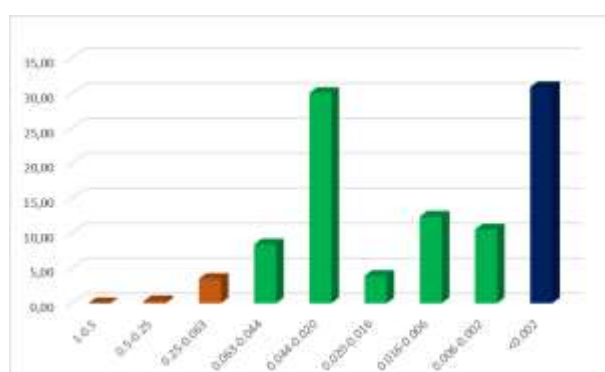


Рис. 4.7. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах сірого опідзоленого оглеєного ґрунту раннього оптиуму пізньозавадівського етапу (zv_{3b1}). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Темно-сірий опідзолений ґрунт пізнього оптиуму пізньозавадівського етапу (zv_{3b2}) характеризується неоднорідним гранулометричним складом. В ілювіально-гумусовому горизонті прослідковується бімодальний розподіл фракцій, який змінюється в елювіально-гумусовому горизонті полімодальним розподілом, а в гумусовому горизонті – мономодальним розподілом фракцій.

Горизонт характеризується пилувато-важкосуглинковим гранулометричним складом (Silt clay loam- Silt loam). Найбільший вміст мулистої фракції спостерігається в ілювіальному горизонті (47 %), в елювіально-гумусовому горизонті спостерігаємо зменшення вмісту фракції мулу (до 24 %). Також ґрунт характеризується високим вмістом фракції пилу (від 50% до 72%). Вміст піску в горизонті низький та не змінюється (від 3,5 до 3,8 %). Середній діаметр часточок (M_z) зростає вниз за ґрунтовим профілем (до 0,01 мм). Ґрунт слабосортований, значення (S_o) індексу коливаються в межах від 3,13 до 3,97. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) в ґрунті змінюється в межах 0,7 до 0,11. Значення індексу U_{ratio} має вищі значення в гумусовому горизонті від 3 до 5,9, у верхній частині елювіально-гумусовому горизонті прослідковується зниження від 2 до 1,4. Лесовий індекс GSI знижується від елювіально-гумусового горизонту до гумусового горизонту від 0,7 до 0,4. Індекс SSI становить в горизонті 0,9.



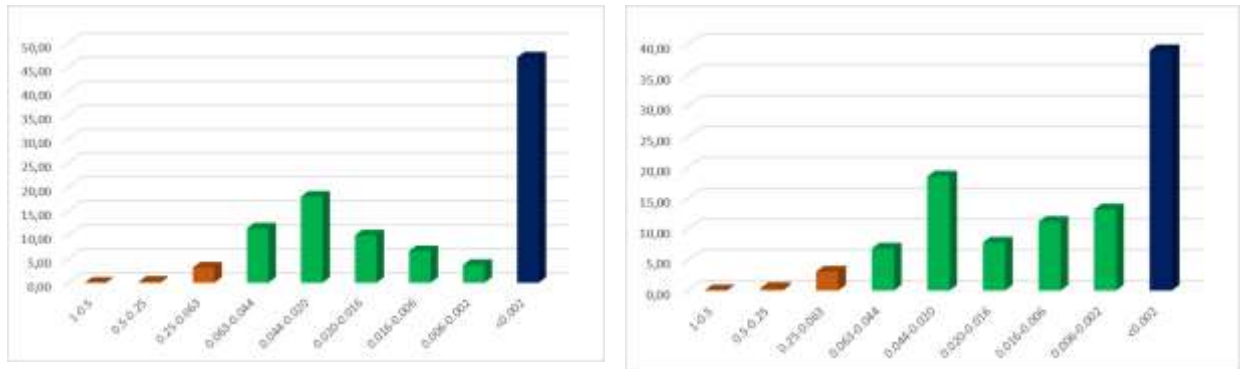


Рис. 4.8. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах темно-сірого опідзоленого ґрунту пізнього оптимуму пізньозавадівського етапу (zv_{3b2}). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Темно-бурий лісовий еродований ґрунт пізнього оптимуму заключної стадії пізньозавадівського етапу (zv_{3c}) є пилувато-важкосуглинковим (Silty clay loam) і характеризується однорідним гранулометричним складом. У ґрунті прослідковується бімодальний розподіл фракцій, що свідчить про домінуючу роль двох педогенних процесів. Вміст піску в горизонті низький, становить (3,7 %), проте вміст пилу (53,4 %) та мулу (42,9 %) високий. Середній діаметр часточок (Mz) та медіанний радіус часточок (Md) становлять 0,01 мм. Ґрунт слабосортований, значення індексу S_o становить 3,54. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) в горизонті дорівнює 0,11. Значення індексу U_{ratio} має типово низьке значення (2,2). Лесовий індекс GSI має досить низький показник 0,4. Індекс SSI становить в горизонті 0,7.

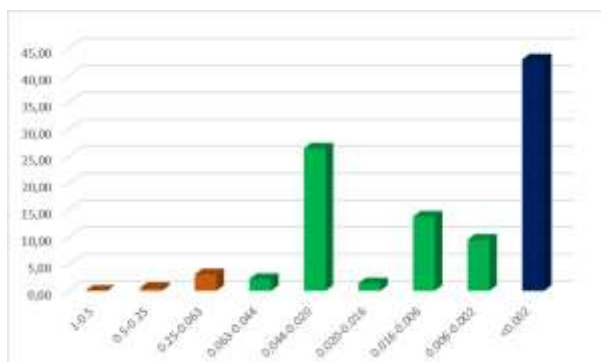


Рис. 4.9. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробі з темно-бурого лісового ґрунту заключної стадії пізньозавадівського етапу

(zv_{3c}). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Орільський лес (or) є середньосуглинковим (Silty clay). Він характеризується однорідним гранулометричним складом. Вміст піску в горизонті низький (від 3,4 до 2,7 %), а вміст фракції пилу (від 54,8 до 53,7 %) високий. Особливо вирізняється вміст фракції 0,044-0,020 мм (18,2 до 26,8 %). Вміст мулу як для лесового горизонту дуже високий (43%). Середній діаметр часточок (Mz) та медіанний радіус часточок (Md) в горизонті дорівнює 0,01 мм. Горизонт слабосортований, значення індексу So складає 3,46. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (Sk) в горизонті дорівнює 0,10. Значення індексу Uratio має вищі значення у верхній частині горизонту та зменшується до нижньої від 2,0 до 3,2. Лесовий індекс GSI має досить низький показник 0,4. Індекс SSI збільшується від верху до низу і становить від 0,8 до 0,7.

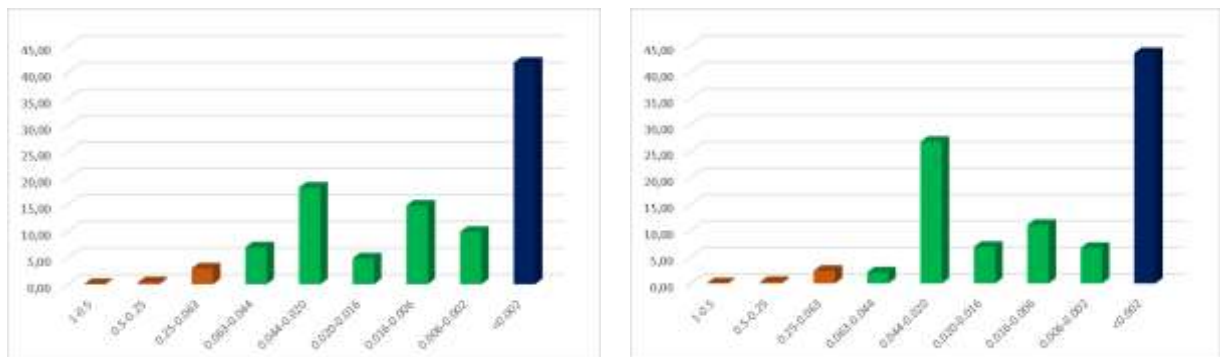


Рис. 4.10. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах орільського лесу (or). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Бурий лесивований потягайлівський ґрунт раннього оптимуму (pt_{1b1}) характеризується неоднорідним гранулометричним складом. Він є пилувато-важкосуглинковим (Silty clay loam). У гумусовому горизонті прослідковується моноmodalний розподіл фракцій, який в ілювіальному горизонті змінюється біmodalним розподілом фракцій. Вміст піску в горизонті найменший у всьому розрізі і становить всього 1,7 %. Ґрунт характеризується високим

вмістом фракції пилу, що слабо збільшується від ілювіально-глинистого до гумусового горизонту (від 55,8 до 58,2 %), а вміст мулу в зворотньому напрямку від гумусового горизонту до ілювіально-глинистого (від 39,9 до 42,4 %). Середній діаметр часточок (M_z) збільшується в ґрунтовому профілі у напрямку ілювіального горизонту (до 0.01 мм). Гумусовий горизонт є несорттованим ($S_o=4,73$), при переході в ілювіально-глинистий горизонт він стає слабосорттованим ($S_o=3,43$). Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) в горизонті збільшується знизу вверх (від 0,09 до 0,15). Значення індексу U_{ratio} в гумусовому горизонті має найвищі значення у всьому розрізі (42,0) та різко зменшується при переході в ілювіально-глинистий горизонт (до 3,3). Лесовий індекс GSI має досить низький показник ілювіально-глинистому горизонті (0,4), збільшуючись до 0,7 в гумусовому горизонті. Індекс SSI становить 0,8-0,9.

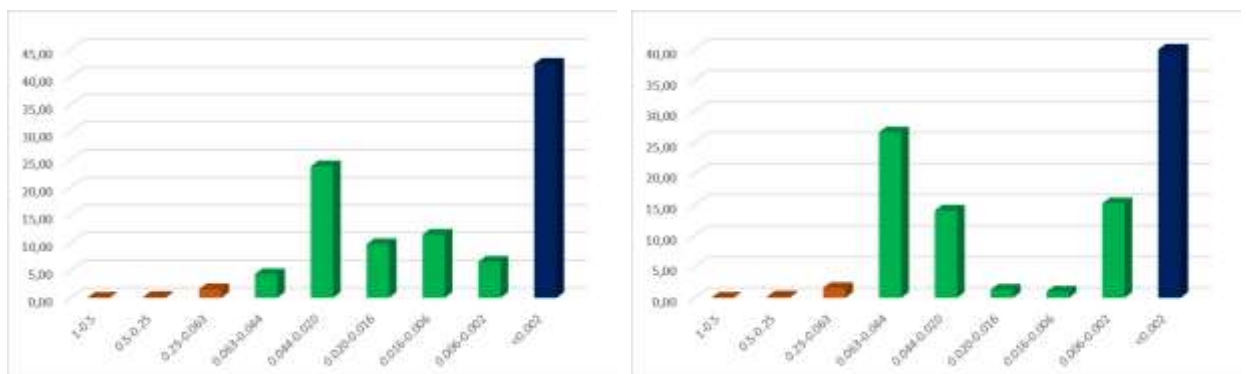


Рис. 4.11. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах ґрунту потягайлівського (pt1b1). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Чорнозем вилугуваний пізнього оптимуму потягайлівського часу (pt1b2) є пилувато-важкосуглинковим (Silty clay loam) із однорідним гранулометричним складом. У ґрунті прослідковується мономодальний розподіл фракцій, що присутність одного домінуючого процесу у його формуванні. Ґрунт характеризується високим вмістом фракції пилу, що збільшується в гумусовому горизонті (від 55,2 до 57,8 %), як і фракції мулу (від 40,4 до 46,7 %). Вміст фракції піску в ґрунті низький (від 1,7 до 2,2 %),

Середній діаметр часточок (M_z) та медіанний радіус часточок (M_d) складає 0,01-0,02 мм. Ґрунт слабосортований, значення індексу S_o складає 3,76. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) в нижній частині горизонту дорівнює 0,13, у гумусовому горизонті становить 0,1. Значення U_{ratio} зростає у гумусовому горизонті (13,0). Лесовий індекс GSI має досить низькі значення 0,5. Індекс SSI коливається в межах від 0,8 до 0,9.

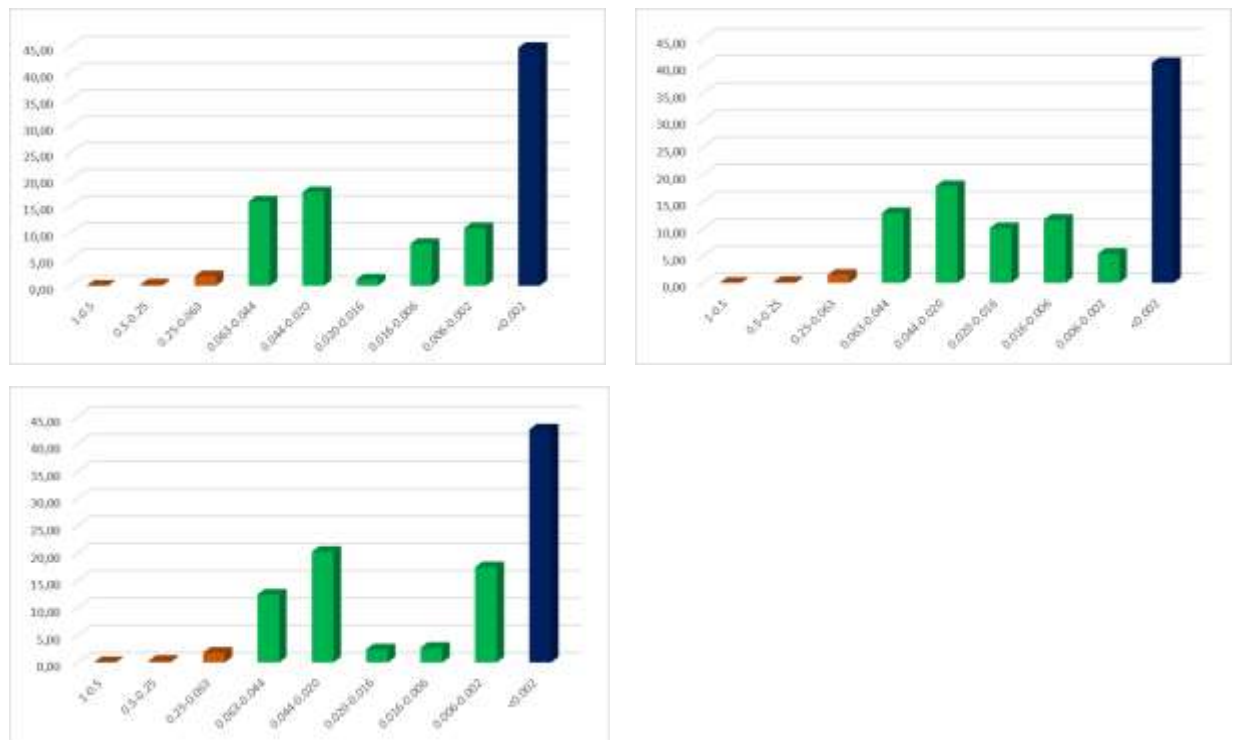


Рис. 4.12. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах потягайлівського чорнозему вилугуваного пізнього оптимуму (pt_{1b2}). Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Лучно-бурий пізньопотягайлівський (pt_3) ґрунт характеризується однорідним гранулометричним складом. У перехідному горизонті прослідковується мономодальний розподіл фракцій, який в гумусовому горизонті змінюється на полімодальний. У перехідному горизонті ґрунт пилувато-важкосуглинковий (Silty clay loam), поступово змінюючись в гумусовому горизонті на пилувато-середньосуглинковий (Silt loam). В гумусовому горизонті він характеризується високим вмістом фракції пилу

(74,8 %), що зменшується в перехідному горизонті (до 56,9 %). У такому ж напрямку зростає вміст мулу: від 22,2 % до 40,7 %. Вміст піску в горизонті низький (від 2,4 до 2,9 %). Середній діаметр часточок (M_z) становить всього 0,01 мм, медіанний радіус часточок (M_d) коливається в діапазоні від 0,01 до 0,02 мм. Горизонт слабосортований, значення індексу S_o коливається від 3,20 до 3,85. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (S_k) збільшується від нижньої частини (0,07) до верхньої частини гумусового горизонту (0,09). Значення індексу U_{ratio} в перехідному горизонті дорівнює 4,7, зменшуючись до 1,5 в гумусовому горизонті. Лесовий індекс GSI зменшується від перехідного до гумусового горизонту (від 0,5 до 0,4). Індекс SSI коливається в межах від 0,7 до 0,9.

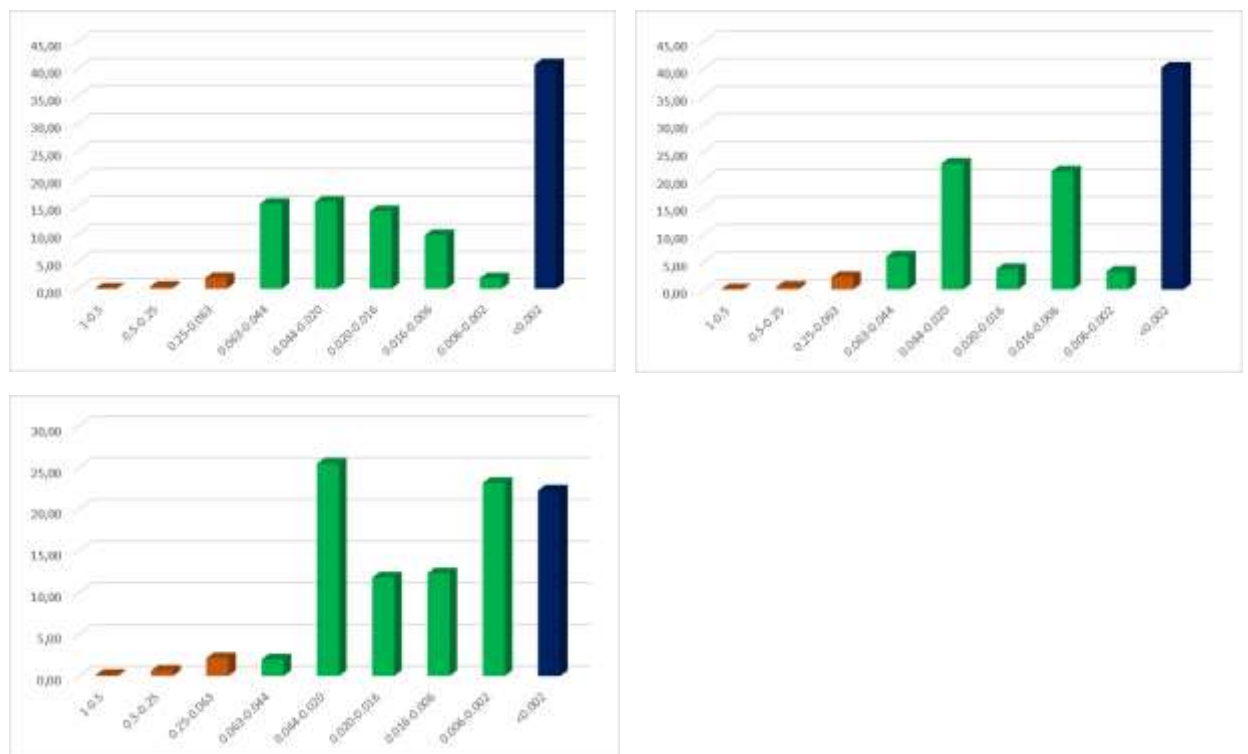


Рис. 4.13. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах лучно-бурого ґрунту, потягайлівський (pt₃) Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

Дніпровський лімногляціальний суглинок (**dn**) горизонт середньосуглинковий (Silty clay). В ньому прослідковується полімодальний розподіл фракцій. Вміст піску в горизонті низький, становить (2,1 %), високий

вміст пилу найбільший серед всього розрізу і становить 76,3 % та відносно низький вміст фракції мулу 21,6 %. Серед пилу переважає фракція 0,44- 0,25 становить (35,43 %). Середній діаметр часточок (Mz) та медіанний радіус часточок (Md) рівний між собою та становить 0,02 мм. Горизонт слабосортований, значення індексу S_o становить 3,72. Коефіцієнт асиметрії розподілу фракцій (Sk) в горизонті дорівнює 0,07. Значення індексу U_{ratio} дорівнює 6,6. Лесовий індекс GSI та індекс SSI становить 1.

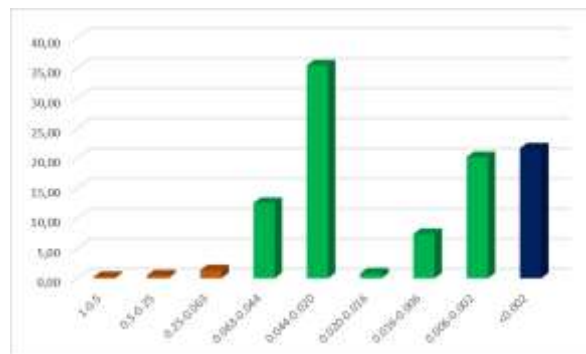


Рис. 4.14. Модальний розподіл гранулометричних фракцій у пробах Дніпровського лімногляціального суглинка. Проаналізовані проби розміщені у порядку зменшення глибини їхнього відбору

4.2. Ознаки генезису викопних ґрунтів за їхнім гранулометричним складом

Ініціальні алювіальні ґрунти середньої завадівки (zv_2) формувався в умовах динамічного осаднакопичення, можливо при тимчасовому затопленні водами весняного водопілля. На це вказує високий вміст піску (до 38,6 %) та дуже низький вміст мулу, а також підвищені значення середнього діаметру часточок (від 0,03 до 0,05) та медіанного радіусу часточок (від 0,07 до 0,17 мм). Ґрунт добре сортований, що вказує на алювіальне осадонакопичення та синседиментаційний характер ґрунтоутворення. З іншого боку, індекс U_{ratio} дуже високий, що вказує на можливу участь еолових процесів у формуванні ґрунту, це також підтверджується високим вмістом фракції пилу в ґрунті (55,1 %). Підвищені значення індексів GSI та SSI також вказують на високу роль

еолової седиментації пилу у формуванні горизонту. Враховуючи ґрунтоутворення в період середньої завадівки, коли на території України панували холодні умови, еолова акумуляція пилу є цілком вірогідною.

Заплавний алювій середньої завадівки (zv_2) характеризується значним зниженням вмісту фракції піску до верху горизонту, що вказує на поступове зниження динаміки алювіального осадонакопичення до кінця середньої завадівки. З іншого боку, зростання вмісту фракції пилу вказує на активізацію процесів еолової акумуляції пилу. На відміну від алювільних ґрунтів, у верхньому шарі заплавного алювію помітно зростає вміст фракції мулу, що вказує на вторинні процеси оглеєння, які могли викликати акумуляцію тонкодисперсних фракцій. На зниження динаміки седиментаційних процесів також вказуються зменшення середнього діаметру часточок (Mz) та медіанного радіусу часточок (Md). Нижня частина горизонту добре сортована це додатково вказує на активну алювіальну акумуляцію. До верху горизонту він стає слабосорттованим, що обумовлено накладенням вторинних процесів оглеєння. Значення індексу U_{ratio} має дуже високе значення в нижньому шарі горизонту, вказуючи на суттєву участь еолових просеців у формуванні породи, на наступних стадіях розвитку горизонту вплив еолових процесів стає значно менший. Підвищені значення індексу SSI також вказують на активні процеси осадонакопичення, що є типовим для заплавних фацій відкладів.

Гідроморфний вохристо-глейовий ґрунт початкової стадії пізньозавадівського етапу (zv_{3a}), переважно успадкував свій гранулометричний склад від материнської породи. З іншого боку, високий вміст мулистої фракції вказує на процеси внутрішньогрунтового вивітрювання та оглеєння. Додатково на посилені процеси внутрішньогрунтового вивітрювання вказують низькі значення середнього діаметру часточок (Mz) та медіанного радіусу часточок (Md). Як і типово для ґрунтів, він є несорттованим, що свідчить про участь різних педогенних процесів у його формуванні. Низькі значення індексів U_{ratio} та GSI не відображають процеси еолової акумуляції пилу, що може бути обумовленим вологим кліматом у цей час. Низькі

значення індексу SSI відображають домінуючу роль процесів педогенезу, а не осадонакопичення у формуванні шару. Отже, активізація процесів внутрішньогрунтового вивітрювання вказує на суттєве потепління клімату і стабілізацію ландшафтно-кліматичних умов.

Сірий опідзолений ґрунт раннього оптимуму пізньозавадівського етапу (zV_{3b1}) характеризується елювіально-ілювіальним типом розподілу мулистої фракції у ґрунтовому профілі, що вказує на участь ілювіальних процесів у формуванні ґрунту. Однак диференціація за вмістом мулу в ґрунтовому профілі є несуттєвою, що могло бути обумовленим накладенням педогенезу пізніших фаз ґрунтоутворення. В цілому високий вміст мулу, а також низькі значення середнього діаметру часточок та медіанного радіусу часточок в ґрунті вказують на активні процеси внутрішньогрунтового вивітрювання та досить теплий клімат. Як типово для ґрунтів, він несортований, що відображає участь різних педогенних процесів у його формування. Низькі значення індексів U_{ratio} та GSI не відображають процеси еолової акумуляції пилу, що може бути обумовленим вологим кліматом у цей час. Низькі значення індексу SSI відображають домінуючу роль процесів педогенезу, а не осадонакопичення у формуванні шару. Отже, на ранньому оптимумі (zV_{3b1}) в умовах теплого та вологого клімату формувалися сірі опідзолені ґрунти, які через неглибоке залягання ґрунтових вод могли зазнавати оглеєння.

Темно-сірий опідзолений ґрунт пізнього оптимуму пізньозавадівського етапу (zV_{3b2}) відносно виразною елювіально-ілювіальною диференціацією вмісту мулу в ґрунті, що вказує на досить активні ілювіальні процеси, які могли призводити до акумуляції тонкодисперсних часточок в гумусово-елювіальному горизонті сірого опідзоленого ґрунту. Проте, найбільший вміст мулистої фракції фіксується в гумусовому, а не ілювіальному горизонті, що може бути індикатором посилення процесів внутрішньогрунтового вивітрювання в другу половину пізнього оптимуму як відображення теплого клімату. Деяке зростання індексу U_{ratio} , а також підвищений вміст фракції крупного пилу можуть вказувати на незначне накопичення еолового пилу, що

могло відбуватися на фоні остепнення ландшафтів. Як типово для ґрунтів, він несортований, що відображає участь різних педогенних процесів у його формування. Низькі значення індексу SSI відображають домінуючу роль процесів педогенезу, а не осадонакопичення у формуванні шару. Отже, у пізньому оптимумі на фоні теплого та вологого клімату активними були ілювіальні процеси, які згодом змінилися процесами внутрішньогрунтового вивітрювання. Останні могли відбуватися на фоні остепнення ландшафтів.

Темно-бурий лісовий ґрунт заключної стадії пізньозавадівського етапу (ZV_{3c}), як і підстеляючий ґрунт, характеризується важкосуглинковим гранулометричним складом, що свідчить про досить активні процеси внутрішньогрунтового вивітрювання. На це вказують також дуже низькі значення середнього діаметру часточок (Mz) та медіанного радіусу часточок (Md). Ґрунт слабосортований, а індекс SSI низький, що вказує на повне домінування в цей час процесів педогенезу над осадонакопиченням. На відміну від попереднього ґрунту, тут знову знижуються показники U_{ratio} та GSI , що вказує на припинення еолової акумуляції пилу, можливо внаслідок зволоження клімату та поширення лісових ландшафтів.

Орільський лес має високий вміст пилу, що вказує на еолову седиментацію протягом всього часу формування горизонту. З іншого боку, лес характеризується низьким ступенем сортування, а також низькими значеннями індексів U_{ratio} та GSI , що вірогідно обумовлено трансформацією породи ґрунтовірними процесами у потягайлівський час. На це вказує досить високий вміст мулистої фракції, яка могла накопичуватися у лесі вторинно в результаті процесів оглеєння. Отже, лес зазнав значної вторинної трансформації процесами ґрунтоутворення, тому не несе яскравих гранулометричних ознак еолового накопичення пилу.

Бурий лесивований ґрунт потягайлівського часу (pt_{1b1}) характеризується накопиченням мулистої фракції у підґрунті та її винесенням з верхньої частини генетичного профілю, що свідчить про досить активні ілювіальні процеси. Загалом високий вміст мулистої фракції вказує на активні процеси

внутрішньогрунтового вивітрювання в умовах теплого клімату, що призвело до додаткового оглинення материнської породи – орільського лесу. Раптове зростання індексів U_{ratio} та GSI в гумусовому горизонті ґрунту може фіксувати фазу інтенсивної акумуляції еолового пилу між стадіями ґрунтоутворення раннього та пізнього оптимуму. Погана сортованість ґрунту та низькі значення індексу SSI вказують на повне домінування процесів ґрунтоутворення над седиментацією в цей час.

Чорнозем вилугуваний потягайлівський (pt_{1b2}) характеризується високим вмістом мулистих фракції, що разом із дуже низькими значеннями середнього діаметру часточок та медіанного радіусу часточок свідчить про активні процеси внутрішньогрунтового вивітрювання в умовах досить теплого клімату. Проте, загальне зростання частини пилуватих фракцій із піком індексу U_{ratio} в гумусового горизонті також вказують на активізацію процесів еолової акумуляції пилу, яка була можлива за рахунок остепнення ландшафтів як наслідку осушення клімату. Несортованість відкладів разом із низьким значенням індексу SSI вказують на повне домінування процесів ґрунтоутворення над процесами седиментації.

Лучно-бурий ґрунт (pt_3), як і чорнозем, характеризується високим вмістом мулистих фракції, що разом із дуже низькими значеннями середнього діаметру часточок та медіанного радіусу часточок вказує на активні процеси внутрішньогрунтового вивітрювання в умовах теплого клімату. Зростання вмісту фракції середнього пилу на фоні зниження гранулометричних індексів еолової седиментації не свідчить про зростання ролі еолового перенесення пилу, що можливо вказує на зниження ролі відкритих ландшафтів. Несортованість ґрунту разом із низьким значенням індексу SSI свідчить про повне домінування процесів ґрунтоутворення над осадонакопиченням.

Дніпровський лімногляціальний суглинок характеризується раптом зниженням фракції мулу, а також зростанням значень середнього діаметру часточок та медіанного радіусу часточок, що свідчить про помітне послаблення процесів хімічного вивітрювання на фоні значного похолодання.

З іншого боку, значне зростання вмісту пилюватих фракцій (особливо середнього пилю), а також збільшення значень індексів U_{ratio} і GSI свідчить про значну активізацію процесів лесонакопичення в умовах перигляціального клімату. Низька сортованість відкладів обумовлена значною трансформованістю еолового пилю процесами оглеєння, які призвели до накопичення дрібнопилюватих фракцій.

ВИСНОВКИ

На основі проведених досліджень гранулометричного складу ґрунтів та неґрунтових відкладів у розрізі Гуньки зроблено такі висновки:

- Гранулометричний склад ґрунту є одним з найважливіших факторів, що впливають на його властивості. За особливостю гранулометричного складу викопних ґрунтів можна дізнатися про тип материнської породи, умови рельєфу, клімат та інші фактори, які впливали на формування ґрунту в минулому. В контексті гранулометричного складу найціннішою є інформація про вміст окремих фракцій та гранулометричні індекси. Вважаємо, що розрахунок вмісту фракцій за міжнародної класифікацією дозволяє повніше визначити педогенні процеси та розрахувати ряд важливих гранулометричних індексів.

- Умови осадо накопичення та особливості ґрунтоутворення добре фіксуються за допомогою розрахунку гранулометричних індексів. Так, модальні криві розподілу фракцій дозволяють виявити кількість геологічних агентів або педогенних процесів, які беруть участь у формуванні ґрунтів. Медіанний радіус часточок та середній діаметр часточок дозволяють встановити наскільки гранулометричний склад ґрунту чи неґрунтових відкладів є тонко- або грубодисперсним з метою розуміння динаміки седиментаційного середовища. Коефіцієнт сортованості також відображає динаміку седиментаційного середовища. Гранулометричні індекси U-ratio та GSI дозволяють з'ясувати роль еолової седиментації пилу, а індекс SSI дає змогу встановити відношення між процесами ґрунтоутворення та осадо накопичення.

- Розріз Гуньки є цінним лесово-ґрунтовим розрізом, оскільки в ньому відслонюються потужні ґрунтові комплекси середнього плейстоцену, які несуть важливу інформацію про умови давнього середовища. Крім того, в заплавному алювії фіксуються алювіальні ґрунти, відображаючи короткі фази зміни водності річки.

- Викопні ґрунти розрізу характеризуються важкосуглинковим гранулометричним складом з досить високим вмістом фракцій мулу та пилу. Текстурно-диференційовані ґрунти характеризуються елювіально-ілювіальним розподілом мулистої фракції, проте не надто виразним, що обумовлено накладенням ґрунтів різних фаз. Заплавний алювій відрізняється підвищеним вмістом піску, що вказує на динамічні процеси осадонакопичення. Проте, лесові горизонти практично не відрізняються за гранулометричним складом від викопних ґрунтів, що свідчить про значну трансформацію лесових горизонтів процесами ґрунтоутворення.

- Низькі значення медіанного радіусу часточок та середнього діаметру часточок разом із високим вмістом мулистих фракцій свідчать про активні процеси внутрішньоґрунтового вивітрювання на стадіях педогенезу. Це в свою чергу вказує на досить теплі умови, в яких утворювалися ґрунти. Несортованість ґрунтів, а також низькі значення індексу SSI свідчать про повне домінування процесів педогенезу над осадонакопиченням на стадіях ґрунтоутворення. Проте, раптові піки індексів U-ratio та GSI в гумусових горизонтах потягайлівських ґрунтів вказують на короткі фази активного накопичення еолового пилу, вірогідно, під час коротких похолодань в середині та наприкінці потягайлівського часу.

- Гранулометричний аналіз вказує на те, що динамічне осадонакопичення на заплаві Псла, які мало місце впродовж середньозавадівського етапу, змінилося на початку пізньозавадівського етапу процесами ґрунтоутворення, які відбувалися переважно в умовах теплого та вологого клімату.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Веклич М. Ф., Стратиграфія лесової формації України та сусідніх країн. К.: Наук. Думка. 1967. 238 с.
2. Герасименко Н. П. Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д. геогр. н. Київ. 2004. 39 с.
3. Гожик П. Ф., Загальна стратиграфічна шкала четвертинних відкладів України Стратиграфічний Кодекс України. Київ. 2013.
4. Грінченко, О. М., *Методика крупномасштабного дослідження ґрунтів колгоспів і радгоспів Української РСР*. Київ: Держсільгоспвидав. 1958.
5. Губоніна З.П. Палінологічна характеристика підморених відкладень у басейні Дніпра за даними розрізу Гуньки. Вік і поширення максимального заледеніння Східної Європи. М.: Наука. 1980. 153-168с
6. Крохмаль О. І. Рековець Л. І. Місцезнаходження дрібних ссавців плейстоцену України та суміжних територій. Київ: LAT&K, 2010. 329 с.
7. Маринич, О. М., Шищенко, П. Г. *Фізична географія України: підручник*. Знання, 2005.
8. Матвіїшина Ж. М., Герасименко Н. П., Передерій В. І. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України. Київ: Наукова думка. 2010. 192 с.
9. Медведєв, В. В., Лактіонова, Т. М. *Гранулометричний склад ґрунтів України (генетичний, екологічний і агрономічний аспекти)*. Апостроф. 2011.
10. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: підручник. Чернівці: Книги – ХХІ. 2004. 400 с.
11. Полупан, М. І., Соловей, В. Б., & Величко, В. А. Класифікація ґрунтів України. Київ: Аграрна наука. 2005.
12. Соколов А.В., Аскіназі Д.Л. Агрохімічні методи дослідження. М.: "Наука", 1965. 436 с.

13. Стецюк, В. В. *Рельєф України: навчальний посібник*. Видавничий дім «Слово». 2010.
14. Тихоненко Д.Г., Горін М.О., М.І. Лактіонов М.І. *Ґрунтознавство: підручник за ред. Тихоненка Д.Г.* К.: Вища освіта. 2005. 75 с.
15. Antoine, P., Rousseau, D.-D., Hatté, C., Zöller, L., Lang, A., Fontugne, M., Moine, O. Événements éoliens rapides en contexte loessique: l'exemple de la séquence du Pléniglaciaire supérieur weichselien de Nussloch (Vallée du Rhin-Allemagne). *Quaternaire*, 13(3–4), 2002. 199–208 p. (
16. Antoine, P., Rousseau, D. D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*. 25–28p, 2009 URL: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>
17. Blum, W.E.H., Schad, P. Nortcliff, S.. *Essentials of soil science. Soil formation, functions, use and classification (World Reference Base, WRB)*. Borntraeger Science Publishers, Stuttgart. 2018.
18. Bonchkoskyi, O., Kuraeva, I., Bonchkovskyi, A. Grain-size and geochemical investigations on the Novyi Tik site (NW Ukraine) and their significance for understanding the local sedimentary environment in the Pleistocene. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*. 2023. 679-694 p. URL:<https://doi:10.15421/112359>
19. Folk, R. L. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Texas: Hemphill's book store. 1968.
20. Gerasimenko N. Upper Pleistocene loess–palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper area, Ukraine. 2006. 55–66p.
URL : <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.018>.
21. Gerasimenko N., Hlavatskyi D., Bonchkovskyi O., Wimbledon W.A.P., Cherkes S., Kravchuk I. Rock magnetic and lithopedological proxies in environmental investigations: case study of the Gunky and Zamozhne loess-palaeosol sites (the Middle Dnipro area). *XVII International Scientific*

- Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment»*, Kyiv, Ukraine, 7–10 November 2023, Mon 23-144, 1–5 p. URL:<https://eage.in.ua/wp-content/uploads/2023/11/Mon23-144.pdf>.
22. Guidelines for soil description, 4th edition Rome: Food and Agricultural Organization of the United Nations. 2006.
 23. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps, 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUNN), Vienna, Austria. 2022.
 24. Krumbein, W. C. Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1938. 84–90p
 25. Soil quality — Determination of particle size distribution in mineral soil material — Method by sieving and sedimentation ISO 11277:2020 URL: <https://www.iso.org/standard/69496.html>
 26. Soil Science Division Staff. Soil survey manual. Agriculture Handbook. United States Department of Agriculture, Washington. 2017. 18p
 27. Trask, P. D. *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston: Gulf. 1932.
 28. Vandenberghe, J., Mommersteegm, H., & Edelmann, D. Lithogenesis and geomorphological processes of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvedere. Mededelingen Rijks Geologische Diens. 1993. 7–17p.