

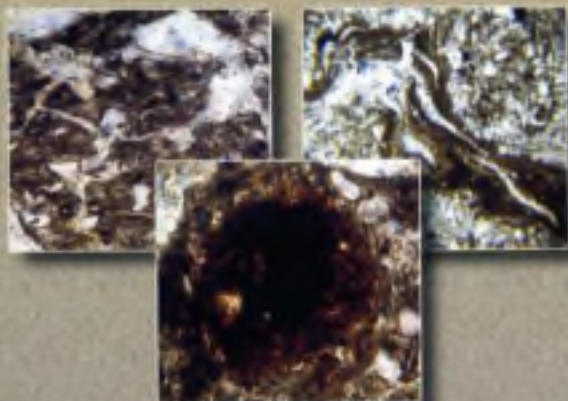


НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

С.П. КАРМАЗИНЕНКО

---

# МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ВИКОПНИХ І СУЧАСНИХ ҐРУНТІВ УКРАЇНИ



---

НАЦІОНАЛЬНА  
АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОГРАФІЇ

---

NATIONAL ACADEMY  
OF SCIENCES OF UKRAINE  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

---

S.P. KARMAZINENKO

---

**MICROMORPHOLOGICAL  
INVESTIGATIONS  
OF THE FOSSIL AND MODERN  
SOILS OF UKRAINE**

---

*PROJECT «SCIENTIFIC BOOK—2010»  
(YOUNG SCIENTISTS)*

---

KYIV NAUKOVA DUMKA 2010

С.П. КАРМАЗИНЕНКО

---

**МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ  
ДОСЛІДЖЕННЯ  
ВИКОПНИХ І СУЧАСНИХ  
ҐРУНТІВ УКРАЇНИ**

---

*ПРОЕКТ «НАУКОВА КНИГА—2010»  
(МОЛОДІ ВЧЕНІ)*

---

КИЇВ НАУКОВА ДУМКА 2010

УДК:631.4: [551.791+551.794](477)

У монографії на основі педологічного (макро- і мікрморфологічного) дослідження відкладів понад 24 розрізів висвітлено особливості мікробудови викопних (плейстоценових) і сучасних (голоценових) ґрунтів для визначення їх генезису. Розглянуто питання історії розвитку, характеристику мікрморфологічної вивченості викопних і сучасних ґрунтів території України, основні завдання і сучасний стан дослідження мікрморфології ґрунтів. Показано, що для визначення генезису ґрунтів доцільно дотримуватися певної послідовності їх мікрморфологічного вивчення. Наведено схему мікрморфологічного опису шліфів, детально схарактеризовано основні елементи мікробудови ґрунтів. Описано викопні і сучасні ґрунти басейну Дніпра на території України в межах фізико-географічних зон — мішаних лісів, лісостепової і степової. Виявлено основні діагностичні макро- і мікрморфологічні ознаки викопних і сучасних ґрунтів та мікрморфологічні особливості їх зональних змін, що має важливе значення для з'ясування і уточнення генезису і встановлення типів ґрунтів.

Для палеогеографів, геологів, географів, археологів, ґрунтознавців науково-дослідних і навчальних закладів, а також виробничих організацій.

The results of pedological macro- and micromorphological investigations of more than 24 sections of deposits are dealt with in the monograph. The features of microstructure of fossil (Pleistocene) and modern (Holocene) soils are determined in connection with their genesis. Problems of the history of development are discussed, main tasks and modern state-of-the-art of research of soils micromorphology are elucidated. It is shown that for determining of soils genesis it is expedient to adhere to the certain sequence in their micromorphological studying. The scheme of micromorphological description of thin sections with basic elements of microstructure and rules of soil description is presented in detail. The fossil and modern soils of the Dnieper basin territory in Ukraine within the limits of physico-geographical zones: mixed forests, forest-steppe and steppe have been described. The basic diagnostic macro- and micromorphological peculiarities of the fossil and modern soils were established. Micromorphological peculiarities of their zonal changes are found that is important for clarification and specifying of soils genesis and types.

For paleogeographers, geologists, geographers, archaeologists, soil scientists of the scientific and educational institutions and for productional organizations.

Відповідальний редактор д-р геогр. наук Ж.М. МАТВІЙШИНА

Рецензенти:

д-р геогр. наук В.П. Палієнко, д-р геогр. наук Н.П. Герасименко

*Рекомендовано до друку вченою радою Інституту географії НАН України*

***Видання здійснене за державним контрактом  
на випуск наукової друкованої продукції***

Науково-видавничий відділ медико-біологічної, хімічної та геологічної літератури

Редактор О.І. Калашикова

ISBN 978-966-00-1048-2

© С.П. Кармазиненко, 2010

© НВП «Видавництво “Наукова думка”  
НАН України», дизайн, 2010

---

## ПЕРЕДМОВА

---

Ґрунт — це полідисперсна і полікомпонентна система, яка не може бути пізнана без вивчення її окремих компонентів, тому дослідження мікросвіту ґрунтів є одним із важливих напрямів сучасного ґрунтознавства [20].

Мікроморфологія (від мікро ... + ... морфо ... + ... логія) — це вивчення морфологічної будови і/або складу ґрунтів та дослідження їх у непорушеному стані під мікроскопом [1].

Мікроморфологічний метод дослідження має низку особливостей. Так, у більшості методів вивчення речовинного складу ґрунтів передбачається руйнування внутрішньої будови ґрунту або «відчуження» досліджуваного компонента з ґрунтової маси, проте мікроморфологія вивчає непорушені структурні взаємозв'язки компонентів, що складають ґрунт. Мікроморфологічна картина, яку дослідник спостерігає під мікроскопом, — це застигла динаміка ґрунтоутворення. За допомогою цього методу можна безпосередньо побачити ті явища, на які лише вказували результати інших аналізів. Крім того, розглядаючи складові частини ґрунтів в їх сукупності, мікроморфологія об'єднує дисципліни, що вивчають кожну з них окремо, і допомагає розмістити дані, отримані іншими методами, у відповідній послідовності для відображення картини ґрунту в цілому. Завдяки мікроморфологічному методу дослідження ґрунтів досягається спрямованість, оскільки кожен погляд у ґрунтовий мікросвіт показує рівень досягнення у пізнанні цілого, чого не вистачає, які деталі є найсуттєвішими. У цьому виявляється велика організуюча роль мікроморфології ґрунтів.

Існують два погляди на положення мікроморфології у ґрунтознавстві. Одні дослідники вважають її методом, що розширює можливості польового опису ґрунтів, інші розглядають мікроморфологію як самостійну галузь ґрунтознавства. Дійсно, термін «мікроморфологія ґрунтів» містить вказівку на масштаб дослідження (мікро-), певну групу досліджуваних властивостей (морфологія) і на об'єкт (ґрунт) [120]. Для вивчення найдрібніших складових частин ґрунту необхідна збільшувальна техніка, насамперед мікроскоп. Крім того, потрібна система опису оптичних властивостей досліджуваних об'єктів.

Проте мікроморфологія, вивчаючи форми, розміри, склад мікроскопічних твердих частин ґрунту і супутніх порожнин, а також взаємне розташування їх у непорушеному стані, складає частину загального розділу — морфології ґрунтів, який охоплює макро-, мезо-, мікро- і субмікроморфологію ґрунтів. При цьому виділяють два підходи дослідження мікроморфології ґрунтів.

На думку В.О. Таргульяна, С.А. Шоби та ін. [120], провідним у мікроморфології ґрунтів є ієрархічний (системний) підхід, за якого досліджують форми твердої фази ґрунтового тіла, які послідовно ускладнюються. Кожна складніша форма (система, підсистема) містить менш складний компонент. Картина цілого може бути отримана лише у разі вивчення ґрунту на різних рівнях послідовності його будови (ґрунтовий профіль—горизонт—морфон—педи—внутрішня маса педів—плазма, ске-

## П Е Р Е Д М О В А

---

лет, порожнини і т. д.). Переваги такого системного підходу під час дослідження морфології ґрунтів очевидні: він усуває «пропуски» у вивченні ґрунтової маси, виявляє специфічність властивостей і процесів на кожному рівні організації ґрунтів, розкриває і пояснює «внесок» кожного рівня у загальний процес пізнання ґрунту. Тому в основі системного підходу до вивчення ґрунтів лежить їхня ієрархічна морфологія (макро-, мезо-, мікро-, субмікроморфологія) [20].

Поряд з ієрархічним підходом в морфології ефективний і «ознаковий» підхід (Л.Г. Раменський, Б.Б. Полинов, А.А. Завалишин), за якого детально вивчають будь-яку ознаку (елемент, підсистему), її мінливість по профілю та ієрархічний зв'язок з іншими ознаками. Тут мікроморфологія (зокрема, методи РЕМ) може мати революційне значення [20, 27, 120].

Разом з тим мікроморфологія ґрунтів є частиною нового розділу, що формується, — мікроґрунтознавства (В.Л. Кубієна, Г.В. Добровольський, Т.В. Турсіна): системи методів і підходів, які застосовують для вивчення ґрунтів на мікрорівнях (мікро- і субмікроморфологія, мікрохімія і фізика, мікробіологія, мікрофункціонування ґрунтів та ін.). У цьому розділі мікроморфологія є першоджерелом інформації для інших мікрометодів. У мікроґрунтознавстві як розділі немає специфічного об'єкта в ґрунтознавстві, але є специфічний рівень і масштаб вивчення, а також, на відміну від мікроморфології, комплексність охоплення різних властивостей об'єкта (не тільки морфологічних) [20, 120].

Таким чином, мікроморфологія ґрунтів — це і особливий метод, і особлива галузь ґрунтознавства, що належить відразу двом великим розділам: традиційному — морфології і новітнішому — мікроґрунтознавству. У морфології ґрунтів мікроморфологія закінчує ієрархічну систему аналізу на «тонких» рівнях, у мікроґрунтознавстві є морфологічною базою розпізнавання частин об'єкта і починає аналіз вибраного об'єкта (педу, конкреції, плазми, кристала та ін.). Мікроморфологія ставить завдання перед загальною морфологією і мікроґрунтознавством і дає змогу вирішувати багато питань діагностики, класифікації, генезису і географії сучасних і викопних ґрунтів [20, 120].

У монографії на прикладі вивчення відкладів 24 розрізів у басейні Дніпра на території України і дослідження понад 600 зразків шліфів показано роль мікроморфологічних досліджень для визначення індивідуальних діагностичних мікроморфологічних ознак і особливостей викопних (плейстоценових) і сучасних (голоценових) ґрунтів для визначення їх генезису та реконструкції зональних змін.

Результати досліджень зазначених ґрунтів і відкладів дали змогу поглибити теоретико-методичні основи мікроморфологічного дослідження (узагальнено ієрархію компонентів мікробудови ґрунтів, адаптовано мікроморфологічний аналіз до виявлення первинних ґрунтоутворювальних процесів, з подальшим визначенням генезису плейстоценових ґрунтів); установити особливості зональних змін плейстоценових ґрунтів кожного палеогеографічного етапу; визначити індивідуальні мікроморфологічні ознаки сучасних і викопних ґрунтів; провести регіональну кореляцію викопних ґрунтів пізнього плейстоцену за мікроморфологічними ознаками.

Автор висловлює щире подяку своєму вчителю і керівнику д-ру геогр. наук Ж.М. Матвішиній за численні поради під час польових досліджень на багатьох розрізах четвертинних відкладів і редагування цієї роботи, канд. геогр. наук В.І. Передерій — за цінні пропозиції стосовно вдосконалення роботи, а також рецензентам докторам геогр. наук В.П. Палієнко і Н.П. Герасименко — за зауваження стосовно змісту і характеру подання матеріалу.

Усі зауваження і побажання можна відправляти на адресу: Karmazinenko@mail.ru

---

## РОЗДІЛ 1

---

# ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ І СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕНЬ МІКРОМОРФОЛОГІЇ ҐРУНТІВ

---

Мікроморфологія як розділ ґрунтознавства має багату й тривалу історію розвитку. Засновником вивчення мікробудови ґрунтів за допомогою мікроскопа є російський вчений академік Б.Б. Полинов, який вперше застосував шліфи для дослідження ілювіальних горизонтів підзолистих піщаних ґрунтів [104].

Мікроморфологічний аналіз для вивчення викопних ґрунтів активно використовують з 1950-х років. Австрійський вчений В. Кубієна вперше використав його для дослідження викопних ґрунтів і лесів у зв'язку з питаннями їх систематики і генезису [145, 146], Дж. Далрімпл — під час дослідження викопних ґрунтів на археологічних розрізах [141].

Вивчаючи різні генетичні типи ґрунтів, В. Кубієна дійшов висновку, що вони мають різні мікроморфологічні ознаки, за якими можна повніше характеризувати сутність фізичних і фізико-хімічних процесів, що відбуваються у ґрунтах. Розвиваючи у подальшому вчення про мікроморфологічну будову ґрунтів, В. Кубієна розробив їх класифікацію для території Європи [146].

Р. Бревер з метою уточнення уявлень і термінів мікроморфології ґрунтів запропонував нову класифікацію їхніх структур і мікробудови [138]. За Р. Бревером, зерна скелета в процесі ґрунтоутворення формуються у складні відокремлення у вигляді ґрунтових агрегатів (педів) і відокремлених ділянок всередині плазми. Педи — найменші первинні агрегати, які чітко видно під мікроскопом. Вони можуть складати більші первинні, вторинні і третинні агрегати. Серед відокремлених ділянок за походженням виділяють дві групи: ті, що виникли на місці (in situ), і ті, що успадкували особливості будови ґрунтоутворювальної породи. Педи, відокремлені ділянки, системи пор і тріщин, досліджені за розміром, формою і розміщенням, є класифікаційними одиницями, які визначають склад, структуру і текстуру ґрунтів.

Мікроморфологічний аналіз тою чи іншою мірою використовували для визначення генезису викопних ґрунтів Північної Франції J.V. Jamagne [143], Нової Зеландії — J.V. Dalrymple [141], Південної Англії — P. Bullock [140], Карпат — A. Bronger [139], Канади — P.D. Jungerius [144], Чехії і Словаччини — L. Smolikova [114, 150], Польщі — T. Madeyska [147] та ін.

Мікроморфологічні терміни закордонних учених через труднощі їх перекладу на теренах колишнього СРСР не використовували достатньою мірою. Тому О.І. Парфьонова і К.А. Ярилова [99, 100, 137, 149] на основі детального аналізу класифікацій ґрунтової мікробудови багатьох закордонних



авторів і власних досліджень запропонували для їх опису цілу серію із 14 схем. Вони виділили основні елементи ґрунтової мікробудови: прості (скелет, плазма, пори) і складні (агрегати, новоутворення, включення). Методичний посібник О.І. Парфьонової і К.А. Ярилової «Минералогическое исследование в почвоведении» [99] був першим джерелом з мікроморфології ґрунтів на російській мові. Поряд з розробкою методичних питань у виданні схарактеризовано також мікроморфологічні особливості ґрунтів СРСР, наведено приклади їх мікроморфологічного опису.

Н.Г. Мінашина [83] детально описала мікроморфологічні особливості лесів Середньої Азії і Китаю, їхні мікрошаруватість, ступінь перетворення ґрунтоутворювальними процесами та питання палеогенезису.

Т.Д. Морозова [85, 86] застосовувала мікроморфологічний аналіз для дослідження двох горизонтів викопних ґрунтів (микулинського і брянського) і лесів у середній частині Руської рівнини, що охоплює також територію України. Дослідниця зазначає, що мікроморфологічний метод — один з найефективніших у вивченні генезису викопних ґрунтів. На її думку, поєднання певних ознак мікробудови у генетичних горизонтах і по профілю ґрунтів є для певного ґрунтового типу діагностичним, незважаючи на те що окремі ознаки мікробудови можуть бути властиві різноманітним за генезисом ґрунтам. На основі вивчення мікробудови викопних ґрунтів можна відділити ознаки, які виникли в результаті педометаморфізму, від ознак, властивих ґрунтовим комплексам до їх поховання.

Т.Д. Морозова [86], О.А. Чичагова [134], Н.Г. Глушанкова [30, 31] досліджували мікроформи гумусу у викопних ґрунтах, склад їх органічної речовини. Т.А. Халчева [129], досліджуючи мінеральний склад лесової товщі, використовувала мікроморфологічний аналіз для вияснення генезису форм карбонатів у лесах і викопних ґрунтах. Л.А. Гугалинська [37, 38] застосовувала мікроморфологічний аналіз у вивченні плейстоценових ґрунтів у зв'язку з кріогенезом.

Дослідження спеціальних питань мікроморфології і палеоґрунтознавства тісно пов'язані з вирішенням загальних теоретичних питань, які розробляли Т.Н. Турсіна [123] — для мікроморфологічного розв'язання генетичних проблем, К.М. Федоров [125] — мікроморфологічної діагностики ознак літогенезу і ґрунтоутворення.

Важливі питання виявлення реліктових і діагенетичних мікроморфологічних ознак у викопних і сучасних ґрунтах вивчали С.В. Губін [27], К.М. Федоров [125], С.А. Шоба [27], Т.Д. Морозова [85], Г.В. Добровольський [43, 44]. С.А. Сичова використовувала мікроморфологічний аналіз [117, 118] під час дослідження пізньоплейстоценових ґрунтів Оксько-Донської рівнини.

Для вивчення ґрунтів і ґрунтових утворень, давніших за четвертинні, мікроморфологічний аналіз застосовували В.І. Чалишев [132] — для характеристики ґрунтів пермського періоду, А.П. Феофілова [127] — у дослідженнях пермо-карбовоних ґрунтів, А.М. Карпенко [63] — мезозойських ґрунтів Північно-Західного Донбасу.

Було видано методичні посібники з використання мікроморфологічного аналізу під час дослідження ґрунтів: С.В. Зонн «Микроморфологический

метод в исследовании генезиса почв» [48], О.І. Парфьонова і К.А. Ярилова «Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении» [100], В.О. Таргульян «Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов» [119], Г.В. Добровольський «Методическое пособие по микроморфологии почв» [44]. У праці М.І. Герасимової, С.В. Губіна, С.А. Шоби «Микроморфология почв природных зон СССР» [27] висвітлені питання методики, наведено діагностичні микроморфологічні характеристики сучасних ґрунтів за фізико-географічними зонами, зокрема території України.

У шліфах з непорушеною будовою різні типи сучасних ґрунтів вивчали О.І. Парфьонова [99, 100, 149], К.А. Ярилова [137], В.П. Градусов [33], Т.Ф. Урушадзе [124], М.І. Герасимова [27], І.І. Феофарова [126], Л.К. Целищева [131], А.І. Ромашкевич [111], С.В. Зонн [48, 49], А.М. Поляков [105], Н.Г. Мінашина [83], Е.К. Накаїдзе [89], В.О. Таргульян [119, 120], Т.В. Турсіна [123], Е.І. Гагаріна [20], Н.І. Матинян [21] та ін.

В Україні вперше використав микроморфологічний аналіз М.Ф. Веклич [11] для вивчення мікробудови лесів і водно-льодовикових відкладів Правобережжя середнього Дніпра. А.І. Цацкін [130] застосовував цей аналіз для вивчення палеоґрунтових покривів Волино-Поділля, переважно ґрунтів середнього і верхнього плейстоцену (микулинського і брянського горизонтів). Учений дійшов думки щодо принципової подібності структур сучасного і микулинського ґрунтових покривів за особливостями макро- і мікробудови.

Макро- і микроморфологічні ознаки сучасних зональних і перетворених людиною ґрунтів досліджував В.В. Медведев [80, 82].

Фундаментальний внесок у вивчення микроморфології викопних ґрунтів і лесів на території України зробила Ж.М. Майська-Матвіїшина [71, 74–79]. Її матеріали опубліковані як у колективних, так і в індивідуальних монографіях і статтях. Це насамперед монографії «Методика палеопедологічних досліджень» [82], «Микроморфология плейстоценовых почв Украины» [74]. У численних працях містяться результати дослідження мікробудови у зв'язку з генезисом, діагностикою ознак окремих стратиграфічних горизонтів. Як показали дослідження Ж.М. Матвіїшиної, за микроморфологічними ознаками можна отримати цінні дані стосовно характеру ґрунтоутворювального процесу у минулому. Микроморфологічні дослідження — необхідна частина палеопедологічного вивчення відкладів. Результатом багаторічних досліджень з микроморфології верхньокайнозойських ґрунтів стала докторська дисертація Ж.М. Матвіїшиної «Микроморфология и педогенез верхнекайнозойских ископаемых почв Украины» [75], в якій сформульовані положення щодо основних микроморфологічних ознак ґрунтів пліоцену і плейстоцену. В останні роки велика увага приділена дослідженню микроморфологічних особливостей голоценових ґрунтів, у тім числі на археологічних розрізах (Ж.М. Матвіїшина, О.Г. Пархоменко) [79, 101].

Успішно використовують микроморфологічні дані для вирішення питань генезису і діагностики сучасних ґрунтів у лабораторії микроморфології Дніпропетровського національного університету ім. Олеса Гончара під керівництвом А.П. Травлеєва та Н.А. Білової [6, 7, 122], В.М. Яковенко [136] та ін.

Отже, мікроморфологія ґрунтів стала галуззю міжнародної співпраці. Її успішний подальший розвиток залежить переважно від двох чинників: вибору правильного напрямку мікроморфологічних досліджень з подальшим зміцненням їхнього зв'язку з іншими методами і розділами ґрунтознавства; удосконалення методики і технічних засобів дослідження.

Нижче виділено основні завдання морфології ґрунтів (мезо-, мікро-, субмікроморфології) [20, 27, 120].

1. *Описово-субстантивні* — пізнання ієрархічної організації ґрунту як тривимірного тіла на всіх рівнях; діагностика ґрунтів та їх частин (горизонтів, педів, кутан, новоутворень, скелета, плазми та ін.); вивчення гетерогенності ґрунтової маси, виявлення макро-, мезо- і мікророзподілу ознак і процесів, зон їх концентрації у загальній ґрунтовій масі.

2. *Процесно-генетичні* — діагностика ґрунтоутворювальних процесів за їх стійкими ознаками на різних рівнях організації твердої фази; виявлення тонких деталей ознак, які пояснюють механізми процесів, розкриття поліморфізму та ізоморфізму ознак процесів (одна ознака — один процес); виявлення стійких ознак, швидкості їх утворення і стирання в ґрунтах; розділення літогенних ознак і педогенних; діагностика реліктових рис у мікробудові ґрунту.

3. *Функціональні* — виявлення морфоознак поточного «життя» ґрунту, у тім числі взаємодії між живими організмами, мінеральними, органічними компонентами ґрунту та його мікробудовою; встановлення взаємозв'язку між мікроморфологічними характеристиками і водним режимом ґрунтів; виявлення ознак процесів формування наймолодших і молодих ґрунтів (алювії, попели, рекультивовані ґрунти та ін.); морфодіагностика антропогенних змін ґрунтів, зокрема рання діагностика процесів, що починаються і виявляються в мікророзподілі (моніторинг природних і антропогенних еволюційних процесів ґрунтоутворення).

4. *Експериментальні* — відтворення у лабораторних чи польових умовах процесів у цілому або їх частин для перевірки гіпотез генезису і функціонування ґрунтів (моделювання гумусоутворення, вивітрювання, перенесення речовин у розчинах і суспензіях, структуроутворення, форм виділення різних речовин та ін.).

5. *Техніко-методологічні* — використання новітніх методів і технічних засобів для визначення речовинного складу на мікрорівнях та інших методів, що дає змогу проводити детальні мікроскопічні дослідження взаємодії різних фаз ґрунту; застосування комплексу мікроскопічних методів у поєднанні з мікроаналітичними для ув'язування мікроморфологічних даних і результатів досліджень в інших розділах ґрунтознавства.

Слід зазначити, що в мікроморфології закінчується період нагромадження відносних даних і деякої ізоляції її від інших розділів ґрунтознавства. Настає новий етап, коли внесок мікроморфології у вирішення низки теоретичних і практичних завдань суттєво зросте, а у найбільш дискусійних питаннях стане вирішальним.

---

## РОЗДІЛ 2

---

### **МЕТОДИКА МІКРОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ҐРУНТІВ**

---

#### **2.1. МЕТОДОЛОГІЧНІ АСПЕКТИ МІКРОМОРФОЛОГІЧНОГО АНАЛІЗУ**

*Мікроморфологічний аналіз* — один із важливих методів сучасного ґрунтознавства. Суть його полягає у вивченні зразків ґрунту під мікроскопом у тонких зрізах з непорушеною структурою завтовшки 0,02—0,04 мм, коли зберігаються природна структура і співвідношення окремих компонентів мікробудови. Використовують не усереднені дані (як за фізико-хімічних аналізів), а природне розміщення елементів мікробудови [74, 75, 82].

Мікроморфологічний аналіз ґрунтів — це вивчення їх мікробудови (склад, текстура, агрегованість, пористість) і речовинного складу (гумусу, тонко- і грубодисперсної частини, новоутворень, включень) у надтонких зрізах-шліфах у непорушеному стані. За детального дослідження можна визначити не лише основні генетичні типи ґрунтів, а й їх підтипи [82].

До появи мікроморфологічних досліджень окремі ознаки та властивості ґрунтів вивчали за допомогою різних методів переважно на порушених зразках. Аналізуючи комплекс отриманих результатів, намагались уявити картину цілого. В свою чергу, мікроморфологія коректує висновки, отримані на основі аналітичних матеріалів. Вона зменшує сферу гіпотетичних уявлень, дає можливість безпосередньо спостерігати існуючу реальність. Кожне проникнення у мікроскопічний світ ґрунтів відкриває, в яких формах та взаємному поєднанні виявляються властивості, досліджувані іншими методами. За допомогою мікроморфологічного аналізу встановлюють нові особливості мікробудови ґрунту, свідомо фіксують ті проблеми у знаннях, які слід розв'язати для розуміння цілого.

Мікроморфологічний аналіз все частіше використовують для дослідження викопних ґрунтів, і він є одним з основних у комплексі палеопедологічних методів. Його застосовують для виявлення діагностичних ознак викопних ґрунтів та лесів у межах як генетичних, так і стратиграфічних горизонтів. Позитивні якості методу: легкість щодо виготовлення шліфів; непорушеність структури ґрунтового комплексу; можливість порівнювати ґрунти у шліфах за лабораторним столом; виявлення діагенетичних рис викопних ґрунтів і лесових горизонтів, що неможливе за допомогою інших методів [74, 82].

Основна особливість мікроморфології полягає у тому, що об'єктом вивчення є непорушений ґрунтовий комплекс — це безпосередні морфологіч-

ні спостереження у польових умовах та подальше дослідження шліфів під мікроскопом. Зібрані дані щодо мікроморфологічної діагностики сучасних ґрунтів дають змогу обґрунтовано використовувати мікроморфологічні показники для з'ясування ґрунтоутворювальних процесів минулого.

Мікроморфологічний аналіз суттєво доповнює відомості про давні ґрунти. За його допомогою виявляють деталі, які не можуть бути отримані за іншими методами, а також визначають характерні риси діагенезу.

Слід зазначити, що окремі стратиграфічні ґрунтові горизонти, світи ґрунтів характеризуються певною сукупністю мікроморфологічних ознак, на основі чого у комплексі з іншими методами можна використовувати їх для стратиграфічних побудов. Під час зіставлення окремих стратиграфічних горизонтів необхідно враховувати, що мікроморфологічні особливості ґрунтів змінюються зонально. За індивідуальними особливостями ґрунти відрізняються один від одного і можуть бути маркірувальними горизонтами, що важливо для стратиграфії.

Під час проведення польових робіт велике значення мають дослідження ґрунтів — важливої складової частини ландшафту. На нинішньому етапі жодне із досліджень не є повним без використання мікроморфологічного аналізу. Важливо акцентувати увагу на цінності спостережень під мікроскопом, яка полягає також у тому, що у мікробудові відбиваються характерні риси ранніх стадій ґрунтоутворення, реліктові ознаки, тому що ці процеси впливають не відразу на всю масу і можуть виявлятися на окремих мікроділянках.

Мікроморфологічний аналіз допомагає з'ясуванню генезису давніх ґрунтів за порівняння їх із сучасними, а також виявленню палеоландшафтів.

Викопні ґрунти як складова частина ландшафту (сучасного і давнього) несуть ознаки зональних закономірностей розвитку природи, і це виявляється у їх мікробудові в зв'язку із загальною спрямованістю природного процесу, ритмічністю, зональністю і локальністю природних явищ. Поєднання ознак мікробудови в генетичних горизонтах і по профілю — основа мікроморфологічної діагностики ґрунтового типу, хоча окремо взяті ознаки мікробудови можуть бути властиві декільком типам ґрунтів [75, 82].

Мікроморфологічний аналіз є складовою частиною палеопедологічного методу дослідження ґрунтів. Основна відмінна особливість цього методу полягає в тому, що він вивчає не власне процес ґрунтоутворення в його динаміці і взаємозв'язку з існуючими умовами середовища, а лише його сліди, закріплені у різних ознаках і властивостях ґрунтів, тою чи іншою мірою змінених діагенетичними процесами. При цьому виникають ускладнення [74, 75, 82].

По-перше, не завжди вдається зіставити ознаки викопних ґрунтів з ознаками ґрунтів сучасних, оскільки існували умови, які відрізнялись від сучасних фізико-географічних умов.

По-друге, всі викопні ґрунти є полігенетичними утвореннями, які пройшли декілька стадій розвитку в умовах постійної зміни природного середовища. Внаслідок цього багато ознак початкової стадії ґрунтоутворення змінювались у процесі формування наступної стадії.

По-третє, ці ґрунти змінені діагенетичними процесами.

Тим не менш проведені дослідження [62] дають основу вважати, що викопні ґрунти плейстоцену здебільшого зберігають риси давнього ґрунтоутворення і властиві йому морфогенетичні ознаки. Змінюється лише ступінь вираженості їх залежно від віку ґрунтів, зонального і геоморфологічного положення, умов поховання.

## 2.2. ПОСЛІДОВНІСТЬ МІКРОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Для вивчення викопних ґрунтів і ґрунтових утворень застосовують таку саму методику мікроморфологічного аналізу, як і для сучасних. Утім вивчення викопних ґрунтів і ґрунтових порід має низку особливостей, зумовлених таким [82]:

- 1) неможливістю повного відтворення всіх чинників, що діяли протягом формування ґрунту;
- 2) ритмічністю осадоутворення, внаслідок чого нерідко переривається формування повного профілю ґрунту;
- 3) зміною кліматичних умов і напрямків ґрунтоутворювального процесу;
- 4) діагенезом давніх ґрунтових утворень після поховання.

Тому для достовірної ідентифікації викопних ґрунтів застосовують комплекс методів, коли одні дані доповнюють й перевіряють іншими. Мікроморфологічний аналіз використовують насамперед для виявлення ознак давніх елементарних ґрунтоутворювальних процесів. Багато мікроскопічних деталей ґрунтової будови не змінюються тривалий період, і під час їх вивчення можна встановити ознаки, які не виявляються іншими методами.

Мікроморфологічні дослідження у загальній морфології ґрунтів передбачають таку послідовність вивчення:

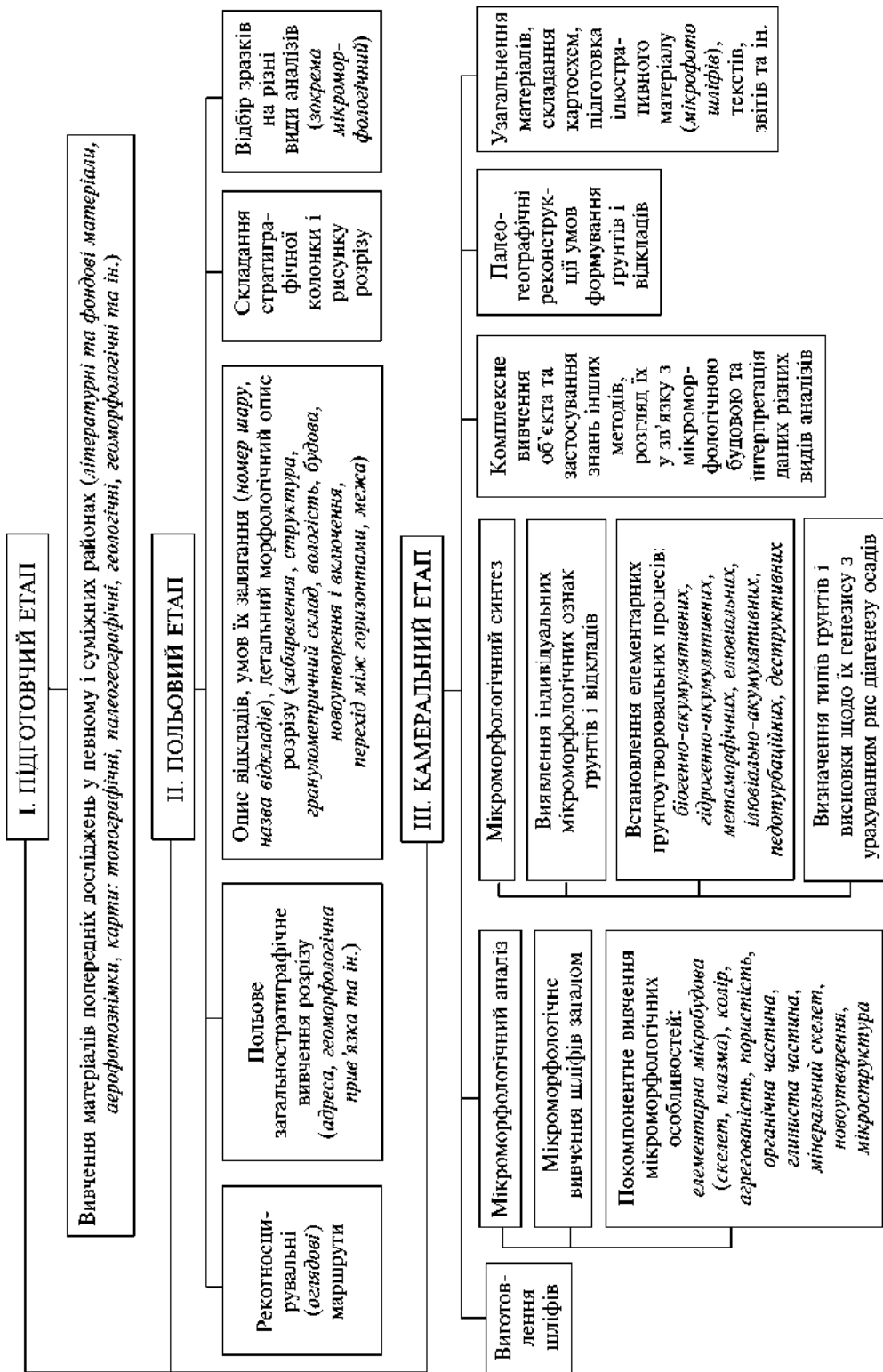
- а) знайти, описати і виміряти найбільшу кількість ознак у ґрунтах;
- б) виявити ієрархічну систему організації ґрунтового тіла на всіх морфорівнях;
- в) поставити у відповідність до реконструйованих або спостережуваних процесів ґрунтоутворення певні системи морфоознак (морфологічна діагностика процесів);
- г) у синтезі з іншими даними відповісти на питання, як і чому походить ґрунт, як він функціонує і як взаємодіє з природним і антропогенним середовищем.

Разом з тим мікроморфологія ґрунтів є частиною мікроґрунтознавства [20, 120].

Генетичний підхід до діагностики ґрунтів, за І.П. Герасимовим, дає змогу виявити систему головних генетичних типів ґрунтів за схемою: властивості ґрунтів — ґрунтоутворювальні процеси — фактори ґрунтоутворення [25, 26].

За Б.Г. Розановим [107—109], виділяють сім груп елементарних ґрунтоутворювальних процесів:

- біогенно-акумулятивні — підстилко-, гумусо-, торфоутворення, дерновий процес;
- гідрогенно-акумулятивні — засолення, загіпсовування, карбонатизація, зруденіння, окремніння, латеритизація, олуговіння, кольматаж;



- метаморфічні — сіалітизація, монтморилонітизація, фералітизація, ферсіалітизація, феритизація (рубєфікація), озалізнення, оглеєння, злитизація, оструктурування;

- ілювіальні — вилугування, опідзолення, відмулювання (лесиваж, обезмулювання, ілімеризація), псевдоопідзолення, псевдооглеєння, осолодіння;

- ілювіально-акумулятивні — глинисто-ілювіальний, гумусово-ілювіальний, залізисто-ілювіальний, алюмо-гумусово-ілювіальний, залізисто-гумусово-ілювіальний, алюмо-залізисто-гумусово-ілювіальний, карбонатно-ілювіальний;

- педотурбаційні — самомульчування, розтріскування, кріо-, біотурбації, вітровальна педотурбація, агротурбація;

- деструктивні — ерозія, дефляція, стягнення, захоронення.

Генетичний аналіз у мікрогрунтознавстві передбачає відтворення по можливості всіх етапів формування ґрунтів від початку ґрунтоутворення до моменту спостереження, у тім числі у похованому стані. Його результатом має бути розчленування ґрунтових властивостей на групи ознак [74, 75, 82, 85]:

- реліктові ґрунтови — виявляються в ознаках окремих стадій формування ґрунтів (початкової, оптимальної, заключної), у прояві ініціальних ґрунтів серед лесових та інших відкладів;

- літогенні — успадковані від породи, включаючи педорелікти і первинну структуру відкладів, виявляються переважно за ступенем подібності матеріалу ґрунтів і ґрунтоутворювальної породи; для ґрунтів початкової стадії теплих палеогеографічних етапів ґрунтоутворювальною породою найчастіше є відклади холодних етапів, а для ґрунтів кліматичних оптимумів і заключної стадії — це вже матеріал ґрунтів або ґрунтових відкладів;

- сучасні ґрунтови або ознаки, пов'язані з останнім етапом перед похованням ґрунту;

- пов'язані з різними стадіями діагенезу осаду, у тім числі після його поховання, а також із втручанням людини у хід природних явищ.

Для виділення всіх цих ознак — літогенних, реліктових, ґрунтових, діагенетичних (природних і антропогенних), потрібний поетапний морфологічний аналіз (макро-, мезо-, мікроморфологічний) у комплексі з порівняльно-географічним, хімічним, фізико-хімічним, мінералогічним, стратиграфічним, палеонтологічним та іншими методами [75, 82].

Згідно з М.Ф. Векличем, Н.О. Сіренко, Ж.М. Матвіїшиною, А.О. Величком, Т.Д. Морозовою, О.І. Парфьоновою, К.А. Яриловою, К.М. Федоровим, М.І. Герасимовою, Н.А. Біловою та ін., виділено етапи мікроморфологічних досліджень сучасних і викопних ґрунтів — підготовчий, польовий і камеральний (рис. 1). Особливості кожного із них суттєво відрізняються, але вони складають єдине ціле.

Коротко схарактеризуємо найсуттєвіші аспекти послідовності мікроморфологічного дослідження викопних і сучасних ґрунтів.

---

**Рис. 1.** Послідовність мікроморфологічних досліджень викопних (плейстоценових) і сучасних (голоценових) ґрунтів і відкладів [6, 7, 10—20, 22—27, 34—36, 42—44, 46, 48, 71, 74, 75, 82, 84, 85, 88, 97—102, 107—112, 116, 119—121, 146]



Особливу увагу слід приділяти морфологічному аналізу відкладів — початковому і базисному етапу всіх польових ґрунтових досліджень. Він складає основу польової діагностики ґрунтів. Загалом морфологія ґрунтів — це концентроване відображення їх генезису та історії розвитку. В морфологічних ознаках ґрунту, у будові його профілю відображаються ті процеси, під впливом яких материнська порода з часом перетворюється на ґрунт. Детальне дослідження морфології ґрунтів дає ключ до пізнання історії їх формування і еволюції, слугує основою наукових концепцій генезису ґрунтів [107—109]. Морфологічними елементами ґрунту є генетичні горизонти, структурні агрегати, новоутворення, включення і пори. Різняться вони між собою за формою і зовнішніми властивостями — морфологічними ознаками (рис. 2, див. вклейку) [34—36].

Морфологічна ієрархія ґрунту як природного тіла складається з п'яти рівнів [36]:

I — ґрунтовий профіль (вертикальна послідовність горизонтів);

II — ґрунтові горизонти — шари, на які диференціюється вихідна ґрунтоутворювальна порода у процесі педогенезу;

III — морфони (частини), на які розпадається ґрунтовий горизонт (відокремлені тріщини і затьоки із верхнім матеріалом; включення і новоутворення);

IV — агрегати (педи, структурні відокремлення), на які ґрунт розпадається в межах генетичних горизонтів або їх морфонів;

V — мікробудова ґрунтів, яку можна дослідити лише за допомогою мікроскопа у надтонких зрізах, шліфах.

Існує традиційна схема морфологічного опису ґрунтових розрізів [5, 22, 34—36, 46, 47, 51, 55, 64, 70, 82, 84, 88, 91, 92, 102, 103, 106, 121, 128, 135]: забарвлення (колір), структура, гранулометричний склад, вологість, будова (рос. — сложение), новоутворення і включення, перехід між горизонтами, межа.

*Забарвлення ґрунтів* — один із важливих показників мікроскопічної будови і речовинного складу ґрунтових об'єктів, які вивчаються [88].

Найважливішими для забарвлення ґрунтів є такі групи сполук: 1) гумус (зумовлює чорне, темно-сіре, сіре забарвлення); 2) сполуки заліза (червоне, брудно-помаранчеве та жовте); 3) кремнієва кислота, карбонат кальцію та каолін (біле забарвлення).

Різне співвідношення вказаних груп речовин визначає велику різноманітність ґрунтових кольорів, відтінків, зведених С.О. Захаровим (рис. 3, а, див. вклейку) в одну схему (трикутник Захарова) [36]. Ґрунтознавці США та інших країн для визначення забарвлення ґрунту використовують шкалу фіксованих кольорів та відтінків Мансела [88].

Забарвлення ґрунтів важко охарактеризувати одним кольором, тому слід вказувати ступінь та інтенсивність кольору (наприклад, світло-бурий, темно-сірий), відзначати відтінки (білястий з жовтуватим відтінком), називати проміжні відтінки (коричнево-сірий, сіро-бурий). У ґрунтознавстві прийнято домінуючу ознаку вказувати останньою. За неоднорідного забарвлення генетичних горизонтів їх характеризують як пістряві або плямісті. При цьому визначають основний відтінок забарвлення й колір плям [34—37, 107—109].

*Структура* — це відокремлення (агрегати), на які може розпадатися ґрунт.

Розрізняють три основні типи структури (рис. 3, б), кожен з яких поділяють на дрібніші одиниці: *кубоподібна* (брилиста, грудкувата, горіхувата, зерниста); *призмоподібна* (стовпоподібна, стовпчаста, призматична); *плитоподібна* (плитчаста, лускувата).

Частіше структура буває змішаною: грудкувато-зерниста, грудкувато-пластинчасто-пилувата та ін. Для різних генетичних горизонтів ґрунтів характерні певні форми структури: грудкувата, зерниста — для дернових і гумусових горизонтів, пластинчасто-лускувата — для елювіальних, горіхувата — для ілювіальних тощо [34—36, 88].

Гранулометричний склад у польових умовах визначають за зовнішніми ознаками і на дотик, тобто використовуючи органолептичний метод (пісок — «шнур» не утворюється, супісок — є зачатки «шнура», легкий суглинок — «шнур» дробиться за скачування, середній суглинок — «шнур» суцільний, за згортання в кільце розпадається, важкий суглинок — «шнур» суцільний, кільце із зовнішніми тріщинами, глина — «шнур» суцільний, кільце цільне) [65].

*За вологістю виділяють* сухий ґрунт (пилить), свіжий (відчувається прохолода, але ґрунтова маса не залишає слідів на руці, світлішає за висихання), вологий — на руці залишається слід; сирий — ґрунтова маса, стиснута в кулак, зберігає короткий час надану форму; мокрий ґрунт — із стінки розрізу виступає вода [34—36].

*Будова* (складення) — зовнішнє вираження щільності та пористості ґрунту.

*За ступенем щільності* ґрунти поділяють на злиті, щільні, пухкі, розсипчасті.

*За пористістю* виділяють тонкопористий (до 1 мм), пористий (1—3 мм), губчастий (3—4 мм), ніздрюватий (5—10 мм), комірчастий (понад 10 мм), трубчастий ґрунт (пустоти у вигляді каналів, проритих землерийками).

*Новоутворення* — нагромадження речовин різної форми й хімічного складу, які формуються в процесі ґрунтоутворення.

Хімічні новоутворення розрізняють за формою: вицвіти та нальоти, кірки, примазки, натеки, прожилки, трубочки, конкреції та стяжіння, прошарки; за складом: легкорозчинні солі (NaCl, CaCl<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> та ін.), гіпс, вапно (CaCO<sub>3</sub>), гідроксиди заліза, алюмінію, мангану в комплексі з органічними речовинами й сполуками фосфору, кремнезем (SiO<sub>2</sub>), гумусові речовини.

Біологічні новоутворення — копроліти (екскременти черв'яків і личинок комах, що пройшли через їх органи травлення), кротовини, ходи коренів рослин, черворийни (ходи дощових черв'яків), дендрити (відбитки дрібних коренів на поверхні структурних відокремлень).

*Включення* — це сторонні тіла в профілі ґрунту, наявність яких не пов'язана з процесом ґрунтоутворення.

Виділяють включення: літогенні (кам'янисті) — уламки гірських порід; біогенні — рештки тварин і рослин у вигляді черепашок, кісток, коренів, уривків листя, хвої; антропогенні — уламки цегли, черепки посуду та ін.

Під час описування генетичних горизонтів слід указувати характер переходу і форму межі.

*Перехід між горизонтами* може бути різкий, чіткий, помітний, поступовий.

*Межа* може бути рівна, хвиляста, кишенеподібна, язикоподібна, затічна, розмита, пильчаста, палісадна [65].

Після повного морфологічного вивчення ґрунтових профілів і фотографування з найтипівіших ділянок генетичних горизонтів відбирають орієнтовані зразки-моноліти на мікроморфологічні дослідження.

У процесі польових досліджень зразки на мікроморфологічний аналіз відбирають із кожного генетичного горизонту ґрунтів і лесів пошарово у вигляді куба зі стороною 5 см із глибоких розчисток, де верхній шар відслонений на 1,0—1,5 м. Для кращого збереження під час перевезення зразки загортають у фольгу. Під фольгу вкладають етикетку з номером зразка, адресою, номерами розчистки, стратиграфічного і генетичного горизонтів, другу етикетку наклеюють на зовнішній бік.

Відібрані нами на мікроморфологічний аналіз зразки виготовляли в лабораторії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України. Етапи їх виготовлення такі: проварювання у бальзамі для збереження структури — шліфування зразка — наклеювання на предметне скло — шліфування зразка до товщини 0,02—0,03 мм — вирізання необхідної частини зразка під мікроскопом — проварювання брусків у термостаті за температури 120—140 °С у розчині каніфолі в ксилолі (1:1), 4—5 разів (одне проварювання 5—6 год), після кожного проварювання — шліфування на гліцерині корундовим порошком — наклеювання на предметне скло каніфольним або ялицевим бальзамом — шліфування до товщини 30 мкм — наклеювання предметного скла бальзамною пастою — підписання шліфа [82].

Шліфи детально аналізували під поляризаційними мікроскопами марок «МБИ-6» і «МИН-8».

### **2.2.1. Загальні уявлення про ієрархію ґрунтової маси та послідовність дослідження компонентів мікробудови**

Головним завданням мікроморфології є вивчення будови (агрегованості, пористості та ін.) і речовинного складу (гумусу, новоутворень, включень, біолітів тощо) ґрунтів у їхній природній генетичній єдності без розчленування під час аналізу за фізичного і хімічного впливу на стан компонентів [82]. Це дає можливість на мікроскопічному рівні розглядати ґрунт як систему і за умови знання діагностичних ознак спостерігати природний прояв ґрунтоутворювальних процесів у їх взаємодії і співвідношенні як у мікроскопічно малих об'ємах ґрунтової маси, так і в межах генетичних горизонтів і ґрунтового профілю загалом. Інакше кажучи, ґрунт досліджують на всіх п'яти рівнях [36, 82]. У цьому головна особливість мікроморфології, її велика перевага перед всіма іншими методами ґрунтознавства.

Вивчаючи мікроскопічну будову ґрунтів, можна отримати великий обсяг різноманітної та об'єктивної інформації про географічні умови ґрунтоутворення, генезис ґрунтів, інтенсивність і співвідношення процесів, що їх формують, фізичний стан і речовинний склад.

Мікроморфологічний опис ґрунтів можна вести по-різному, але зручніше дотримуватися певної послідовності.

На основі праць В. Кубієни [144—146], О.І. Парфьонової [99, 100, 149], К.А. Ярилової [137], С.В. Зонна [48], В.О. Таргульяна [119], Т.Д. Морозової [85], М.І. Герасимової, С.В. Губіна, С.А. Шоби [27], Е.І. Гагаріної [20], Г.В. Добровольського [44], Ж.М. Матвіїшиної [74, 75, 82] та багатьох інших [113, 116, 136] ми використовували таку послідовність мікроморфологічного опису шліфів: елементарна мікробудова; колір; агрегованість; пористість; органічна частина; глиниста частина; мінеральний скелет; новоутворення; мікроструктура. Загальну ієрархію мікробудови ґрунтів можна відобразити у вигляді схеми (рис. 4), тобто мікробудова ґрунтів і відкладів — це поєднання основи (скелета і плазми), ґрунтових утворень (органічних і мінеральних), структур відокремлення і порожнин, які разом формують ґрунтову мікроструктуру.

**Основні елементи мікробудови ґрунтів.** *Основа ґрунту* — кількісне співвідношення вмісту скелета і плазми, що формують його елементарну мікробудову.

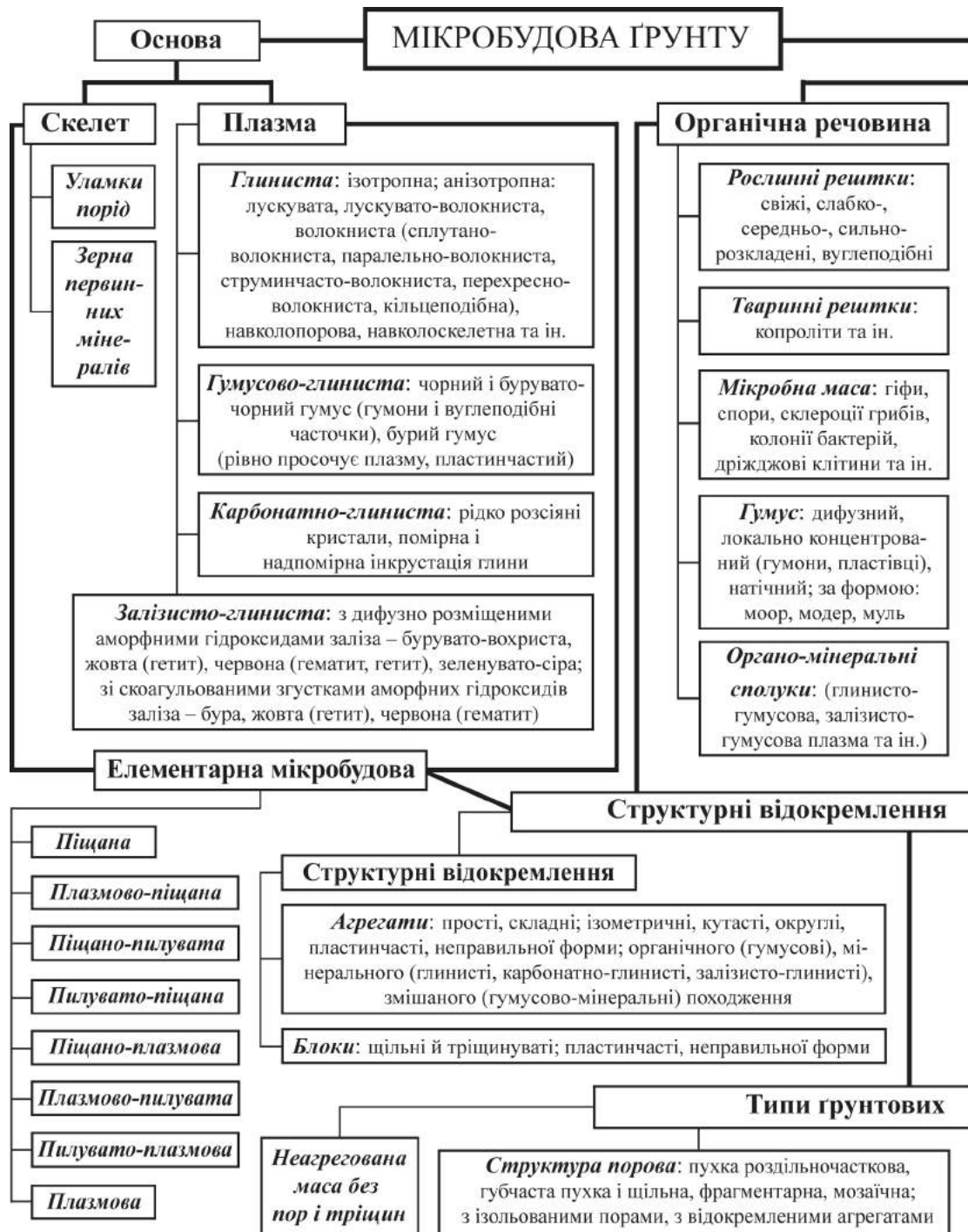
*Скелет* — один з найпоширеніших компонентів ґрунту. Він відзначається майже в усіх ґрунтах, але переважає в ґрунтах легкого гранулометричного складу. Скелетна частина представлена уламками порід і зернами первинних мінералів. Це продукт механічного подрібнення магматичних, метаморфічних і осадових порід, більш-менш перероблений в процесі перенесення, а також на подальших етапах породо- і ґрунтоутворення.

Вміст часточок того або іншого розміру вказує на гранулометричний склад ґрунту і ступінь відсортованості мінерального матеріалу; форма скелетних зерен — на походження мінеральної складової, процеси її транспортування і вторинні зміни в профілі ґрунту; мінеральний склад — на джерела знесення матеріалу, багатство хімічними елементами, міру стійкості до вивітрювання і вторинних процесів. Визначення цих показників допомагає правильно оцінити міру літологічної однорідності товщі породи, в якій сформувався профіль ґрунту, генетичний тип ґрунтоутворювальної породи та інтенсивність процесів вивітрювання в профілі ґрунту.

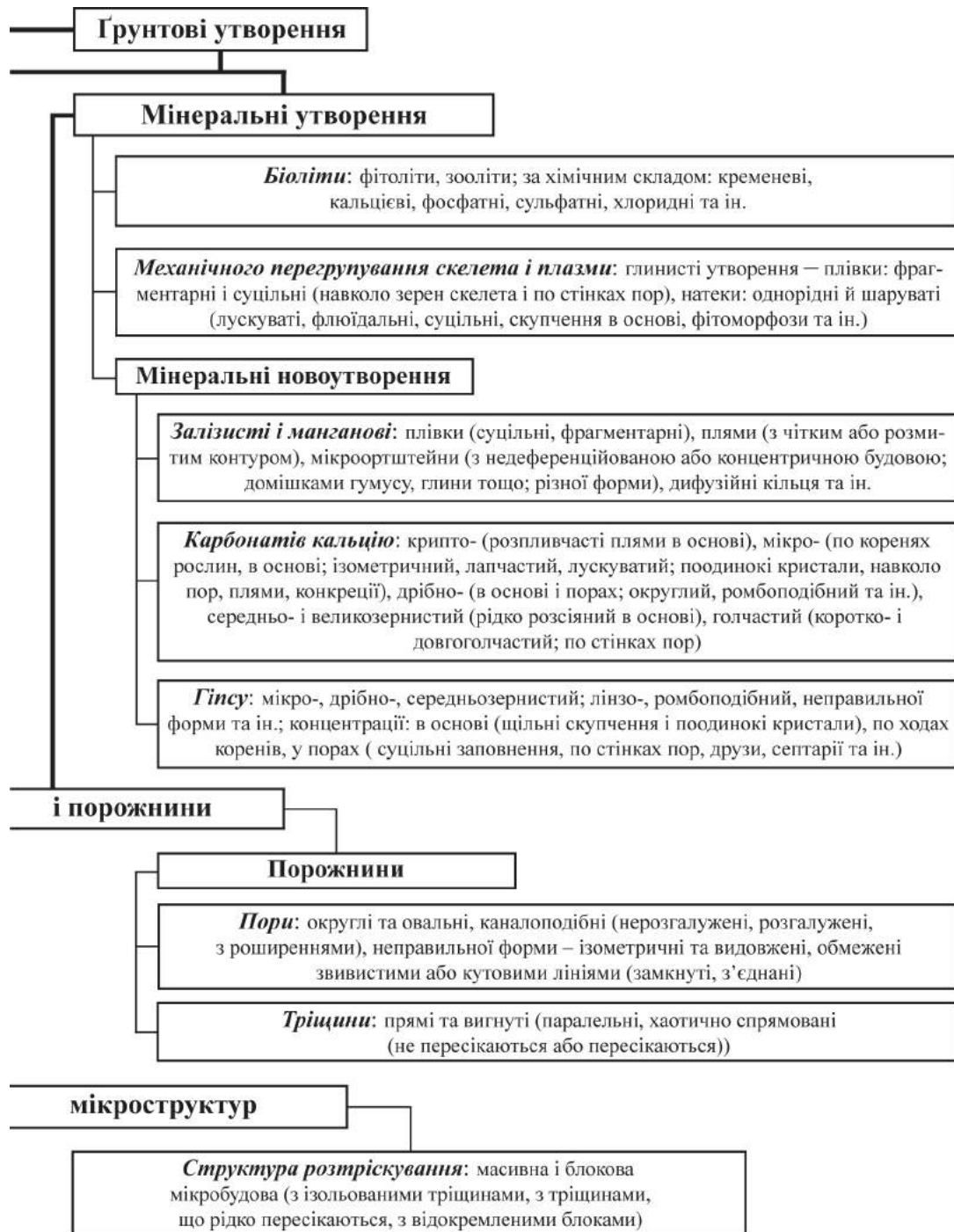
Скелет складають мінеральні часточки розміром понад 0,002 мм. Вибір цієї величини досить умовний і пояснюється тим, що дрібніші зерна неможливо діагностувати під поляризаційним мікроскопом.

Для опису скелетної частини ґрунту в шліфах звертають увагу на такі характеристики:

- 1) вміст скелетних зерен (% площі шліфа) — визначають за допомогою таблиць-трафаретів Швецова або «на око», використовуючи квадратно-клітинний окуляр-мікрометр;
- 2) розподіл їх у ґрунті (рівномірний, шаруватий, згустковий, нерівномірний);
- 3) розмір скелетних часточок (мінімальний, максимальний, переважний);
- 4) відсортованість за розміром;
- 5) форма зерен (ізометрична, призматична, волокниста, лускувата та ін.);
- 6) мінеральний склад (кварц, польові шпати, слюди (мусковіт, біотит), амфіболи (рогова обманка), карбонати (кальцит, доломіт), глауконіт тощо);
- 7) вторинні зміни.



**Рис. 4.** Загальна ієрархія компонентів мікробудови ґрунтів (узагальнена з урахуванням [75], Е.І. Гагаріної [20])



праць О.І. Парфьоновой, К.А. Ярилової [100], М.І. Герасимовой [27], Ж.М. Матвіїшиної

*Плазма* — тонкодисперсна маса ґрунту, його друга важлива складова, яка містить переважно глинисті мінерали; крім того, може включати аморфні й кристалічні оксиди і гідроксиди заліза, алюмінію, мангану, гумус і дрібні зерна вторинних (опал, кальцит тощо) і первинних мінералів розміром <2 мкм.

Автор терміна «плазма» В. Кубієна (1938) вважав її найактивнішою і мобільною частиною ґрунту, що відображає основні ґрунтоутворювальні процеси і здатна перебудовуватись за зміни умов.

Розглядаючи плазму у шліфах, звертають увагу на її зовнішній вигляд, забарвлення (безбарвна, жовта, бура до чорного, червона, зеленувато-сіра), однорідність або неоднорідність (за складом і розподілом домішок), фізичні властивості (ізотропна або анізотропна), стан (агрегована, неагрегована).

Для уточнення складу плазми її розглядають не лише в прохідному, а й у відбитому світлі. При цьому буре забарвлення, створене гумусом, зберігається, набуваючи інколи злегка червонуватого відтінку. Оксиди заліза додають плазмі червонуватого забарвлення, гідроксиди заліза — жовтувато-помаранчевого, залежно від ступеня обводнення, закисні форми заліза — сірувато-зеленого; тонкодисперсні карбонати — білястого.

За кольором плазми визначають однорідність або неоднорідність її складу. Основою будь-якої плазми є її глинистий компонент. Виділяють чотири головні види плазми, переважно за кольором: глиниста — більш-менш однорідна, безбарвна або бурувато-вохриста; гумусово-глиниста — темно-сіра або бура; карбонатно-глиниста — білясто-сіра або білясто-бура; залізо-глиниста — жовта, помаранчева, червона, часто з буруватим відтінком. У шліфах спостерігається поєднання кількох видів плазми, але здебільшого переважає глиниста плазма.

*Глиниста плазма* (рис. 5, а, див. вклейку) складається з глинистих мінералів без значних домішок. До неї відносять також плазму з досить високим вмістом заліза (8—12 %), яка характерна для ґрунтів помірного поясу. Оскільки глиниста плазма (мулиста частина) переважає, її досліджують окремо. Глиниста плазма типова для середніх і нижніх горизонтів ґрунтового профілю, які не містять у помітній кількості домішок, що сприяють маскуванню оптичних властивостей глинистих компонентів ґрунту.

До складу *гумусово-глинистої плазми* (рис. 5, б) входять найдрібніші часточки органічної речовини ґрунту. Цю плазму описують за кольором, формою і розміщенням гумусу (переважно чорного, що утворює гумони і вуглеподібні часточки, та бурого — утворює пластівці або рівномірно просочує плазму).

Вона характерна для верхніх горизонтів ґрунтів. Домішки гумусових речовин знижують ефект двозаломлення і можуть привести до повної ізотропії плазми, що спостерігається, наприклад, в гумусовому горизонті чорнозему. Проте зі зменшенням вмісту гумусу в ґрунті і більш фульватному його складі гумусово-глиниста плазма частково зберігає анізотропію, але в ній помітно спрощується будова оптично орієнтованої глинистої речовини і переважають лускуваті форми.

*Карбонатно-глиниста плазма* — глиниста плазма з високим вмістом тонкодисперсних карбонатів, найчастіше кальциту (переважно мікро- і ве-

ликозернистий). Карбонати в плазмі різко знижують її пептизацію, а отже, і здатність до сепарації, проте виділення в глинистій плазмі високодвозаломлювальних тонкодисперсних кристалів кальциту додає плазмі підвищений ефект анізотропії. Характерна для ґрунтів, розвинених на карбонатних породах — вапняках, лесах, лесоподібних суглинках та ін.

*Залізисто-глиниста плазма* (рис. 5, *в*) є типовою для горизонтів або ділянок з помітною концентрацією оксидів і гідроксидів заліза. Домішки залізистої речовини сприяють зниженню сили двозаломлення глинистої маси ґрунтів. Це пов'язане як з аморфним станом або з надзвичайно сильною дисперсністю залізистих мінералів ґрунтів, так і з тим, що залізо в ґрунті перешкоджає пептизації глинистих мінералів і подальшій їх сепарації. За дуже високої концентрації оксидів і гідроксидів заліза різко знижується прозорість плазми, і вона стає майже ізотропною.

Виділяють плазму з рівномірно і дифузно розподіленими аморфними гідроксидами заліза — бурувато-вохристу, жовту, червону, зеленувато-сіру, а також у вигляді згустків — буру, жовту, червону. Цей вид плазми характерний для ілювіально-залізистих, метаморфічних горизонтів з ферсіалітним вивітрюванням, для залізистих конкрецій та ін.

*Елементарна мікробудова* — співвідношення вмісту і взаємне розташування компонентів, що складають основу ґрунту (скелет і плазма).

Під мікроскопом визначають загальну площу, зайняту пилуватими і піщаними фракціями первинних мінералів і полімінеральними уламками порід без урахування простору порожнин, а також їх кількісне співвідношення з плазмою.

За кількісним співвідношенням скелетної і плазмової частин ґрунту можна припускати його гранулометричний склад.

За цим співвідношенням скелета і плазми розрізняють мікробудову:

- *піщану* (гранулярну) (рис. 6, *а*, див. вклейку) — зерна скелета,  $>0,1$  мм, розміщені щільно відносно один одного, плазма відсутня або її дуже мало;
- *плазмово-піщану* (агломератну) (рис. 6, *б*) — пухкіше розміщення піщаних зерен,  $>0,1$  мм, між якими міститься скоагульована плазма у вигляді згустків;
- *піщано-пилувату* (рис. 6, *в*) — піщані зерна,  $>0,1$  мм, хаотично розміщені у щільній пилуватій масі з малою кількістю плазми, можливі домішки гравію;
- *пилувато-піщану* — переважають піщані часточки, серед яких безладно розташовані пилуваті зерна, вміст плазми незначний, можливі домішки гравію;
- *піщано-плазмову* (порфіроподібну) — характеризується наявністю матеріалів двох співрозмірних категорій: плазми і скелета;
- *плазмово-пилувату* (інтертекстичну) (рис. 6, *г*) — переважають зерна пилуватого розміру (0,05—0,005 мм), густо розміщені у плазмі; можливі вкраплення піщаних зерен;
- *пилувато-плазмову* (рис. 6, *д*) — переважає агрегована або неагрегована (щільна) плазма, в якій рідко розсіяні частки скелету пилуватого розміру (0,05—0,005 мм);
- *плазмову* (рис. 6, *е*) — переважає плазма, майже немає скелетного матеріалу.



**Колір (забарвлення)** визначають за переважними складовими частинами ґрунту, може бути рівномірним або нерівномірним, що зумовлено наявністю гумусу, сполук заліза, карбонатів та ін.

Для мікроморфологічної характеристики кольору спочатку визначають колір ґрунту у шліфах (сірий, бурий, жовтий, чорний тощо), потім — його однорідність або неоднорідність (плямистий, мозаїчний, сітчастий та ін.), встановлюють походження забарвлення (зумовлене кольором первинних мінералів, наявністю гумусу, гідроксидів заліза, мангану, карбонатів тощо).

**Структурні відокремлення і порожнини** є вищим рівнем формування ґрунтової маси. Вся ґрунтова маса (основа і ґрунтові утворення) в процесі педогенезу зазнає оструктурування, в результаті кожен горизонт ґрунту набуває певної мікробудови. Оструктурування ґрунту супроводжується утворенням структурних відокремлень і порожнин, що розділяють їх, тобто ґрунтова маса розпушується.

Поняття «ґрунтовий агрегат» і «агрегованість ґрунтів» у мікроморфології і загальному ґрунтознавстві є ідентичними. В мікроморфології вивчають форму, розміри, кількість, співвідношення агрегатів, тобто агрегованість ґрунтів мікроскопічними методами. Крім терміна «агрегати» у мікроморфології використовують термін «блоки», які утворюють структурні відокремлення ґрунту [20, 100].

**Агрегатами (недами)** називають ґрунтові відокремлення, які складаються із скоагульованих і склеєних між собою механічних елементів ґрунту. Утворені в результаті коагуляції мікроагрегати в подальшому укрупнюються і зміцнюються різними способами. Одним з них є цементация карбонатами кальцію, закисними сполуками заліза тощо, що просочують агрегати. Стискуванню і склеюванню ґрунтового матеріалу сприяють слиз бактерій, гіфи грибів, мережа коріння, особливо багаторічних трав. Великою є агрегатоутворювальна роль ґрунтових безхребетних, особливо дощових черв'яків. Утворенню агрегатів сприяють зволоження і висихання, промерзання оптимально зволоженого ґрунту та його відтавання.

Агрегати і блоки можуть бути утворені органічною речовиною, мінеральним матеріалом або їх поєднанням.

Під час вивчення агрегатів у шліфах визначають їх розміри (мікро-, мезо-, макроагрегати), форму (округлі, кутові, пластинчасті), склад, складність будови (прості і складні), розташування, рівномірність агрегованості ґрунтової маси, ступінь збереження агрегатів.

Форма агрегатів у різних генетичних горизонтах і різних ґрунтах надзвичайно різноманітна. Найпоширенішими за формою є округлі та овальні агрегати (рис. 7, а, див. вклейку) правильної форми і з досить чіткими контурами, можуть мати копрогенне і коагуляційне походження.

Із агрегатів копрогенного походження, як правило, органічного або органо-мінерального складу, особливо важливе значення мають копроліти дощових черв'яків (0,2—2, до 4 мм) із хаотично перемішаного скелетно-плазмового матеріалу. Складаються з мінеральних часточок і органічного матеріалу, представленого рослинними рештками, що напіврозклались, або повністю гуміфікованими безформними скупченнями органічної речовини.

Агрегати, що представлені копролітами дощових черв'яків, переважно спостерігають у гумусових горизонтах, але можуть бути виявлені і в біоген-

них порах горизонтів, що залягають нижче, де вони містять менше рослинних решток, а органічна речовина копролітів більш гуміфікована. У гумусово-аккумулятивних горизонтах трапляються викиди-агрегати також іншої ґрунтової фауни. Проте всі агрегати біогенного походження недовговічні. З часом під впливом процесів, що відбуваються у ґрунті, вони втрачають свою вихідну форму, контури їх стають розпливчастими, вони зливаються з основною масою ґрунту або розпадаються на дрібніші частини, утворюючи «зернисту» мікроструктуру, в елементах якої стає важко виділити окремі складові.

У разі розгляду агрегатів копрогенного генезису діагностично значущими є розміри і кількість агрегатів, ступінь їх збереженості, особливості розміщення.

Серед коагуляційних агрегатів округло-овальної форми агрегати-ооїди (рис. 7, б) виділяються правильністю форми, одноманітністю (в межах горизонту) розмірів, складу і будови. Ооїди бувають глинистими, майже без домішок скелетних зерен. Агрегати-ооїди складаються переважно з тонкодисперсної маси з рідкими включеннями скелетних зерен. Їнколи вони просочені тонкодисперсним кальцитом або містять гідроксиди заліза, насамперед у периферійній частині. Агрегати-ооїди характерні для різних ґрунтів.

За формою розрізняють також агрегати: ізометричні — розвинуті в усіх трьох напрямках, утворюють зернисту, грудкувату, горіхувату структуру, переважно коагуляційно (чорноземи); кутасті — мають вигляд неправильних багатокутників, відокремлених один від одного тріщинами, з деформованими «гранями», зумовленими рухом мінерального матеріалу (для ілювіальних горизонтів); шаруваті, пластинчасті, неправильні.

За характером внутрішньої будови агрегати поділяють на *прості* (педи) — I порядку, й *складні* — II—V порядків (рис. 7, в).

Прості агрегати можуть бути різної величини. Вони складаються з первинних часточок (механічних елементів) і не поділяються на дрібніші.

Складні агрегати є об'єднанням простих агрегатів або їх комбінацій. Як правило, агрегати з мінерального матеріалу мають менш складну будову, ніж агрегати органічного і органо-мінерального складу.

Найскладнішу будову мають агрегати гумусових горизонтів чорноземів, для яких характерна і висока внутрішньоагрегатна пористість.

*Блоки* (відокремлення розтріскування) — кутові фрагменти, що утворюються в результаті розтріскування щільних горизонтів ґрунтів під впливом «стискання» під час висихання (рис. 7, г).

Блоки відрізняються від агрегатів не лише за походженням, а й за формою. Найчастіше вони мають неправильну або пластинчасту форму, їхні контури обмежені прямими або ламаними лініями, а тріщини, що розділяють їх, паралельні протилежним стінкам. Блоки переважно мають просту будову, можуть бути щільними або тріщинуватими. Вони властиві ґрунтам і ґрунтоутворювальним породам важкого гранулометричного складу. У верхніх горизонтах ці утворення можуть складатись з органічного і мінерального матеріалу. Загалом відокремлення розтріскування складаються із мінерального матеріалу, але можуть мати і гумусово-мінеральний склад.

На формування структурних відокремлень ґрунту певною мірою впливає вихідна структура ґрунтоутворювальної породи. У молодих ґрунтах струк-

турні відокремлення породи поєднуються з агрегатами ґрунтового походження. Однак чим давніший ґрунт і чим більше порода перероблена ґрунтоутворенням, тим менше в ній слідів структури породи і тим більше структурних відокремлень мають педогенне походження.

*Пористість* — це система порожнин ґрунту. Пори, або порожнини, — це вільний простір у певному співвідношенні з твердою фазою між агрегатами, всередині агрегатів і в неагрегованому матеріалі.

Форма порожнин досить різноманітна. Розрізняють два типи: з більш-менш прямими, різко вираженими стінками, і з м'якими, переважно криволінійними, непостійними обрисами. Перші з них називають тріщинами, інші — порами.

Пори, в свою чергу, поділяють на округлі (рис. 8, *a*, див. вклейку), неправильної форми, каналоподібні (рис. 8, *б*), пори-упаковки та ін., характерні здебільшого для агрегованих ґрунтів.

Тріщини можуть бути прямими (рис. 8, *в*), вигнутими, паралельними, хаотично спрямованими (рис. 8, *г*), властиві переважно щільним ґрунтам, хоча трапляються і у верхніх горизонтах агрегованих ґрунтів.

Під час опису порожнин указують їх діаметр, форму, розташування, походження, матеріал стінок. З урахуванням розміру пор виділяють три групи:

- мікропори (діаметр менше 0,03 мм), в які можуть проникати кореневі волоски і мікроорганізми;
- мезопори (0,03—0,1 мм), через які здійснюються повітряний обмін і перерозподіл води;
- макропори (понад 0,1 мм), легкоповітряно- і водопроникні.

За генезисом виділяють порожнини:

- «канали» і «камери» — біологічного походження, результат діяльності ґрунтової мезофауни (переважно дощових черв'яків), частково ходи коренів рослин;
- пори газового походження — пов'язані з переміщенням ґрунтового повітря, найчастіше виділенням  $\text{CO}_2$  у компактних середовищах;
- тріщини висихання і деформації (пори різних діркоподібних утворень, висихання або морозобійні);
- пори-упаковки (пори ґрунтів з роздільночастковою будовою, між окремими агрегатами і часточками);
- пори вилуговування — результат вилуговування кристалів солей;
- пори неправильної форми — у разі руйнування вищезгаданих пор, різної механічної дії на ґрунт, довільного зрізу порожнин, ходи коренів рослин у зрізках.

За розташуванням порожнини поділяють на внутрішньоагрегатні, між-агрегатні і порожнини всередині неагрегованої маси.

Матеріал, що складає стінки порожнин, містить важливу генетичну інформацію про процеси, що проходять у ґрунті, оскільки переважно по порожнинах речовини мігрують у профілі ґрунту.

Виділяють чотири можливі варіанти матеріалів, що складають стінки порожнин:

- незмінна основа, властива горизонтам, для яких не характерні ні елювіальні, ні ілювіальні процеси;
- зерна скелета — ознака розвитку елювіальних процесів або партлювацїї, тобто привнесення і відкладення на стінках пор скелетних зерен з вищезалягаючих горизонтів;
- плазмовий матеріал, представлений глиною, гумусом, гідроксидами заліза і мангану, — результат ілювіювання або дифузійної концентрації речовин в основі навколо пор; можливе і орієнтування глини навколо пор;
- солі — результат осадження з розчинів у порі або вицвіту солей з основи навколо пори.

Усі види виділень по стінках пор можуть бути простими (складатися з однієї речовини) і складними (складатися з декількох речовин).

Діагностичне значення пор дає змогу оцінити участь у формуванні горизонту певних процесів: зоогенного перероблення матеріалу, «набухання—усадки», коагуляційної агрегації та ін. Дані щодо порового простору передусім застосовують для оцінки забезпеченості ґрунтів повітрям, розрахунків промивних норм водного режиму. Біля пор часто зосереджені зерна мінерального скелета, плазмовий матеріал (гумус, глина, гідроксиди заліза і мангану тощо) у вигляді дифузійних концентрацій і натеків солей.

**Ґрунтові утворення** — різні компоненти ґрунту, походження яких зумовлено переважно педогенезом. Насамперед це органічна речовина ґрунту, а також різні мінеральні утворення, поява яких пов'язана як з органічною речовиною (біоліти), так і з перерозподілом різних мінеральних речовин. Останні, у свою чергу, можуть бути результатом як механічного перегрупування мінеральних компонентів основи, так і виділення, кристалізації і сегрегації з ґрунтових розчинів.

**Органічна речовина ґрунту** (рис. 9, див. вклейку) — безпосередній продукт педогенезу, що накопичується у верхній частині профілю ґрунту або на поверхні. Ця речовина представлена передусім рослинними рештками (мають різний ступінь розкладання, збереженості, забарвлення, руйнування мікроорганізмами і мезофауною), рештками тваринних організмів (грибна флора, гіфи, плодові тіла, спори, уламки діатомових водоростей, спікули губок, колонії бактерій) і гумусом.

За походженням мікроформ органічної речовини ґрунту встановлено шість великих груп, кожна з яких має кілька видів:

- рослинні рештки — дуже слабкорозкладені, слабкорозкладені, середньорозкладені, сильнорозкладені; вуглеподібні;
- рештки тварин (копроліти), найважливіша роль у перетворенні ґрунтового матеріалу належить дощовим черв'якам;
- мікробна маса — гіфи, спори, склероції грибів, скупчення їх пігментів, колонії бактерій, дріжджові клітини;
- тонкодисперсний гумус (дифузний, локально концентрований, натічний; за формою розрізняють моор, модер, муль);
- органо-мінеральні сполуки — глинисто-гумусова, залізисто-гумусова плазма та ін.

З посиленням гуміфікації у ґрунті накопичуються екскременти ґрунтової фауни.

Особливу увагу слід звертати на забарвлення, стан (скоагульований або диспергований) і розподіл (рівномірний, нерівномірний) гумусу.

Тонкодисперсний гумус утворюється на кінцевій стадії розкладання рослинних решток і є сукупністю власне гумусових органічних речовин високомолекулярної природи. У цій групі речовин виділяють такі види: дифузний гумус — специфічна органічна речовина, рівномірно розподілена в просторі між іншими морфологічними елементами органічного або мінерального походження; локально концентрований — представлений як згустки різної величини і форми, за щільністю він може бути компактним (гумони) і пухким (пластівці); натічний — найрухливіша частина тонкодисперсного гумусу, здатна до пересування всередині ґрунтового профілю, концентрування і осадження на новому місці.

За мікроморфологічною будовою високодисперсну органічну речовину поділяють на темний і бурий муль, що трапляється майже в усіх ґрунтах.

Важливою мікроморфологічною особливістю темного мулю є утворення дрібних (2—6 мкм) округлих згустків — гумонів [100], типових для потужних, невилугуваних чорноземів.

Для бурого мулю більш характерно, ніж для темного, рівномірне, дифузійне просочування мінеральної плазми ґрунтів, утворення в ній пластівчастих, плямистих або смугастих відокремлень.

Залежно від виду органічної частини розрізняють форми гумусу:

- грубий (тип «моор») — характеризується переважанням рослинних решток над тонкодисперсним гумусом, який вимивається з верхнього горизонту, що сприяє його освітленню і утворює поодинокі нестійкі агрегати внаслідок подрібнення і часткового перероблення ґрунтовими безхребетними (орібатидами, багатоніжки, мокриці), без зв'язку з мінеральною частиною ґрунту; інтенсивний розвиток грибної флори;

- модер-гумус — містить сильно подрібнені середньорозкладені рослинні рештки, що зберігають клітинну будову, але не повністю гуміфіковані, з великою кількістю екскрементів мезофауни (орібатидами, енхітреїди, дрібні любрициди); колір його різноманітний (від чорного до бурого); агрегованість помірна внаслідок копрогенного склеювання; характеризується дуже слабким механічним зв'язком з мінеральною частиною ґрунту, чітким відокремленням і різноманітним розподілом (рівномірним, локальним, плямами, ланцюжками та ін.);

- мулеподібний модер-гумус — відрізняється від модер-гумусу незначним вмістом бурих середньо- і сильнорозкладених і подрібнених рослинних тканин (причому сильнорозкладені рослинні рештки приурочені лише до викидів перемішувальної фауни, насамперед дощових черв'яків енхемтреїд), вищим вмістом мінеральних часточок, а також суттєвою агрегованістю ґрунтового матеріалу, у тім числі копрогенною; спостерігається механічний зв'язок з мінеральною частиною ґрунту за доброї перемішаності;

- муль-гумус — бурувато-чорна органо-мінеральна маса, в якій гумус і глина тісно пов'язані між собою і майже не містять нерозкладених рослинних решток; переважає тонкодисперсний гумус, який утворює сполуки з глиною; відзначаються активна діяльність дощових черв'яків і суцільна копрогенна агрегованість ґрунтового матеріалу (агрегати мулю являють собою

викиди дощових черв'яків); розподіл може бути рівномірним (дифузійним), плямистим, пластівчастим, смугастим, згустковим тощо.

Муль утворюється лише в ґрунтах, що розвиваються в умовах помірного теплого клімату з помірними коливаннями вологості та аерації за достатньої кількості глини, поживних речовин і рослинних решток, що легко розкладаються.

Під час характеристики *мулистій (глинистій)* частини ґрунту звертають увагу на її стан (закріплена (скоагульована) або диспергована і здатна переміщуватись), рівномірність розподілу серед скелета або утворення відокремлень, форму виділень глинистої речовини (заповнення пор і тріщин; плівки на мінералах, агрегатах і структурних відокремленнях тощо).

За характером оптичного орієнтування глини (дослідження при схрещених ніколях) глинисту речовину ґрунту поділяють на два класи: ізотропну та анізотропну (оптично орієнтовану).

У ґрунтах глиниста плазма частіше всього анізотропна, оскільки містить оптично орієнтовані глини.

За збільшенням рухливості оптично орієнтовані глини можна розташувати у такий ряд: ізотропна глина — роздільно-лускувата — перехресно-волокниста — паралельно-волокниста — струминчаста — навколопорова — натічна.

Нижче наведено характеристику оптичного орієнтування глинистої речовини [82]:

*Ізотропна глина* — глиниста речовина ґрунтів, в якій немає ознак відокремлень орієнтованої глини, а отже — ефекту двозаломлення. Наявність ізотропної глини вказує на високий ступінь її коагуляції. Характерна для генетичних горизонтів, насичених карбонатами, що мають різко гуматно-кальцієвий склад гумусу (для верхніх горизонтів несолонцюватих, невилужених і неопідзолених чорноземів, каштанових і гідроморфних ґрунтів аридної зони, а також окультурених ґрунтів степової зони). Повна ізотропія глинистої речовини — явище рідкісне, що підтверджується дослідженнями Ж.М. Матвіїшиної [74, 75], поряд з ізотропними наявні ділянки анізотропної глини

*Анізотропна глина* — має численні відокремлення орієнтованої глини:

Роздільно-лускувата і роздільно-волокниста (рис. 10, а, див. вклейку)	Лускоподібні і волокнисті відокремлення (сепарації) впорядковано орієнтованих глинистих мінералів, поодинокі, окремо і хаотично розсіяні в ізотропній глинистій масі; висока коагуляція глинистої речовини і повна агрегованість ґрунтової маси; глина сильно маскується гумусом, оксидами заліза, мангану, добре виявляється лише в тонких шліфах; властиві лише чорноземам, каштановим ґрунтам, а також молодим, слабкоформованим ґрунтам дельтових і заплавної ландшафтів сухостепової і пустельної зон
Сплутано-волокниста	Має вигляд сплутаних смуг, які непорядковано пересікаються одна з одною; як діагностичний цей тип характерний для ґрунтів з відносно стабільним фізичним станом; найкращу виразність сплутано-волокнистого орієнтування глини мають чорноземи, а також дерново-лучні заплавні ґрунти; глини цього типу містяться у багатьох ґрунтах — сірих лісових, каштанових, бурих напівпустельних і бурих лісових; у чорноземах і лучних ґрунтах глини часто маскуються гумусом, сполуками заліза і мангану

## РОЗДІЛ 2

Перехресно-волокниста	Лусочки утворюють волокна (смуги) у двох напрямках, які взаємно пересікаються; цей тип часто називають сітчастим; перехресне розташування смуг вказує, що ґрунтова маса зазнавала тиску у двох напрямках сезонних або багаторічних циклів у результаті набрякання, висушування; типова для перехідних горизонтів гідроморфних ґрунтів глинистого складу лісової й степової зон
Паралельно-волокниста	Легко визначити за субпаралельним розміщенням смуг і відсутністю смуг іншої орієнтації (для нижніх горизонтів ґрунтів важкого глинистого механічного складу, що мають добре виражену вертикальну тріщинуватість; нині або в минулому зазнавали періодичного ритмічного перезволоження з подальшим різким висушуванням)
Струминчаста	Має вигляд потокоподібного (флюїдального) розподілу переважно у субвертикальному напрямку; для початкових стадій формування ґрунтового профілю за елювіально-ілювіальним типом під впливом підзолистого, елювіально-глеєвого, солонцевого процесів, а також осолодіння й лесиважу
Наволопорова (рис. 10, б)	Приурочена до пор, має вигляд тонких анізотропних глинистих плівок, повністю або частково (фрагментарно) оконтурює стінки між- і внутрішньоагрегатних пор
Наволоскелетна (рис. 10, в)	Відокремлення у вигляді плівок, що покривають повністю або частково зерна мінералів або вистилають поверхню ґрунтових новоутворень
Кільцеподібна (рис. 10, г)	Має вигляд двозаломлених кілець, іноді концентричної будови, навколо мікроагрегатів, мінеральних зерен, мікроортштейнів, що вказує на ритмічний характер відкладення глинистої речовини й перегрупування розміщення глинистих мінералів; у невеликих кількостях трапляється в органо-залізистих і органо-залізо-манганових ґрунтових новоутвореннях
Пластівчаста (рис. 10, д)	Має вигляд хаотично розміщених пластівців; для ґрунтів важкого механічного складу з дуже динамічним фізичним станом
Напливна (рис. 10, е)	Приурочена до пор, в яких утворюються краплеподібні напливи, флюїдальні плівки, її наявність є діагностичним показником розвитку ілювіальних процесів; великі напливи орієнтованої глини, як правило, мають як домішки первинні мінерали, гумус, сполуки заліза і мангану
Суцільна	Дуже рідкісний тип, діагностується за суцільною орієнтацією глини в усіх ділянках генетичних горизонтів
Фітоморфози	Плівки анізотропної глини по корневих рештках у ґрунтах, характерні для періодично перезвожених ґрунтів

Імовірно, одна із загальних причин формування мікробудови глинистої речовини ґрунтів полягає у змінному зволоженні і висиханні ґрунтів, за яких відбуваються розширення і стискування ґрунтової маси, посилення поверхневого натягу, диспергація її у вологому стані і різні мікропереміщення у напрямку руху ґрунтової вологи (вгору, вниз, вбік) з подальшою орієнтацією глинистих часточок (сепарація). Найяскравіше ці процеси виражені в некарбонатних ґрунтах важкого гранулометричного складу.

Різні речовини, що перешкоджають пептизації глинистих часточок і сприяють їх коагуляції (органічна речовина, оксиди і гідроксиди заліза, со-

лі), знижують здатність цих часточок до сепарації і різною мірою заважають формуванню оптичного орієнтування глинистої плазми.

Легким ґрунтам властиві навколоскелетні і лускуваті форми, важким — різні форми волокнистого орієнтування в основі.

*Мінеральний скелет* (первинні мінерали і уламки порід) (рис. 11, див. вклейку) є найбільш стабільною і нерухомою частиною ґрунту. Під мікроскопом визначають наявні у ґрунтах мінерали і уламки порід, вказують розміри зерен та їхню форму.

*Новоутворення* — це локальні, морфологічно виражені скупчення речовин, які виділились в кристалічній або аморфній формі із ґрунтового розчину в результаті процесів ґрунтоутворення.

Нижче описано види і форми новоутворень, характерні для плейстоценових ґрунтів:

Оксиди і гідроксиди Fe, Mn	Стяжіння, конкреції, мікроортштейни (рис. 12, а, див. вклейку), дифузійні кільця, примазки, нальоти, плівки (рис. 12, б) тощо; можуть бути без домішок і з домішками гумусу, мангану (рис. 12, в), глини, зерен скелета, карбонатів, гіпсу тощо
Карбонати	За розмірами: крипто- (<1 мкм), мікро- (1—10 мкм), дрібно- (10—100 мкм), середньо- і великозернисті (100—1000 мкм); форма скупчень: плями, прожилки, ооліти, кільця, трубки та ін. (рис. 12, г—є); мікро- (до 0,05) і дрібнозернисті (0,05—01 мм) найчастіше розсіяні у ґрунтовій масі у вигляді скупчень по порах або всередині них; люблініт — голчаста форма кальциту — виростає із стінок пор і утворює в них скупчення; доломіт трапляється у вигляді кристалів більш або менш правильної ромбоподібної форми (до 0,05 мм), рідко розсіяних у ґрунтовій масі; біогенні форми карбонатів — уламки черепашок молюсків, форамініфер, вапнякових водоростей тощо
Гіпс	Поодинокі кристали в порах (рис. 12, ж), друзи, шітки, рози, прожилки тощо
Кремній	Натічні форми й відокремлення навколо живих і мертвих коренів рослин
Водорозчинні солі	Налети, вицвіти, псевдоміцелії, прожилки, прикореневі трубки та ін. (під час виготовлення шліфів руйнуються; їх вивчають тільки в непроварених зразках або на зачищеній стінці розрізів у польових умовах)
Чорний і бурий гумус	Згустки, плями (рис. 12, з), плівки на поверхнях зерен мінералів, агрегатів, стінках пор, по грубих рослинних рештках тощо
Фітоліти	Мінерали рослинного походження, що утворилися за життя рослин
Зооліти	Скелети і панцирі мезо- і мікрофауни

Особливу групу мінеральних утворень у ґрунті складають *біоліти* — кристалічні або аморфні мінеральні речовини, що сформувались у тканинах рослинних (фітоліти) і тваринних (зооліти) організмів, а також скелети деяких мікроорганізмів. У ґрунт біоліти потрапляють після відмирання цих організмів, але можуть бути успадковані і від ґрунтоутворювальних порід. За хімічним складом мажуть бути кременеві, фосфатні, сульфатні, хлоридні тощо.

**Ґрунтові утворення механічного перегрупування скелета і плазми.** Перегрупування мінеральних компонентів основи ґрунту може відбуватись під



впливом різних процесів: криогенної і біогенної турбації, поперемінного зволоження і висихання, мікрозсувів, перенесення тонкодисперсних компонентів у змоченому стані водою, що фільтрується через ґрунт, тощо. У результаті виникають відмінності в розміщенні і взаємному орієнтуванні компонентів основи. При цьому можливі два варіанти: співвідношення між великими і тонкими часточками залишається таким самим, як і в основі, або помітно змінюється, що веде до відокремлення ділянок скелетного і плазмового матеріалу.

До таких ґрунтових утворень відносять «засипки» або «заповнення» (інфілінги) — результат засипання або провалювання скелетного матеріалу у відносно великі порожнини, що найчастіше спостерігається за його міжгоризонтних переміщень. У результаті виникають відокремлення пилувато-піщаного складу з іншим співвідношенням і розміщенням компонентів, ніж в основній масі.

Скелетні зерна можуть відокремлюватись і у вигляді зон, збіднених плазмою. Їх поява пов'язана з розвитком елювіальних процесів, що приводить до винесення тонкодисперсних компонентів ґрунту.

*Мікрозони освітлення* приурочені передусім до верхніх горизонтів ґрунту, до поверхні пор і тріщин, і тоді їх називають скелетанами (піщано-пилуватими кутанами). Проте мікрозони освітлення можуть бути і всередині основи (що особливо характерно для ґрунтів важкого гранулометричного складу), тоді їх кількість і зайняту ними площу розглядають як показник інтенсивності розвитку елювіального процесу. Власне елювіальні горизонти ґрунтів легшого гранулометричного складу, значно збіднені плазмою, є як би суцільною зоною збіднення, тому складаються переважно з пилувато-піщаного матеріалу.

*Мікрозони переважного накопичення плазми* тяжіють до ілювіальних горизонтів, де осаджується тонкодисперсний матеріал, винесений з вищерозміщених горизонтів, у вигляді суспензій або колоїдних розчинів.

Різні форми натічних утворень у ґрунті розглядають як головний і безперечний показник лесиважу та інших форм ілювіювання.

У вітчизняній літературі такі мікроформи називають по-різному: рухлива глина, коломорфна, натічна орієтована, вторинна, ілювіювана глина, полініт та ін.; у закордонній — кутани ілювіювання (аржилани — натічні утворення глинистого складу, феріаржилани — з домішкою заліза та ін.).

Найчастіше використовують терміни «плівки» і «на́теки».

*Плівки* — це натічні утворення, що розвиваються на поверхні скелетних зерен у ґрунтах легкого гранулометричного складу. Вони можуть бути глинистими, залізистими, залізисто-гумусовими, гумусовими, а по мірі розвитку — суцільними або фрагментарними. Проте плазмові плівки на поверхні зерен мають не лише ілювіальне походження, вони можуть утворитись і в результаті вивітрювання, сепарації, поверхневого натягу за чергування зволоження і висихання ґрунтової маси. Відзначимо, що плівки ілювіального походження зазвичай краще розвинені і мають різкіші межі.

*На́теки* — чітко відмежовані від основи, найчастіше глинисті або пилувато-глинисті утворення, приурочені до пор або великих тріщин, а тому характерні для ґрунтів суглинково-глинистого складу.

Натічні утворення помітно відрізняються від плазми основи за такими ознаками: 1) великими формами виділень, приурочених до тріщин і пор, поверхонь агрегатів і скелетних зерен; 2) чіткими межами; 3) нерідко шаруватими формами виділення, що відображають періодичність їх утворення; 4) досконалішим оптичним орієнтуванням.

Найбільш однорідними і прозорими є натеки з тонкодисперсної глинистої речовини. У багатьох ґрунтах крім однорідних натеків плазми трапляються змішані (складні з домішками): пилувато-глинисті, піщано-пилувато-глинисті і навіть піщано-пилуваті (скелетани). Домішками можуть бути гумус, оксиди і гідроксиди заліза, пилуватий матеріал, інколи тонкодисперсні карбонати.

За складом виділяють натеки залізисто-глинисті (темно-бурі зі зниженою анізотропією), гумусово-глинисті (непрозорі, чорні, ізотропні) або залізисто-гумусово-глинисті з рівномірним чи шаруватим розподілом різних речовин (свідчить про циклічність ілювіювання) (рис. 13, див. вклейку).

Взагалі чим більшу площу від площі шліфа займають натеки, тим інтенсивніше виражений ілювіальний процес.

Натічні форми плазми в ґрунтах утворюються досить швидко зі зміною природних умов.

*Ґрунтова мікроструктура (мікробудова)* — це просторове співвідношення елементарної мікробудови, структурних відокремлень (органічна речовина, мінеральні утворення) і порового простору ґрунту. Розрізняють кілька типів ґрунтової мікроструктури (табл. 1, рис. 14, див. вклейку).

О. І. Парфьонова і К. А. Ярилова [100] пропонують для характеристики ієрархії ґрунтової маси враховувати форми порожнин і відповідно виділяти три основні форми ґрунтових мікроструктур: порову, розтріскування і неагреговану масу без пор і тріщин.

Схема загальної ієрархії ґрунтів (див. рис. 4) охоплює основні мікроморфологічні показники, вона може бути розширена і деталізована залежно від характеру досліджуваного об'єкта. На основі спостережень у шліфах доходять висновків щодо генезису та властивостей ґрунтів.

Крім поняття «мікроморфологічний аналіз», що передбачає покомпонентне вивчення мікробудови ґрунтів, виділяють поняття «мікроморфологічний синтез».

*Мікроморфологічний синтез* дає змогу узагальнити отримані за мікроморфологічного аналізу ознаки відкладів і виявити систему головних генетичних типів ґрунтів за схемою властивості ґрунтів — елементарні ґрунтоутворювальні процеси — фактори ґрунтоутворення.

Отже, мікроморфологічний метод — це поєднання мікроморфологічного аналізу і синтезу під час вивчення мікробудови ґрунтів і відкладів.

На основі мікроморфологічного аналізу і синтезу різноманітних відкладів із застосуванням даних інших методів та їх інтерпретації здійснюють палеогеографічні реконструкції фізико-географічних умов їх формування. Весь наявний матеріал узагальнюють, складають відповідні картосхеми, готують ілюстративний матеріал (зокрема, мікрофото шліфів, що допомагає порівнювати різні типи ґрунтів), статті, звіти та ін.

Типи ґрунтової мікроструктури [82]

Тип	Ознаки	Характерні ґрунти й горизонти
Пухка роздільно-часткова	Погано сформована пухка структура	Молоді ґрунти легкого складу, а також елювіальні підзолисті горизонти, солонці і солоді
Губчаста щільна	Повна агрегованість ґрунтової маси і добре розвинена пористість	Акумулятивні горизонти чорноземів степової зони
Губчаста пухка	Те саме, але гірше виражена агрегованість, менше розвинуті пори	Акумулятивні горизонти — дерново-підзолисті, сірі лісові ґрунти та ін.
Фрагментарна	Наявність розрідженої сітки великих витягнутих, інколи каналоподібних, міжагрегатних пор простої форми, які розділяють щільну слабоагреговану ґрунтову масу на фрагменти різних кутових обрисів	Ілювіальні горизонти підзолистих, дерново-підзолистих, сірих лісових ґрунтів, перехідні горизонти гідроморфних і злитих ґрунтів важкого механічного складу
Мозаїчна	Нагадує фрагментарну, відрізняється густішою сіткою великих звивистих міжагрегатних пор, які розділяють агреговану ґрунтову масу на різнокольорові ділянки, що утворюють складну кольорову гаму	Горизонти ґрунтів з різко динамічним сезонним водним режимом, які містять у великій кількості рухливі сполуки заліза і мангану
Злита	Підвищена пластичність ґрунтової маси, яку визначають за ступенем деформованості стінок пор; додатковою діагностичною ознакою є інтенсивне оглеєння	Постійно й інтенсивно перезволожені ґрунти переважно з кислою реакцією середовища
Масивна	Відсутність між- і внутрішньоагрегатних пор та агрегації ґрунтової маси	ґрунти важкого механічного складу

Під час вивчення як викопних (плейстоценових), так і сучасних ґрунтів розглядають ті самі елементи ґрунтової мікробудови [74, 75, 82, 85]. При цьому важливим є вміння відрізнити первинні ознаки ґрунтоутворення від діагенетичних. Багато мікроскопічних деталей ґрунтової будови не змінюються тривалий час, і в процесі вивчення можна встановити ознаки, які не виявляються іншими методами.

Найстійкішими ознаками, які слабо змінюються з похованням, є елементарна мікробудова, форми агрегатів і пористість, форма й мікробудова оптично орієнтованих глин, характер розподілу органічної речовини, структура глин і натеків.

Менш стійкими ознаками до фактору часу, але такими, що мають значення для діагностики ґрунтів, є гумус і форми його концентрування, будова і розподіл залізистих і манганових мікроортштейнів, новоутворень солей.

Першопочаткове значення під час вивчення викопних ґрунтів мають характер агрегованості і пористості, структура і розподіл органічної речовини, оптично орієнтованих глин, кількість і будова новоутворень. Будова агрегатів, пор, їхня форма, розмір — одні з головних ознак ґрунтової мікробудови. Порівняння форм агрегатів і пор сучасних і давніх ґрунтів багато в чому сприяє уточненню генезису давніх ґрунтових утворень.

Форми органічної речовини, розподіл гумусу, його колір, склад використовують у комплексі діагностичних ознак під час вивчення викопних ґрунтів.

Мікробудова оптично орієнтованих глин є однією з найстійкіших ознак давнього ґрунтоутворення і сприяє з'ясуванню палеогеографічних умов минулого. У викопних ґрунтах спостерігаються такі самі види орієнтованих глин, що й у сучасних. У плейстоценових ґрунтах наявність коломорфних глин у профілі пов'язана з розвитком процесів ілювіювання й лесиважу.

Новоутворення солей не належать до стійких ознак ґрунту, однак їхня форма й відносний розподіл по профілю є важливими для діагностики ґрунтоутворювальних процесів. Для діагностики ґрунтів мають значення лише форми й відносний розподіл карбонатів по профілю. У викопних ґрунтах порівняно із сучасними їх діагностика за розподілом карбонатів ще більш ускладнена, але все-таки сприяє з'ясуванню палеогеографічних умов минулого. Утворення мікрокристалічного кальциту біля пор пов'язують із порівняно швидким випаровуванням і високою концентрацією ґрунтових розчинів, дрібнозернистого — з їхнім поступовим випаровуванням; голчасного кальциту-любліниту, типового для ґрунтів, — з інтенсивною сезонною міграцією карбонатів. Поява гіпсу якоюсь мірою відбиває аридніші умови клімату. Наявність мікроортштейнів часто вказує на окисно-відновні умови або на сезонну зміну умов зволоження.

Викопні ґрунти дуже складні для вивчення, і застосування лише мікроморфологічного аналізу не розв'яже всіх проблем, пов'язаних з визначенням генезису цих ґрунтів. Під час реконструкції палеогеографічних умов необхідно враховувати весь комплекс результатів, здобутих різними методами.

Вивчаючи мікроскопічну будову ґрунтів можна отримати великий обсяг різноманітної та об'єктивної інформації про географічні умови ґрунтоутворення, генезис ґрунтів, інтенсивність процесів, що їх формують, фізичний стан і речовинний склад. Застосування мікроморфологічного методу дає можливість досліджувати процеси і властивості ґрунту, які вони продукують і які не спостерігаються та не завжди можуть бути підтверджені відповідними кількісними фізичними та хімічними методами дослідження. Тому мікроморфологічний метод набуває самостійного і допоміжного значення у вивченні ґрунтів. Разом з тим вивчення мікроморфології ґрунтів не виключає застосування інших методів. Навпаки, цей метод слід застосовувати у комплексі з іншими, що дає змогу глибше проникнути в різні складові процеси ґрунтоутворення.

---

## РОЗДІЛ 3

---

### МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ

---

#### 3.1. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

За фізико-географічним районуванням О.М. Маринича, Г.О. Пархоменко, В.М. Пашенка, О.М. Петренка, П.Г. Шищенко [3, 73, 90], територія дослідження знаходиться в зонах мішаних (хвойно-широколистих) лісів, широколистих лісів, лісостеповій і степовій. Нижче наведено основну характеристику кожної фізико-географічної зони в межах басейну Дніпра на території України.

*Зона мішаних (хвойно-широколистих) лісів* займає північну частину території України, простягаючись від державного кордону на заході до Середньоруської височини на сході [36, 46, 72]. Зона охоплює різні геоструктури Східноєвропейської платформи: північну частину Українського щита, північно-західну частину Волино-Подільської плити, північну частину Дніпровсько-Донецької западини; крайня східна частина зони — схил Воронезького кристалічного масиву [23].

Українське Полісся — велика моренно-зандрова і зандрово-алювіальна низовина з лесовими островами. Велика частина Полісся в період дніпровського (максимального) зледеніння була покрита льодовиком. Зледеніння зумовило формування моренно-зандрових рівнин, моренних гряд, камів, озів, зандрових і зандрово-алювіальних рівнин.

Рельєф Полісся утворився під безпосередньою дією льодовиків та їхніх талих вод. Найбільшу площу займає Поліська низовина. Серед інших орографічних елементів слід відзначити Словечансько-Овруцький кряж, північну частину Придніпровської низовини, Придеснянську рівнину.

Клімат Полісся помірно континентальний, з теплим і вологим літом і м'якою зимою. Середня температура січня від  $-4,5$  до  $-8,0$  °С (знижується із заходу на схід), липня — від  $+17$  до  $+19,5$  °С. Річна кількість опадів  $550$ — $650$  мм, більшість яких ( $400$ — $450$  мм) випадає в теплий період року з квітня по жовтень. Коефіцієнт зволоження змінюється від  $2,6$  на заході до  $1,9$  на сході. Перевищення суми опадів за рік над кількістю вологи, що випаровується, створює промивний та періодично промивний типи водного режиму і зумовлює заболочування понижених ділянок.

Ґрунтоутворювальними породами на Поліссі найчастіше є льодовикові (моренні), водно-льодовикові, давньоалювіальні відклади, рідше леси (у деяких місцях є невеликі острівці лесових відкладів), озерні та інші відклади. Як правило, вони мають легкий гранулометричний склад — піщані,

супіщані, піщано-легкосуглинкові та легкосуглинкові. Строкатість ґрунтоутворювальних порід, часті зміни гідрологічного режиму зумовили складний ґрунтовий покрив Полісся. У формуванні ґрунтового покриву беруть участь три типи ґрунтоутворення: підзолистий, дерновий і болотний. На їх розвиток впливають відповідні рослинні формації: деревна, лучна і болотна. *Зональними ґрунтами* на Поліссі є дерново-підзолисті та дернові ґрунти, що формуються за поєднання дернового і підзолистого процесів.

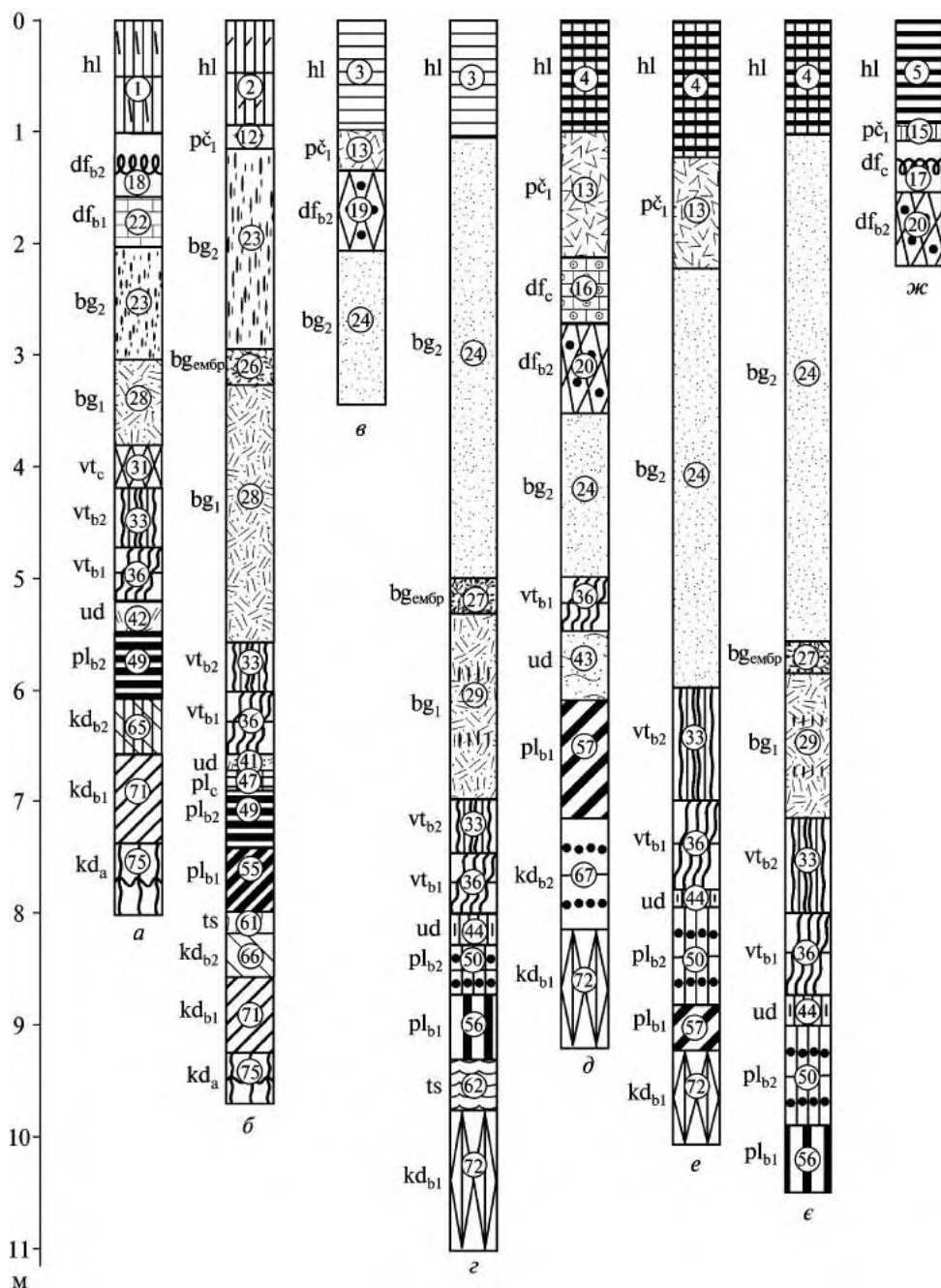
*Зона широколистих лісів* займає західну і південно-західну частини території в басейні Дніпра у межах України. У геотектонічному відношенні відповідає Волино-Подільській плиті. Основні орографічні елементи: Волинська височина і північна частина Подільської височини (Вороняки, Кременецькі гори). Коефіцієнт зволоження 2,4–2,8, середньорічні суми опадів 575–700 мм). Переважає широколистолиста рослинність, хоча поширені також ландшафти мішанолісового типу. У ґрунтовому покриві переважають опідзолені чорноземи, сірі лісові ґрунти.

Своєрідність природи *лісостепової зони* полягає у поєднанні утворених в однакових кліматичних умовах різних типів ландшафтів: широколистолисових, лісостепових і лучно-степових.

*Рельєф* лісостепової зони досить різноманітний, здебільшого водно-ерозійний хвилястий: поверхня розчленована глибокими ярами, балками, річковими долинами. Водно-аккумулятивний тип рельєфу властивий річковим терасам, що вкриті лесоподібними суглинками або сучасним алювієм. Основні орографічні елементи: Волинська і Придніпровська височини, Прироська рівнина, Київське плато, Канівські гори, середня частина Придніпровської низовини, Полтавська рівнина, відроги Середньоруської височини. У геотектонічному відношенні відповідають Волино-Подільській плиті, Українському щиту, Дніпровсько-Донецькій западині і схилу Воронежського кристалічного масиву [72].

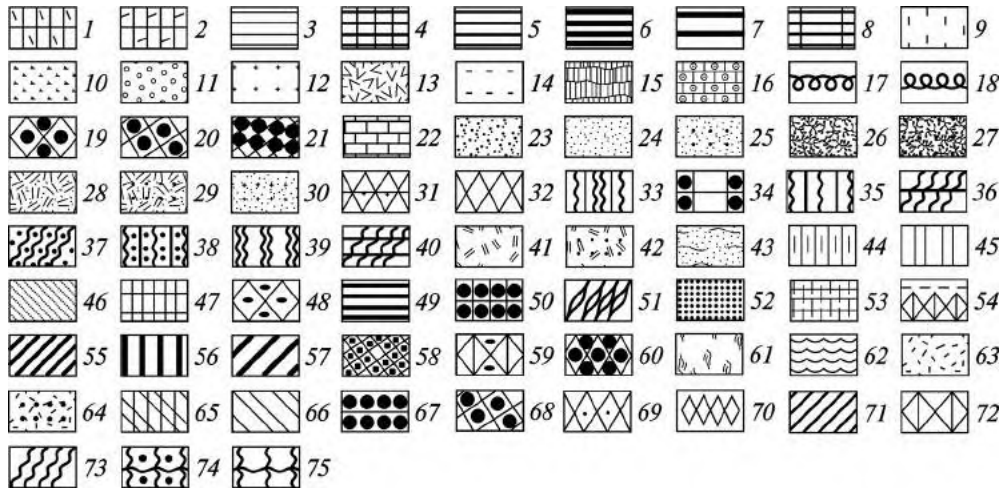
*Клімат* характеризується теплим літом і помірно холодною зимою. Континентальність клімату збільшується із заходу на схід. Середня температура липня на північному заході зони +18 °С, на півдні підвищується до +22 °С. Середня температура січня від –5 до –8 °С, за абсолютного мінімуму на сході –36 °С. Середньорічна кількість опадів на заході близько 700 мм, на сході зменшується до 430 мм. Баланс вологи нейтральний з періодично промивним водним режимом.

Найпоширенішими ґрунтоутворювальними породами лісостепової зони є леси та лесоподібні суглинки, їхня характерна особливість — вищий ступінь карбонатності, що істотно впливає на ґрунтоутворювальний процес. Гранулометричний склад цих порід змінюється від легких до важких суглинків. Сучасний ґрунтовий покрив чітко відображає вплив природної рослинності на процес ґрунтоутворення: в районах, де були і нині ростуть широколисті ліси, сформувались сірі лісові ґрунти (поєднання дернового, підзолистого процесів і лесиважу); там, де була поширена лучно-степова рослинність, розвинені чорноземи типові (гумусоутворення і гумусонакопичення) і вилугувані (процеси гумусово-аккумулятивний і вилугування); на тих ділянках, де тривалий час відбувалась зміна лісової рослинності лучно-сте-



**Рис. 16.** Літолого-педологічні колонки розрізів, що досліджені в сучасних зонах мішаних (хвойно-широколистих) лісів і лісостеповій басейну Дніпра на території України: а — с. Музичі; б — с. Пирогове; в — с. Велика Бугаївка; г — с. Стайки; д — с. Кліщинці; е — смт Градизьк; ж — с. Садки; ж — с. Мишурич Ріг; стратиграфічні горизонти: *hl*: 1 — сірі лісові ґрунти, 2 — темно-сірі лісові; 3 — лучно-чорноземні ґрунти; чорноземи: 3 — лучні, 4 — типові, 5 — зви-

МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ



чайні, 6 — вилугувані, 7 — звичайні міцелярно-карбонатні, 8 — південні; *pc*: 9 — палево-брудно-світло-сірі леси; *pc*: 10 — світло-бурі пустельно-степові ґрунти, 11 — бурі пустельно-степові ґрунти; *pc*: 12 — палево-світло-бурі леси, 13 — палеві світло-сірі лесоподібні суглинки, 14 — білясті світло-палеві леси, 15 — сірувато-бурувато-палеві лесоподібні суглинки; *df*: 16 — дерново-карбонатні ґрунти, 17 — світло-бурі напівпустельні; *df*: 18 — бурі лісові ґрунти, 19 — чорноземи опідзолені, 20 — чорноземоподібні ґрунти, 21 — чорноземи південні; *df*: 22 — бурі лісові ґрунти; *bg*: 23 — жовтувато-білясті леси, 24 — жовтувато-палеві леси, 25 — білясто-палеві леси; *bg<sub>емір</sub>*: 26 — бурі ініціальні ґрунти, 27 — сірі ініціальні ґрунти; *bg*: 28 — світло-палеві леси, 29 — сіро-палеві леси, 30 — бурувато-світло-палеві леси; *vt*: 31 — дерново-бурі ґрунти, 32 — бурі ґрунти; *vt*: 33 — бурі лісові ґрунти, 34 — коричнево-бурі, 35 — червонувато-бурі солонцюваті ґрунти; *vt*: 36 — темно-бурі лісові ґрунти, 37 — сірувато-коричневі, 38 — сірувато-коричневі солонцюваті загіпсовані, 39 — червонувато-бурі, 40 — червонувато-бурі солонцюваті ґрунти; *ud*: 41 — бурувато-світло-палеві леси, 42 — палево-буруваті лесоподібні суглинки, 43 — жовтувато-палеві леси, 44 — сизо-білясто-бурувато-палеві лесоподібні суглинки, 45 — жовтувато-бурувато-палеві леси, 46 — коричнювато-буруваті лесоподібні суглинки; *pl*: 47 — дернові ґрунти, 48 — чорноземоподібні ґрунти; *pl*: 49 — чорноземи типові, 50 — чорноземи міцелярно-карбонатні, 51 — чорноземи буроземоподібні, 52 — чорноземоподібні (коричнювато-сірі) ґрунти, 53 — чорноземи південні солонцюваті, 54 — чорноземи південні; *pl*: 55 — темно-сірі лісові ґрунти, 56 — лучно-чорноземні ґрунти, 57 — чорноземи вилугувані, 58 — чорноземоподібні ґрунти, 59 — чорноземоподібні солонцюваті, 60 — чорноземоподібні (сірувато-коричневі) ґрунти; *ts*: 61 — бурувато-палеві леси, 62 — жовтувато-палево-сірі лесоподібні суглинки, 63 — жовтувато-палеві леси, 64 — світло-жовтувато-палеві лесоподібні суглинки; *kd*: 65 — темно-сірі лісові ґрунти, 66 — світло-сірі лісові ґрунти, 67 — чорноземи опідзолені, 68 — чорноземи, близькі до звичайних, 69 — чорноземи південні, 70 — чорноземи південні загіпсовані; *kd*: 71 — дерново-підзолисті ґрунти, 72 — сірі лісові, 73 — бурі лісові, 74 — бурі лісові остеповілі ґрунти; *kd*: 75 — дернові ґрунти

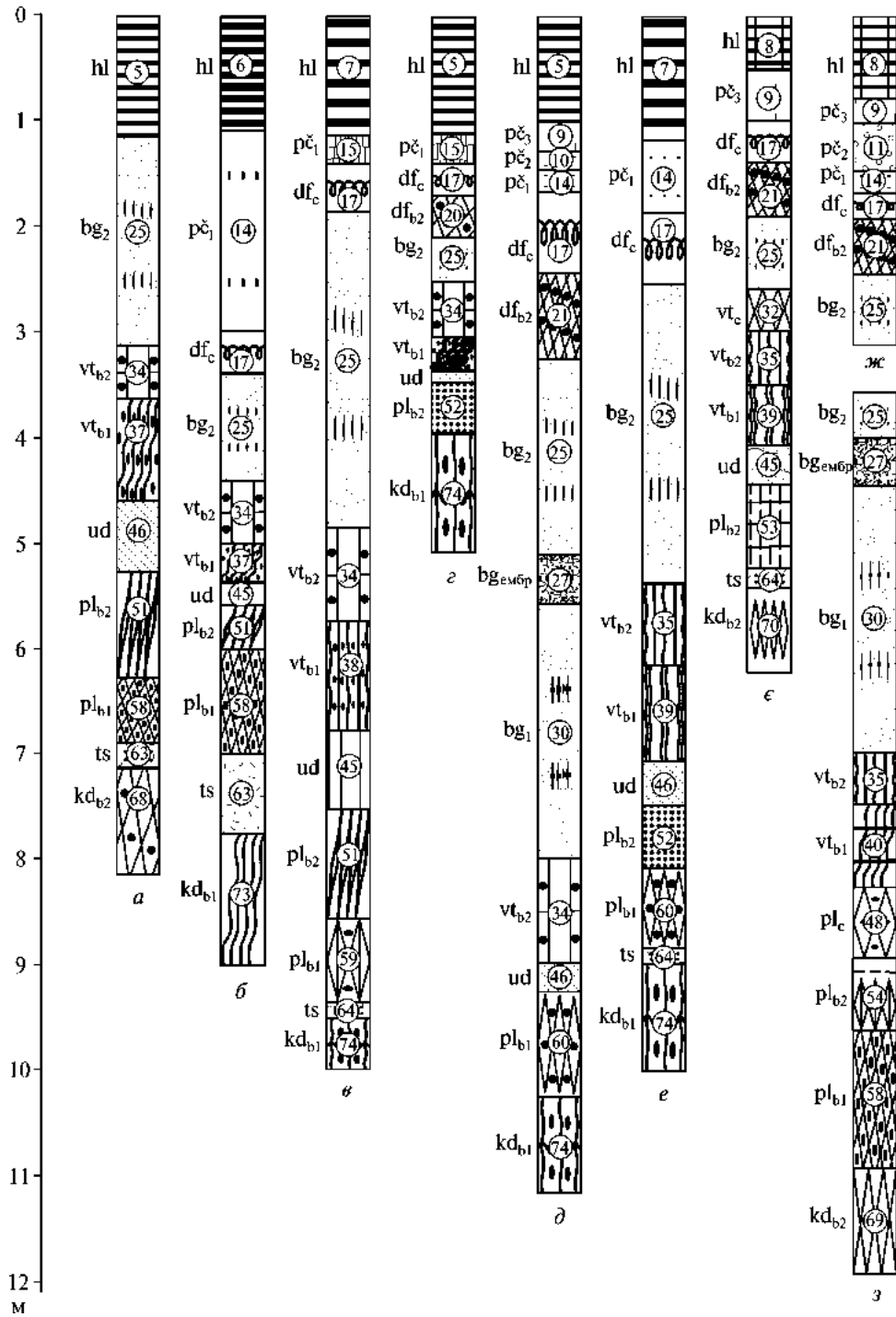
повою або навпаки утворились темно-сірі опідзолені (поєднання дернового і підзолистого процесів) ґрунти та чорноземи опідзолені (дерновий процес і опідзолення) [98].

**Степову зону** України за ґрунтово-кліматичними умовами поділяють на північну, центральну і південну підзони. У глибинній будові степових територій поєднуються різномірні тектонічні структури: Український щит, Дніпровсько-Донецька і Причорноморська западини, західна частина Донецької складчастої структури.

Четвертинні відклади поширені практично скрізь. Це переважно континентальні малопотужні лесоподібні, алювіальні, озерні, еолові, делювіальні, пролювіальні, елювіальні утворення. Особливу роль відіграють леси, вони відсутні тільки на молодих терасах річок і в місцях активної сучасної денудації.



РОЗДІЛ 3



За характером рельєфу степова зона являє собою рівнину, неоднорідну за походженням, геологічною будовою і абсолютними висотами. Басейн Дніпра охоплює південну частину Придніпровської височини, Причорноморську низовину, відроги Приазовської і Донецької височин.

*Клімат* на півночі і в центрі степової зони помірно теплий і помірно континентальний. Середньомісячні температури повітря в січні коливаються від  $-4$  до  $-8$ , у липні — від  $+21$  до  $+23$  °С. Середня багаторічна сума опадів  $425-500$  мм/рік. Більша частина опадів ( $230-280$  мм) випадає в теплу пору року, коефіцієнт зволоження  $0,6-0,8$ . Часто опади мають зливовий характер (до  $100-150$  мм/добу), що призводить до розвитку процесів ерозії. Клімат півдня зони помірно посушливий і середньоконтинентальний. Відрізняється високими температурами повітря і незначною кількістю опадів. Середня багаторічна температура у січні  $-2,5 \dots -3$ , у липні — від  $+23$  до  $+24$  °С. Сума опадів  $300-450$  мм/рік. За вегетаційний період випадає не більше  $200$  мм опадів — нерідко у вигляді злив, які супроводжуються градом, грозами, бурями і завдають значних збитків. Крім того, у південній підзоні майже щорічно спостерігаються значні періоди без опадів, що спричиняє ґрунтові посухи.

За видовим складом рослинного покриву у степовій зоні виділяють три підзони: північну — різнотравно-типчакково-ковилову, середню — типчакво-ковилову і південну — полиново-типчакково-ковилову. У пониженнях рельєфу поширена вологолюбива лучна, а на дні балок — лучно-болотна рослинність. Лісова рослинність відсутня, крім лісосмуг і байрачних масивів.

Головні ґрунтоутворювальні породи у степовій зоні — леси, що вкривають вододільні плато і річкові тераси. Нами досліджені чорноземи звичайні й південні, що сформувались під дією дернового (гумусово-акумулятивного) процесу як основного та процесу карбонатизації — накопичення і перерозподіл карбонатів кальцію у профілі ґрунтів.

Нами досліджено плейстоценові відклади (ґрунти і леси) і сучасні ґрунти на 24 розрізах, у межах сучасних фізико-географічних зон мішаних (хвойно-широколистих) лісів, лісостеповій і степовій у басейні Дніпра на території України (рис. 15, див. вклейку).

Одинадцять розрізів (села Кодаки, Вільшанка, Кліщинці, Кагамлик, Кам'яні Потоки, Мишури́н Ріг, Мости, Мала Лепетиха, Льво́ве, Каїри, смт Велика Зна́м'янка) досліджено вперше. В 14 розрізах (села Музичі, Пирогове, Стайки, Кліщинці, Мости, Бабурка, Льво́ве, Широка Балка, Станіслав, смт Градизьк, Велика Зна́м'янка, міста Дніпропетровськ, Василівка) у шліфах мікроморфологічно визначені основні діагностичні ознаки сучасних і викопних ґрунтів і лесів плейстоцену для встановлення їх типів (рис. 16, 17; 18—29, див. вклейку).

**Рис. 17.** Літолого-педологічні колонки розрізів, що досліджені в межах сучасної степової зони басейну Дніпра на території України:  
*a* — с. Мости; *b* — м. Дніпропетровськ; *в* — с. Бабурка; *г* — м. Василівка; *д* — смт Велика Зна́м'янка; *e* — с. Мала Лепетиха; *e* — с. Льво́ве; *ж* — с. Широка Балка; *з* — с. Станіслав. Інші умовні позначення див. на рис. 16

### 3.2. МІКРОМОРФОЛОГІЯ ВИКОПНИХ ГРУНТІВ

Вибір викопних (плейстоценових) ґрунтів і відкладів (починаючи з кайдацького палеогеографічного етапу) як об'єктів для макро- і мікроморфологічного вивчення не є випадковим, оскільки у післядніпровські часи відбулася різка «перебудова» природних умов (табл. 2) і в більшості теплих етапів сформувалася зональність, близька до сучасної. Погляди вчених щодо положення стратиграфічних горизонтів плейстоцену, їх абсолютного датування і кореляцій з ізотопно-кисневою шкалою є дещо дискусійними (табл. 3), але наша увага зосереджена передусім на виявленні особливостей їх мікробудови.

За даними табл. 2, ґрунти теплих кайдацького, прилуцького, витачівського, дофінівського палеогеографічних етапів сформувались в умовах помірного клімату і мають певні мікроморфологічні особливості та діагностичні ознаки мікробудови.

Розглянемо особливості мікробудови плейстоценових ґрунтів кожного палеогеографічного етапу, а також з'ясуємо особливості мікробудови відкладів холодних палеогеографічних етапів (тясминського, удайського, бузького, причорноморського) як основних ґрунтоутворювальних порід для викопних ґрунтів плейстоцену.

Таблиця 2

Реконструйовані показники клімату для теплих палеогеографічних етапів плейстоцену України [50, 112]

Індекс етапу	Середньомісячна температура, °С		Річна кількість опадів, мм	Клімат
	січня	липня		
df	-6...-9	+17...+18	400—500 — середня df <sub>b</sub> 350—400 — на півдні df <sub>c</sub> 300—350 — на півдні	Помірно холодний, помірний, сухий
vt	-3...-5	+18...+20	400—450 — на півночі 350—450 — на півдні	Помірний, помірно теплий, помірно теплий субаридний
pl	-2 — на півночі +1 — на півдні	+20...+21 — на півночі +21 — +22 — на півдні	pl <sub>b2</sub> 550—600 — середня pl <sub>b1</sub> 600—700 — середня pl <sub>b2</sub> 450—600 — на півдні	Помірно теплий, тепліший і вологіший за сучасний, помірно теплий
kd	-2...-4 — на півночі -2...-3 — на півдні	+19...+20 — на півночі +20...+21 — на півдні	kd <sub>b2</sub> 700—800 — на півночі kd <sub>b1</sub> 700—900 — на півночі kd <sub>b2</sub> 550—650 — на півдні kd <sub>b1</sub> 600—700 — на півдні	Помірний, вологіший за сучасний, помірно теплий

Таблиця 3

Кореляція плейстоценових відкладів, за даними різних учених [18, 24, 95, 142]

OIS-колонка	OIS, тис. років	Альпійська схема	Західна Європа	Східна Європа	За А.О. Величком, 1981, 2005	За М.Ф. Векличем, 1984, 1993	За П.Ф. Гожиком, 2001	За Н.П. Герасименко, 2004
1	0—10	Поствюрм	—	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен
		Вюрм IV	Тардігляціал Верхній пленігляціал	Осташківське льодовиків'я	Верхньовалдайський (осташківський)	Причорноморський	Причорноморський	Причорноморський
2	10—24	Вюрм III	Денекамп Хенгело Моерсхофт	Мологошкєнинське льодовиків'я	Брянський (дунайський)	Дофінівський	Дофінівський Бузький	Дофінівський Бузький
3	24—57	Вюрм II	Нижній пленігляціал			Бузький	Витачівський	Витачівський
4	57—71		Одерде Бреруп Амерсфорт	Калінинське льодовиків'я	Нижньовалдайський (калінинський)	Витачівський	Удайський	Удайський
5a	71—83	Вюрм I				Удайський	Прилуцький	Прилуцький
5c	83—103							
5d	103—115							
5e	115—127	Рис—вюрм	Єм	Мікулинське міжльодовиків'я		Прилуцький	Кайдацький	Кайдацький
6	127—186	Рис II	Варта	Московське льодовиків'я		Тясминський		Дніпровський
7	186—242	Рис I—II	Рюген (тресне)	Одинцовське льодовиків'я		Кайдацький	Дніпровський	Потягайлівський
8	242—301	Рис I	Заале (дренте)	Дніпровське льодовиків'я	Дніпровський	Дніпровський		Орельський
9	301—334	Міндель—рис	Дьомніц	Ліхвінське міжльодовиків'я			Потягайлівський	
10	334—364		Фуне			Завалівський	Орельський	Завалівський
11	364—427		Гольштейн		Ліхвінський	Завалівський	Завалівський	Завалівський

### 3.2.1. Кайдацький палеогеографічний етап

Кайдацький стратиграфічний горизонт представлений стратотипом у розрізі с. Старі Кайдаки. А.І. Москвітін вважав його аналогом одинцовського горизонту [87], за Т.Д. Морозовою, А.О. Величком [17–19, 85], ці ґрунти належать до мезинського комплексу.

Кайдацький палеогеографічний етап інтенсивного ґрунтоутворення змінив льодовиково-перигляціальні умови дніпровського часу. Етап відзначався помірно теплими і вологішими за сучасні кліматичними умовами ( $-2...-4$  °С у січні,  $+19...+21$  °С у липні, кількість опадів від 600 до 800 мм/рік) [112].

Ґрунти кайдацького горизонту утворювались на різногенетичних відкладах дніпровського часу — морені, водно-льодовикових, алювіальних, лесах і лесоподібних суглинках. Так, на морені і водно-льодовикових відкладах сформувалися ґрунти, близькі до сучасних дерново-підзолистих, а на лесах і лесоподібних суглинках — сірі, бурі лісові ґрунти, дернові, лучні, чорноземи. Подібні закономірності виявлено і в сучасному ґрунтовому покриві [24, 74, 75, 110, 112].

Характерною особливістю горизонту є наявність двох добре сформованих ґрунтів оптимальної стадії (кліматичних оптимумів  $kd_{b_1}$  і  $kd_{b_2}$ ). Досить рідко, але трапляються сліди початкового ґрунтоутворення ( $kd_a$ ).

Основними мікроморфологічними діагностичними ознаками для ґрунтів кліматичного оптимуму  $kd_{b_1}$  є наявність «відмитих» ділянок плазми без плівок і оболонок у гумусово-елювіальних і елювіальних горизонтах, формування різних відокремлень глинистої речовини у вигляді лусочок, натеків тощо в ілювіальних горизонтах є підтвердженням формування дерново-підзолистих ґрунтів Полісся, сірих лісових сучасного лісостепу, бурих лісових на півночі та бурих лісових остеповілих на півдні сучасного степу (табл. 4).

Протягом кліматичного оптимуму  $kd_{b_2}$  сформовані ґрунти з характерним розвитком складних мікроагрегатів до III—IV порядку, розділених різноманітними за формою і походженням типами пор; переважають губчаста мікробудова, різні види відокремлень карбонатів (мікро-, дрібнокристалічний кальцит), що залежно від типу ґрунту скупчуються на різній глибині. Всі ці ознаки засвідчують поширення в той час на більшій частині території дослідження чорноземів опідзолених, близьких до звичайних і південних (інколи загіпсованих) (табл. 4).

**Макро- і мікроморфологічна характеристика ґрунтів. Кліматичний оптимум  $kd_{b_1}$ .** Для виявлення особливостей зональних змін ґрунтів розглянемо їх морфо- і мікроморфологічну характеристику за генетичними горизонтами.

*Дерново-підзолистий ґрунт* розрізу поблизу с. Музичі:

Eh — 6,60—6,75 м — пухкий, пилюватий легкий суглинок зі світлими плямами з присипкою  $SiO_2$  і різким переходом до ілювіального горизонту.

У мікробудові неоднорідно забарвленого елювіального горизонту наявна велика кількість освітлених «відмитих», збіднених на гумус мікроділянок (рис. 30, а, див. вклейку). Мінеральний скелет становить 70—80 % площі шліфа, первинні мінерали без плівок і оболонок, пухко упаковані в освітленій плазмі. Мулиста частина рухома і більшою частиною винесена за межі горизонту.

Зональні зміни ґрунтів кайдацького палеогеографічного етапу

Стадія	Фізико-географічна зона		
	мішаних (хвойно-широколистих) лісів	лісостепова	степова
kd <sub>b2</sub>	Темно-сірі лісові ґрунти (с. Музичі)	Світло-сірі лісові ґрунти (с. Пирогове), чорноземи опідзолені (с. Кліщинці)	Чорноземи: близькі до звичайних (с. Мости), південні (с. Станіслав), південні загіпсовані (с. Львове)
kd <sub>b1</sub>	Дерново-підзолисті ґрунти (с. Музичі)	Дерново-підзолисті (с. Пирогове), сірі лісові ґрунти (села Стайки, Кліщинці, смт Градизьк)	Бурі лісові (м. Дніпропетровськ), бурі лісові остеповілі ґрунти (с. Бабурка, м. Василівка, смт Велика Знам'янка, с. Мала Лепетиха)
kd <sub>a</sub>	Дернові ґрунти (с. Музичі)	Дернові ґрунти (с. Пирогове)	—

It — 6,75—7,20 м — іржаво-бурий, щільний, зберігся у вигляді ортзандових шарів, між піщаними прошарками, пластинчасто-горіхуватий, суттєво опіщанений. Відзначається неоднорідним і яскравим забарвленням, із сизими плямами оглеєння.

Порівняно з горизонтом Eh в ілювіальному горизонті яскравіше виражене неоднорідне забарвлення з чергуванням іржаво-бурих і сизих освітлених мікроділянок. Мул рухомий, концентрується у вигляді плям, відокремлень коломорфних глин. Лусочки і струмочки коломорфної глини переважно солом'яно-жовтого кольору, а натеки — темно-бурі, з включеннями пилуватих часточок і гідроксидів заліза (рис. 30, б), що містять крапочки глини. Для горизонту характерна також наявність мікроортштейнів, гідроксидів заліза і мангану у вигляді плям (рис. 30, в).

I + Pk — 7,20—7,40 м — іржаво-бурий, горіхуватий, пухкий з кременисто-карбонатними конкреціями. Цей шар оглинений, з мангановою пунктацією. Перехід чіткий, помітний за збільшенням вмісту карбонатів.

У карбонатному горизонті збільшується кількість дрібнокристалічного кальциту і окремих великих кристалів кальциту (рис. 30, г).

*Сірий лісовий ґрунт* розрізу біля смт Градизьк:

HE — 9,50—9,70 м — світло-буривато-сірий, грудкуватий, має присипку SiO<sub>2</sub>, слабо ущільнений; перехід чіткий.

У мікробудові гумусово-елювіального горизонту наявні складні мікроагрегати I—II порядку. Матеріал компактної мікробудови, малопористий, неоднорідний за кольором через нерівномірне насичення глинистою речовиною. Мінеральний скелет займає 60—65 % площі шліфа, в ньому переважає крупний пил, значний вміст зерен дрібного піску.

Eh — 9,70—10,0 м — світло-бурий з іржаво-бурими плямами, пухкий, неоднорідний, вилугуваний, з великою кількістю червоний і манганових бобовин. Структура в плямах — пластинчасто-горизонтальна зі скупченням присипки SiO<sub>2</sub>. Матеріал супіщаний і безкарбонатний, з великою кількістю іржаво-бурих плям, розсипчастий. У верхній частині багато кротовин із сірим матеріалом.

Мікробудова елювіального горизонту пилювато-плазмова, характеризується неоднорідним забарвленням, з великою кількістю освітлених «відмитих», збіднених на гумус мікроділянок (рис. 30, *д*). Глиниста речовина рухома, але ознаки рухливості дещо менш інтенсивні порівняно з аналогічним горизонтом дерново-підзолистих ґрунтів.

Ip(gl) — 10,0—10,60 м — іржаво-вохристо-бурий, нечітко горіхуватий, з глибокими затіками і плівками сполук заліза по ребристих структурних відокремленнях і тріщинах. Донизу матеріал поступово світлішає, є риси оглеєння, трапляються іржаво-бурі плями манганових сполук, суглинково-супіщаний, перехід язиковатий.

Ip(pi) — 10,60—11,0 м — світло-бурий з глибокими затіками, супіщаний, донизу вміст піску збільшується, з карбонатами у формі просочення. Перехід різкий за зміною кольору і гранулометричним складом.

В ілювіальних горизонтах компактної мікробудови гумус типу муль диспергований, типовими є лускуваті натеки коломорфних глин навколо округлих пор (рис. 30, *е, є*) і зерен скелета. В нижній частині горизонту з'являється середньо- і дрібнокристалічний кальцит, який місцями просочує плазму, а крипто- і мікрокристалічний кальцит скупчується навколо пор (рис. 30, *ж*).

*Бурий лісовий ґрунт* (розріз м. Дніпропетровськ):

HE — прослідковується нечітко, тому що перекритий перехідним горизонтом ґрунту наступної стадії. Перехід різкий, помітний за кольором.

Egl — жовто-білястий, з великою кількістю присипок SiO<sub>2</sub>, буруватих плям і залізисто-манганових бобовин, пилювато-супіщаний, пухкий, тонкоплитчастий.

Irgl — вохристо-бурий, мармуроподібний, щільний, піщано-середньосуглинковий, нестійко горіхувато-призматичний, з плівками заліза і мангану, великою кількістю присипки SiO<sub>2</sub> по тріщинах структурних відокремлень. Трапляються залізисто-манганові бобовини.

Pigl — палево-бурий, світліший за попередній Irgl горизонт, з поступовим переходом.

Pigl<sub>k</sub> — яскравий, смугастий, легкосуглинковий, слабо ущільнений, перехід поступовий, дуже розтягнутий.

Весь профіль ґрунту глибоко вилугуваний від карбонатів, спостерігається перерозподіл мінеральної маси з виділенням дещо збідненого мулом і полуторними оксидами, особливо оксидами заліза, елювіального і збагаченого колоїдами ілювіального горизонтів. Ступінь диференціації ґрунту значно менший, ніж у сірих лісових ґрунтів, хоча морфологічна диференціація досить чітка.

Характерними мікрморфологічними особливостями бурих лісових ґрунтів є мармуроподібність забарвлення, дезагрегованість мінеральної маси, наявність у гумусово-елювіальних і елювіальних горизонтах великої кількості «відмитих» ділянок (рис. 30, *з*) з пухким упакуванням зерен мінерального скелета в частково обезмуленій плазмі, інтенсивна рухомість глин, мулу, гумусу, заліза і скупчення мулу та полуторних оксидів в ілювіальному горизонті. Виділення мулу у вигляді просочення плазми і лускуватих натеки (рис. 30, *и*) може свідчити про процеси лесиважу. Колір натеки черво-

но-бурий (рис. 30, *і*). Залізо рухоме, воно концентрується в ілювіальному горизонті в органо-залістих щільних мікроортштейнах і у вигляді аморфних вохристих плям. Саме більшим вмістом різних сполук заліза відрізняються бурі лісові ґрунти від сірих лісових. Для ґрунту характерні піщано-пилувата мікробудова і скупчення дрібно- і мікрокристалічного кальциту в нижній частині профілю (рис. 30, *і*).

*Бурий лісовий остеповілий ґрунт* (розріз смт Велика Знам'янка):

He(k) — 4,0—4,30 м — білясто-світло-сірий неоднорідно забарвлений, пластинчастий, пухкий, вторинно окарбонатований, що маскує наявність відокремлених кремнезему. Розсипчастий, піщано-пилуватий середній суглинок, з жовто-бурими плямами озалізнення і невеликою кількістю черв'яків.

Eh(k) — 4,30—4,45 м — світлий, білястий, пухкий, пластинчастий, зі світлими бурими затьоками оксидів мангану і заліза. Численні плями, присипки кремнезему, які маскуються вторинними карбонатами. Спостерігається перерозподіл оксидів заліза. Пилувато-піщаний легкий до середнього суглинок. Перехід поступовий із невеликими затьоками.

I<sub>1pgl</sub> — 4,45—4,85 м — бурий, неоднорідного мармуроподібного забарвлення, з ортзандовими прошарками і смугами оглинення, сизий від оглеєння, з жовто-бурими плямами і хвилястими шарами озалізнення. Інтенсивність забарвлення зменшується до низу.

I<sub>2pgl</sub> — 4,85—5,10 м — білуватий з бурими прошарками. Спостерігаються ходи черв'яків і плями озалізнення. Матеріал — легкий вилугуваний суглинок до супіску. Перехід різкий за появою сипкого піску.

Мікробудова горизонту He(k) блокова, утворена складними мікроагрегатами до III порядку, розділеними звивистими порами і тріщинами (рис. 30, *й*). В Eh(k) горизонті — чіткі ознаки рухливості органо-мінеральної маси: «відмиті» мікроділянки, збіднені глиною, аморфні, невизначених контурів відокремлення оксидів заліза, глинисто-залістисті, концентричної будови округлі мікроортштейни і овальні щільні стяжіння глини ооїдоподібної форми (рис. 30, *к*). Вся маса має мармуроподібне забарвлення. Для ілювіальних горизонтів характерні залістисто-карбонатно-глинисті оболонки і плівки навколо зерен скелета (рис. 30, *л*), ознаки менш слабкої рухливості глинистої речовини порівняно з бурими лісовими ґрунтами, струминчаста і натічна (натічки збагачені світлим диспергованим гумусом і тонкими глинами) структури глин. Є бурі плями озалізнення. Плазма ґрунту рівномірно просочена крипто- і мікрокристалічним кальцитом (рис. 30, *м*), що приводить до коагуляції речовини.

**Кліматичний оптимум  $kd_{b2}$ .** Нижче описано особливості макро- і мікробудови ґрунтів за генетичними горизонтами.

*Світло-сірий лісовий ґрунт* (розріз с. Пирогове):

Eh<sub>1</sub> — 3,20—3,40 м — світло-сіро-бурий, пухкий, пластинчастий, неоднорідний за щільністю і забарвленням, піщано-пилуватий легкий суглинок. Матеріал горизонту просочений карбонатами з прилуцького ґрунту, з білястими плямами присипки SiO<sub>2</sub>. Матеріал значно пухкіший, ніж ілювій, що залягає під ним, місцями горіхуватий зі слідами діяльності черв'яків. Перехід помітний за кольором.



Мікробудова пухка, губчаста, велику площу займають пори. Матеріал неоднорідний, світло-бурого кольору. Переважають прості неправильної форми мікроагрегати (рис. 31, *a*, див. вклейку). Ознаки присипки  $\text{SiO}_2$  виражені наявністю «відмитих» мікроділянок, збагачених на зерна кварцу (рис. 31, *a*). Мінеральний скелет представлений переважно кварцом, трапляються доломіт, магнетит і кальцит. Плазма з крапчасто-лускуватим орієнтуванням глини. Переважають дисперговані форми мулевого гумусу.

I — 3,40—3,60 м — жовтувато-бурий, дуже щільний, зі слідами черворийн. Матеріал піщано-суглинковий, за структурою горіхуватий, з великою кількістю плям озалізнення. Перехід чіткий за кольором і появою карбонатів, межа язиковата.

Ілювіальний горизонт жовтувато-бурий, з плямами озалізнення, щільною компактною піщано-плазмовою мікробудовою. Переважають злиті блоки неправильної форми, з чіткими контурами, розміри від 0,05 до 0,1 мм, у них простежуються прості мікроагрегати. Глиниста речовина рухома, відокремлюється у вигляді оболонок, заповнень пор, струмочків, натеків коломорфної глини, включаючи грубі глинисті часточки (рис. 31, *b*). Зерна мінерального скелета нерівномірно розміщуються у плазмі, неоднаково насиченої мулистою частиною.

Ірк — 3,60—3,80 м — чергування жовто-бурих і жовто-білястих горіхуватих відокремлень. На поверхні деяких ділянок і тріщин видно скупчення карбонатів, які вимиті з верхнього горизонту і проникають до глибини 4 м.

Мікробудова матеріалу має компакту структуру, розрізняється доброю пористістю (внутрішньо-, міжагрегатні пори, пори-упаковки і поодинокі каналоподібні пори-тріщини). Матеріал жовтувато-бурий, збільшена кількість піщаних зерен скелета, що мають натєки коломорфних глин (рис. 31, *в*). Переважає мікрористалічний кальцит, який скупчується навколо зерен скелета (рис. 31, *г*).

*Чорнозем опідзолений* (розріз с. Кліщинці):

He — 7,20—7,50 м — темно-сірий, у нижній частині білястий від присипки  $\text{SiO}_2$ , грудкуватий, пилюватий легкий суглинок, перехід поступовий.

Hpi — 7,50—7,75 — темнувато-сірий з буруватістю, горіхувато-грудкуватий, ущільнений, зі слабким нальотом присипки  $\text{SiO}_2$ . Трапляються окремі черворийни і кротовини з сірувато-жовтим матеріалом нижнього  $k_{d_1}$  ґрунту, перехід поступовий.

Phi — 7,75—8,0 м — сіро-бурий, плямистий, горіхувато-призмоподібний, перехід помітний за появою карбонатів і посвітлінням кольору.

Pik — 8,0—8,20 м — сірувато-бурий, грудкуватий, з карбонатами у формі міцелію і прожилок, перехід різкий, межа хвиляста.

Для мікробудови ґрунту характерний розвиток складних мікроагрегатів II—III порядку, розділених звивистими порами (рис. 31, *д*) у гумусово-елювіальному горизонті. Забарвлені ділянки органічної речовини чергуються з освітленими пухкими мікроділянками. Гумус типу муль концентрується у вигляді згустків і коричнево-сірих ізотропних грудочок (гумонів) діаметром 0,01—0,05 мм округлої форми, що чітко виділяються на фоні сірувато-жовтої плазми. Спостерігаються слабо збіднені мулом і гумусом мікроділянки.

Мінеральний скелет (кварц, польові шпати, рогова обманка, епідот, плагіоклази, глауконіт) займає 50—60% площі шліфа.

У верхньому і нижньому перехідних горизонтах (Нрі, Phi) наявні «відмиті» зерна скелета з органо-гумусовими оболонками (рис. 31, е). Диспергований гумус нерівномірно забарвлює глинисту плазму (рис. 31, е), в якій щільно упаковані зерна мінерального скелета. Структура глин великолускувата і сплутано-волокнувата. Мікрористалічний кальцит у невеликій кількості розсіяний в плазмі.

Карбонатний горизонт — пухка карбонатно-глиниста маса із пластівчастих часточок, розділених порами. Карбонати виділяються в порах у вигляді оболонки і облямовувань середньо- і великокристалічного кальциту (рис. 31, ж), трапляються ділянки плазми, просочені мікрористалічним кальцитом.

*Чорнозем, близький до звичайного* (розріз с. Мости), має типовий чорноземоподібний профіль:

Н(к) — 7,20—7,50 м — коричнево-темно-бурий, пухкий, без видимих форм карбонатів, але закипає з 10%-м розчином соляної кислоти. Перехід поступовий, за збільшенням вмісту карбонатів, межа рівна.

Нрк — 7,50—7,80 м — світліший за Н(к) горизонт, піщано-пилуватий легкий суглинок. Багато карбонатів у формі просочення і міцелію.

Phk — 7,80—8,0 м — світло-бурий, пилуватий легкий суглинок, грудкуватий, з мангановими цятками, просочений карбонатами.

Рк — 7,90—8,20 м — просочений карбонатами, трапляються конкреції кальциту. Перехід різкий за гранулометричним складом і кольором. Межа хвиляста.

Під мікроскопом матеріал має буре забарвлення. Для гумусового горизонту характерний розвиток складних мікроагрегатів до III порядку, розділених порами, гумус у вигляді гумонів скупчується навколо зерен скелета (рис. 31, з). У горизонті Нрк простежуються нещільне просочення і пакування зерен у гумусово-глинистій плазмі. У нижньому перехідному горизонті Phk типовими є плями скоагульованих оксидів мангану (рис. 31, u), глинисто-карбонатні оболонки навколо зерен скелета (рис. 31, i). У карбонатному горизонті плазма просочена мікро- і дрібнокристалічним кальцитом, що часто скупчується навколо пор (рис. 31, j).

*Чорнозем південний загінсований* (розріз с. Львове) відрізняється меншою потужністю профілю порівняно з чорноземом, близьким до звичайного:

Нк — 5,45—5,70 м — коричнево-сірий, бурувато-сірий, пухкий, грудкуватий, вторинно окарбонатований і просочений гіпсом. Матеріал горизонту пилуватий, середній до важкого суглинок, з ходами коренів рослин, з темно-сірими кротовинами.

Нрк — 5,70—6,0 м — світліший за гумусовий горизонт, пухкий, великогрудкуватий, із ходами коренів рослин і черворіями. Горизонт просочений карбонатами, з мангановими цятками, у верхній частині трапляється гіпс.

Phk — 6,0—6,15 м — жовтувато-сірувато-палевий, однорідний, пухкий, грудкуватий середній суглинок, просочений карбонатним міцелієм. Перехід за кольором поступовий, межа чітка.

У мікробудові гумусового горизонту наявні округлі згустки і грудочки гумусу, які, об'єднуючись, утворюють складні мікроагрегати до III порядку (рис. 31, й). Зерна мінерального скелета мають свої гумусові оболонки, час-

тина гумусу диспергована (рис. 31, к). У Phk горизонті трапляються ділянки плазми, просочені гіпсом і дрібно-, мікро- і криптокристалічним кальцитом (рис. 31, л, м).

**Зональні зміни ґрунтів кайдацького палеогеографічного етапу.** В *стадію кліматичного оптимуму*  $kd_{b1}$  на території дослідження формувались ґрунти, для яких характерні диференціація профілю за лісовим елювіально-ілювіальним типом, з низьким положенням карбонатного горизонту, і ознаки рухливості органічно-глинистої речовини.

Особливості зональних змін цих ґрунтів полягають у тому, що на півночі зазначеної території виявлені чіткі ознаки лісового ґрунтоутворення (розвиток профілю за елювіально-ілювіальним типом, карбонати трапляються лише у нижній частині профілю), які у напрямку на південь стають менш помітними і ґрунти набувають степових ознак — складніша мікроагрегованість, чіткий карбонатний горизонт.

Формування *дерново-підзолистих ґрунтів* (розрізи сіл Музичі, Пирогове) характеризують такі ознаки мікробудови: чергування «відмитих» ділянок (збагачених на зерна кварцу без плівок і оболонки) і ділянок з просоченням плазми гумусом, дезагрегованість маси з ознаками плитчастості, рухливість мулевого гумусу, скоагульованого лише частково і розподіленого нерівномірно в гумусово-елювіальних та елювіальних горизонтах; утворення численних відокремлень коломорфних глин у вигляді бурих і темно-бурих натеків і лусочок, частина яких містить тонкодисперсний гумус, переміщення оксидів заліза до країв блоків (численні мікроортштейни, залістисті дифузійні кільця та ін.), плям гідроксидів мангану і заліза в ілювіальних горизонтах; скупчення незначної кількості дрібнокристалічного кальциту лише в нижній частині ґрунту.

Далі на південь у межах сучасної лісостепової зони відзначається розвиток ґрунтового профілю за елювіально-ілювіальним типом, але глиниста речовина виявляє ознаки меншої рухливості. Ґрунт є більш озалізненим з присипкою кремнезему; крім рис опідзолювання є ознаки лесиважу з вищим положенням карбонатів, тобто плазма просочена дрібнокристалічним кальцитом. Всі ці ознаки свідчать про формування *сірих лісових ґрунтів* (розрізи сіл Стайки, Кліщинці, смт Градизьк).

На півдні сучасних лісостепової і півночі степової зон були поширені *бурі лісові ґрунти* (розріз м. Дніпропетровськ), міроморфологічні ознаки яких подібні до ознак сірих лісових, але ґрунти відрізняються озалізненістю маси — лускуваті натєки коломорфних глин мають червонуватий відтінок.

У середній частині та на півдні степової зони формувались менш потужні ґрунти, які поєднують в собі риси лісових (меншою мірою відмиті зерна скелета без плівок і оболонки в елювіальному горизонті; залізисто-карбонатно-глинисті натєки і плівки) з ознаками, що вказують на участь у їх формуванні степової трав'янистої рослинності (складні мікроагрегати, які розділені звивистими порами, просочення плазми в нижній частині ґрунту мікрोकристалічним кальцитом і чітким карбонатним горизонтом). Ґрунти стають малопотужними, слабо диференційованими, з чітким сіруватим відтінком на фоні світло-бурого забарвлення. В нижній частині профілю виділяється чіткий горизонт Pk з борошністими формами карбонатів, тобто

*бурі лісові ґрунти* набувають степових ознак (розрізи м. Василівка, смт Велика Знам'янка, сіл Бабурка, Мала Лепетиха).

Протягом *кліматичного оптимуму*  $kd_{b2}$  лише на півночі формуються *сірі лісові ґрунти* (розрізи сіл Музичі, Пирогове) з ознаками процесів опідзолювання («відмиті» ділянки скелета в елювіальному горизонті, лускуваті натіки коломорфних глин, скупчення мікрокристалічного кальциту в нижній частині ґрунту).

В той час поширення набули *чорноземоподібні ґрунти*, що відрізняються розвитком складних мікроагрегатів переважно II—III порядків, розділених різноманітними порами, проявами різного типу відокремлень карбонатів (мікро-, дрібнокристалічний кальцит). Для ґрунтів у межах сучасних лісостепової і степової зон характерними є посилення процесів гумусової акумуляції з півночі на південь, губчаста мікробудова, розвиток складних мікроагрегатів II—III порядків; глиниста речовина слабкорухома (*чорноземи опідзолені*, розріз с. Кліщинці) або нерухома (*чорноземи, близькі до звичайних*, відокремлення карбонатів у формі білозірки — розріз с. Мости); у карбонатному горизонті переважає мікрокристалічний кальцит, який концентрується в порах і навколо них.

На півдні сучасної степової зони крім чорноземів звичайних виявлені *чорноземи південні* (розріз с. Станіслав) — їх потужність стає меншою, а лінія кипіння карбонатів з 10%-м розчином HCl підвищується. У пониженнях рельєфу чорноземи південні часто загіпсовані (розріз с. Львове) — наявні мікрокристали гіпсу.

Отже, на основі макро- і мікроморфологічних даних встановлено, що в кліматичному оптимумі  $kd_{b1}$  були поширені дерново-підзолисті, сірі лісові, бурі лісові і бурі лісові остеповілі ґрунти (рис. 32, див. вклейку).

Дерново-підзолисті і сірі лісові ґрунти мікроморфологічно виявлені нами дещо південніше, ніж це вважалося раніше (розрізи с. Пирогове, смт Градизьк), а бурі лісові остеповілі — північніше (розріз с. Бабурка).

Формування бурих лісових ґрунтів у межах сучасного північного степу (розріз м. Дніпропетровськ) засвідчує зміщення межі лісової зони на південь порівняно із сучасною.

Протягом кліматичного оптимуму  $kd_{b2}$  формувалися темно- і світло-сірі лісові ґрунти, чорноземи опідзолені, чорноземи, близькі до звичайних, чорноземи південні, часто загіпсовані.

Темно- і світло-сірі ґрунти (розрізи сіл Музичі, Пирогове), чорноземи опідзолені і близькі до звичайних мікроморфологічно виявлені північніше (розрізи сіл Кліщинці, Мости).

Ґрунтовий покрив кліматичного оптимуму  $kd_{b2}$  найбільш близький до сучасного, їхня зональність подібна. Саме з кайдацького етапу починають формуватися ґрунти, близькі до сучасних.

Аналіз ґрунтового покриву кайдацького етапу і його зональності показав, що тоді кліматичні умови були досить вологими. Саме цим можна пояснити формування ґрунтів лісового, лісо-лучного і лісостепового типів. До кінця етапу клімат став більш континентальним — у ґрунтовому покриві ( $kd_{b2}$  і  $kd_c$ ) розвиваються ґрунти чорноземного типу. Однак підвищена лучність цих чорноземів вказує на вологіші умови порівняно з умовами сучасної зони чорноземуотворення на території України.

### 3.2.2. Прилуцький палеогеографічний етап

Прилуцький стратиграфічний горизонт встановлений В.І. Крокосом під назвою дніпровсько-удайського інтервалу. Стратотип — у кар'єрі цегляного заводу м. Прилуки, описаний М.Ф. Векличем [13], Н.О. Сіренко [93, 94], Ж.М. Матвішиною [74] та ін.

Прилуцький палеогеографічний етап, як і кайдацький, характеризувався помірно теплими ( $-2...+1$  °С,  $+20...+22$  °С) і вологішими (450—600 мм) за сучасні умови клімату [112]. Ґрунти цього етапу відносно добре збереглися. Процес ґрунтоутворення був інтенсивним і тривалим, що привело до формування чітких ґрунтових світ потужністю 2,0 м і більше. Характер ґрунтоутворення прилуцького етапу досить близький до кайдацького; простежено два типи ґрунтів кліматичних оптимумів ( $pl_{b1}$ ,  $pl_{b2}$ ) і ґрунт заключної стадії ( $pl_c$ ).

Спільними морфо- і мікроморфологічними діагностичними ознаками для всіх прилуцьких ґрунтів є переважно темно-сіре і коричнево-темно-сіре забарвлення, грудкувата або зерниста структура, велика кількість кротовин, поступові переходи між генетичними горизонтами, наявність різних форм карбонатів (міцелій, просочення, білозірка та ін.) у карбонатному горизонті, пухка губчаста мікробудова (рис. 33, а, див. вклейку), розвиток складних мікроагрегатів до III—IV порядків, розділених сіткою звивистих між- і внутрішньоагрегатних пор (рис. 33, б, в), просочення плазми карбонатного горизонту зернами кальциту різного розміру (рис. 33, г).

Розвиток складних мікроагрегатів до III—IV порядків, основою яких є первинні агрегати-грудочки і згустки (гумони) мулевого гумусу, розділених між- і внутрішньоагрегатними порами, а також різні форми відокремлень карбонатів є особливостями прилуцьких ґрунтів чорноземного ряду: типових, опідзолених, звичайних і південних.

На півночі зони мішаних лісів і на півночі лісостепової зони формувались темно-сірі лісові, лучно-чорноземні ґрунти та чорноземи вилугувані ( $pl_{b1}$ ) (табл. 5).

Уперше в межах сучасного лісостепу і півдня сучасної лісової зони мікроморфологічно охарактеризовані ґрунти оптимальної стадії  $pl_{b2}$  — чорноземи типові й міцелярно-карбонатні.

У межах сучасної степової зони підтверджено поширення чорноземних ґрунтів: чорноземоподібних, чорноземоподібних сірувато-коричневих ( $pl_{b1}$ ); буроземоподібних, чорноземоподібних коричнево-сірих, південних і солонцюватих ( $pl_{b2}$ ).

**Макро- і мікроморфологічна характеристика прилуцьких ґрунтів. Кліматичний оптимум  $pl_{b1}$ .** Для виявлення особливостей зональних змін ґрунтів нижче описано їх морфо- і мікробудову за генетичними горизонтами.

*Темно-сірий лісовий ґрунт* розрізу с. Пирогове:

HE — 2,45—2,65 м — коричнево-сірий, темний, пухкий, грудкуватий, піщано-пилуватий, легкосуглинковий, значно опіщанений.

Характерна пухка піщано-плазмова мікробудова, складні, до III порядку, мікроагрегати розділені звивистими порами (рис. 34, а, див. вклейку).

Зональні зміни ґрунтів прилуцького палеогеографічного етапу

Етап	Фізико-географічна зона		
	мішаних (хвойно-широколистих лісів)	лісостепова	степова
$p_{1c}$	—	Дернові (с. Пирогове)	Чорноземоподібні ґрунти (с. Станіслав)
$p_{1b_2}$	Чорноземи типові (с. Музичі)	Чорноземи типові (с. Пирогове), міцелярно-карбонатні (села Стайки, Садки, смт Градизьк)	Чорноземи буроземоподібні (села Мости, Бабурка, м. Дніпропетровськ), чорноземоподібні коричнево-сірі ґрунти (м. Василівка, с. Мала Лепетиха), чорноземи південні солонцюваті (с. Львове), південні (с. Станіслав)
$p_{1b_1}$	—	Темно-сірі лісові (с. Пирогове), лучно-чорноземні ґрунти (села Стайки, Садки), чорноземи вилугувані (с. Кліщинці, смт Градизьк)	Чорноземоподібні ґрунти (села Мости, Станіслав, м. Дніпропетровськ), солонцюваті (с. Бабурка), сіривато-коричневі (смт Велика Знам'янка, с. Мала Лепетиха)

Темнозбарвлений ізотропний мулевий гумус розподілений нерівномірно, є ознаки його рухливості — «відмиті» мікроділянки, де плазма знебарвлена. Форма оптичного орієнтування глини лускувата.

$Ih$  — 2,65—2,90 м — коричнево-сірий, світліший за HE горизонт, без видимих форм карбонатів, грудкувато-розсипчастий, з кротовинами, піщано-пилуватий легкий суглинок.

Під мікроскопом матеріал коричнево-сірий неоднорідний за кольором, компактною зливою мікробудови. Характерне щільне упакування піщаних зерен з гумусовими плівками (рис. 34, б). Помітні характерні ознаки переміщення органо-гумусових речовин усередині маси у вигляді плівок на мінеральних зернах, а також формування своєрідних округлих стяжінь органо-глинистої речовини (рис. 34, в).

$Pik$  — 2,90—3,0 м — перехідний горизонт між  $p_{1b_1}$  і  $kd_{b_2}$ , виділяється дуже нечітко. Карбонати ґрунту  $p_{1b_2}$  проникають до глибини 3,8 м і там утворюють потужний карбонатний горизонт — близько 20 см.

У шліфах матеріал освітлений, пухкий, просочений карбонатами (переважно мікро- і дрібнозернистий кальцит), піщано-плазмової пухкої мікробудови. Спостерігаються великі піщані зерна, облямовані карбонатно-глинистими оболонками (рис. 34, г).

*Лучно-чорноземний ґрунт* розрізу біля с. Стайки:

$Hr$  — 8,80—9,0 м — коричнево-темно-сірий, донизу темнішає, з розбитою тріщинами верхньою межею. Тонкі морозобійні тріщини пересікають весь горизонт. Матеріал однорідний, пухкий, піщано-пилуватий, середньосуглинковий, зернисто-грудкуватий з черворіями. Кротовини із світлим лесовим або чорним ґрунтовим матеріалом. Перехід поступовий за кольором.

Н — 9,0—9,20 м — темно-сірий до чорного, особливо у вологому стані, найтемніший у середній частині, донизу світлішає. Пухкий, свіжий, зернисто-грудкуватий середній суглинок. Фрагменти між тріщинами — з хвилястою, затічною нижньою межею. Велика кількість темно-сірих і світло-сірих кротовин з лесовим матеріалом діаметром до 4—5 см.

Phk — 9,20—9,30 м — сірий, палево-сірий просочений карбонатами у формі міцелію, місцями видно лучне вапно і кротовини діаметром до 10—15 см. Нижня межа чітко язичувата, але язики неглибокі, з тупими округлими обрисами.

Для ґрунту характерні розвиток системи складних мікроагрегатів (переважно II порядку), що розділені порами, іноді рівномірне (дифузне) просочення плазми гумусом і пилувато-плазмова мікробудова гумусового горизонту. В горизонті Phk кількість гумусу зменшується, типовою є наявність оксидів мангану, що заповнюють пори, зерна скелета мають карбонатно-глинисті плівки, мікрокристалічний кальцит нерідко зцементований в округлих порах.

*Чорнозем вилугуваний* розрізу в смт Градизьк за кольором темно-сірий до чорного, найбільш темний ґрунт в розрізі, матеріал його пухкий, піщано-пилуватий, середньосуглинковий, зернисто-грудкуватий з черворіями. Кротовини часто заповнені світлим лесовим або коричневатим матеріалом ( $p_{l_{b2}}$ ). В нижній частині ґрунту чітко виділяється горизонт Pk з карбонатами у формі просочення і міцелію.

Характерні складні мікроагрегати II порядку, розділені переважно каналоподібними порами (рис. 34, д), пилувато-плазмова мікробудова. Часто можна спостерігати локальне скупчення мулевого гумусу у вигляді гумонів (згустки і грудочки) (рис. 34, е). Зерна мінерального скелета представлені доломітом, кварцом, кальцитом, часто еродовані залізо-карбонатно-глинистою речовиною (рис. 34, е). Багато зерен середньо- і дрібнокристалічного кальциту (рис. 34, ж) скупчені лише навколо пор у нижній частині профілю.

*Чорноземоподібний ґрунт* розрізу с. Мости:

Н — 6,20—6,50 м — коричневатим-буруватим-сірий, пухкий, у верхній частині розбитий морозобійними тріщинами. Піщано-пилуватий середній суглинок, грудкуватий. Перехід поступовий за збільшенням кількості карбонатів.

Hpk — 6,50—6,80 м — буруватим-коричневатим-сіруватим, грудкуватий, піщано-пилуватий середній суглинок, світліший і пухкіший за гумусовий горизонт. Карбонати у формі просочення і міцелію. Перехід поступовий, межа рівна.

Pk — 6,80—7,0 м — коричневатим-палевий, інтенсивно просочений карбонатами.

Мікроморфологічно для гумусового горизонту характерні наявність складних мікроагрегатів II порядку, розділених між- і внутрішньоагрегатними порами (рис. 34, з), пухка губчаста мікробудова (рис. 34, и). В Hpk горизонті трапляються великі піщані зерна, майже без оболонок (рис. 34, і). Мул скоагульований. Разом із складними мікроагрегатами є карбонатно-глинисті і пластівчасті утворення діаметром 0,05—0,2 мм. У карбонатному

горизонті — переважно дрібнокристалічний кальцит (рис. 34, *й*), який цементує глинисту плазму, часто концентрується навколо пор.

*Чорноземоподібний солонцюватий ґрунт* розрізу с. Бабурка:

$H_{SO_4}$  — 8,60—8,90 м — коричнювато-бурувато-сірий за кольором, щільний, монолітний, піщано-пилуватий середній суглинок. Матеріал грудкувато-горіхувато-призматичної структури. В усій товщі горизонту наявні вторинний гіпс у вигляді дрібних заповнень тріщин і манганова пунктація.

$H_{p_{SO_4}}$  — 8,90—9,30 м — бурувато-коричнювато-сіруватий, світліший і пухкіший за гумусовий горизонт. Грудкуватий, піщано-пилуватий середній суглинок. У невеликій кількості — гіпс по тріщинах. Перехід поступовий, межа рівна.

Для мікробудови характерна добра агрегованість, ізотропні згустки і грудочки (гумони) коричнево-чорного мулевого гумусу об'єднуються у складні утворення вищих порядків: другого — 0,1—0,2, третього — 0,5—0,7 мм. Мікроагрегати розділені системою звивистих міжагрегатних пор. Спостерігаються зерна кварцу, рогової обманки, польових шпатів. Видимі скупчення екскрементів черв'яків. Мікробудова пилувато-плазмова, з поодинокими зернами дрібнокристалічного кальциту.

*Чорноземоподібний (сірувато-коричневий) ґрунт* розрізу с. Мала Лепетиха:

$H$  — 8,10—8,40 м — коричнювато-бурувато-сірий, пухкий, грудкуватий, піщано-пилуватий середній суглинок, з мангановими наповненнями ходів коренів рослин.

$H_r$  — 8,40—8,60 м — неоднорідно забарвлений, з червонуватими плямами, слабо озалізнений, ущільнений, з горіхуватою структурою. Перехід поступовий, межа рівна.

$H_{pk}$  — 8,60—8,80 м — світліший за  $H_r$  горизонт, бурувато-палевий, до бурого, з легким червонуватим відтінком. Трапляються кротовини, заповнені сірим змішаним матеріалом вищележачого ґрунту. З карбонатами у формі плям і мангановими плівками.

У мікробудові чорноземоподібного (сірувато-коричневого) ґрунту в гумусовому горизонті наявні складні мікроагрегати II—III порядку, розділені порами і тріщинами (рис. 34, *й*). У гумусово-перехідному горизонті часто трапляються ділянки із майже суцільним просоченням плазми гумусом. Униз по профілю збільшується інтенсивність просочення плазми карбонатами і сполуками заліза, внаслідок чого матеріал набуває сірувато-коричневого забарвлення. Навколо округлих скупчень органо-глинистої речовини спостерігаються карбонатно-залізисто-глинисті оболонки (рис. 34, *к*) в  $H_{pk}$  горизонті. Характерна наявність оксидів мангану, що заповнюють пори, залізисто-карбонатно-глинисті оболонки навколо них (рис. 34, *л*). Плазма ґрунту містить переважно мікрокристалічний кальцит, особливо в  $H_{pk}$  горизонті (рис. 34, *м*).

**Кліматичний оптимум  $pI_{b_2}$ .** Нижче описано особливості макро- і мікробудови ґрунтів за генетичними горизонтами.

*Чорнозем типовий* розрізу біля с. Музичі має верхню розбиту соліфлюкційну межу, зверху донизу його перетинають червонувато-коричнювато-бурі тонкі, до 3—4 см, тріщини з карбонатами, що розсікають ґрунт на глибину



до 20 см. Грунт має сірувате забарвлення, з переходом до нижнього прилуцького  $p_{b1}$  ґрунту стає коричнювато-темно-сірим, переритим численними кротовинами. Виявлено такі генетичні горизонти:

$H_{p_{перех}}$  — 5,50—5,80 м — коричнювато-сіруватий, неоднорідно забарвлений, пухкий, грудкувато-розсипчастий, пилюватий або піщано-пилюватий середній суглинок з лесовими плямами між соліфлюкційними утвореннями. З великою кількістю великих (діаметром до 15 см) кротовин, заповнених темно-сірим нищезалягаючим прилуцьким ( $p_{b1}$ ) матеріалом. Зверху ґрунт перекритий карбонатним горизонтом кайдацького ґрунту.

$H_k$  — 5,80—6,10 м — сірувато-коричневий, грудкувато-розсипчастий, пухкий, просочений карбонатним міцелієм, особливо у нижній частині горизонту, з лесово-карбонатними плямами, з переходом до вищезалягаючого ґрунту.

Для мікробудови  $H_{p_{перех}}$  горизонту характерна наявність складних до III—IV порядку мікроагрегатів (рис. 35, а, див. вклейку), основою яких є грудочки і гумони гумусу, розділені звивистими і каналоподібними порами. Маса має губчасту будову, розділена системою звивистих пор (рис. 35, б). В горизонті  $H_k$  матеріал світлішає, в більшій кількості виявлено зерна мінерального скелета, переважно кварцу (рис. 35, в), у плазмі з'являються скупчення переважно крипто- і мікрористалічного кальциту (рис. 35, г).

*Чорнозем міцелярно-карбонатний* розрізу поблизу с. Стайки (8,30 — 8,80 м) коричнево-сірий за кольором ґрунт з розбитою, хвилястою соліфлюкційною верхньою межею. Матеріал збережений переважно у тріщинах, донизу стає бурішим, пилювато-середньосуглинковий, грудкуватий, пористий з карбонатами по глибоких тріщинах. Між фрагментами чорного за кольором матеріалу умовно можна виділити генетичні горизонти:

$H(k)$  — 8,30—8,50 м — сірувато-бурий, пухкий, грудкуватий, з тріщинуватою розбитою верхньою межею. В нижній частині горизонту з'являються карбонати у формі просочення і міцелію.

$H_{pk}$  — 8,50—8,70 м — сірувато-бурий, темніший і щільніший за попередній, фрагментарний, з карбонатним міцелієм. Між тріщинами надзвичайно розбитий.

$H_k$  — 8,70—8,80 м — світліший, сірувато-бурий, слабко ущільнений, грудкуватий, пилюватий середній суглинок, просочений  $CaCO_3$  з карбонатним міцелієм.

Матеріал гумусового горизонту добре і складно мікроагрегований. Агрегати I порядку діаметром 0,02—0,04 мм — ізотропні згустки і грудочки коричнево-чорного мулевого гумусу — об'єднуються в складні утворення вищих порядків: II — 0,1—0,2 мм, III — 0,4—0,6 і IV — до 1,0 мм. Агрегати розділені системою міжагрегатних пор завширшки до 0,1—0,15 мм (рис. 35, д). Жовтувато-бура плазма забарвлена органічною речовиною у високодифузному стані (рис. 35, е) в  $H_{pk}$  горизонті. Мул скоагульований. Мікрористалічний кальцит розсіяний в плазмі. Горизонт  $H_{pk}$  характеризується чергуванням сірувато- і коричнево-бурих мікроділянок різного ступеня гумусованості і агрегованості. Разом із складними мікроагрегатами є карбонатно-глинисті та пластівчасті утворення і мікроортштейни. Структура

глин лускувата. Первинні мінерали — кварц, польові шпати, глауконіт, епідот, слюда, кварцит — маскуються карбонатно-глинистим матеріалом (рис. 35, *є*). Донизу збільшується вміст мікрокристалічного кальциту. Карбонатний горизонт — з дрібно- і мікрокристалічним кальцитом, який рівномірно концентрується навколо пор і в плазмі (рис. 35, *ж*).

*Чорнозем буроземоподібний* розрізу с. Бабурка (7,70—8,60 м) чітко виражений, сірувато-бурий за кольором, загіпсований ґрунт, з генетичними горизонтами:

Н — 7,70—8,10 м — сірувато-світло-бурий, нечітко пластинчастий, піщано-пилуватий середній суглинок, пухкий, грудкувато-розсипчастий, з мангановими примазками. Перехід різко помітний за ущільненням і появою гіпсу по тріщинах.

Нр<sub>SO<sub>4</sub></sub> — 8,10—8,50 м — сірувато-темно-бурий, щільний, призматично-горіхуватий, важкий суглинок. Донизу світлішає, з глибокими тріщинами, заповненими гіпсом. Велика кількість гіпсових утворень, особливо у верхній частині. Перехід поступовий за просоченням гіпсом і посвітлінням кольору.

Рн<sub>SO<sub>4</sub></sub> — 8,50—8,60 м — світло-бурий, ущільнений, грудкувато-горіхуватий, з твердими дрібними карбонатними і гіпсовими кристалічними конкреціями і тонкою мангановою пунктацією. Перехід поступовий, помітний за посиленням сіруватості.

У мікробудові гумусового горизонту прилуцького ґрунту добре розвинена система складних мікроагрегатів II—III порядку, розділених звивистими порами-тріщинами (рис. 35, *з*). Оксиди мангану іноді заповнюють пори (рис. 35, *и*). Піщані і пилуваті зерна мінерального скелета облямовані залізисто-карбонатно-глинистими плівками (рис. 35, *і*) в Нр<sub>SO<sub>4</sub></sub> горизонті, є зерна глауконіту. Крипто- і мікрокристалічний кальцит скупчується навколо зерен скелета (рис. 35, *ї*).

*Чорноземоподібний (коричнювато-сірий) ґрунт* розрізу поблизу смт Мала Лепетиха:

Н — 7,40—7,70 м — коричнево-сірий з буруватим відтінком, вторинно окарбонатований, з чорними плямами гумусу. Ущільнений, грудкувато-горіхуватий, слабо озалізнений.

Нрк — 7,70—7,90 м — коричнево-сірувато-палевий, пилуватий важко-суглинковий, пухкіший за гумусовий горизонт. З мангановими плівками, черворіями і сизими плямами, з великою кількістю дрібних карбонатних конкрецій. Структура великогрудкувата. Перехід поступовий.

Рк — 7,90—8,10 м — жовтувато-бурувато-палевий, пухкіший за попередній, грудкуватий. Просочений карбонатами з окремими їх конкреціями. Перехід поступовий за кольором.

У гумусовому горизонті маса коричнево-темно-сіра, гумус скупчується переважно у вигляді щільних чітких округлих гумонів діаметром 0,02—0,04 мм і лише частково диспергований. Розвинені складні мікроагрегати II—III порядку діаметром до 0,20 мм, але спостерігаються і простіші, округло-овальні, чіткі і щільні. Добре виявляється система розгалужених пор. На деяких мікроділянках плазма інтенсивно просочена мікрокристалічним кальцитом і забарвлена у бурі відтінки, що пов'язано з переробкою матеріалу

грунту карбонатами. Зерна мінерального скелета (40—50 % площі шліфа) різномірні: великопилюваті та більші, обкочені і напівобкочені діаметром 0,05—0,15 мм, занурені в плазму і облямовані карбонатно-глинистими оболонками. У гумусово-перехідному горизонті плазма має буро-сіре забарвлення, губчасту будову. Забарвлення зумовлено гумусом, частково диспергованим. Багато ділянок з рівномірним просоченням плазми гумусом. Для карбонатного горизонту характерна пилювато-плазмова мікробудова з рівномірним просоченням плазми мікрокристалічним кальцитом.

*Чорнозем південний солонцюватий* розрізу с. Львове:

HE — 4,50—4,80 м — пухкий, пластинчасто-грудкуватий, з карбонатами. Піщано-пилюватий середній суглинок. Є кротовини діаметром 5 — 8 см з бурим матеріалом, що містить гіпс. Перехід добре помітний за щільністю і збільшенням кількості дрібнокристалічного гіпсу.

Ihe — 4,80—5,0 м — сірувато-бурий, щільний, горіхувато-пластинчасто-призматичний, сизуватий, з окремими кротовинами. Важкосуглинковий до глинистого. Трапляються друзи гіпсу і дрібнокристалічний гіпс по всій масі. Просочений карбонатами і гіпсом. Перехід поступовий за ущільненням.

Ik<sub>so4</sub> — 5,0—5,25 м — бурувато-сірувато-коричневий, щільний, вертикально-призматичний середній суглинок, просочений карбонатами, гіпсом і манганом. Перехід поступовий за зменшенням ущільнення.

Для прилуцького ґрунту в горизонті HE характерна наявність складних мікроагрегатів II порядку, розділених порами (рис. 35, *й*). У матеріалі горизонту Ihe виявлено оболонки карбонатно-глинистої речовини навколо зерен мінерального скелета (рис. 35, *к*). У нижній частині ґрунту (Ik<sub>so4</sub>) зерна мінерального скелета також мають карбонатно-глинисті оболонки, а у порах видно кристали гіпсу (рис. 35, *л*). Переважно мікрокристалічний кальцит сконцентрований навколо пор (рис. 35, *м*).

**Зональні зміни ґрунтів.** У стадію *кліматичного оптимуму*  $pI_{b1}$  на півночі території досліджень (розріз с. Пирогове) формувались ґрунти, в яких крім складних округлих мікроагрегатів, розділених звивистими порами, слабо виражені «відмиті» від гумусу і полуторних оксидів мікроділянки у HE горизонті. Горизонту Ih притаманні ознаки переміщення гумусу і глинистих речовин (гумусові плівки по поверхні мінеральних зерен і скупчення гумусу у згустках і грудочках, округлі стягіння орґано-глинистої речовини, з'являються поодинокі тонкі натеки коломорфних глин з включенням глинистих часточок і гумусу, що свідчить про їх часткову рухомість). Ґрунт темно-сірий за кольором, з присипкою кремнезему, що наближає його до *темно-сірого лісового ґрунту*.

Ґрунти лісостепової зони формувались за переважання лучних ( $pI_{b1}$ ) і степових процесів ( $pI_{b2}$ ). Ґрунти мають потужний та інтенсивно гумусований профіль. Закономірне посилення оглеєння в нижній частині профілю прилуцьких ґрунтів указує на наявність первинного гідроморфізму та участь лучних процесів у їх формуванні. Мікроморфологічно для ґрунтів характерні пухка мікробудова, складна мікроагрегованість у гумусовому і гумусово-перехідному горизонтах з агрегатами до IV порядку, розвиток пор, відокремлення мулевого гумусу у вигляді ізотропних згустків (гумонів); плазма

просочена мікрокристалічним кальцитом у нижній частині перехідного горизонту. Ґрунти мають переважно лускувату структуру глин, відсутні ознаки перерозподілу органо-мінеральних речовин по профілю. У ґрунтах «відмиті» ділянки майже не трапляються, але виявляються ознаки слабкої рухомості заліза (мікроортштейни) в нижній частині профілю, тобто формувались *лучно-чорноземні ґрунти* (розрізи сіл Стайки, Садки) і *вилугувані чорноземи* (розрізи с. Кліщинці, смт Градизьк).

У межах сучасної степової зони крім *чорноземоподібних* ґрунтів (розрізи сіл Мости, Станіслав, м. Дніпропетровськ; пухка губчаста будова, складні мікроагрегати розділені порами) формувались ґрунти, які за ознаками близькі до чорноземів, а за кольором — *сірувато-коричневі* (розрізи смт Велика Знам'янка, с. Мала Лепетиха). Це пов'язане з підвищеним вмістом оксидів мангану і озалізованістю плазми. Ґрунти значно оглинені, мають нестійку горіхувату структуру, а в нижній частині профілю плазма просочена мікрокристалічним кальцитом. Характерним є скупчення оксидів мангану у порах із залізо-карбонатно-глинистими плівками, внаслідок чого ґрунти набувають сірувато-коричневих відтінків забарвлення.

Протягом кліматичного оптимуму  $p_{b2}$  формувались чорноземоподібні ґрунти: на півночі це *чорноземи типові* (розрізи сіл Музичі, Пирогове), що мають чорноземоподібний профіль, темно-сірі за кольором, з поступовими переходами між генетичними горизонтами, грудкуватою структурою, карбонатністю профілю (мікро- і дрібнокристалічний кальцит), з наявністю складних мікроагрегатів, розділених звивистими порами, пухкою губчастою будовою, скупченням мікрокристалічного кальциту в плазмі і навколо пор.

У межах лісостепової зони *чорноземи міцелярно-карбонатні* (розрізи сіл Стайки, Садки, смт Градизьк) характеризуються потужним профілем із добре розвиненим гумусовим горизонтом темно-сірого кольору, з чітким коричневатим відтінком, великою кількістю міцелярних форм  $CaCO_3$ , слідами фауністичної активності (численні черворієни, кротовини). У шліфах чітко простежуються складні мікроагрегати чорноземного типу, переважно лускувато-волокниста структура глин, концентрації гумусу в гумонах. Характерні деяка вилугуваність від карбонатів верхньої частини профілю і цементация плазми мікрокристалічним кальцитом у Pk горизонті. Більшість цих ознак, як відомо, властиві чорноземам. Проте розтягнутість профілю, його глибока гумусованість, наявність псевдоміцелярних форм карбонатів і твердих перекристалізованих конкрецій в нижній частині профілю, стягнення органо-глинистої речовини в ооїди, наявність аморфних виділень заліза і мангану у перехідних горизонтах і виділення люблініту на значній глибині можуть засвідчувати вологіші умови формування порівняно з умовами формування сучасних чорноземів східноєвропейських фацій. Виходячи з цих особливостей, згадані ґрунти можна порівнювати з *міцелярно-карбонатними чорноземами* південноєвропейських фацій, що утворились в умовах періодично промивного водного режиму [112]. Прилуцькі ґрунти порівняно із сучасними міцелярно-карбонатними чорноземами сформувались у більш океанічних, рівномірно вологих умовах. Про це деякою мірою може свідчити язиковатість нижньої межі, яка виникає, як відомо, лише в умовах періодичного перезволоження ґрунту.

Далі на південь, у степовій зоні, ґрунти набувають степових ознак з більшим вмістом оксидів мангану і заліза (*чорноземи буроземоподібні* — розрізи сіл Мости, Бабурка, м. Дніпропетровськ), які південніше внаслідок більшої озалізованості набувають коричнювато-сірих відтінків (розрізи м. Василівка, с. Мала Лепетиха). На півдні сформувались малопотужні *чорноземи південні*, часто *солонцюваті* — наявність друз гіпсу (розрізи сіл Львове, Станіслав).

У *заключну стадію  $pl_c$*  формувались малопотужні *дернові* (розріз с. Пирогове) і *чорноземоподібні* (розріз с. Станіслав) ґрунти. Дерновий малопотужний ґрунт коричнево-бурого кольору, що поступово освітлюється доверху, слабо диференційований на генетичні горизонти, дещо оглинений і оглеєний (внаслідок деякого застою вод). Ґрунт є перехідним до лесу, тому значно змінений процесами діагенезу, має розбиту верхню соліфлюкційну межу. Мікроморфологічно для нього характерні складні мікроагрегати (I—II порядків), розділені порами, «відмиті» ділянки, збіднені на гумус (швидше за все внаслідок підвищеного гідроморфізму), трапляються великі зерна кальциту.

За палеопедологічними даними встановлено таку зональність ґрунтів протягом кліматичного оптимуму  $pl_{b1}$ : темно-сірі лісові — лучно-чорноземні ґрунти — чорноземи вилугувані — чорноземоподібні (сірувато-коричневі) ґрунти (рис. 36, див. вклейку). Темно-сірі лісові і чорноземоподібні сірувато-коричневі ґрунти виявлені нами північніше (розрізи с. Пирогове, смт Велка Знам'янка).

Протягом кліматичного оптимуму  $pl_{b2}$  формувались чорноземи типові, міцелярно-карбонатні, буроземоподібні, чорноземоподібні ґрунти (коричнювато-сірі) і чорноземи південні, часто солонцюваті.

Ґрунтовий покрив прилуцького етапу був також близький до сучасного, але ґрунтові зони порівняно із сучасними помітно зміщені на північ.

Згідно з наведеними даними щодо викопних ґрунтів кайдацького і прилуцького горизонтів, настав якісно новий етап у розвитку ґрунтоутворення. Замість ґрунтів середземноморського типу з'являються утворення помірно континентального клімату, інколи з чітко вираженими ознаками процесів опідзолювання, лесиважу і псевдоопідзолювання (ґрунти, аналогічні сучасним дерново-підзолистим, сірим і бурим лісовим, чорноземам і чорноземоподібним). На зміну цих умов найбільш могло впливати дніпровське зледеніння.

Ґрунтові покриви кайдацького і прилуцького етапів чіткіше відображають вплив географічної зональності, яка була близька до сучасної, особливо в кайдацький час. Однак поширення бурих лісових ґрунтів далеко на південь, у межі сучасного степу, вказує на вологіші умови їх формування порівняно із сучасними.

Для кайдацького і прилуцького етапів характерними є стадійність ґрунтоутворення і вплив геоморфологічного чинника. Ґрунтові покриви у ці етапи формувались у досить контрастних кліматичних умовах, які неодноразово і спрямовано змінювались. Як уже зазначалось, у розвитку кайдацьких і прилуцьких ґрунтів виділено окремі стадії, що розрізняються інтенсивністю, характером ґрунтоутворення і гідротермічним режимом. У початковій стадії ( $kd_a$ ,  $pl_a$ ) здебільшого відбувалось гідроморфне (дернове, дерново-глеєве) ґрунтоутворення. У фазу раннього кліматичного оптимуму ( $kd_{b1}$ ,  $pl_{b1}$ ) воно змінювалось лісовим і лісостеповим (відрізняється найбільшою тепло-

забезпеченістю), яке в часі еволюціонувало у лучне, лучно-степове і степове ( $kd_{b2}$ ,  $pl_{b2}$ ). У заключні стадії на півночі України був мерзлотно-глеєвий режим ґрунтоутворення, на півдні — ксерофітно-степовий [112].

### 3.2.3. Витачівський палеогеографічний етап

Витачівський стратиграфічний горизонт установлений В.І. Крокосом як ґрунти удайсько-бузького інтервалу, названий М.Ф. Векличем [12] відповідно до назви с. Витачів.

Витачівський палеогеографічний етап відзначається помірно-теплыми і субаридними кліматичними умовами (середньорічні показники температур січня  $-3...-5$ , липня  $+18...+20$  °С, кількість опадів від 350 до 450 мм/рік) [112].

Витачівський горизонт — це складний ґрунтовий комплекс, який містить три типи ґрунтів ( $vt_{b1}$ ,  $vt_{b2}$ ,  $vt_c$ ), розділених двома малопотужними прошарками лесоподібних суглинків. Протягом витачівського етапу формуються бурі, коричнево-бурі, червонувато-бурі та інші ґрунти.

Спільними макро- і мікроморфологічними діагностичними ознаками для витачівських ґрунтів є монолітність профілю, підвищена оглиненість, озалізованість, розбитість верхньої межі, своєрідна блокова мікробудова (рис. 37, а, див. вклейку), що утворена в результаті розвитку ооїдоподібних (нодульних) стяжінь органо-глинистої речовини (рис. 37, б), наявність залізисто-манганових мікроортштейнів (рис. 37, в), облямованих оболонками неоднорідних коломорфних глин, кількість яких збільшується у південних розрізах (зростання аридизації умов порівняно з попередніми палеогеографічними етапами); у нижній частині профілю плазма просочена здебільшого мікророзчинним кальцитом (рис. 37, г).

Таблиця 6

Зональні зміни ґрунтів протягом витачівського палеогеографічного етапу

Стадія	Фізико-географічна зона		
	мішаних хвойно-широколистих лісів	лісостепова	стєпова
$vt_c$	Дерново-бурі (с. Музичі)	—	Бурі (с. Львове)
$vt_{b2}$	Бурі лісові (с. Музичі)	Бурі лісові (села Пирогове, Стайки, Садки, смт Градизьк)	Коричнево-бурі (села Мости, Бабурка, міста Дніпропетровськ, Василівка, смт Велика Знам'янка), червонувато-бурі (с. Мала Лепетиха), червонувато-бурі солонцюваті (села Львове, Станіслав)
$vt_{b1}$	Темно-бурі лісові (с. Музичі)	Темно-бурі лісові (села Пирогове, Стайки, Кліщинці, Садки, смт Градизьк)	Сірувато-коричневі (с. Мости, міста Дніпропетровськ, Василівка), сірувато-коричневі солонцюваті загіпсовані (с. Бабурка), червонувато-бурі (села Мала Лепетиха, Львове), червонувато-бурі солонцюваті (с. Станіслав)

Наявність сегрегаційних утворень органо-глинистої речовини концентричної будови (нодулі, ооїди), компактна плазмово-пилувата, переважно щільна, блокова мікробудова, наявність гумусу типу муль у сполученні із залізом, щільна упаковка зерен мінерального скелета в плазмі, наявність гумусової оболонки численних мікроортштейнів є спільними ознаками для витачівських бурих ( $vt_{b2}$ ), темно-бурих ( $vt_{b1}$ ), коричнево-бурих ( $vt_{b2}$ ), сірувато-коричневих ґрунтів ( $vt_{b1}$ ) і червонувато-бурих у комплексі з солонцюватими ( $vt_{b1+b2}$ ) (табл. 6).

**Макро- і мікроморфологічна характеристика ґрунтів. Кліматичний оптимум  $vt_{bt}$ .** Для виявлення особливостей зональних змін ґрунтів розглянемо їх макро- і мікроморфологічну характеристику за генетичними горизонтами.

*Темно-бурий ґрунт* розрізу біля с. Музичі:

Нк — 4,75—5,0 м — бурий з легким червонуватим відтінком, щільний, горіхуватий, ходи від коренів рослин заповнені оксидами мангану, іноді карбонатами. За гранулометричним складом — пилуватий середній суглинок, з поступовим переходом.

Phi — 5,0—5,20 м — світліший за вищезалюгаючий, буруватий, щільний, горіхуватий середній суглинок. Перехід поступовий, за повітлінням матеріалу і появою карбонатів і кротовин. Межа нерівна язичувата (язики до 20 см).

Для мікробудови ґрунтів характерна наявність стяжінь органо-глинистої речовини, що утворюють ооїди (рис. 38, а, див. вклейку), маса компактна, щільна, поділена на блоки (рис. 38, б). Трапляються округлі залізо-гумусово-кальцитні скупчення. Донизу збільшується наявність зерен піску (рис. 38, в), спостерігаються мікроортштейни (рис. 38, г) із карбонатно-глинистими оболонками, а сам матеріал просочений крипто-, мікро- і дрібно-кристалічним кальцитом.

*Темно-бурий ґрунт* розрізу поблизу с. Стайки відрізняється від аналогічного ґрунту в розрізі біля с. Музичі монолітнішим, щільнішим профілем, озалізеністю матеріалу (більша кількість мікроортштейнів). Структура горіхувата, з дрібною мангановою пунктацією і чітким карбонатним горизонтом між затьоками.

Нр — 7,45—7,60 м — бурий, горіхуватий із затьоками, важкий суглинок.

Phi — 7,60—8,0 м — сизо-сіро-бурий, щільніший і темніший за Нр горизонт, горіхуватий важко- і середньосуглинковий.

Мікробудова ґрунту компактна, наявні стяжіння органо-залізо-глинистої речовини концентричної форми. Переважають округлі мікроагрегати II порядку діаметром 0,1—0,2 мм, розділені розгалуженими порами, частіше — порами розтріскування, наявні ооїди (рис. 38, д); мікробудова матеріалу блокова (рис. 36, е). Між згустками органічно-залізої речовини міститься бурувато-сіра високодисперсна плазма, забарвлена оксидами заліза. Мінеральний скелет займає 30—40 % площі шліфа, представлений переважно кварцом, рідше трапляються польові шпати, рогова обманка. Наявна велика кількість мікроортштейнів (рис. 38, е), дрібно- і середньокристалічний кальцит просочує плазму (рис. 38, ж).

*Сірувато-коричневий ґрунт* розрізу м. Василівка:

Нк — 3,60—4,10 м — сірувато-коричнювато-бурий, озалізнений, оглинений, з мангановими цятками і карбонатами у формі міцелію і просочен-

ня. Трапляються невеликі кротовини із матеріалом верхнього ( $v_{b2}$ ) ґрунту. Перехід поступовий.

Нрк — 4,10—4,30 м — світліший за Нк горизонт, з карбонатами у формі просочення. Кротовини із бурим матеріалом, швидше за все прилуцьким.

Рк — 4,30—4,60 м — типовий карбонатний горизонт, у нижній частині спостерігаються кротовини діаметром до 10—15 см із прилуцьким матеріалом. Перехід поступовий за кольором, межа затічна.

Мікробудова блокова, блоки утворені складними мікроагрегатами і розділені тонкими звивистими порами (рис. 38, з). У гумусовому горизонті наявні ооїди (рис. 38, и), відокремлені концентричними порами розтріскування. Мікроортштейни (рис. 38, і), зерна скелета щільно упаковані в карбонатно-глинисту плазму. В карбонатному горизонті зерна скелета мають карбонатно-глинисті оболонки. Мікробудова матеріалу ґрунту піщано-плазмова, із рівномірним просоченням мікрокристалічним кальцитом (рис. 38, ї), з пухкими стяжіннями.

*Червонувато-бурий солонцюватий ґрунт* розрізу біля с. Станіслав відрізняється високим положенням гіпсів та чітким карбонатним горизонтом. Ґрунт червоно-бурий, загіпсований, солонцюватий, озалізнений піщано-глинистий. У верхній частині сірувато-бурий, з тріщинами, заповненими карбонатами. Виділено такі генетичні горизонти:

HE — 7,65—7,75 м — буро-світло-коричневий, з розбитою затьоками верхньою межею, це швидше тріщини розтріскування, а не морозобійні. Матеріал горизонту пухкий, розсипчастий, просочений карбонатами, пластинчасто-грудкуватий супісок.

Нhk — 7,75—8,05 м — найяскравіший, червонувато-сірувато-коричневий внаслідок значної опіщаненості матеріалу, пухкий, у сухій стінці тріщинуватий, слабкоущільнений, за структурою призматично-горіхуватий, вертикально-стовпчастий, значно озалізнений, з мангановими і залізистими плівками, пунктацією і дзеркалами ковзання по гранях структурних відокремлень. Перехід і межа різкі за кольором і появою великої кількості гіпсу.

$Phk_{SO_4}$  — 8,05—8,40 м — червонувато-бурий, щільний, з білястими плямами гіпсу по затьоках, які створюють неоднорідність забарвлення. Призматично-горіхуватий, увесь просочений кристалічним гіпсом, але відсутні тверді друзи. Псевдоопіщанений, з великою кількістю плівок мангану.

Мікроморфологічно матеріал відрізняється червонуватими відтінками кольору плазми. В гумусово-елювіальному горизонті наявні «відмиті» піщані зерна без плівок і оболонки і окремі мікроортштейни (рис. 38, й). Як завжди для витачівських ґрунтів, характерна наявність округлих стяжін залізо-глинистої речовини (рис. 38, к). В ілювіальному горизонті посилені червонуваті відтінки, що пов'язано із підвищеною озалізненістю. Характерні органо-глинисті і залізо-карбонатно-глинисті плівки, які містять колломорфні глини у порах (рис. 38, л) навколо зерен мінерального скелета. Матеріал ілювіального горизонту, як і весь ґрунт, — з короткоголчастими кристалами гіпсу (рис. 38, м). У карбонатному горизонті збільшується вміст кристалів гіпсу, навколо мінеральних зерен — залізо-карбонатно-глинисті оболонки і великі зерна кальциту.



**Кліматичний оптимум  $vt_{b2}$ .** Нижче описано особливості макро- і мікробудови ґрунтів за генетичними горизонтами.

*Бурий ґрунт* розрізу поблизу с. Музичі:

Нрк — 4,20—4,45 м — світло-бурий, слабко ущільнений, рівномірно забарвлений сполуками заліза, до низу стає бурішим, із затьоками карбонатів. Матеріал горизонту горіхуватий, пилюватий, середній до важкого суглинок. Карбонати у формі просочення і окремих трубочок, з оксидами мангану по ходах коренів рослин. Перехід поступовий, межа рівна.

Phk — 4,45—4,60 м — сірувато-бурий, щільніший, пилюватий середній суглинок, горіхуватий. Збільшується кількість оксидів мангану по ходах коренів рослин.

Phk — 4,60—4,75 м — світліший, але щільніший за вищезалігаючий, нечітко горіхуватий, пилюватий середній суглинок, з карбонатним міцелієм і дрібними конкреціями  $CaCO_3$  у плямах.

Характерні мікробудова у формі злитих блоків і компактна будова маси. Типові округлі оїди (рис. 39, а, б, див. вклейку), зерна кальциту і мінерального скелета облямовані карбонатно-глинистою речовиною. Наявні мікроортштейни (рис. 39, в, г), часто облямовані карбонатно-глинистими оболонками. Пори переважно тріщиноподібні, менше пор-каналів. Ознаки незначного переміщення органо-глинистої речовини і гідроксидів заліза зафіксовано у нерівномірності забарвлення плазми і формуванні округлих стяжінь органо-глинистої речовини. У великій кількості наявний дрібно- і мікрокристалічний кальцит (рис. 39, г), що просочує плазму (Phk горизонт).

*Бурий ґрунт* розрізу смт Градизьк (6,0—7,0 м) за кольором також бурий, пилювато-піщаний легкосуглинковий, озалізнений, мікропористий, оглинений, ущільнений, з мангановими цятками. Структура нечітко горіхувата з нестійкими структурними відокремленнями. Карбонатний горизонт чіткий, карбонати — у формі просочення і міцелію. Перехід і межа дуже поступові за посиленням бурого забарвлення і деякого ущільнення.

Під мікроскопом матеріал бурого кольору з щільною блоковою мікробудовою і характерним для витачівського ґрунтоутворення скупченням органо-глинистих речовин в округлі стяжіння, типові оїди (рис. 39, д). Глиниста речовина переважно скоагульована, структура глин лускувата. Спостерігаються великі піщані зерна з коломорфними плівками глинистої речовини навколо них. Органічна речовина утворює щільні, від темно-бурих до чорних, ізотропні грудочки. Округлі та овальні пори часто заповнені оксидами мангану (рис. 39, е). Зерна мінерального скелета представлені доломітом, кальцитом, роговою обманкою (рис. 39, е) з карбонатно-глинистими плівками. В нижній частині ґрунту переважає дрібно-, крипто- і мікрокристалічний кальцит, що часто заповнює пори (рис. 39, ж).

*Коричнево-бурий ґрунт* розрізу м. Василівка (2,65—3,05 м) має чіткий карбонатний горизонт і затічну нижню межу. Це короткопрофільний ґрунт з горизонтом вапна. У верхній частині, 2,65—2,85 м, — коричнево-бурий, розчленований тріщинами, з великою кількістю черворийн з чорним гумусовим матеріалом. З поверхні щільний, призматично-горіхуватий, піщано-пилюватий важкий суглинок. Сильно озалізнений, просочений карбонатами, характерні псевдоопіщаненість і вертикально-призматична будова. Межа

затічна, перехід помітний за збільшенням вмісту карбонатів. У нижній частині, 2,85—3,05 м, у сухій стінці — буро-білястий, у свіжому стані — бурий, мікропористий, частково горизонтально-шаруватий з чергуванням шарів, більш-менш озалізненних, є кротовини.

У мікробудові ґрунту наявні округлі ооїдоподібні глинисто-гумусові стяжіння, розділені звивистими порами-тріщинами (рис. 39, з), з органо-глинистими оболонками навколо мінеральних зерен (рис. 39, и). Характерне чергування червонувато-коричневих (на гумусованих мікроділянках) і бурих плям (там, де плазма більш окарбоната). Маса добре агрегована, але має ознаки злитості в будові. Темно-коричневий і бурий мулевий гумус відокремлюється у гумонах, які разом утворюють складніші мікроагрегати II порядку. На дезагрегованих мікроділянках плазма забарвлена бурим і коричневим мулевим озалізненным гумусом. Спостерігаються скупчення оксидів мангану у порах (рис. 39, і). Карбонатно-глиниста речовина сконцентрована у вигляді згустків або утворень діаметром до 0,2 мм. Структура глин сплутано-волокониста, вони частково рухливі внаслідок засолення. У нижній частині ґрунту часто крипто- і мікрокристалічний кальцит концентрується навколо пор (рис. 39, ї), вміст  $\text{CaCO}_3$  дещо збільшується.

*Червонувато-бурий ґрунт* розрізу біля с. Мала Лепетиха:

Нр — 5,60—5,70 м — світло-червонувато-бурий, світліший за основну масу. Слабокоущільнений, вторинно просочений карбонатами, які по тріщинах проникають у нижчезалагаючий горизонт. Піщано-пилуватий середній грудкуватий суглинок.

Нік — 5,70—6,10 м — найтемніший червонувато-бурий і щільніший, псевдоопіщанений, грудкувато-горіхуватий, озалізнений і оглинений. Є бурі кротовини і черворієни. Перехід поступовий, межа затічна.

Phk — 6,10—6,25 м — жовтувато-палево-світло-бурий суглинок з черворієнями, пухкіший, ніж верхній горизонт Нік. Перехід чіткий за кольором.

Мікробудова матеріалу Нр горизонтно компактна блокова, наявні складні мікроагрегати до II—III порядку, розділені звивистими порами (рис. 39, ї), а також ооїдоподібні стяжіння заліристо-глинистої речовини (рис. 39, к). У Нік горизонті — рівномірне просочення плазми гумусом, органо-залізисті відокремлення у вигляді плівок і струмочків у масі. В нижній частині ґрунту зерна мінерального скелета щільно упаковані в карбонатно-глинисту плазму (рис. 39, л). Мікробудова пилувато-плазмова з рівномірним просоченням плазми дрібнокристалічним кальцитом (рис. 39, м).

**Зональні зміни ґрунтів.** У межах сучасних зон мішаних лісів і лісостепової для *темно-бурих ґрунтів* (розрізи сіл Музичі, Пирогове, Стайки, Кліщинці, Садки, смт Градизьк) кліматичного оптимуму  $vt_{b1}$  характерні наявність яскраво виражених сеграгаційних ооїдоподібних стяжінь з чіткими контурами, злитість маси із складною мікроагрегованістю (до II—III порядку), нерозгалужених пор, риси слабкої рухливості органо-мінеральної маси, але поряд з виділеннями неоднорідних коломорфних глин у нижній частині профілю плазма просочена мікрокристалічним кальцитом.

Загалом нижній темно-бурий ґрунт ( $vt_{b1}$ ) за характером розподілу органо-мінеральної маси більш вилугуваний за верхній бурий ґрунт ( $vt_{b2}$ ), вирізняється значнішою оглиненістю і озалізненістю, наявністю струмочків ко-

ломорфних глин, відокремленням по порах карбонатів. У цілому ґрунт  $vt_{b1}$  формувався у вологіших порівняно з  $vt_{b2}$  умовах ґрунтоутворення. За наявними даними, можна говорити про контрастність умов клімату. Такі мікроморфологічні ознаки, як наявність «відмитих» ділянок у верхній частині, струмочків і лусочок скупчень коломорфних глин у матеріалі середньої і нижньої частин профілів, наявність великої кількості мікроортштейнів, бурих плям озалізнення, вивітреність зерен польових шпатів у поєднанні з оглиненістю і озалізненістю маси та частковою її вилугованістю, можуть розвиватися лише за досить вологих умов у теплому кліматі. Водночас лускувата структура глин, просочення плазми мікрокристалічним кальцитом у нижній частині профілю, слабка диференційованість і скороченість профілю, високе положення карбонатного горизонту, наявність кротовин засвідчують степові умови. Ґрунти формувались у теплому (високий ступінь оглиненості та озалізненості) і неоднорідно зволоженому кліматі, сприятливо для утворення своєрідних стяжін [112].

На півночі і в середній частині степової зони були розвинені *сірувато-коричневі* (розрізи сіл Мости, Бабурка, міст Дніпропетровськ, Василівка) *вторинно солонцюваті* (розрізи с. Бабурка, м. Василівка) і *загіпсовані ґрунти*. Вони відрізняються компактністю будови, темнішим сірувато-коричневим забарвленням, оглиненням, озалізненням, щільністю, особливо в середній частині профілю, зі слабо розвиненими струмочками глин, плівками навколо оодів, наявністю карбонатів у формі міцелію і борошнистих плям, просоченням плазми.

На півдні сучасної степової зони формувались *червонувато-бурі*, часто *солонцюваті ґрунти*, що переважно утворюють єдиний монолітний профіль ( $vt_{b1+b2}$ ) (розрізи сіл Мала Лепетиха, Львове, Станіслав). Ґрунти мають червонуватий відтінок, зерна мінерального скелета щільно упаковані у плазмі. В карбонатному горизонті, поряд з борошністими і міцелярними формами кальциту, з'являється дрібна білозірка. У пониженнях рельєфу ґрунти часто насичені гіпсом.

Верхній *бурий лісовий ґрунт кліматичного оптимуму стадії  $vt_{b2}$*  (розрізи сіл Музичі, Пирогове, Стайки, Садки, смт Градизьк) відрізняється мікроагрегованістю з нечіткими ознаками перерозподілу глин і карбонатів по профілю, високим положенням карбонатного горизонту і борошністими формами кальциту.

У межах сучасної степової зони витачівські ґрунти відображають зростання аридності. Забарвлення їх стає темнішим — коричнево-бурим, а на півдні з'являється чіткий червонуватий відтінок, межа положення карбонатного горизонту підвищується.

*Коричнево-бурі ґрунти* (розрізи сіл Мости, Бабурка, міст Дніпропетровськ, Василівка, смт Велика Знам'янка) мають такі мікроморфологічні особливості: складні мікроагрегати I—III порядків розділені сіткою пор; коричнеувато-бура за кольором органо-глиниста речовина утворює блокову мікробудову; гумус типу муль — у сполученні із залізом; вся маса оглинена і озалізнена; карбонатний горизонт щільний, з нечіткою агрегованістю; мікрокристалічний кальцит просочує плазму.

Коричнево-буре ( $vt_{b2}$ ) і сірувато-коричневе ( $vt_{b1}$ ) забарвлення, значна оглиненість і озалізеність профілю, вивітреність польових шпатів спостерігаються у ґрунтів, що формуються в досить теплих і відносно вологих умовах. Проте незначна потужність витачівських ґрунтів, наявність кротовин, високий ступінь окарбоначеності з виділенням карбонатного горизонту з борошністо-міцелярними формами на невеликій глибині від поверхні, лускувата структура глин свідчать про досить сухі степові умови їх формування [112].

Для південної частини степової зони характерний розвиток *червонувато-бурих*, часто *солонцюватих ґрунтів* (розрізи сіл Мала Лепетиха, Львове, Станіслав), які переважно утворюють єдиний монолітний профіль ( $vt_{b1+b2}$ ). У ньому важко виділити генетичні горизонти. Ґрунти мають чіткий червонуватий відтінок, але ступінь оглиненості та озалізеності їх дещо знижується. Червонуватий колір цих ґрунтів залежить не стільки від кількісного вмісту заліза, скільки від ступеня його гідратованості [112].

*Дерново-бурі ґрунти* (розріз с. Музичі) *заключної стадії*  $vt_c$  суттєво деформовані криогенними процесами бузького етапу.

Характер макро- і мікроморфологічних ознак витачівських ґрунтів засвідчує поширення у кліматичному оптимумі  $vt_{b1}$  темно-бурих, сірувато-коричневих і червонувато-бурих ґрунтів, протягом кліматичного оптимуму  $vt_{b2}$  — бурих, коричнево-бурих і червонувато-бурих ґрунтів у комплексі із солонцюватими (рис. 40, див. вклейку).

Ґрунтовий покрив витачівського етапу характеризувався простою зональністю, а самі ґрунти не мають аналогів у сучасному ґрунтовому покриві України. Межі лісової і степової зон змістилися на північ у порівнянні з прилуцьким і кайдацьким етапами.

### 3.2.4. Дофінівський палеогеографічний етап

Дофінівський стратиграфічний горизонт названий М.Ф. Векlichem за назвою с. Нова Дофінівка поблизу м. Одеса [12].

Дофінівський палеогеографічний етап відзначається, з одного боку, помірно холодними умовами, з іншого — помірними і сухими (середньорічні значення температури січня  $-6...-9$ , липня  $+17...+18$  °С, кількість опадів від 300 до 500 мм/рік). Протягом етапу сформувалась світа з трьох ґрунтів ( $df_{b1}$ ,  $df_{b2}$  і  $df_c$ ) [24, 74, 75, 110, 112].

У басейні Дніпра на території України найпоширенішими є ґрунти *заключної стадії*  $df_c$  і кліматичного оптимуму  $df_{b2}$  оптимальної стадії дофінівського ґрунтоутворення, які найбільш поширені в степовій зоні.

Основними мікроморфологічними діагностичними ознаками для дофінівських ґрунтів кліматичного оптимуму  $df_{b2}$  у межах сучасного степу є переважно пухка мікробудова, розвиток нечітких освітлених складних округлих мікроагрегатів II—III порядку, розділених порами; у нижній частині профілю переважає мікророзчинний кальцит, що цементує плазму. У світло-бурих напівпустельних ( $df_c$ ) ґрунтах помітно зменшується мікроагрегованість органно-мінеральної маси, плазма рівномірно забарвлена гумусом.

Зональні зміни ґрунтів дофінівського палеогеографічного етапу

Стадія	Фізико-географічна зона		
	мішаних (хвойно-широколистих лісів)	лісостепова	степова
df <sub>c</sub>	Малопотужні бурі глейові ґрунти (с. Кодаки)	Дерново-карбонатні (с. Кліщинці)	Світло-бурі напівпустельні (села Мишурич Ріг, Бабурка, Мала Лепетиха, Львове, Широка Балка, міста Дніпропетровськ, Василівка, смт. Велика Знам'янка)
df <sub>b2</sub>	Дернові (с. Кодаки), бурі лісові (с. Музичі)	Чорноземи опідзолені (с. Велика Бугаївка), чорноземоподібні ґрунти (с. Кліщинці)	Чорноземоподібні ґрунти (с. Мишурич Ріг, м. Василівка), чорноземи південні (смт Велика Знам'янка, села Львове, Широка Балка)
df <sub>b1</sub>	Бурі лісові (с. Музичі)		

Проста невиразна мікроагрегованість та ознаки незначної рухливості органо-глинистої речовини притаманні дофінівським малопотужним бурим лісовим, дерновим (df<sub>b2</sub>, df<sub>b1</sub>) і бурим оглеєним (df<sub>c</sub>) ґрунтам у межах сучасної зони мішаних лісів (табл. 7). Уперше в межах сучасного лісостепу крім чорноземоподібних (df<sub>b2</sub>) і дерново-карбонатних (df<sub>c</sub>) установлено формування ґрунтів з ознаками чорноземів опідзолених (прості мікроагрегати і «відмиті» ділянки у верхній частині профілю, лускувата структура коломорфних глин — у середній). Невелика потужність сірого або буроголірного профілю, його карбонатність указують на формування у степовій зоні короткопрофільних чорноземоподібних ґрунтів, чорноземів південних (df<sub>b2</sub>), уперше досліджених, і світло-бурих напівпустельних ґрунтів (df<sub>c</sub>).

**Макро- і мікроморфологічна характеристика ґрунтів.** *Кліматичний оптимум* df<sub>b2</sub>. Для виявлення особливостей зональних змін ґрунтів розглянемо їх макро- і мікроморфологічну характеристику за генетичними горизонтами.

*Бурий ґрунт* розрізу поблизу с. Музичі:

He — 1,0—1,20 м — сірувато-світло-бурий, донизу поступово освітлюється, грудкувато-розсипчастий, пухкий, піщано-легкосуглинковий до супіщаного, з дрібними плямами оксидів мангану; трапляються поодинокі кровини з чорним матеріалом.

Ph — 1,20—1,60 м — світло-бурий, пухкіший порівняно з вищезалігаючим He горизонтом, з черворийнами, грудкувато-розсипчастий за структурою. Перехід поступовий, межа рівна.

Під мікроскопом матеріал світло-бурий, гумус скупчений у простих мікроагрегатах, які розділені каналоподібними порами (рис. 41, а, див. вклейку). Органо-глиниста речовина утворює гумони та округлі скупчення (рис. 41, б, в). Характерна піщана мікробудова, в мінеральному скелеті переважає кварц (рис. 41, г) з карбонатно-глинистими оболонками, трапляються великі кристали кальциту.

*Чорнозем опідзолений* розрізу біля с. Велика Бугаївка:

He — 1,60—1,70 м — сірувато-бурий, донизу темнішає, пухкий, великогрудкуватий, слабоозалізнений з цятками мангану і діагенетичними карбонатами у формі просочення.

He — 1,70—1,95 м — сірий, грудкувато-зернистий, багато черворийн, кротовин і копролітів.

Hpik — 1,95—2,20 м — бурувато-сірувато-палевий, піщано-пилуватий легкий суглинок, зернистий, з великою кількістю карбонатів у формі просочення, міцелію (кипить з 10%-м розчином HCl). Багато черворийн і коренів рослин, з окремими кротовинами і язиками гумусу.

Pik — 2,20—2,30 м — вирізняється білясто-палевою смугою з карбонатами у формі просочення і поступовим переходом до низу.

У шліфах матеріал виділяється слабким розвитком ґрунтових процесів, виявляються прості мікроагрегати (рис. 41, д), які відокремлені звивистими порами, гумус переважно диспергований і локально концентрується у згустках і грудочках. У Hpe і Ni горизонтах є ознаки переміщення органо-глинистої речовини (рис. 41, е). Коломорфні глини в середній і нижній частинах профілю відокремлюються біля пор і окремих зерен у вигляді поодиноких лускуватих натеків (рис. 41, е). В Pk горизонті спостерігається майже суцільне просочення плазми дрібно- і мікрокристалічним кальцитом (рис. 41, ж).

*Чорноземоподібний ґрунт* розрізу поблизу с. Кліщинці:

H — 2,80—3,0 м — темно-сірий, грудкуватий, пилуватий легкий суглинок, без карбонатів. Перехід поступовий, межа рівна.

Hp — 3,0—3,20 м — світліший за гумусовий горизонт, з невеликими кротовинами діаметром до 5 см, із світло-бурим матеріалом, швидше за все верхнього дофінівського (df<sub>c</sub>) ґрунту. Перехід поступовий за забарвленням і деяким ущільненням.

Pk — 3,20—3,40 м — сірувато-палевий з карбонатами у формі просочення і міцелію, дещо ущільнений, особливо в нижній частині. Трапляються кротовини із світлим бузьким матеріалом. Перехід різкий за кольором, межа затічна.

У мікробудові матеріалу гумусового горизонту характерна наявність складних мікроагрегатів II порядку, розділених системою пор (рис. 41, з). У Hp горизонті інколи трапляються залізисто-манганові мікроортштейни (рис. 41, u), гумус переважно типу муль скупчується навколо зерен мінерального скелета і рівномірно (дифузно) просочує плазму (рис. 41, i). У карбонатному горизонті — велика кількість крипто- і мікрокристалічного та поодинокі зерна середньозернистого кальциту (рис. 41, i).

*Чорнозем південний* розрізу с. Широка Балка (1,70—2,15 м) за кольором бурувато-сірий, грудкувато-розсипчастий, піщано-пилуватий середній суглинок донизу поступово світлішає і з'являються міцелярні форми карбонатів. Виділено такі генетичні горизонти:

H — 1,70—1,85 м — сірувато-світло-бурий, пухкий, грудкуватий, багато кротовин і черворийн. Піщано-пилуватий середній суглинок. Перехід поступовий.

Hpk — 1,85—2,0 м — світліший за верхній горизонт, світло-бурий, пухкий, грудкуватий. Карбонати у формі просочення, перехід поступовий.

Phk — 2,0—2,15 м — бурувато-палевий з міцелярними карбонатами, пухкіший і світліший за горизонт Hpk. Грудкувато-розсипчастий, пилуватий

легкий суглинок. По всьому профілю трапляються кротовини із сірим голоценовим і світло-бурим дофінівським матеріалом.

Під мікроскопом у гумусовому горизонті добре спостерігається система складних мікроагрегатів до III порядку, розділених порами (рис. 41, *й*) і тріщинами. Наявні залізо-манганові мікроортштейни (рис. 41, *к*), окремі округлі глинисто-карбонатні ооїди. В Нрк і особливо Phk горизонтах наявні гумусово-глинисті оболонки навколо зерен скелета (рис. 41, *л*) і скупчення оксидів мангану. Вміст мікрокристалічного кальциту збільшується у Рк горизонті, і він рівномірно розподілений у плазмі (рис. 41, *м*).

**Заключна стадія  $df_{bc}$ .** Нижче описано особливості макро- і мікробудови ґрунтів за генетичними горизонтами.

*Дерново-карбонатний ґрунт* розрізу поблизу с. Кліщинці (2,40—2,80 м) за кольором світло-бурий, пухкий, грудкуватий, мікропористий, піщано-пилуватий легкосуглинковий, з мангановими цятками і черворіями. З глибини 2,60 м з'являються карбонати у формі просочення. Перехід різкий за кольором, межа затічна.

Для мікробудови ґрунту характерна наявність простих мікроагрегатів, розділених переважно звивистими порами (рис. 42, *а*, див. вклейку), наявні рештки рослин. Відзначається пилувато-плазмова мікробудова. Матеріал під мікроскопом має світло-бурий колір, карбонатний. Зерна кальциту різні за розміром, але переважає мікрокристалічний кальцит, який рівномірно розсіяний в плазмі ґрунту і скупчується навколо округлих пор (рис. 42, *б*). Мінеральний скелет представлений переважно зернами кварцу.

*Світло-бурі напівпустельні ґрунти* відрізняються малою потужністю профілю, світло-бурим забарвленням, карбонатністю, зменшенням кількості гумусу з глибиною, простою мікроагрегованістю, зерна мінерального скелета мають карбонатно-глинисті плівки. Всі ці ознаки свідчать про формування ґрунтів у досить посушливих умовах. Для прикладу наведемо декілька макро- і мікроморфологічних характеристик цих ґрунтів.

**Р о з р і з с. Б а б у р к а :**

Нрк — 1,40—1,60 м — світло-бурий, нечітко шаруватий, пухкий, легкий суглинок, просочений карбонатами. Трапляються кротовини, з бузьким матеріалом.

Нк — 1,60—1,80 м — світло-бурий, темніший за горизонт Нрк, пухкий, грудкуватий, просочений карбонатами, піщано-пилуватий легкий суглинок. Межа дрібнозатічна різка, ерозійна, за опіщаненістю і насиченістю карбонатами.

Рк — 1,80—2,10 м — білястий від перенасиченості карбонатами, з дрібнозатічною нижньою межею. Типовий карбонатний горизонт, з великою кількістю борошнистих карбонатів, що проникають на глибину до 40 см у бузький горизонт. Перехід і межа поступові.

Матеріал має пухку губчасту мікробудову, зерна скелета з карбонатно-глинистими оболонками (рис. 42, *в*), з простими мікроагрегатами, часточками і грудочками гумусу (рис. 42, *г*), розділеними порами. Бурій гумус слабо забарвлює плазму, концентрується у нещільних згустках. У Рк горизонті зерна мінерального скелета мають карбонатно-глинисті оболонки (рис. 42, *д*), а сам матеріал просочений дрібнокристалічним кальцитом (рис. 42, *е*).

Розріз біля с. Мала Лепетиха:

Нр — 1,80—2,0 м — світло-бурий, пухкий, піщано-пилуватий легкий суглинок, просочений карбонатами.

Н — 2,0—2,20 м — жовтувато-бурий у свіжому стані, із затьоками гумусу по ходах коренів рослин, є кротовини з голоценовим матеріалом.

Phk — 2,20—2,30 м — білястий, світліший за гумусовий горизонт, піщано-пилуватий легкий суглинок. Грудкувато-розсипчастий, є одна кротовина з матеріалом із карбонатного горизонту.

Рк — 2,30—2,60 м — палево-білястий, у вигляді дуже світлої смуги, просочений карбонатами, з мангановою пунктацією і черворіями. Перехід за кольором і збільшенням просочення карбонатами, межа хвиляста.

У Нр горизонті наявні прості мікроагрегати, розділені порами і тріщинами (рис. 42, є). У гумусовому горизонті трапляються вуглеподібні рослинні рештки (рис. 42, ж). Гумус переважно диспергований, але місцями скупчений у вигляді слабвиражених згустків, які інколи утворюють агрегати II порядку. В Phk горизонті зерна скелета щільніше упаковані в плазмі і мають карбонатно-глинисті оболонки (рис. 42, з). У Рк горизонті маса зцементована карбонатами, але місцями серед них видно відокремлення оксидів заліза і мангану (безліч цяток оксидів мангану). Переважає дрібно-кристалічний кальцит, рівномірно розподілений в плазмі (рис. 42, и).

Розріз у с. Львовє:

Нр — 1,0—1,20 м — світло-бурий, слабкоущільнений, піщано-пилуватий середній суглинок, просочений карбонатами.

Нрк — 1,20—1,40 м — білясто-сірувато-світло-бурий з бурими плямами. Наявні бурі кротовини діаметром 5—6 см. Просочений борошністими карбонатами, піщано-пилуватий легкий суглинок. Перехід різкий з дрібними затьоками, межа рівна, кількість карбонатів збільшується донизу.

Характерна наявність простих і складних мікроагрегатів низьких порядків, округлої форми (рис. 42, і), розділених порами. Великі зерна мінерального скелета мають гумусові оболонки в гумусовому (Нр) горизонті. В гумусово-перехідному (Нрк) горизонті зерна мінерального скелета (рогова обманка, гематит, кварц) облямовані карбонатно-глинистими оболонками. Мікрокристалічний кальцит з глиною утворює округлі скупчення (рис. 42, і).

**Зональні зміни ґрунтів.** Ґрунти *кліматичного оптимуму*  $df_{b1}$  відрізняються лише підвищеною вилугованістю і оглеєністю. Вони значно перероблені ґрунтами кліматичного оптимуму  $df_{b2}$  і часто представлені лише карбонатними горизонтами (розріз с. Музичі). В їхній мікробудові можна відзначити наявність «відмитих» зерен мінерального скелета, весь матеріал просочений мікро- і дрібнокристалічним кальцитом.

Ґрунти *кліматичного оптимуму*  $df_{b2}$  у межах сучасної зони мішаних лісів представлені слабозвиненими бурими короткопрофільними ґрунтами (розріз с. Музичі), з простими невиразними мікроагрегатами і ознаками незначної рухливості органо-глинистої речовини. Часто верхній ґрунт перетворює майже повністю нижній, від якого залишається лише карбонатний горизонт.

У межах сучасної лісостепової зони сформувались ґрунти, що виявляють ознаки лісового ґрунтоутворення у вигляді чергування мікроділянок із



простими мікроагрегатами з «відмитими» ділянками в гумусово-елювіальному горизонті. Коломорфні глини в середній і нижній частинах профілю відокремлюються біля пор і зерен мінералів у вигляді лускуватих натеків. Зверху вниз по профілю збільшується кількість кальциту, і в карбонатному горизонті спостерігається майже суцільне просочення плазми дрібно- і великокристалічним кальцитом. Ґрунти сформувались під дією процесів степового, частково лісового ґрунтоутворення і близькі до *чорноземів опідзолених* (розріз с. Велика Бугаївка). Південніше сформувались *чорноземоподібні ґрунти* (розріз с. Кліщинці), що характеризуються наявністю освітлених складних мікроагрегатів до III порядку, розділених системою звивистих пор у гумусовому горизонті, в Pk горизонті яких спостерігається велика кількість мікрокристалічного кальциту.

Найпоширеніші дофінівські ґрунти у степовій зоні, де вони представлені короткопрофільними *чорноземами південними* (розрізи смт Велика Знам'янка, сіл Львове, Широка Балка). Для них характерна пухка мікробудова. В ґрунтах виявлено нечіткі світлі складні округлі мікроагрегати II–III порядку, розділені порами, часто світло-сірий гумус скупчується у нещільних згустках (гумонах). Структура глинистої речовини по всьому профілю дрібнолускувата з наявністю високорозташованого карбонатного горизонту, де мікрокристалічний кальцит цементує плазму.

Для *дерново-карбонатних ґрунтів* (розріз с. Кліщинці) стадії  $df_c$  характерні прості мікроагрегати і просочення плазми мікрокристалічним кальцитом по всьому профілю.

У мікробудові *світло-бурих напівпустельних ( $df_c$ ) ґрунтів* (розрізи сіл Мишуричів, Бабурка, Мала Лепетиха, Львове, Широка Балка, міст Дніпропетровськ, Василівка, смт Велика Знам'янка) помітно зменшується мікроагрегованість органо-мінеральної маси, гумус не утворює грудочок і згустків, а досить рівномірно (дифузно) забарвлює плазму. В карбонатному горизонті маса зцементована карбонатами, але місцями серед них видимі тонкі плями заліза і мангану.

На основі макро- і мікроморфологічних ознак встановлено, що протягом кліматичного оптимуму  $df_{b2}$  формувались бурі, дернові ґрунти, чорноземи опідзолені, чорноземоподібні ґрунти і чорноземи південні (рис. 43, див. вкладку), а на заключній стадії  $df_c$  — малопотужні бурі глейові, дерново-карбонатні і світло-бурі напівпустельні ґрунти.

Ґрунтовий покрив дофінівського етапу відрізняється ще меншою зональністю, ніж витачівський. Переважали ґрунти, сформовані у лісостепових і степових умовах, а межа лісової зони була зміщена на північ порівняно із сучасною. Дофінівські ґрунти чіткіше виражені на півдні, у сухостеповій підзоні.

Таким чином, властивості дофінівських ґрунтів відображають вплив помітної аридизації фізико-географічних умов їх формування (невелика потужність і значна окарбоначеність, збагачення легкорозчинними солями і гіпсом не лише у південних районах, а й у північній частині степової зони). Недостатня зволоженість може бути однією з причин відносно слабовираженої широтної зональності у дофінівських ґрунтах. Так, на значній території України (від Полісся до Причорномор'я) в оптимальну стадію дофі-

нівського етапу сформувались чорноземи різного ступеня ксероморфності. Навіть у північних районах, де були поширені бурі глейові ґрунти, вони мали невелику потужність без ознак перерозподілу (за винятком карбонатів) мінеральної маси по профілю. Ступінь аридизації помітно підвищився у заключну стадію дофінівського ґрунтоутворення, коли сформувались ґрунти сухих і напівпустельних степів. У зв'язку з цим наявність гіпсу в сучасних південних і навіть частково звичайних чорноземах можна розглядати як реліктову ознаку — утворення у попередній дофінівський етап. Посушливі умови його сприяли накопиченню солей (гіпсу) в результаті капілярного піднімання давніх ґрунтових вод. Там, де чорноземи не підстилаються дофінівськими ґрунтами, скупчень гіпсу в сучасних ґрунтах не спостерігається.

### 3.2.5. Палеогеографічні етапи формування лесів і лесоподібних суглинків

Відклади холодних тясминського, удайського, бузького і причорноморського палеогеографічних етапів представлені лесами і лесоподібними суглинками, що сформувались у холодних перигляціальних умовах (табл. 8).

Особливостями мікробудови лесів є освітленість плазми, пухка будова, співрозмірність лесових часточок із зернами первинних мінералів з карбонатно-глинистими оболонками, просочення плазми кальцитом.

Леси тясминського та удайського горизонтів часто перероблені і є карбонатними горизонтами перекривних кайдацьких і прилуцьких ґрунтів.

Типовою лесовою будовою вирізняються бузькі товщі, які представлені двома підгоризонтами  $bg_1$  і  $bg_2$ . У нижньому підгоризонті часто формуються ембріональні (ініціальні) ґрунти ( $bg_{ембр}$ ), які пов'язані з осциляціями потеплень, мають прості карбонатно-глинисті мікроагрегати, насичені карбонатами.

Для причорноморського горизонту на півдні характерне формування короткопрофільних ґрунтів ( $pc_2$ ), які розділяють лесові відклади  $pc_1$  і  $pc_3$  і відрізняються простими мікроагрегатами, плазмою, рівномірно забарвленою органічною речовиною.

**Тясминський палеогеографічний етап.** Тясминський стратиграфічний горизонт названий М.Ф. Векличем [12] за назвою р. Тясмин. Тясминський етап характеризувався поширенням лесів і лесоподібних суглинків.

Таблиця 8

Реконструйовані показники клімату відкладів холодних палеогеографічних етапів [50, 112]

Індекс етапу	Середньомісячна температура, °С		Річна кількість опадів, мм	Клімат
	січня	липня		
$pc$	-10	+10...+15	250—300	Перигляціального лісостепу, перигляціального і ксеротичного степу
$bg$	-18...-19	+6...+7	200—250	Те саме
$ud$	-16...-17	+8...+9	350—400	Перигляціального лісостепу і степу
$ts$	-17...-18	+7...+8	350—375	Перигляціального лісостепу, перигляціального і ксеротичного степу

Зональні зміни відкладів тясминського палеогеографічного етапу

Фізико-географічна зона	Відклади
Лісостепова	Бурувато-палеві леси (с. Пирогове), жовтувато-палево-сірі лесоподібні суглинки (с. Стайки)
Степова	Жовтувато-палеві леси (с. Мости, м. Дніпропетровськ), світло-жовтувато-палеві лесоподібні суглинки (села Бабурка, Мала Лепетиха, Львове)

Порівняно з лесами інших горизонтів, тясминські леси менш потужні, карбонатні, часто перероблені прилуцьким ґрунтоутворенням, а лесовий матеріал розміщується у плямах, як типовий карбонатний горизонт.

За даними мікроскопічного вивчення, маса тясминського горизонту дезагредована або складається із пухкоупакованих округлих лесових часточок діаметром 0,02—0,15 мм, карбонатно-глинисті оболонки облямовують пилуваті і піщані зерна. Розвинені розгалужені, звивисті, а також ізометричні пори. Мінеральний скелет займає 40—60 % площі шліфа, структура глин лускувата, мікрокристалічний кальцит інколи просочує або цементує плазму, місцями виділяється у вигляді мікробілозірки. Трапляються великі кристали кальциту (0,03—0,06 мм). Інколи в масі помітні дрібні цяткові (0,003—0,01 мм) скупчення мангану на окремих мікроділянках.

**Зональні зміни відкладів (табл. 9).** На півночі території досліджень тясминський горизонт представлений *бурувато-палевими лесами* (розріз с. Пирогове). Він досить сильно перероблений прилуцьким ґрунтоутворенням, має черворийні і кротовини, тому виражений фрагментарно і у плямах.

Характерні пухка губчаста мікробудова, суцільне просочення плазми мікрокристалічним кальцитом, з окремими великими зернами кальциту. Простежуються освітлені ділянки, збагачені на зерна мінерального скелета, які мають карбонатно-глинисті оболонки (рис. 44, а, див. вклейку). Наслідком значного перероблення лесового матеріалу прилуцьким ґрунтоутворенням є наявність щільніших, ніж лесові, карбонатно-глинистих мікроагрегатів (рис. 44, б).

У лісостеповій зоні (розріз с. Стайки) тясминський горизонт виділяється *жовтувато-палево-сірими лесоподібними* суглинками. Матеріал пилуватий легкосуглинковий, просочений карбонатами, з великою кількістю темно-сірих і сірих кротовин з прилуцьким матеріалом. Межа з кайдацьким ґрунтом помітна за появою вохристого кольору, розбитістю і тріщинуватістю.

Під мікроскопом матеріал світлий, щільний. Зерна мінерального скелета (переважно кальциту) облямовані карбонатно-глинистими оболонками (рис. 44, в). Лесовий матеріал рівномірно просочений крипто- і мікрокристалічним кальцитом (рис. 44, г).

На півночі степової зони (розріз м. Дніпропетровськ) тясминські відклади складені жовтувато-палевими лесами, ущільненими, карбонатними, з черворийними і кротовинами з прилуцьким матеріалом.

У розрізі біля с. Бабурка тясминський горизонт прослідковується як світліший матеріал гіпсового горизонту. Бурий, палево-бурий, піщано-пилуватий середньосуглинковий, грудкуватий, ущільнений внаслідок просочення гіпсом.

Під мікроскопом видно великі піщані зерна мінерального скелета, частково з карбонатно-глинистими оболонками (рис. 44, *д*), мікробудова плазмово-піщана (рис. 44, *е*).

Південніше (розрізи сіл Мала Лепетиха, Львове) горизонт представлений палево-бурими і світло-жовтувато-палевими лесоподібними суглинками.

В мікробудові спостерігаються орґано-глинисті скупчення у вигляді грудочок, лесових часточок з карбонатно-глинистими оболонками (рис. 44, *е*). Плазма просочена мікрористалічним кальцитом (рис. 44, *ж*).

**Удайський палеогеографічний етап.** Удайський стратиграфічний горизонт встановлений В.І. Крокосом [69], стратотипом є колишній кар'єр цегляного заводу м. Прилуки. Протягом удайського етапу також формувались леси та лесоподібні суглинки. Від вищезалігаючих бузьких і нижчезалігаючих дніпровських лесів удайські відрізняються оглиненістю.

За даними мікроморфологічних досліджень, у верхній частині профілю удайські відклади перероблені витачівським ґрунтоутворенням: маса компактна за будовою, відносно гумусована, інколи спостерігаються прості мікроагрегати. Матеріал горизонту найчастіше складається із округло-овальних агрегатів діаметром 0,02—0,1 мм, щільно упакованих, з окремими дезагрегованими ділянками. В нижній частині посилюються буруваті відтінки забарвлення. Нерідко у лесах (особливо в розрізах льодовикової зони) виявляють ознаки інтенсивної рухомості заліза — воно концентрується в бурих плямах і мікроортштейнах. У масі завжди наявний мікрористалічний кальцит, розсіяний у плазмі, цементує її або концентрується у пухких відокремленнях і порах. На півдні леси компактніші за будовою, маса їх дезагрегована, з переважанням замкнутих пор, матеріал з більшим вмістом мулу (глинистої речовини), помітні крапчасті виділення мангану.

**Зональні зміни відкладів (табл. 10).** На півночі території досліджень удайські відклади представлені *палево-буруватими лесоподібними суглинками* (розріз с. Музичі), що містять велику кількість кротовин з витачівським і прилуцьким матеріалом і *бурувато-світло-палевими лесами* (розріз с. Пирогове). Матеріал їх пухкий, карбонатний (CaCO<sub>3</sub> у формі міцелю), середньосуглинковий. По всьому розрізу спостерігаються манганова пунктація і крапочки мангану. Нижня межа чітка, нерівна, соліфлюкційна.

Таблиця 10

Зональні зміни відкладів удайського палеогеографічного етапу

Фізико-географічна зона	Відклади
Мішаних хвойно-широколистих лісів	Палево-буруваті лесоподібні суглинки (с. Музичі)
Лісостепова	Бурувато-світло-палеві (с. Пирогове), жовтувато-палеві леси (с. Кліщинці), сизо-білясто-бурувато-палеві лесоподібні суглинки (села Стайки, Садки, смт Градизьк)
Степова	Жовтувато-бурувато-палеві леси (м. Дніпропетровськ, села Бабурка, Львове) і коричнювато-буруваті лесоподібні суглинки (села Мости, Мала Лепетиха, смт Велика Знам'янка, м. Василівка)

Під мікроскопом матеріал світлий. Типові лесові часточки (0,04—0,06 мм) співрозмірні із зернами первинних мінералів (рис. 45, а, див. вклейку), що мають карбонатно-глинисті оболонки. Плазма просочена мікро- і дрібно-кристалічним кальцитом (рис. 45, б), але багато і великих кристалів кальциту, особливо у порах-каналах.

У межах сучасної лісостепової зони поширені *леси жовтувато-палеві* з карбонатами у формі міцелію (розріз с. Кліщинці), *сизо-білясто-бурувато-палеві* (розрізи с. Стайки, смт Градизьк), місцями інтенсивно білясті пухкі, пилюваті середньосуглинкові. Леси інтенсивно просочені карбонатами (борошністі скупчення і трубочки), з кротовинами сірувато-бурого витачівського матеріалу. Нижня межа хвиляста, нерівна, з морозобійними тріщинами, заповненими лесом, що різко контрастує з прилуцьким матеріалом.

Під мікроскопом лесовий світлий матеріал представлений зернами первинних мінералів з карбонатно-глинистими оболонками і лесовими часточками (рис. 45, в). Весь матеріал рівномірно просочений дрібнокристалічним кальцитом (рис. 45, г).

У степовій зоні поширені *жовтувато-бурувато-палеві леси*, з карбонатами у формі трубочок (розріз м. Дніпропетровськ) або дрібних відокремлень кристалічного гіпсу по тонких тріщинах (розрізи сіл Бабурка, Львове) і кременисто-гіпсових конкрецій діаметром 1—2 см. Багато сірувато-світло-бурих кротовин з витачівським матеріалом.

У лесах спостерігаються великі зерна кварцу та рогової обманки із карбонатно-глинистими плівками (рис. 45, д). Матеріал безкарбонатний з плазмово-піщаною мікробудовою (рис. 45, е).

У степовій зоні також сформувались *буруваті і жовтувато-буруваті*, слабоуцільнені, грудкуваті-розсипчасті *лесоподібні суглинки* (розрізи сіл Мости, Мала Лепетиха, смт Велика Знам'янка, м. Василівка), просочені карбонатами у формі плям. Кротовини у нижній частині горизонту виповнені прилуцьким матеріалом. Зверху матеріал відкладів розсікають язички із витачівським матеріалом.

У мікробудові лесоподібного матеріалу спостерігаються заліристо-карбонатно-глинисті оболонки навколо лесових часточок і первинних зерен скелета (рис. 45, є). Маса губчастої будови складається з досить великих, діаметром 0,02—0,1 мм, лесових карбонатно-глинистих, подібних до пластівчастих мікроагрегатів. Матеріал карбонатний, дрібно- і середньокристалічний кальцит концентрується навколо пор (рис. 45, ж).

**Бузький палеогеографічний етап.** Бузький стратиграфічний горизонт як лесовий ярус встановлений В.І. Крокосом у басейні р. Південний Буг [69]. Стратотип описаний М.Ф. Векличем [12, 13], Н.О. Сіренко, Ж.М. Матвішиною [93, 94] між селами Широка Балка і Станіслав.

Бузький палеогеографічний етап — це етап найактивнішого лесоутворення, формувались леси здебільшого легкого гранулометричного складу, карбонатні, слабозалізнені. Бузький матеріал переважно еолового походження внаслідок швидкості та інтенсивності накопичення маси із нерозвиненими процесами ґрунтоутворення більш відображає риси седиментації, ніж ґрунтоутворення.

Зональні зміни відкладів протягом бузького палеогеографічного етапу

Стадія	Фізико-географічна зона		
	мішаних (хвойно-широколистих лісів)	лісостепова	степова
bg <sub>2</sub>	Жовтувато-білясті леси (с. Музичі)	Жовтувато-білясті (с. Пирогове), жовтувато-палеві леси (сміт Градизьк, села Стайки, Кліщинці, Садки)	Білясто-палеві леси (міста Дніпропетровськ, Василівка, села Мости, Бабурка, Мала Лепетиха, Львове, Станіслав, Широка Балка, смт Велика Знам'янка)
bg <sub>ембр</sub>	—	Бурі ініціальні (с. Пирогове), сірі ініціальні ґрунти (села Стайки, Садки)	Сірі ініціальні ґрунти (сміт Велика Знам'янка, с. Станіслав)
bg <sub>1</sub>	Світло-палеві леси (с. Музичі)	Світло-палеві (с. Пирогове), сіро-палеві леси (села Стайки, Садки)	Бурувато-світло-палеві леси (сміт Велика Знам'янка, с. Станіслав)

Спільними мікроморфологічними ознаками бузьких лесів є досить світле забарвлення плазми матеріалу, співрозмірність лесових часточок і зерен первинних мінералів (переважно кварцу) з карбонатно-глинистими оболонками. Широко розвинута сітка звивистих пор. Бузький лес характеризується різноманітними мікровідокремленнями карбонатів — мікрокристалічний кальцит часто просочує плазму або цементує її, концентруючись навколо пор.

**Зональні зміни відкладів (табл. 11).** На півночі території досліджень бузький етап представлений двома стадіями лесоутворення (bg<sub>1</sub> і bg<sub>2</sub>) і одним ініціальним ґрунтом (bg<sub>ембр</sub>) — розріз біля с. Музичі.

Леси стадії bg<sub>1</sub> — світло-палеві однорідні за кольором, з сірими плямами, черворийнами, із великою кількістю манганової пунктації і карбонатного міцелію. Межа з нижчезалягаючим ґрунтом нерівна, хвиляста з морозобійними тріщинами, які глибоко (до 0,5 м) проникають у витачівський ґрунт.

На відміну від лесів стадії bg<sub>1</sub>, леси стадії bg<sub>2</sub> відрізняються світлішим жовтувато-білястим або світло-палевим кольором, мають типову лесову структуру, макропористі, вертикально-стовпчасті, карбонатні, середньо- та легкосуглинкові. Характерні карбонати у формі трубочок і міцелію, тонка дрібна манганова пунктація. Матеріал лесів пухкий, грудкувато-розсипчастий, піщано-пилуватий, легкосуглинковий, структура вертикально-стовпчата типова. Як правило, в лесах під ґрунтами багато кротовин.

У лісостепій зоні простежуються два підгоризонти лесів з прошарками *ініціальних ґрунтів* (розрізи сіл Пирогове, Стайки, Садки).

Леси стадії bg<sub>2</sub> жовтувато-палеві, пухкі, вертикально-стовпчасті з великою кількістю карбонатів у формі трубочок (розрізи сіл Пирогове, Стайки, Кліщинці, Садки і смт Градизьк).

Характерним для мікробудови лесів є те, що карбонатно-глиниста речовина утворює лесові часточки, розділені звивистими порами. Первинні мінерали однорідні за розміром і маскуються карбонатно-глинистими обо-

лонками (рис. 46, а, див. вклейку). Мікрокристалічний кальцит просочує плазму і концентрується навколо пор (рис. 46, б).

Леси підгоризонту  $bg_1$  — *сіро-палеві*, темніші за леси підгоризонту  $bg_2$ , з дрібною мангановою пунктацією (розрізи сіл Пирогове, Стайки, Садки).

У шліфах матеріал складений лесовими часточками і пилюватими зернами з оболонками (рис. 46, в). На відміну від підгоризонту  $bg_2$ , лесовий матеріал більш карбонатний, багато ділянок із рівномірним просоченням плазми мікро- і дрібнокристалічним кальцитом (рис. 46, г).

У нижній частині ( $bg_1$ ) часто формуються неповнорозвинуті бурі (розріз с. Пирогове) і сірі за кольором *ініціальні ґрунти* (розрізи сіл Стайки, Садки).

*Бурі ініціальні ґрунти* характеризуються наявністю слабовиражених округлих простих мікроагрегатів діаметром 0,02 мм (рис. 46, д), збільшеною кількістю мікрокристалічного кальциту порівняно з його кількістю в лесах. Кальцит рівномірно просочує плазму і концентрується навколо пор (рис. 46, е).

За даними мікроморфологічного аналізу *сірих ініціальних ґрунтів*, виявлено буре забарвлення плазми, спостерігаються також прості округлі мікроагрегати (рис. 46, е), розділені каналоподібними порами, дрібнокристалічний кальцит рівномірно просочує весь матеріал (рис. 46, ж).

У межах сучасної степової зони бузькі відклади представлені підгоризонтами ( $bg_1$  і  $bg_2$ ) з одним прошарком сірого ініціального ґрунту (розрізи смт Велика Знам'янка, с. Станіслав).

На стадії  $bg_1$  сформувалися *бурувато-світло-палеві*, карбонатні типові леси, з кротовинами у верхній частині (розрізи смт Велика Знам'янка, с. Станіслав).

На відміну від останніх, леси стадії  $bg_2$  — *білясто-палеві*, з окремими кротовинами з дофінівським матеріалом і черворіями. Матеріал лесів грудкувато-розсипчастий, піщано-пилюватий легкосуглинковий, вертикально-стовпчастий, макропористий (розрізи міст Дніпропетровськ, Василівка, смт Велика Знам'янка, сіл Мости, Бабурка, Мала Лепетиха, Львове, Станіслав, Широка Балка).

Всі зазначені ознаки вказують на найімовірніше формування матеріалу в умовах суворого перигляціального клімату за недостатнього надходження органічної речовини. Однак були короткі періоди деякого потепління, відображені формуванням буро- і сіроколірних ініціальних ґрунтів.

**Причорноморський палеогеографічний етап.** Причорноморський стратиграфічний горизонт виділений А.І. Москвітіним під назвою осташківського. В Україні названий і описаний М.Ф. Векличем як стратотип біля сіл Приморське і Курортне [12].

Причорноморський палеогеографічний етап — останній холодний етап плейстоцену, один із найпосушливіших, характеризувався перигляціальним лесоутворенням. У періоди деякого потепління і підвищеної вологості формувались світло-бурі і бурі пустельно-степові ґрунти.

**Зональні зміни відкладів (табл. 12).** На півночі території досліджень причорноморські леси ( $рґ_1$ ) представлені *палево-світло-бурими*, пухкими і дуже пухкими *лесама* (розріз с. Пирогове). Матеріал їх вертикально-стовпчастий, пилюватий легкосуглинковий, з черворіями і міцелярними формами карбонатів, має багато кротовин, перехід поступовий і добре помітний за зміною кольору.

Зональні зміни відкладів причорноморського палеографічного етапу

Стадія	Зона	
	лісостепова	степова
р <sub>3</sub>	—	Палево-світло-сірі леси (сmt Велика Знам'янка, села Мала Лепетиха, Львове, Широка Балка)
р <sub>2</sub>	—	Світло-бурі (сmt Велика Знам'янка) і бурі пустельно-степові ґрунти (с. Широка Балка)
р <sub>1</sub>	Палево-світло-бурі леси (с. Пирогове), палеві світло-сірі лесоподібні суглинки (с. Кліщинці, сmt Градизьк)	Білясті світло-палеві леси (м. Дніпропетровськ, сmt Велика Знам'янка, села Мала Лепетиха, Широка Балка), сірувато-бурувато-палеві лесоподібні суглинки (села Мишурип Ріг, Бабурка, м. Василівка)

Під мікроскопом матеріал світло-бурого кольору, компактної пилувато-плазмової мікробудови. Мінеральний скелет займає 30—40 % площі шліфа. Характерні типові лесові часточки і зерна мінерального скелета з глинисто-карбонатними оболонками, трапляються рештки корінців. Матеріал просочений дрібнокристалічним кальцитом.

У межах сучасної лісостепової зони поширені *палево-світло-сірі*, пухкі, *лесоподібні суглинки* (розрізи с. Кліщинці і сmt Градизьк). Вони інтенсивно перериті кротовинами з гумусовим голоценовим матеріалом. Карбонати у формі міцелію.

У мікробудові лесів (р<sub>1</sub>) розрізу поблизу с. Кліщинці характерні пластивчасті відокремлення глин, а також глинисто-карбонатні оболонки навколо зерен первинних мінералів, співрозмірних з лесовими часточками (рис. 47, а, див. вклейку). Матеріал світлий, просочений дрібно- і середньокристалічним кальцитом (рис. 47, б). Крім кварцу наявні також зерна рогової обманки.

У розрізі сmt Градизьк під мікроскопом матеріал виглядає світлим. Лесові часточки розміром 0,04—0,07 мм співрозмірні із зернами первинних мінералів і мають карбонатно-глинисті плівки і оболонки. Мікробудова лесового матеріалу пухка пилувата (рис. 47, в), його рівномірно просочує переважно дрібнокристалічний кальцит (рис. 47, г), у порах-каналах — ланцюжки великих кристалів кальциту.

У степовій зоні поширені відклади трьох стадій (р<sub>1</sub>, р<sub>2</sub>, р<sub>3</sub>).

Протягом стадії р<sub>1</sub> формувались *білясто-світло-палеві леси*, пухкі грудкувато-розсипчасті з черворийнами, кротовинами і карбонатами у формі просочення (розрізи м. Дніпропетровськ, сmt Велика Знам'янка, сіл Мала Лепетиха, Широка Балка), а також *сірувато-бурувато-палеві* пухкі піщано-пилуваті легкі *лесоподібні суглинки* (розрізи сіл Мишурип Ріг, Бабурка, м. Василівка).

Характерна особливість причорноморського етапу півдня України — формування ґрунтів (р<sub>2</sub>), які розділяють лесові відклади. Ґрунти *світло-бурі*, грудкувато-розсипчасті і карбонатні *пустельно-степові* (розрізи сmt Велика Знам'янка, с. Широка Балка).



*Світло-бурий пустельно-степовий ґрунт* розрізу с. Широка Балка має нечіткий профіль, який поступово освітлюється донизу, з чітким карбонатним горизонтом.

H — 1,0—1,20 м — світло-бурий, грудкуватий середній суглинок, просочений карбонатами. Перехід поступовий за кольором і збільшенням кількості карбонатів.

Phk — 1,20—1,50 м — світло-бурий, світліший за гумусовий горизонт, більш насичений карбонатами. Грудкуватий за структурою, середній суглинок.

За мікроморфологічними ознаками ґрунти ( $p\check{c}_2$ ) відрізняються від лесових наявністю простих округлих мікроагрегатів (рис. 47, д), губчастою мікробудовою і забарвленням плазми органо-глинистою речовиною. Для Phk горизонту характерні карбонатно-глинисті оболонки навколо зерен скелета (рис. 47, е).

Протягом стадії  $p\check{c}_3$  були поширені *палево-брудно-світло-сірі* леси, білясті від карбонатів у вигляді міцелію, просочення і дрібної білозірки, кількість яких зменшується донизу. В лесах багато кротовин із сірим і темно-сірим матеріалом, є рештки коренів рослин і черворіїни (розрізи смт Велика Знам'янка, сіл Мала Лепетиха, Львове, Широка Балка).

Під мікроскопом можна спостерігати скупчення органо-гумусових речовин навколо лесових часточок і зерен мінерального скелета (рис. 47, є), а також крипто- і мікрористалічного кальциту (рис. 47, ж). На відміну від карбонатного горизонту сучасного ґрунту, лес більш окарбонатований.

### 3.3. МІКРОМОРФОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА І ОСОБЛИВОСТІ МІКРОБУДОВИ СУЧАСНИХ ҐРУНТІВ

Сучасні ґрунти, як і викопні плейстоценові, характеризуються своїми мікроморфологічними особливостями. Як зазначено в розд. 2, мікроморфологічний аналіз передбачає детальні морфологічні дослідження певних відкладів (як сучасних, так і викопних). Нижче детально описано макро- і мікроморфологічні особливості сучасних ґрунтів у межах сучасних фізико-географічних зон (мішаних лісів, лісостепової і степової), а також основні ґрунтоутворювальні процеси. На основі мікроморфологічних досліджень у межах цих зон нами виявлені основні типи сучасних ґрунтів (табл. 13).

Таблиця 13

Зональні зміни сучасних ґрунтів

Фізико-географічна зона	Ґрунти
Мішаних лісів	Сірі лісові (с. Музичі)
Лісостепова	Темно-сірі лісові (с. Пирогове), лучно-чорноземні (села Велика Бугайка, Стайки), типові (села Кліщинці, Садки, смт Градизьк)
Степова	Чорноземи вилугувані (м. Дніпропетровськ), звичайні (села Мишурич Ріг, Мости, Бабурка, Мала Лепетиха, смт Велика Знам'янка, м. Василівка), південні (села Львове, Широка Балка, Станіслав)

### 3.3.1. Дерново-підзолисті ґрунти зони мішаних (хвойно-широколистих) лісів

Різноманітність природних умов Полісся зумовлює розвиток низки процесів ґрунтоутворення, внаслідок чого формуються ґрунти з різними ознаками і властивостями. Основні процеси, під впливом яких утворюється ґрунтовий покрив зони, — підзолистий, дерновий і болотний. Вони можуть відбуватися самостійно або різною мірою поєднуватись. Залежно від прояву цих процесів та їх поєднання формуються ґрунти Полісся. Найбільші площі займають дерново-підзолисті ґрунти (близько 66 % загальної території), що формуються під впливом підзолистого і дернового процесів [35, 46].

*Підзолистий ґрунтоутворювальний процес* відбувається під «наметом» лісової рослинності за наявності промивного водного режиму (коефіцієнт зволоження  $>1$ ), як правило, на безкарбонатних ґрунтоутворювальних породах, і пов'язаний з утворенням (внаслідок переважно грибного розкладення лісової підстилки) органічних кислот, агресивних до мінеральної частини ґрунту. За підзолистого процесу у верхній частині профілю ґрунтового мінерали руйнуються і продукти розкладення переміщуються у нижню частину профілю ґрунту та в підґрунтові води. Крім того, відбувається процес *лесиважу* — диспергації і переміщення з низхідними токами води глинистих часточок [35].

Як найтипівіший, підзолистий процес проходить під хвойним лісом із моховим покривом і за короткочасного перезволоження [36].

Отже, підзолистий процес має такі особливості: диференціація ґрунтового профілю за елювіально-ілювіальним типом в умовах кислотного гідролізу під впливом біогенного фактора; утворення лісової підстилки, яка складається з листя, глиці тощо різного ступеня розкладу, що лежать на поверхні ґрунту; міграція елементів з підстилки в ґрунт як за вертикального переміщення води, так і внаслідок бокового стоку; винесення значної частини елементів з підстилки водами поверхневого стоку в період сніготанення, коли ґрунт ще не відтанув або насичений вологою до повної вологоємності [35].

У результаті підзолистого процесу під лісовою підстилкою утворюється гумусово-елювіальний (HE) і елювіальний (E) горизонти.

В горизонті HE під наметом лісу накопичуються переважно фульвокислоти, які утримуються в профілі катіонами  $\text{Ca}^{2+}$  і  $\text{Mg}^{2+}$ , що надійшли з лісової підстилки і пов'язані з адсорбційними силами мінералів. Тут же в малих кількостях осідають оксиди заліза та алюмінію і поживні речовини для рослин.

Горизонт E внаслідок винесення заліза, алюмінію і мангану та накопичення кремнезему має світло-сіре або білясте забарвлення. Цей горизонт збіднений на поживні речовини, мулисті часточки,  $\text{R}_2\text{O}_3$ , має кислу реакцію, значну ненасиченість основами, безструктурний або пластинчасто-листуватий. Потужність елювіального горизонту характеризує ступінь розвитку підзолистого процесу [11, 35].

Частина речовин, що вимиті з лісової підстилки та горизонтів HE і E, закріплюється в ілювіальному горизонті. Він збагачений мулистими (глинистими) часточками, півтораоксидами заліза і алюмінію та іншими сполуками,

РОЗДІЛ 3

		Фізико-географічні зони (тип рослинності)							
		Полісся (лісова)	Лісостепова (лісова, лісостепова)				Степова (стєпова)		
		K > 1	K > 1			K = 1	K < 1		
м	0	H <sub>0</sub>	H <sub>0</sub>	H <sub>0</sub>	H <sub>0</sub>				
	0	HE	HE	HE	HE	He	H/k	H	
	0,4	E(h)	Eh	Ihe	HI	Hpi	Hpk	Hpk	
	0,8	I	I	I	Ih	Phi	PHk	Phk	
	1,2		Pi	Pi	Pi	Pi		Pk	
	1,6		Pk	Pk	Pk	Pk	Phk		
	2,0	P					Pk		
Підтип			Світло-сірі	Сірі	Темно-сірі	Опідзолені	Типові	Звичайні	Південні
Тип	Дерново-підзолисті	Сірі лісові (17 % площі орних земель)				Чорноземи (65 % площі орних земель)			
pH	Кислі	Слабокислі				Нейтральні			

Рис. 48. Зональні зміни сучасних ґрунтів (K — коефіцієнт зволоження) [4, 34—36, 46]

набуває значного ущільнення і червоно-бурого забарвлення, містить Fe-Mn-конкреції, на пісках утворюються ортзанди.

*Дерновий ґрунтоутворювальний процес* найяскравіше відбувається під впливом трав'янистої рослинності і приводить до формування ґрунтів з добре розвинутим гумусовим горизонтом.

Ознаки цього процесу такі: інтенсивне споживання біогенних елементів за щорічного повернення їх у ґрунт; щорічне накопичення і відмирання значної біомаси; переважання кореневої маси над надземною, що дає можливість надходження мертвої органічної речовини безпосередньо в ґрунт; перевага бактеріальних процесів розкладу органічних решток та інтенсивне гумусоутворення; гуматний характер гумусоутворення з нагромадженням гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм [35].

На Поліссі дерновий процес найінтенсивніший у зрідженому лісі, на галявинах, а також у листяних лісах, де добре розвинена трав'яниста рослинність. У цій зоні дерновий процес чергується з підзолистим або відбувається одночасно з ним. В умовах, найсприятливіших для розвитку дернового процесу, формуються чорноземи лісостепової і степової зон [36].

Отже, залежно від різноманітності кліматичних, гідрологічних і літологічних особливостей, а також у поєднанні з іншими процесами дерновий ґрунтоутворювальний процес формує різні типи ґрунтів. На Поліссі це дернові, дерново-підзолисті, підзолисто-дернові, дерново-лучні ґрунти.

На підвищених елементах рельєфу поєднання підзолистого і дернового процесів привело до формування дерново-підзолистих ґрунтів різного ступеня підзолистості, оглеєння та гранулометричного складу. Сформувались дерново-підзолисті ґрунти під ліською рослинністю на водно-льодовикових, моренних, лесоподібних та алювіальних відкладах. Ґрунти характеризуються низьким вмістом гумусу (0,4–2,5 %), який поширений переважно в НЕ горизонті. У складі гумусу вміст фульвокислот перевищує вміст гумінових кислот. Ці ґрунти дуже бідні на мікроелементи, азот і фосфор.

*Дерново-підзолисті ґрунти* — це елювіально-ілювіальні диференційовані кислі (рН = 3,5–5,5) ґрунти з профілем типу  $H_0 + HE + E(h) + I + R$  (рис. 48) [4, 46]:

$H_0$  — лісова підстилка різної товщини (0–3–5 см);

HE — (6–18–20 см) сірий, супіщаний, слабкоструктурний; у цьому горизонті зосереджений основний запас гумусу;

E(h) — (21–40 см) світлозабарвлений від великої кількості присипки кремнезему; найбільш виражений підзолистий процес; горизонт добре промитий і збіднілий на поживні речовини, переважно безструктурний;

I — (41–120 см) має добре виражені скупчення оксидів заліза та алюмінію, гумусових речовин й інших сполук, що надає горизонту строкатості: на загальному червонувато-бурому фоні трапляються прошарки грубозернистого світлозабарвленого (відмитого від плівок заліза) піску; горизонт ущільнений, іноді не пропускає навіть воду;

R — ґрунтоутворювальна порода різного походження та потужності (121–200 см); за постійного або тимчасового зволоження є ознаки повного або часткового оглеєння у вигляді сизих та іржавих плям.

**Особливості мікроморфологічного прояву процесів ґрунтоутворення дерново-підзолистих ґрунтів.** Один з основних факторів ґрунтоутворення в зоні мішаних лісів — промивний водний режим, який забезпечує вилюговування ґрунтової товщі і перерозподіл новоутворень речовин, визначає роль біогенного фактора. Кисле ґрунтоутворення (промивний водний режим, вилюговування) забезпечує в ґрунтах на породах різного складу різноманітний прояв міграції речовин (у розчинах, органо-мінеральних комплексах або суспензіях). Тому головною умовою віднесення ґрунту до типу дерново-підзолистих є наявність ілювіального горизонту з макро- і мікроморфологічним підтвердженням процесів переміщення — акумуляції глинистої речовини [27].

Мікробудова HE горизонту характеризується помірною агрегованістю (зумовлена дією хімічних сполук, корневих систем, дощових черв'яків), слабким і переважно рівномірним забарвленням дисперсними формами гумусу (перехідний між мулом і модером), помітною зоогенною переробленістю. Типові залізисті конкреції, які містять домішки органічних компонентів, оксидів мангану, мають темне забарвлення і чіткі межі. Вони формуються за участі біогенних механізмів, а також пов'язані з перезволоженням.

Плазма горизонту здебільшого ізотропна, хоча нерідко відзначаються ознаки лускуватої орієнтації.

Мікробудова горизонту E<sub>h</sub> визначається гранулометричним складом [27]. Для супіщаних або піщано-легкосуглинкових елювіальних горизонтів характерна майже не агрегована основна маса з біопорами, нечисленними рослинними рештками, яка складається із освітленого піщаного і пилювато-глинистого матеріалу з мінімальною кількістю світло-бурої органічної плазми. Інколи трапляються тонкі переривчасті органічно-глинисті плівки навколо деяких піщаних зерен. В елювіальних горизонтах важкого гранулометричного складу з'являються риси плитчастої агрегації. Органо-глинистий склад визначає її ізотропність, рідко спостерігаються елементи лускуватої мікробудови (світлі нечіткі кутани, натеки-плями, гумусово-мангано-залізисті конкреції).

Ілювіальний горизонт (I) відрізняється компактною пилювато-плазмовою або піщано-пилювато-плазмовою мікробудовою, більш компактною, ніж у вищележачих горизонтах. Для верхньої частини горизонту характерна більш-менш чітка агрегованість (агрегати переважно I порядку, рідко складніші, кутасті, часто неправильної форми, розділені системою пор-упаковок і пор-тріщин. У нижній частині горизонту агрегованість переважно відсутня, спостерігаються біогенні і газові пори, великі пори-тріщини зі складними кутанними системами (натеки, плівки). Плазма основної маси ілювіальних горизонтів глиниста або залізисто-глиниста, анізотропна.

Дерново-підзолисті ґрунти виділяються найрізноманітнішими натеками в ілювіальному горизонті. Характерні глинисті натеки (кутани ілювіювання) — шаруваті, лускуваті, однорідні, пилювато-глинисті (інколи з домішками піщаних часточок) різних розмірів. Гумусово-глинисті натеки не характерні.

Для верхніх горизонтів (H<sub>e</sub>, E<sub>h</sub>) особливо типовим є руйнування натеки: уламки останніх у зайнятій ними площі зіставні зі свіжими натеками. У горизонті P поряд з глинистими трапляються залізисто-глинисті натеки.

Натеки можуть формуватись простим способом, тобто лесиважем (диспергація і переміщення з низхідними токами води пилювато-глинистих часточок), або складним (руйнування + неосинтез), тобто опідзолюванням. Інтенсивність лесиважу оцінюють за кількістю натеки. У ґрунтах з поверхневим оглеєнням значно частіше спостерігаються змішані пилювато-глинисті натеки, з участю пилюватих часточок. Розвиток оглеєння сприяє збільшенню потужності ілювіального горизонту, у нижній його частині переважають свіжі натеки — результат сучасних процесів, у верхній — натеки руйнуються (через різкі коливання вологості, переміщення пилюватих часточок, життєдіяльність педофауни).

Отже, профіль дерново-підзолистих ґрунтів формується за сукупної дії тріади процесів: підзолистого (опідзолювання)—лесиважу—поверхневого оглеєння.

### 3.3.2. Сірі лісові ґрунти лісостепової зони

ґрунти лісостепової зони України формуються в умовах помірно теплого і помірно вологого клімату (нестійкого атмосферного зволоження), складного розчленованого рельєфу, під наметом широколистої лісової і луч-

но-степової трав'янистої рослинності на карбонатних ґрунтоутворювальних породах (переважно лесах і лесоподібних суглинках) [35].

Зональні ґрунти лісостепу — це сірі лісові ґрунти і чорноземи типові, опідзолені, вилугувані. Сірі лісові ґрунти поширені в північній частині Лісостепу і займають 12,4 % площі ґрунтів зони, відповідно, темно-сірі й чорноземи опідзолені — 24,7 %, найбільші площі (54,6 %) орних земель припадають на чорноземи типові.

*Сірі лісові ґрунти — це перехідний тип між дерново-підзолистими і чорноземами.* Ґрунти мають профіль, диференційований за елювіальним типом, поширені у перехідній смужі між лісом і степом у поєднанні з проявом у профілі декількох контрастних ґрунтоутворювальними процесів. Провідними ґрунтоутворювальними процесами в зоні є дерновий (гумусово-аккумулятивний) і підзолистий (опідзолювання). Крім них відбуваються процеси лесиважу, оглинювання, зоогенного перероблення і оглеєння [27, 35].

Дерновий процес в умовах лісостепової зони не є самостійним. Під час формування сірих лісових ґрунтів він поєднується з процесами опідзолювання і лесиважу (процес механічного винесення колоїдів у слабогумусованому, біологічно активному, середньо- або слабокислому середовищі; кислоти, що утворюються в лісовій підстилці, мало агресивні і руйнівної дії щодо мінеральної частини ґрунту не виявляють) [35]. Отже, гумусонакопичення зумовлено наявністю значного за об'ємом «м'якого» і зонального осаду, помірно континентальним теплим кліматом, що забезпечує інтенсивне гумусоутворення з різноякісним гумусом, високою активністю ґрунтової біоти [27].

На відміну від дерново-підзолистих, для сірих лісових ґрунтів характерне ілювіювання гумусу, що простежується досить чітко у великих вертикальних порожнинах.

Підзолистий процес ґрунтоутворення, суть якого полягає у руйнуванні у верхній частині профілю первинних і вторинних мінералів унаслідок їх кислотного гідролізу та винесення продуктів руйнування у нижні горизонти, в лісостеповій зоні послаблений (опідзолювання), тому що лісовий опад широколистяних лісів багатий на зольні елементи і особливо на кальцій, а ґрунтоутворювальними породами є леси і лесоподібні суглинки, які мають значний вміст карбонатів [36]. Опідзолювання фіксують за наявністю прилипки  $\text{SiO}_2$ .

Отже, згідно із сучасними уявленнями, сірі лісові ґрунти утворились під широколистяними лісами в післяльодовиковий період, коли лесові породи почали поступово вкриватись лісом, під впливом таких основних процесів: гумусонакопичення, біологічна акумуляція зольних речовин, вилугування карбонатів і легкорозчинних солей, міграція гумусових речовин і продуктів розкладення мінералів, лесиваж. Інакше кажучи, лісові ґрунти формуються під впливом сумісних трьох основних процесів: гумусово-аккумулятивного (дернового), опідзолювання (підзолистого) і лесиважу [34—36, 46].

Тип сірих лісових ґрунтів, зональний для Лісостепу, трапляється на Поліссі (на лесових островах — розріз біля с. Музичі), у північних районах степової зони і охоплює три підтипи: світло-сірі, сірі та темно-сірі. Під покривом широколистяних лісів сірі лісові ґрунти формувались в умовах поєд-

РОЗДІЛ 3

нання двох процесів ґрунтоутворення: опідзолювання («м'яка» форма підзолистого процесу) і дернового. Якщо переважав перший процес, то утворювались світло-сірі і сірі лісові ґрунти, якщо другий — темно-сірі опідзолені ґрунти [36, 46].

Важливою діагностичною ознакою є вміст гумусу, кількість якого різко зменшується з глибиною, особливо у світло-сірих ґрунтах. Тип гумусу світло-сірих ґрунтів — гуматно-фульватний, темно-сірих — гуматний. Ґрунти загалом кислі, але темно-сірі мають слабокислу реакцію середовища. У складі обмінних катіонів переважають  $Ca^{2+}$  і  $Mg^{2+}$  [36].

**Особливості мікрморфологічної будови генетичних горизонтів ґрунтів (табл. 14).** У мікробудові гумусово-елювіального (HE) горизонту, який є головним діагностичним горизонтом типу, з'являються ознаки переміщення гумусово-глинистої плазми. Горизонту властиві складні мікроагрегати I—II порядку, які мають коагуляційне, копрогенне і фітогенне походження. Рослинних решток небагато, вони різноманітні за формою і ступенем гуміфікації. Проте активність ґрунтової біоти висока. Плазма переважно ізотропна,

Таблиця 14

Характерні мікрморфологічні ознаки підтипів сірих лісових ґрунтів [27]

Ґрунти	Ознаки за генетичними горизонтами		
	Гумусово-аккумулятивний (HE): 1) рослинні рештки 2) склад плазми 3) мікрональність (за гумусом)	Гумусово-аккумулятивно-елювіальний (Eh, HI): 1) мікрональність 2) глинисті кутани 3) тонкодисперсний гумус	Ілювіальні (I, Ih): 1) кутани 2) плазма 3) карбонати
Світло-сірі	1) різноманітні, в тім числі за грибним розкладанням (елементи гумусу «модер») 2) гумусово-глиниста світла, місцями слабоанізотропна 3) рідкі скелетани в основній масі та Fe-гумусові стяжіння	1) горизонт погано виражений, може заміщатись горизонтом E <sub>i</sub> (h) 2) дрібні, деформовані, глинисті 3) світлозабарвлений	1) численні, різноманітні, переважають глинисті 2) анізотропна, лускуватоволокниста мікробудова
Сірі	1) різноманітні, небагато 2) гумусово-глиниста 3) слабка	1) по плазмі різного складу, мікрозони елювіювання 2) дрібні, гумусово-глинисті і глинисті 3) темний, неоднорідно розподілений	1) глинисті та гумусово-глинисті 2) лускуватоволокниста будова, локальна 3) дрібнокристалічний кальцит, пов'язаний з порами
Темно-сірі	1) мало, переважають добре розкладені 2) темна, із значною часткою гумусу 3) помітна	1) темні гумусовані та рідкі дрібні елювіальні мікрозони 2) рідко з гумусом 3) переважає	1) кількість зменшується донизу, гумусово-глинисті 2) слабоанізотропна 3) мікро- і дрібнокристалічні стяжіння

ознаки міграцій, якщо і спостерігаються, виражені дуже слабо (поодинокі навколоскелетні або навколопорові відокремлення, слабка неоднорідність у розподілі скелетних зерен). Нерідкі залізисті стяжіння або компактні конкреції з обов'язковою участю в їх складі гумусу. Особливо характерна для горизонту неоднорідність у розподілі скелетних зерен, навіть до появи скелета, на периферії деяких агрегатів, що відповідає морфологічно присипці  $\text{SiO}_2$ . Гумус типу муль пов'язаний з мінеральною масою і може бути наявним у складі темнозабарвленої ізотропної гумусово-глинистої плазми, розсіяним у вигляді тонких темних часточок або буруватих пластівців. Посилювальна мікрональність за гумусом пов'язана з розвитком процесів винесення і концентрації власне гумусових речовин.

Ілювіювання гумусу ще чіткіше прослідковується нижче по профілю. Цятковий дисперсний гумус входить до складу кутан горизонтів  $E_h$  або  $I_{he}$  та  $I$ , глибше він наявний у заповнених тріщинах, а кутани містять темні ізотропні прошарки гумусово-залізистих сполук.

Вигляд горизонту  $NI$  або  $I_{he}$  найменш постійний і визначений, оскільки залежить від співвідношення у цій частині профілю головних ґрунтоутворювальних процесів. Мікроморфологічно горизонт являє собою поєднання мікроділянок із властивостями ілювіального горизонту з фрагментами горизонту  $NE$ , відрізняється від обох вихідних типів мікробудови помітною часткою скелетан у різних положеннях.

В ілювіальних горизонтах добре розвинуті кутани, вони мають важчий гранулометричний склад і компактнішу мікробудову порівняно із вищележачими; вниз по профілю фронтальна (площинна) міграція речовин, особливо гумусових, поступається місцем лінійній. Верхня частина ілювіального горизонту відзначається темнішим сіруватим або коричнюватим відтінком і чудово вираженою дрібно- і середньогоріхуватою структурою. Характерна велика кількість глинистих кутан і їх фрагментів, а також наявність гумусово-глинистості натеків і плівок, яких немає у дерново-підзолистих ґрунтах. Плазма анізотропна, має лускувату, навколоскелетну, рідше волокнисто-лускувату будову. Основна маса слабоагрегована, розділена на кутасті агрегати. Пори-упаковки поєднуються із каналоподібними порами і порами-камерами. Можливі пластівчасті залізисті утворення. В середній частині ілювіального горизонту у забарвленні посилені бурі відтінки, в структурній організації виявлена призматичність за збереження горіхуватості. Глинисті й гумусові плівки локалізовані по порах і гранях структурних відокремлень унаслідок чіткішої лінійної міграції. Кутани стають більшими і містять більше гумусу, причому частіше у вигляді прошарків, ніж у вигляді розсіяних по кутані цяткових форм. Зростає анізотропність глинистої маси, що пов'язано з більшою кількістю кутан, збільшується кількість залізистих новоутворень.

У горизонтах  $P_i$  і  $P_k$  на мікроморфологічному рівні простежуємо згадані процеси ґрунтових перетворень, пригнічення нелінійності ілювіальної акумуляції. В темно-сірих і сірих ґрунтах спостерігаються міграційні форми карбонатів. Карбонати наявні у вигляді розсіяних зерен дрібнокристалічного кальциту або навколопорових дрібнокристалічних кальцитан.

Світло-сірі і сірі лісові ґрунти не мають ознак ґрунтоутворення, характерних для чорноземів. Будова їхнього профілю більше подібна до будови



профілю дерново-підзолистих ґрунтів. У них добре виражений процес опідзолювання, а тому у профілі чітко спостерігається елювіально-ілювіальний тип розподілу речовин, характерна підвищена кислотність верхнього горизонту, ґрунти насичені основами ( $\text{Ca}^{2+}$  і  $\text{Mg}^{2+}$ ), бідні на поживні речовини. Вміст гумусу вищий, ніж у дерново-підзолистих ґрунтах. Кількість його залежить від характеру рослинності і надходження у ґрунт органічних решток, а також від гранулометричного складу [46].

*Світло-сірі лісові ґрунти* більше подібні до ґрунтів підзолистого типу ґрунтоутворення, мають найвищу опідзоленість, їх профіль чітко поділений на генетичні горизонти (рис. 48):

$\text{H}_0$  — лісова підстилка (0—2 см);

$\text{HE}$  — 3—15 см, грудкувато-плитчастий, світло-сірий, білястий, пилуватий, має присипку  $\text{SiO}_2$ , слабкоущільнений, перехід чіткий;

$\text{Eh}$  — 16—31—45 см, слабко забарвлений гумусом, білястий, має велику кількість присипки  $\text{SiO}_2$ , неміцну грудкувато-горіхувату структуру, перехід різкий;

$\text{Ei(h)}$  — 45—65 см, білясто-бурий, нерівномірно забарвлений, призматично-горіхуватий, ущільнений, має багато присипки  $\text{SiO}_2$ , перехід помітний;

$\text{I}$  — 65—110 см, бурий, інколи червонувато-бурий, горіхувато-призматичний, ущільнений, перехід помітний;

$\text{Pi}$  — 111—140 см, буро-палевий; перехід різкий, добре помітний за забарвленням і закипанням карбонатів у 10%-му розчині  $\text{HCl}$ ;

$\text{Pk}$  — 141—150 см, лес палевого кольору, карбонати у вигляді прожилок або псевдоміцелію.

Оскільки світло-сірим лісовим ґрунтам властива чіткіша вираженість елювіально-ілювіальних процесів серед інших підтипів, то мікробудова  $\text{HE}$  горизонту дуже близька до мікробудови дерново-підзолистих ґрунтів. Мікроморфологічно горизонт відрізняється кращою агрегованістю (багато агрегатів II—III порядку і майже немає неагрегованого матеріалу), малою кількістю ознак грибного розкладання, неоднорідністю розподілу тонкодисперсного гумусу. В  $\text{Eh}$ ,  $\text{Ei(h)}$  горизонтах обов'язковими мікроморфологічними ознаками є: мікрозональність за низкою компонентів (гумусом, глиною, скелетними зернами, агрегатами), суттєва кількість глинистих кутан, прояви процесів сегрегації заліза. В ілювіальному горизонті переважають глинисті натеки (кутани), можливі домішки скелетних зерен, місцеположення кутан різноманітне, характерна анізотропна плазма. З глибиною кутани «переміщуються» до граней агрегатів і у великі пори, з'являються гумусово-глинисті кутани. В нижній частині трапляються залізисті пластівці, дифузійні кільця [27].

*Сірі лісові ґрунти* (рис. 48) займають проміжне положення між світло-сірими лісовими та темно-сірими опідзоленими ґрунтами. Спостерігаються також на лесових островах Полісся. Порівняно із світло-сірими ґрунтами у них послаблений підзолистий процес, але розвиток дернового процесу ще такий, що не сприяє значному накопиченню гумусу [46].

За мікробудовою  $\text{HE}$  горизонту сірі лісові ґрунти відрізняються від світло-сірих ґрунтів бурувато-сірим забарвленням плазми (гумусово-глинистого

складу), малою кількістю рослинних решток, суцільною агрегованістю; від темно-сірих — менш світлим (не чорнуватим) забарвленням плазми, простішою (не «чорноземною») агрегованістю. Ілювіювання гумусу простежується в усіх горизонтах нижче гумусово-ілювіального (HE) до карбонатного бар'єра за кутанами ілювіювання. Гумусові речовини в їх складі діагностують не лише за цятковими включеннями (як переважно у світло-сірих ґрунтах), а за наявністю темних ізотропних шарів у лускуватих і шаруватих на теках гумусу. Кількість глинистих кутан зменшується порівняно з їх кількістю у світло-сірих ґрунтах.

Сірий лісовий ґрунт розрізу біля с. Музичі має такі генетичні горизонти:

$H_0$  — 0,0—0,05 м, бурувато-сірий супіщаний, пронизаний корінням рослин;

$H_{\text{техн}}$  — 0,05—0,11 м, насипний супіщаний матеріал, пухкий, пронизаний корінням рослин;

HE — 0,11—0,40 м, сизо-сірий у вологому стані, сизий у сухому, пухкий, слабкоущільнений, листкувато-пластинчастий, з численними плямами присипки  $SiO_2$ , піщано-легкосуглинковий, із сірими і сизими ділянками. Перехід чіткий за кольором і щільністю, межа рівна;

Ihe — 0,40—0,63 м, бурувато-сизо-сірий, яскраво і неоднорідно забарвлений із затьоками гумусу, з дрібними плямами присипки  $SiO_2$ . Щільніший за горизонт HE, з численними затьоками органічної речовини, чорними і бурими плівками гідроксидів мангану і заліза по гранях структурних відокремлень. Дрібно- і середньогоріхуватий, піщано-середньосуглинковий, з черворіями. Перехід поступовий за кольором і щільністю, межа рівна;

It — 0,63—1,0 м, сизувато-сіро-бурий, яскраво забарвлений, донизу поступово освітлюється. Ущільнений, піщано-суглинковий, горіхуватий, з менш стійкими, ніж у горизонті Ihe, структурними відокремленнями, з присипкою  $SiO_2$ , з великою кількістю чорних манганових плям у середній і верхній частинах горизонту, залізо-мангановими плівками по гранях структурних відокремлень. Багато чорних черворіїн. Перехід поступовий за кольором і пухкістю.

Під мікроскопом у шліфах з горизонту HE маса має пухку мікробудову, складена спрощеними, лише іноді складними мікроагрегатами до II порядку, розділеними звивистими порами (рис. 49, а, див. вклейку), плазма частково забарвлена гумусом (рис. 49, б). Прості і складні мікроагрегати I—III порядку частіше мають згладжені краї, їх розміри 0,15—0,30 мм. Зафіксовано «відмиті» ділянки, з наявністю «голих», без оболонок, зерен первинних мінералів (присипка  $SiO_2$ ) (рис. 49, в). Характерна піщано-плазмова мікробудова (рис. 49, з). Глина слабкоскоагульована. В мінеральному скелеті (60—70 % площі шліфа) переважає кварц, трапляються польові шпати, епідот, рогова обманка. У верхньому ілювіальному горизонті (Ihe) матеріал сірувато-бурий, плямистий, іноді яскраво-бурий через наявність озалізненних орієнтованих коломорфних глин, що містять тонкодисперсні гумусові часточки. Коломорфна глина виявлена також у вигляді орієнтованих шаруватих плівок по стінках пор і навколо мінералів (рис. 49, д, е). Маса має компактну будову, а зерна мінерального скелета щільно упаковані в плазмі, гумус диспергований (рис. 49, е). Маса оглинена, пор значно менше, ніж у

горизонті HE, вони слабкозвивисті. В нижньому ілювіальному горизонті (It) коломорфні глини виявляють ознаки рухливості, встановлені за наявністю лускуватих жовто-бурих натеків з цятками гумусу і плівками навколо зерен кварцу (рис. 49, ж). Горизонт палево-бурий з яскравими червонуватими виділеннями орієнтованої глини на фоні піщано-плазмової мікробудови (рис. 49, з).

Сукупність макро- і мікроморфологічних ознак профілю з горизонтами Ihe, It (мікроморфологічні ознаки «вимивання» глин і частково гумусу з HE горизонту (наявність «відмитих» ділянок зерен скелета) з одночасним накопиченням глин і гідроксидів заліза в ілювіальному горизонті) свідчить про процеси переміщення глин, гумусу і тонкодисперсної мінеральної частини. Натічна структура коломорфних глин, струмочки і лусочки останніх пов'язані з розвитком процесів опідзолювання (жовтий колір натеків) і лесиважу (вкраплення глин і гумусу в натекках). Це підтверджується також компактною будовою, щільною упаковкою зерен скелета у плазмі в ілювіальному горизонті і проявом горіхуватої структури в макробудові. У цьому профілі з явними ознаками опідзолювання органічна речовина диспергована в горизонті HE, а глиниста речовина виявляє риси рухливості, накопичуючись в ілювіальному горизонті у вигляді солом'яно-жовтих відокремлень коломорфних глин. За рисами макро- і мікробудови ґрунти можна визначити як сірі лісові, для яких характерні процеси опідзолювання і лесиважу. Ознаки сірих лісових ґрунтів деякою мірою маскуються легким гранулометричним складом з включеннями зерен піску.

*Темно-сірі опідзолені ґрунти* (див. рис. 48) поширені у лісостеповій зоні нерівномірно, найбільші їхні масиви розміщуються південніше зон поширення світло-сірих і сірих лісових ґрунтів. Учені вважають, що темно-сірі опідзолені ґрунти мали дві фази розвитку: степову (дерновий процес ґрунтоутворення) і лісову (процес опідзолювання). Ґрунти за ознаками та властивостями наближаються до чорноземів опідзолених. Ознаки опідзолювання порівняно слабо помітні, процеси акумуляції гумусу — інтенсивні: верхній гумусово-елювійований горизонт добре забарвлений гумусом [36, 46].

Мікроморфологічно темно-сірі ґрунти вирізняються чорноземоподібним виглядом HE горизонту, що пов'язано з інтенсивнішим гумусонакопиченням, наявністю кальциту в Pk горизонті, послабленим ілювіюванням речовин, у тім числі гумусових.

Складніше мікроморфологічно відрізнити темно-сірі ґрунти від чорноземів опідзолених. Порівняно з чорноземами опідзоленими, темно-сірі лісові ґрунти мають у цілому простіше побудований HE горизонт з менш високими порядками агрегатів, неоднорідністю гумусового забарвлення, наявністю агрегатів копрогенного, меншою мірою коагуляційного походження. Гумусове забарвлення плазми у чорноземів завжди рівномірніше, ніж у лісових ґрунтів. У темно-сірих ґрунтах суттєво більше кутан ілювіювання і профіль ілювіювання має великі вертикальні масштаби.

*Темно-сірий лісовий ґрунт* розрізу с. Пирогове має таку будову профілю.

H<sub>0</sub> — 0,0—0,08 м, сизо-сірий, пухкий, грудкуватий піщано-пилуватий легкий суглинок. Межа рівна, перехід помітний за зменшенням кількості коренів рослин.

Під мікроскопом виявлено складні (II—III порядку) мікроагрегати і ділянки, збіднені на гумус, який частково диспергований і переміщується до країв пор. Трапляються рештки корінців рослин. Спостерігаються «відмиті» ділянки з освітленою плазмою і накопиченням голих (без плівок і оболонок) зерен кварцу.

HE — 0,08—0,37 м, сірий, коричнювато-сизо-сірий, пронизаний коренями рослин, з великою кількістю черворийн, які інколи заповнені світло-бурим матеріалом. Пухкий, розсипчастий, грудкуватий, видимі білі плями присипки SiO<sub>2</sub>. Перехід поступовий, помітний за посвітлінням кольору, межа рівна.

Під мікроскопом — бурувато-темно-сірий матеріал, пилювато-плазмової пухкої губчастої мікробудови. Мікроагрегати складні, неправильної форми, розділені звивистими порами (рис. 50, а, див. вклейку). Поодинокі простежуються великі піщані зерна, «відмиті» ділянки з накопиченням пилюватих «голих» зерен кварцу (рис. 50, б). Іноді глиниста речовина підтягнута до країв пор, гумус частково диспергований, зосереджений у згустках (гумонах) і грудочках, утворює гумусові плівки навколо зерен мінералів (рис. 50, в). Видно рештки коріння рослин і екскременти черв'яків, переважає гумус типу муль. Мінерали представлені кварцом, доломітом і карбонатами. Плазма з острівним і сплутано-волокнистим орієнтуванням глини.

Ik — 0,37—0,70 м, бурувато-палево-сірий, пухкий, грудкувато-розсипчастий, з тонкими коренями рослин. Велика кількість чорних, бурих і палих черворийн. Видимі плями гідроксидів мангану і затьоки гумусу. Донизу стає світлішим. Перехід дуже поступовий за забарвленням і появою дрібних міцелярних карбонатів.

Під мікроскопом плазма відрізняється світло-бурим забарвленням, блоковою будовою з наявністю тріщиноподібних пор з натеками полініту. Характерні підтягування коломорфних глини до країв пор, переміщення і нерівномірний розподіл органо-глинистої речовини (рис. 50, г). Зерна мінерального скелета (кварц, рогова обманка, поодинокі зерна кальциту) із карбонатно-глинистими оболонками (рис. 50, д, е).

Pik — 0,70—0,92 м, бурувато-палевий, пухкіший, ніж вищезалігаючий, пронизаний коренями рослин, грудкувато-розсипчастий, з трубочками карбонатів і окремими кротовинами діаметром 7—8 см, заповненими матеріалом із гумусових горизонтів. Велика кількість черворийн і плям гідроксидів мангану. Перехід дуже поступовий за посвітлінням забарвлення.

Під мікроскопом матеріал світло-бурого кольору, пилювато-плазмової мікробудови. Переважають прості мікроагрегати, розділені сіткою тонких звивистих пор, а також наявні міжагрегатні і каналоподібні пори з розширеннями. Форма оптичного орієнтування глини сплутано-волокниста. В мінеральному скелеті є кварц, магнетит (рис. 50, є). Переважно крипто- і мікрористалічний кальцит скупчується навколо пор (рис. 50, ж), а також рівномірно просочує плазму. Поодинокі трапляються зерна дрібно- і середньокристалічного кальциту (рис. 50, з).

За характером макро- і мікроморфологічних ознак, потужністю профілю, наявністю плям присипки кремнезему по всьому профілю, у мікробудові — за наявністю чітких ознак переміщення органо-глинистої речовини

(великі натеки коломорфної глини в ілювіальному горизонті) поряд з формуванням складних мікроагрегатів до III порядку у гумусовому горизонті ґрунт можна віднести до темно-сірого лісового. Ознаки підзолистого процесу і лесиважу дещо замасковані високим положенням межі кипіння карбонатів у 10%-му розчині HCl. Можливо, йде процес перебудови первинного опідзоленого чорнозему у лісовий ґрунт.

### 3.3.3. Чорноземні ґрунти лісостепової і степової зон

*Чорноземи* — це багаті на темнозбарвлений гуматний гумус ґрунти, насичені основами, із зернистою або грудкуватою структурою, що не мають ознак сучасного перезволоження і сформувались під багаторічною трав'янистою рослинністю в континентальному суббореальному поясі [36]. Утворення чорноземів відбувається під час перебігу таких найголовніших процесів: дернового і міграції гідрокарбонату кальцію в профілі.

Дерновий процес проходить з максимальною інтенсивністю, його суть, як відомо, полягає в акумуляції гумусу, поживних речовин та утворенні агрономічно цінної водостійкої структури. Це пояснюється низкою причин [36]:

- особливостями біологічного колообігу речовин під трав'янистою рослинністю (дуже потужного та інтенсивного); щорічно з відмерлими частинами рослин у ґрунт потрапляє практично така сама кількість поживних речовин, що була використана на приріст біомаси;

- особливостями гідротермічного режиму (чергуванням коротких періодів оптимального зволоження ґрунту з досить тривалими посушливими або холодними); у перші періоди (весною та восени) активно йдуть процеси розкладу, гуміфікації та мінералізації органічних решток, у другі (влітку та взимку) — закріплення утворених гумусових речовин у ґрунті, ускладнення їх будови;

- насиченістю ґрунту кальцієм, джерелами якого є високозольна рослинність, карбонатна материнська порода; це приводить до нейтралізації гумусових кислот, утворення стійких орґано-мінеральних сполук та водостійкої структури;

- надзвичайно великою у недалекому минулому роллю гризунів, які активно перемішували ґрунт, збагачуючи верхні горизонти карбонатами, що підсилювало дерновий процес ґрунтоутворення.

**Міграція гідрокарбонату кальцію в профілі.** Цей процес забезпечує високий ступінь насиченості колоїдів кальцію, формування гуматно-кальцієвого гумусу, нейтральну та слаболужну реакцію середовища (основні умови проходження дернового процесу). Міграція карбонатів визначається характером водного, теплового та газового режимів чорноземів. Вона найяскравіше відбувається у Лісостепу, який вирізняється періодично промивним типом водного режиму. З водою виносяться вниз розчинні речовини та сполуки кальцію, але вміст останнього весною в ґрунті невеликий (низька температура, мало вуглекислого газу у ґрунтовому повітрі), тому розчинність кальцію низька і винесення його з карбонатного горизонту незначне. Влітку в чорноземах переважають висхідні потоки води. Вони менш інтенсивні, ніж низхідні весною, зате вміст кальцію у ґрунтовому розчині значний. Він по-

вертається назад у карбонатний горизонт. Цими процесами підтримується існування вказаного горизонту, максимальна амплітуда коливань лінії карбонатів 10—20 см. Наявність карбонату кальцію у породі та профілі ґрунту є причиною насичення ґрунтово-вбирного комплексу обмінним кальцієм і магнієм, який сприяє нейтралізації кислих продуктів розкладання органічних та закріпленню гумусових речовин. Отже, гумус у чорноземах майже нерухомий, він закріплюється на місці свого утворення, тобто розвивається акумулятивний процес накопичення гумусу.

Серед інших ґрунтів чорноземи різко виділяються високою природною родючістю (до 10—12 %), властивостями та будовою ґрунтового профілю. Він формується за гумусово-акумулятивним типом розподілу речовин, відзначається поступовими переходами між генетичними горизонтами (перерозподіл колоїдів у профілі відсутній), наявністю кротовин і чітким карбонатним горизонтом (карбонати залежно від підтипу ґрунту скупчуються на різній глибині) [46].

В Україні виділяють такі підтипи чорноземів: у лісостеповій зоні — типовий, вилугуваний, опідзолений; у степовій — звичайний та південний (див. рис. 48).

У лісостеповій зоні **чорноземний (гумусово-акумулятивний) процес** ґрунтоутворення проходить під наметом трав'янистої рослинності в умовах помірно вологого клімату (коефіцієнт зволоження дорівнює 1) переважно на пухких карбонатних ґрунтоутворювальних породах (лесах і лесоподібних суглинках). Суть процесу полягає у збагаченні ґрунтоутворювальної породи або ґрунтової товщі (особливо верхньої частини) специфічними гумусовими речовинами кислотної природи (переважно гуміновими кислотами, фульвокислотами та гуміном). Складовими гумусово-акумулятивного процесу є гумусоутворення і гумусонакопичення [35].

*Гумусоутворення in situ* — процес мікробіологічного розкладення рослинних решток на місці їх відмирання і подальшої гуміфікації без переміщення по профілю ґрунту. Він характеризується утворенням гумусових плівок темного забарвлення на поверхні і всередині агрегатів грудкуватої або зернистої структури та потемнінням верхніх горизонтів загалом, які містять найбільшу кількість живих і відмерлих коренів.

*Гумусонакопичення* — процес акумуляції гумусу у поверхневому горизонті ґрунту внаслідок розкладення рослинних решток, гумусоутворення *in situ*, переміщення і поступового збагачення ним горизонтів ґрунту. Цей процес приводить до утворення поверхневого найтемнішого і оструктуреного у профілі гумусового горизонту грудкуватої або зернистої структури. Велике значення для акумуляції гумусу мають контрастні кліматичні умови — чергування теплого і холодного періодів року [46].

Отже, гумусово-акумулятивний (дерновий) процес приводить до формування чорноземних ґрунтів, які характеризуються високою гумусованістю, насиченістю ґрунтового вбирного комплексу  $\text{Ca}^{2+}$  і  $\text{Mg}^{2+}$ , нейтральною або близькою до неї реакцією ґрунтового розчину, сприятливими фізичними, водно-фізичними і фізико-хімічними властивостями [35].

За сумісного перебігу процесів **гумусово-акумулятивного** і **вилугування** (процес збіднення того чи іншого горизонту основами внаслідок їх виходу з

грунтового вбирного комплексу, розчинення і подальшого винесення) формуються *чорноземи вилугувані* (див. рис. 48).

Формування чорноземів вилугуваних пов'язане з вимиванням карбонатів низхідними потоками води. Вилугування кальцію супроводжується збільшенням глибини гумусових горизонтів і профілю в цілому та зменшенням вмісту гумусу. Цьому сприяють періоди з відносно великою кількістю опадів, полегшений механічний склад ґрунтоутворювальних порід і форми рельєфу.

За певних умов, якщо гумусово-акумулятивний процес відбувається сумісно з підзолистим, формуються *чорноземи опідзолені* (див. рис. 48). У своєму розвитку ґрунти пройшли дві фази — нетривалу лісову (опідзолювання) і степову (чорноземну).

Формування чорноземів **степової зони** відбувається в умовах помірно теплого клімату, з недостатнім зволоженням, за рівнинного рельєфу, під наметом трав'янистої, переважно злакової рослинності на карбонатних ґрунтоутворювальних породах (лесах і лесоподібних суглинках).

Загальні риси чорноземоутворення у степовій зоні аналогічні таким рисам лісостепових чорноземів. Велику роль у їх формуванні відігравали дощові черв'яки та землерії — перемішували та оструктурували ґрунт. Степові чорноземи характеризуються менш інтенсивною міграцією карбонатів, слабкішим їх винесенням. Тому карбонати у ґрунтах вимиті неглибоко, підзолистий процес не відбувається, інколи на деякій глибині трапляються солі й гіпс [36].

Провідним процесом ґрунтоутворення в степовій зоні є дерновий (гумусово-акумулятивний), який проходить з формуванням гумусових горизонтів і накопиченням біофільних елементів.

Процеси накопичення і склад органічної речовини в ґрунтах степової зони мають низку особливостей: корені і наземні органічні рештки багаті на зольні та біофільні елементи; степова повстина слугує буфером, який запобігає мінералізації кореневих решток у ґрунті; органічні речовини не надходять у ґрунт, а містяться у ньому, відділення коренів від ґрунту практично неможливе; мінералізація органічної речовини збігається у часі з періодом інтенсивного росту і розвитку рослин, що забезпечує їх необхідними поживними елементами; органічна речовина надходить до ґрунту постійно з максимумом ближче до поверхні [35].

Гумусонакопичення послаблюється у напрямку з півночі на південь степової зони. Воно краще проявляється в чорноземах звичайних і меншою мірою в чорноземах південних. Це чітко простежується у зменшенні потужності гумусових горизонтів та вмісту гумусу. Відбуваються зміни і якісного складу гумусу: знижується вміст гумінових кислот, зв'язаних з кальцієм, внаслідок збільшення вмісту фульвокислот.

Послаблення гумусонакопичення у південній частині степової зони порівняно з північною зумовлено зростаючим дефіцитом вологи і підвищенням теплозабезпеченості ґрунтів, що приводить до зменшення фітомаси, звуження зони розподілу кореневої системи злаків і росту чисельності бактеріальної мікрофлори, яка мінералізує органічну речовину ґрунту. Велику роль у їх формуванні відіграють дощові черв'яки та землерії, які перемішують й оструктурують ґрунт [46].

Другим важливим процесом ґрунтоутворення в степовій зоні є карбонатація — накопичення і перерозподіл карбонатів кальцію в профілі ґрунту.

Особливості карбонатизації ґрунту в степових умовах такі: новоосаджені карбонати кальцію відновлюються щорічно і мають високу здатність до зв'язування органічних сполук ґрунту; висота підтягування карбонатів і кількість новоосаджених солей кальцію зменшуються у напрямку з півночі на південь; у цьому ж напрямку знижується глибина залягання давніх, менш реакційноздатних форм карбонатів кальцію [35].

Форма карбонатних скупчень (новоутворень) і глибина їх залягання слугують діагностичними ознаками чорноземів. Так, у чорноземах типових (лісостепових) це псевдоміцелій, «буравчики», «дутики», у чорноземах звичайних у перехідних горизонтах карбонати представлені у вигляді вицвітів і прожилок, у ґрунтоутворювальній породі — у формі пухких конкрецій — білозірки, у чорноземах південних — білозірки розпливчастої або борошнистої, а також мають вигляд плісняви або тонкогольчасті форми.

Поряд з провідними ґрунтоутворювальними процесами (гумусово-аккумулятивним і карбонатизацією) в степовій зоні за відповідних умов відбуваються інші процеси — осолонцювання, засолення, олучнення, осолодіння та ін. [35].

**Особливості мікроморфологічного прояву процесів ґрунтоутворення чорноземів.** Гумусонакопичення як головний процес у чорноземах формує специфічну мікробудову. Для чорноземів характерні: висока багатопорядкова агрегованість (до V порядку) копрогенно-коагуляційного типу; складна і різноманітна за формою і розмірами система порожнин; темне забарвлення — наслідок значної рівномірної гумусованості, переважно гуматно-кальцієвої; дуже малий вміст неагрегованого матеріалу.

За ступенем і характером агрегованості у чорноземах виділяють неагрегований матеріал, губчастий матеріал і агрегати. До агрегатів відносять утворення з чітким зовнішнім контуром (копрогенні, коагуляційні й фітогенні). У верхніх горизонтах агрегати відносно однорідні за кольором і формою (бурувато-чорні, овально-округлі та злегка видовжені), але сильно відрізняються за розмірами.

Внаслідок процесів гумусонакопичення утворюється губчастий матеріал — результат еволюції копрогенних агрегатів (старіння, злипання або розміщення як самостійних утворень), що пов'язане переважно з коагуляційною агрегацією. Губчастий матеріал — основа стабільності чорноземів.

Майже в усіх чорноземах неагрегованого матеріалу у верхніх горизонтах дуже мало. Вниз по профілю кількість його дещо збільшується. Втім саме поняття неагрегованого матеріалу відносно і здебільшого залежить від збільшення об'єктива мікроскопа. У цілому вважають, що кількість неагрегованого матеріалу у типовому чорноземі мінімальна.

У чорноземах виділяють 3 мікроформи гумусу [27]:

- темнозабарвлені зернисті часточки (гумони) розміром 3—8 мкм, переважають у типовому чорноземі (у південних чорноземах їх найменше);
- колоїдно-дисперсний бурозабарвлений гумус, пов'язаний з глиною, у вигляді порівняно однорідної маси (переважає у чорноземі південному);



- темно-бурий тонкодисперсний гумус, що накопичується по краях агрегатів.

За анізотропністю або ізотропністю тонкодисперсної маси у профілі чорноземів виділено декілька вертикальних зон. Верхня зона з ізотропною будовою плазми відповідає гумусово-акумулятивному горизонту, має максимальну вертикальну потужність у чорноземі вилугуваному. Ізотропна зона змінюється перехідною ізотропно-анізотропною, нижче — анізотропною, у карбонатному горизонті — зоною з дезорієнтованою мікробудовою. Підзональні підтипи чорноземів розрізняються за потужністю виділених зон.

Гумусові горизонти чорноземів, як правило, містять мало рослинних решток, що свідчить про сприятливі умови трансформації органічної речовини і активне гумусоутворення.

Таким чином, процес гумусонакопичення, як головний механізм формування чорноземів, створює певний набір міроморфологічних ознак, які повністю характеризують сам процес, але не допомагають достовірно визначати відмінності всередині лісостепових і степових чорноземів.

**Мікроформи карбонатів і карбонатний процес у чорноземах.** Особливості карбонатного профілю чорноземів, як і гумусового, широко використовують як діагностичні критерії для розділення підтипів.

У чорноземах розрізняють новоутворені (мікрокристалічний, мікрозернистий, кристалічний, дрібнозернистий кальцит і голчастий люблініт) і успадковані від породи карбонати (уламковий, черепашковий кальцит, арагоніт, доломіт).

Карбонатний профіль чорноземів, особливо лісостепових, відрізняється динамічністю у сезонних і багаторічних циклах, що створює труднощі у діагностиці на макро- і мікрорівнях. Межа кипіння часто розміщується вище у профілі, ніж карбонатні новоутворення. Можлива і зворотна ситуація, коли мікроформи карбонатів фіксують вище лінії кипіння. Карбонатний процес міроморфологічно краще оцінювати за переважанням мікроформ.

За всіма міроморфологічними показниками карбонатного профілю лісостепові і степові чорноземи суттєво відрізняються. Лісостеповим чорноземам властиві голчасті форми, дрібно- і мікрокристалічні; у степових різко переважає мікрокристалічний кальцит. У типових чорноземах спостерігаються всі мікроформи кальциту.

**Особливості мікробудови генетичних груп чорноземів.** Міроморфологічні особливості лісостепових і степових чорноземів виявляються досить яскраво, хоча вони менш контрастні, ніж морфологічні комплекси ознак (табл. 15).

Поділ чорноземів на лісостепові і степові обґрунтовано за сучасними гідротермічними режимами, насамперед типом водного режиму і характеристикою гумусового та карбонатного профілів (рис. 51). Потужність гумусового горизонту з півночі на південь зменшується порівняно з потужністю типових чорноземів, а лінія кипіння карбонатів у 10%-му розчині HCl підвищується. Найважливіші властивості чорноземів пов'язані із будовою гумусового профілю — його потужністю і стабільністю, якістю і функціями гумусу тощо. Будова карбонатного профілю — це вертикальний розподіл кількості карбонатів, форм новоутворень та їхня послідовність у ґрунтовій товщі [34—36, 46].

МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ

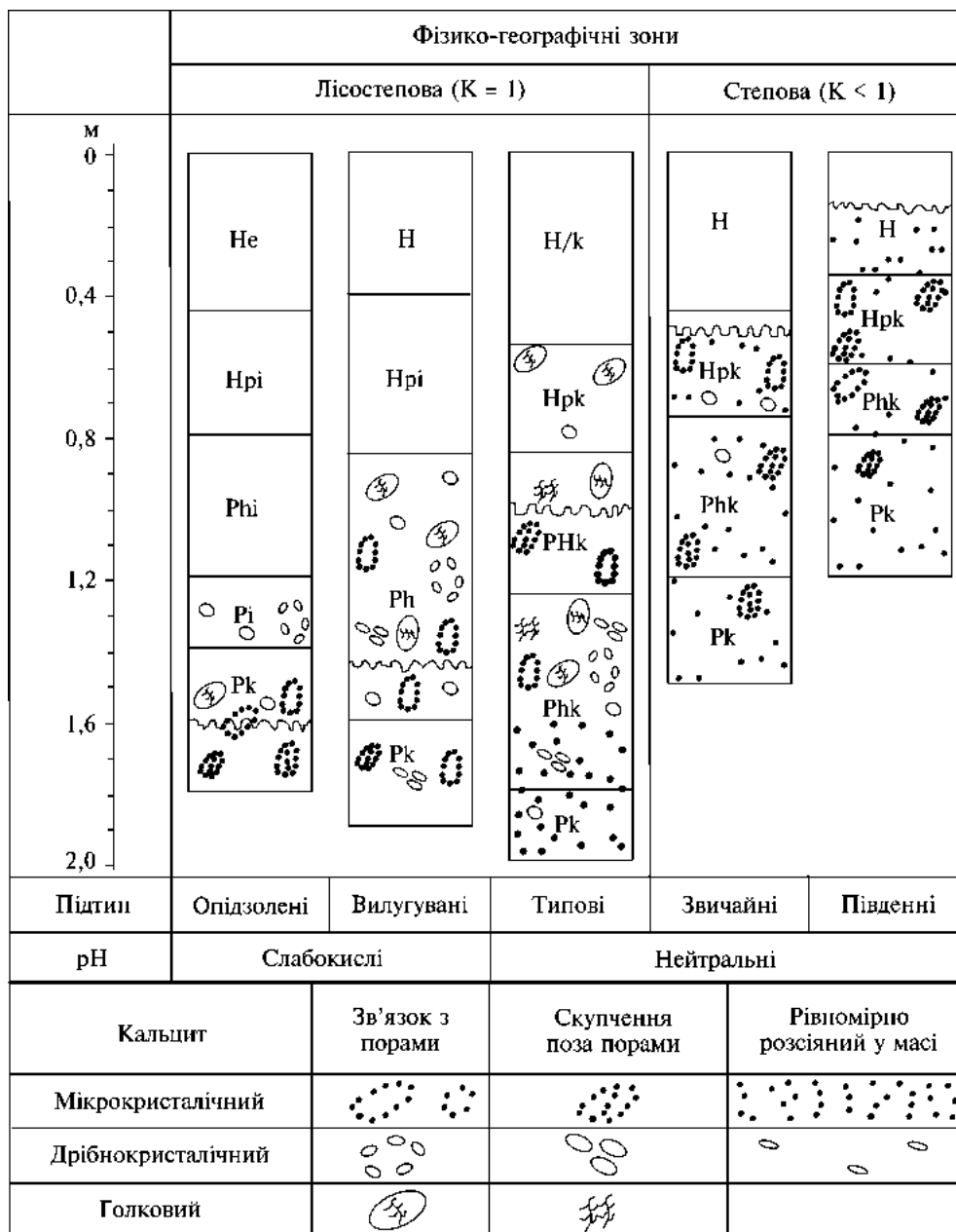


Рис. 51. Будова профілів і мікроформи карбонатів у підтипів чорноземів.  
Хвиляста лінія — лінія кипіння карбонатів від 10%-го розчину HCl. К — коефіцієнт зволоження

Усім лісостеповим чорноземам властиві висока інтенсивність гумусово-аккумулятивного процесу, що якісно відображається у темному забарвленні гумусових горизонтів; переважання темнозабарвлених форм гумусу за участі світліших бурих, частка яких зростає до низу; деяка нечіткість, розпливчас-

РОЗДІЛ 3

Найважливіші мікрморфологічні

Чорнозем	Гумусові горизонти			Органопрофіль	
	Агрегованість			Тонкодисперсний гумус	Органічні рештки
	Загальна оцінка	Походження агрегатів	Порядковість агрегатів		
Опідзолений	Висока, інколи середня	Коагуляційно-копрогенне	II—III	Темний + бурий	Середньорозкладені і добре розкладені
Вилугуваний	Висока	Те саме	Не менше III	Темний, мало бурого	Те саме
Типовий	»	Копрогенно-коагуляційне, фітогенне (кореневе)	III—V	Темний	Рідкісні, добре розкладені
Звичайний	Висока, середня	Копрогенно-коагуляційне	II—IV	Темний, місцями бурий	Те саме
Південний	Середня	Коагуляційне, фітогенне, зоогенне	II—III	Темний і бурий	Рідкісні, середньорозкладені і добре розкладені

\* Плазма ізотропна.

тість відносно великих згустків. Розвинута ізотропна зона з підпорядкованим розвитком ізотропно-анізотропної. Порядковість агрегатів висока, але і багато неагрегованого матеріалу. Копрогенні агрегати великі, часто видовжені; значна зоогенна переробленість. Нечисленні рештки рослин знаходяться на різних стадіях розкладання.

Мікробудова перехідних горизонтів різноманітна і мікрозональна: поєднуються мікроділянки гумусового горизонту з мікроділянками із анізотропною глинисто- і карбонатно-глинистою плазмою. Глиниста плазма може мати навколопорові і навколоскелетні відокремлення.

Особливого значення набуває питання про натеки у лісостепових чорноземах. Їх наявність завжди вважали діагностичною ознакою опідзолених і вилугуваних чорноземів, у типових інколи фіксували лише тонкі навколопорові відокремлення. Подібний розподіл оптично орієнтованих глин відповідає уявленням про водний і карбонатний режими лісостепових чорноземів. Особливості гумусового профілю передбачають досить обмежену рухомість глинистої речовини, що створює певні труднощі у поясненні появи натеків в опідзолених і вилугуваних чорноземах. Механізми кутаноутворення у вилугуваних і опідзолених чорноземах різні. В опідзолених плівки формуються одним провідним процесом — переміщення і відкладання тонкодисперсних часточок на стінках пор, у вилугуваних — декількома, основна роль належить локальній переорієнтації в результаті чергування циклів зволоження—висушення. Інакше кажучи, профіль опідзолених і вилугуваних чорноземів поліге-

ознаки підтипів чорноземів [27]\*

Перехідні горизонти		Карбонатний горизонт	
Плазма	Новоутворення	Мікроформи карбонатів	Агрегованість (карбонатами)
Глиниста анізотропна	Глинисті кутани (рідко гумусово-глинисті)	Дрібні кальцитові плівки у порах, дрібнозернистий кальцит поблизу пор	—
Те саме	Глинисті кутани, інколи люблініт	Мікрокальцитові плівки у порах і мікрозони в основній масі, дрібнозернистий кальцит у порах, люблініт	Низька
Глиниста, гумусово-глиниста, слабоанізотропна	(Люблініт)	Мікрористалічний кальцит у різних формах, люблініт, дрібнокристалічний кальцит	Середня
—	—	Мікрористалічний кальцит у порах і в основній масі, зерна дрібнокристалічного кальциту, переважно карбонатно-глиниста плазма	Середня—висока
—	—	Мікрористалічний кальцит, карбонатно-глиниста плазма	Те саме

нетичний, їх гумусовий профіль «накладений» на раніше диференційовану суглинкову товщу, тобто частина кутан є успадкованою. В опідзоленому чорноземі частково зберігаються попередні тренди відносно мінеральної частини профілю («розвивальна» еволюція В.О. Таргульяна), у вилугуваному чорноземі вона практично відсутня («трансформувальна» еволюція) [27].

Лісостепові чорноземи відрізняються складним і динамічним карбонатним профілем. У верхній частині наявний голчастий кальцит, що свідчить про високу інтенсивність міграції карбонатів. Вниз по профілю збільшується кількість мікрозернистого кальциту і зникають інші форми. На фоні карбонатно-глинистої плазми розсіяні мікрозони високої концентрації мікрористалічного кальциту і велика кількість інкрустованих пор.

Наявність залізистих і залізисто-манганових новоутворень у нижніх горизонтах, під ілювіально-карбонатним, характерна для лісостепових чорноземів і пояснюється сучасним їх перезволоженням за рахунок осінньо-зимових запасів вологи. Оскільки нижні горизонти слабо перетворені головними процесами чорноземоутворення, вони акумулюють вологу в сезонних циклах коливань зволоження, на які швидко реагують сполуки заліза і мангану. До складу конкрецій верхньої і середньої частин профілю входить гумус, були знайдені колонії залізобактерій, що є підтвердженням «біогенності» чорноземів. Отже, у лісостепових чорноземах, на відміну від степових, формування мікроформ залізисто-манганових новоутворень відповідає сучасним режимам зволоження.

Лісостепові чорноземи представлені чорноземами типовими (розрізи сіл Кліщинці, Садки, смт Градизьк), вилугуваними, опідзоленими і лучно-чорноземними ґрунтами (розрізи сіл Велика Бугаївка, Стайки).

Чорноземи типові і вилугувані (див. рис. 48, 51) найпоширеніші у лісостеповій зоні.

У чорноземах типових найбільш виражені ознаки чорноземоутворення: інтенсивне накопичення гумусу, азоту та зольних елементів; неглибоке залягання карбонатів (у верхньому перехідному горизонті (Нрк) або в нижній його частині) у вигляді псевдоміцелію або трубочок; потужний гумусовий профіль (>80 см); поступовий перехід від гумусового горизонту до негумусової материнської породи; висока переритість профілю землеріями; відсутній елювіально-ілювіальний перерозподіл тощо [36].

Чорнозем типовий розрізу смт Градизьк має такі морфологічні особливості будови профілю.

Н(к) — 0,0—0,45 м — темно-сірий до чорного, пухкий, зернисто-грудкуватий, пілуватий легкий суглинок. Інтенсивно пронизаний коренями рослин, переважно трав, особливо у верхній частині горизонту, з черворіями. Перехід поступовий, але помітний за посвітлінням кольору, межа рівна.

Нрк — 0,45—0,85 м — темно-сірий з буруватим відтінком, світліший за гумусовий горизонт, з кротовинами діаметром 10—15 см, заповненими гумусованим і лесовим матеріалом. У нижній частині з'являються карбонати у вигляді міцелію і просочення. Перехід за збільшенням вмісту карбонатів і появою палевого відтінку, межа хвиляста, затічна.

РНк — 0,85—1,25 м — сірий з буруватим відтінком, досить темний з окремими кротовинами, заповненими причорноморським світло-палевим лесом. На глибині 1,0 м кипить з 10%-м розчином НСІ. Пухкий, пористий з черворіями, пілуватий легкий суглинок, грудкуватий за структурою. Перехід поступовий, але добре помітний за посвітлінням кольору.

Рhk — 1,25—1,70 м — палевий, пухкий, грудкувато-зернистий, пілуватий легкий суглинок, з окремими затьокками гумусу. Велика кількість сірих кротовин діаметром 10—15 см з лесовим матеріалом і черворієм. Карбонати у вигляді міцелію. Перехід поступовий, межа відносно рівна.

Рк — 1,70—2,0 м — світло-палевий, пілуватий легкий суглинок, просочений карбонатами у вигляді міцелію. Перехід до нижчезалягаючого причорноморського лесу поступовий.

Мікробудова гумусового горизонту пухка губчаста. Плазма чорно-бурого кольору рівномірно просочена гумусом, характерна пілувато-плазмова мікробудова. Забарвлення плазми однорідне до глибини 50 см, нижче з'являються світліші мікроділянки. Виділяються складні мікроагрегати копрогенно-коагуляційного і фітогенного (кореневого) походження. Хоча порядковість агрегатів висока, але багато неагрегованого матеріалу. Виявлено чотири порядки агрегатів: I — грудочки глинисто-органічної речовини округлої форми, розміри 0,08—0,12 мм; II—IV — поєднання агрегатів I порядку, розміри 1,2—1,5 мм (рис. 52, а, б, див. вклейку). Найчастіші мікроагрегати ізометричної та неправильної форми із заокругленими краями. Органічні речовини здебільшого у скоагульованому стані, утворюють

агрегати I порядку. Горизонт сильнопористий, переважають розгалужені звивисті пори, як між-, так і внутрішньоагрегатні.

У верхньому перехідному горизонті (Hpk) поєднуються мікроділянки гумусового горизонту з послабленим темнозабарвленим гумусом і складними мікроагрегатами у кротовинах із слабогумусованими мікроділянками з глинисто- і карбонатно-глинистою плазмою. Горизонт пухкий, добре агрегований. На темнозабарвлених гумусованих ділянках зберігається агрегатна будова, характерна для гумусового горизонту, на світлозабарвлених — агрегати більші, неправильної форми і простої будови (рис. 52, в). Напіврозкладені рослинні рештки частково покриті гумусовими оболонками (рис. 52, г).

У горизонті P<sub>h</sub>k гумусово-глиниста плазма інколи має навколоскелетні (рис. 52, д) і навколопорові (рис. 52, е) відокремлення. Зерна скелета представлені переважно кальцитом та роговою обманкою і щільно упаковані в органо-гумусову плазму із карбонатно-глинистими оболонками. Горизонт має неоднорідне жовто-буре і буро-чорне забарвлення. В P<sub>h</sub>k горизонті чергуються мікроділянки темнозабарвлені зі складними мікроагрегатами та слабогумусовані з глинистою і карбонатно-глинистою плазмою, яка місцями скупчується між зернами скелета (кварцу, епідоту, іноді рогової обманки). Трапляються мікροортштейні і пори, заповнені оксидами мангану (рис. 52, є, ж).

Типові чорноземи відрізняються складним і динамічним карбонатним профілем. У його верхній частині наявний голчастий кальцит, що вказує на високу інтенсивність міграції карбонатів. Униз по профілю збільшується кількість мікрозернистого кальциту і зникають інші форми. У карбонатному горизонті (P<sub>k</sub>), що має неоднорідний жовтувато-бурий колір, на фоні карбонатно-глинистої плазми розсіяні мікрозони високої концентрації різних форм кальциту, але переважає мікрористалічний кальцит, який часто інкрустує пори (рис. 52, и, і).

Отже, такі морфологічні і мікроморфологічні ознаки, як темно-сірий колір ґрунту, потужний профіль з поступовими переходами між генетичними горизонтами зі зменшенням кількості гумусу донизу, грудкувата структура, розвиток складних мікроагрегатів, розділених різноманітними порами, наявність різних видів карбонатів (дрібно- і мікрористалічний кальцит), характерні для лісостепового ґрунтоутворення, а ґрунт близький до чорноземів типових.

*Вилугувані чорноземи* (див. рис. 48, 51) за морфологічними ознаками займають проміжне положення між опідзоленими й типовими. У них також відсутня елювіально-ілювіальна диференціація профілю, тобто не спостерігається присипки SiO<sub>2</sub> та ознак елювіюваності, але карбонати вимиті глибоко (глибше 60 см), найчастіше — у нижній перехідний горизонт (на 20—40 см глибше, ніж у типових чорноземах) [36].

*Чорноземи опідзолені* (рис. 48, 51) мають профіль з ознаками підзолистого процесу (диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом, наявність присипки SiO<sub>2</sub> у гумусовому горизонті, ущільнення і оглинення в середній частині профілю, горіхувата структура в ілювіальному горизонті, сліди коренців деревних порід, глибока вилугуваність від карбонатів, насиченість основами, наявність кислотності) і гумусово-акумулятивного (рівномірна, глибока і висока гумусованість, якісний склад гумусу, де переважають гумінові кислоти, зв'язані з кальцієм, велика кількість кротовин) [35].

Основна морфологічна ознака опідзолених чорноземів — наявність білястої присипки  $\text{SiO}_2$  в опідзоленому (He) горизонті. Карбонати вимиті аж у материнську породу, де містяться у вигляді «журавчиків», часто ґрунт взагалі не закипає в 10%-му розчині  $\text{HCl}$  у зв'язку із сильною вилугованістю [36].

*Лучно-чорноземні ґрунти* є напівгідроморфними аналогами чорноземів. За морфологічними ознаками і будовою профілю (H, Hp(k), Phk(gl), Pkgl) ґрунти подібні до чорноземів типових, але мають певні відмінності. Вони характеризуються явними ознаками гідроморфізму — інтенсивним гумусонакопиченням, рухливістю гумусу, слабким оглеєнням нижньої частини профілю [35].

Мікробудова гумусового горизонту відрізняється від мікробудови чорноземів лише темнішим, чорнуватим забарвленням, агрегати-згустки найнижчого рівня мають дещо розпливчасті обриси, серед рослинних решток трапляються вуглефіковані, а плазма нижньої частини горизонту відображає слабкі ознаки рухомості. Наявні дрібні залізисті конкреції (часто концентричні) і пластівці. У середній частині горизонту, поряд з ізотропною глинисто-гумусовою плазмою, є мікроділянки з лускуватою будовою глинистої маси, що свідчить про початковий прояв міграції тонкодисперсної частини ґрунту. Перехідним горизонтам характерна порівняно погана агрегованість. Біля пор наявні різноманітні за складом глинисті, гумусово-глинисті, залізисто-гумусово-глинисті кутани. Спостерігаються темні рослинні рештки. Горизонт Pkgl відрізняється компактною будовою, малою кількістю порожнин, наявністю оптично орієнтованих глин, неоднорідністю гумусового забарвлення. Залізисті новоутворення переважно пластівчасті, карбонатні — плями мікрокальциту в основній масі.

Мікрморфологічно *степові чорноземи*, як і лісостепові, характеризуються складною багатопорядковою агрегованістю гумусово-аккумулятивного (H) горизонту, темним забарвленням, переважанням темних дрібних згусткових мікроформ гумусу, рівномірно розсіяних у плазмі. Згустки компактні, з чіткими межами. Спостерігаються вигнуті каналоподібні пори і система розгалужених пор. Серед рослинних решток переважають свіжі, зоогенне перероблення ґрунтової маси дуже суттєве, копроліти мають невеликі розміри. У степових чорноземах підвищується частка губчастого матеріалу, відносно неагрегованого, і агрегатів, що розглядають як важливий чинник стійкості «чорноземної» мікробудови.

У ґрунтах менш розвинуті і простіше побудовані перехідні горизонти, в них поєднується будова гумусового і карбонатного горизонтів, як правило, внаслідок механічного, зоогенного перемішування. Натічні і навколопорові форми глинистої речовини не характерні. Зерна мінерального скелета щільно упаковані в гумусово-карбонатній плазмі і мають гумусові оболонки. Чорноземи характеризуються менш інтенсивною міграцією карбонатів, слабкішим їх винесенням. Тому карбонати у степових чорноземах вимиті неглибоко, підзолистий процес не відбувається, інколи на деякій глибині трапляються солі й гіпс. Профіль карбонатних новоутворень значно спрощений. Переважає мікрористалічний кальцит, що здебільшого рівномірно просочує плазму.

Степові чорноземи представлені звичайними (розрізи сіл Мишурин Ріг, Мости, Бабурка, Мала Лепетиха, смт Велика Знам'янка, м. Василівка) і південними (розрізи сіл Львове, Широка Балка, Станіслав), які разом займають 90 % площі зони. Іноді поширені чорноземи вилугувані (розріз м. Дніпропетровськ).

*Чорноземи звичайні* (див. рис. 48, 51) за ознаками близькі до типових, але у зв'язку з дещо ослабленим процесом гумусової акумуляції потужність гумусованого горизонту менша, хоча вміст гумусу може бути навіть вищим. Наявність у чорноземах звичайних білозірки є характерною діагностичною ознакою, що дає змогу відрізнити чорноземи звичайні від інших підтипів. Карбонати залягають, починаючи з нижньої частини гумусового горизонту, у вигляді білозірки, псевдоміцелію. Іноді в материнській породі трапляється гіпс [36, 46].

Будова профілю чорнозему звичайного розрізу с. Бабурка.

Н — 0,0—0,45 м, темно-сірий до чорного, пухкий, грудкувато-зернистий, розсипчастий, з окремими кротовинами і черворіями, рівномірно гумусований. У верхній частині пронизаний коренями рослин (переважно трав). Піщано-пилуватий легкий суглинок, перехід поступовий, межа рівна.

Нрк — 0,45—0,75 м, коричнювато-темно-сірий, освітлюється донизу. У нижній частині з'являються міцелярні форми карбонатів. З глибини 0,50 м скипає з 10%-м розчином НСІ. Піщано-пилуватий легкий суглинок. Перехід поступовий.

Рhk — 0,75—1,20 м, бурувато-палевий, переритий землеріями (кротовини, черворіями). Карбонати у формі просочення, міцелію і білозірки. Перехід поступовий, межа хвиляста.

Рк — 1,20—1,50 м, світло-палевий, пилуватий легкий суглинок, карбонати у вигляді білозірки і міцелію. Багато кротовин (7—8 см) з гумусовим матеріалом.

Для мікробудови гумусового горизонту характерні складні мікроагрегати ІV порядку (рис. 53, а, див. вклейку), розділені звивистими порами. Органічна речовина повністю гуміфікована. Гумус типу муль добре просочує плазму (рис. 53, б). Розвинена система каналоподібних пор (рис. 53, в). Зерна мінерального скелета пухко упаковані в гумусово-глинистій плазмі (рис. 53, г).

У світлішому горизонті Нрк основою складних мікроагрегатів є часточки і грудочки гумусу (рис. 53, д, е). Внаслідок більшого вмісту оксидів заліза плазма стає жовто-бурою.

В Рhk горизонті спостерігаються часточки гумусово-глинистої речовини, навколо зерен скелета наявні карбонатно-глинисті оболонки (рис. 53, є, ж). Переважають зерна кварцу, рогової обманки з карбонатно-глинистими оболонками. Матеріал світло-бурий, слабко й нерівномірно гуміфікований, з мікрокристалічним кальцитом, глина скоагульована, скупчень оксидів заліза небагато.

У карбонатному горизонті є плями оксидів мангану, що заповнюють пори, багато зерен кварцу, доломіту, гетиту, рогової обманки, навколо яких розвинені карбонатно-глинисті оболонки (рис. 53, и). Горизонт має бурувато-палевий колір, плямистий, дуже окарбоначений, із мікроконкре-



ціями оксидів заліза. Характерна пилувато-плазмова мікробудова. Плазма рівномірно просочена переважно зернами мікро- і дрібнокристалічного кальциту (рис. 53, *і*).

Макро- і мікроморфологічні ознаки ґрунтів цього профілю подібні до ознак чорноземоподібного профілю: зменшення гумусованості з глибиною; поступові переходи між генетичними горизонтами, наявність карбонатів у вигляді білозірки, складних мікроагрегатів; рівномірне просочення плазми гумусом у гумусовому (Н) і верхньому перехідному (Нрк) горизонтах; карбонатність у Рк горизонті; наявність залізисто-карбонатно-глинистих плівок і оболонок навколо зерен скелета, що свідчить про розвиток процесів гумусової акумуляції в умовах степового ґрунтоутворення і дає підстави віднести цей ґрунт до чорноземів звичайних.

*Чорноземи південні* (див. рис. 48, 51) поширені на півдні степової зони, їхньою характерною ознакою є невелика потужність (Н + Нрк) — 45—60 см. Карбонати починаються з гумусового горизонту, неглибоко залягає гіпс, профіль малопотужний (50—60 см), часто слабодиференційований через незначну солонцюватість, яка виявляється в ущільненні перехідного горизонту [46].

Мікроморфологічно чорноземи південні відрізняються від звичайних зростанням зоогенного перероблення ґрунтової маси. У звичайних чорноземах мікроагрегати мають копрогенно-коагуляційне походження, у південних — коагуляційне, фітогенне і зоогенне.

Будова профілю чорнозему південного розрізу с. Львове має такі морфологічні особливості.

Н — 0,0—0,35 м, коричнево-сірий, темний, донизу дещо світлішає. За структурою грудкуватий, пухкий, піщано-пилуватий легкий суглинок з коренями рослин, черворійнами і кротовинами. Без видимих форм карбонатів, але з глибини 0,15 м закипає з 10%-м розчином НСІ. Перехід поступовий за освітлінням кольору, межа рівна.

Нрк — 0,35—0,50 м, сірувато-буруватий, ущільнений, грудкуватий, трищинуватий. За гранулометричним складом — середній суглинок, з багатьма черворійнами і міцелярними формами карбонатів.

Рhk — 0,50—0,80 м, бурувато-палевий, дещо ущільнений, грудкуватий, пилуватий середній суглинок. Карбонати у вигляді просочення, білозірки і білястих плям. Перехід поступовий, з гумусовими затьокками, межа хвилята.

Рк — 0,80—1,20 м, білясто-брудно-палевий із жовтуватим відтінком, виділяється у вигляді чіткої білястої смуги. Чітко видно карбонати у вигляді плям, затьоків і білозірки.

Для мікробудови гумусового горизонту характерна наявність складних мікроагрегатів II—III порядку, розділених звивистими порами (рис. 54, *а*, *б*, див. вклейку). Наявні також напіврозкладені органічні рештки (рис. 54, *а*) і скупчення гумусу у згустках і грудочках (рис. 54, *б*).

У верхньому перехідному (Нрк) горизонті коричнево-сірий гумус утворює переважно округлі згустки і грудочки діаметром 0,01—0,02 мм (рис. 54, *в*), які об'єднуються, інколи у складні мікроагрегати до III порядку. Розвинені звивисті розгалужені пори, що місцями займають до 20—30 % площі

#### МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ

---

шліфа. Маса слабоанізотропна і вилугувана від карбонатів, інколи трапляється мікрокристалічний кальцит, що іноді відокремлюються. Характерне щільне упакування мінеральних зерен із гумусовими оболонками в плазмі (рис. 54, *з*).

У нижньому перехідному (Phk) горизонті плазма крім гумусу просочена також мікрокристалічним кальцитом, зерна мінерального скелета (кварц, гетит, доломіт) облямовані карбонатно-глинистими оболонками (рис. 54, *д, е*).

У карбонатному (Pk) горизонті для мікробудови характерне скупчення карбонатно-глинистих речовин навколо лесових часточок і зерен мінерального скелета. Трапляються друзи гіпсу (рис. 54, *є*), а також округлі скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (рис. 54, *ж*).

---

## ВИСНОВКИ

---

Мікроморфологічні ознаки викопних (плейстоценових) ґрунтів кожного палеогеографічного етапу мають свої особливості. Для кайдацьких ґрунтів характерний прояв ознак рухливості органо-глинистої речовини, особливо в кліматичний оптимум  $kd_{b1}$ ; для прилуцьких — пухка губчаста мікробудова, складна мікроагрегованість, пористість і карбонатність; для витачівських — блокова мікробудова, наявність ооїдів і залізо-манганових мікроортштейнів, підвищена оглиненість і озаліженість; для дофінівських — переважно прості, інколи складні з нечіткими контурами мікроагрегати, часто карбонатність усього профілю.

Зональні особливості ознак мікробудови плейстоценових ґрунтів (агрегованості, пористості, наявності органічної речовини, мулистої частини, щільності) засвідчують зміни природних умов протягом кожного палеогеографічного етапу. Зональні зміни викопних ґрунтів виявляються у збільшенні ознак складної мікроагрегованості, пористості, карбонатності (на півдні — загіпсованості), зменшенні щільності й меншому прояві ознак рухливості органо-глинистої речовини у профілі в напрямку з півночі на південь.

Порівняно з попередніми дослідженнями (М.Ф. Веклич, Н.О. Сіренко, Ж.М. Матвіїшина, Н.П. Герасименко та ін.), межі ґрунтових зон нами проведені для кайдацького, прилуцького, витачівського і дофінівського палеогеографічних етапів дещо північніше, за винятком межі зон дерново-підзолистих і сірих лісових ґрунтів кайдацького і чорноземів буроземоподібних прилуцького часу, які були поширені південніше:

- кайдацький етап — південніше були поширені дерново-підзолисті і сірі лісові ґрунти ( $kd_{b1}$ ), північніше — бурі лісові остеповілі ( $kd_{b1}$ ), темно- і світло-сірі ґрунти, чорноземи опідзолені, близькі до звичайних, і південні ( $kd_{b2}$ );

- прилуцький етап — північніше — темно-сірі лісові і чорноземоподібні (сірувато-коричневі) ґрунти ( $pl_{b1}$ ), чорноземи типові, чорноземи міцелярно-карбонатні, чорноземоподібні (коричнювато-сірі) і чорноземи південні ( $pl_{b2}$ ), південніше — чорноземи буроземоподібні ( $pl_{b2}$ );

- витачівський етап — північніше — темно-бурі і бурі лісові, сірувато-коричневі і коричнево-бурі ( $vt_{b1}$ ,  $vt_{b2}$ ), червонувато-бурі в комплексі з солонцюватими ( $vt_{b1+b2}$ );

- дофінівський етап — північніше — чорноземи опідзолені і чорноземи південні ( $df_{b2}$ ), світло-бурі напівпустельні ґрунти ( $df_c$ ).

Реконструкція зональних ґрунтових покривів та встановлення меж поширення ґрунтів і їх зміни порівняно із сучасними свідчать, що найближчою до сучасної була зональність ґрунтів протягом кліматичного оптимуму  $kd_{b2}$  кайдацького етапу. В інші палеогеографічні етапи межі зон зміщувались:

- кліматичний оптимум  $kd_{b1}$  кайдацького етапу — межі лісової зони були зміщені на південь;
- прилуцький етап — навпаки, межі ґрунтових зон були зміщені на північ;
- витачівський етап — межі лісової і степової зон змістилися на північ порівняно з прилуцьким і кайдацьким етапами;
- дофінівський етап — межі зміщені на північ, а на півдні була поширена сухостепова підзона.

На основі встановлених типів ґрунтів можна простежити динаміку зменшення площ ареалів лісових (дерново-підзолистих, сірих, бурих лісових) і розширення площ степових ґрунтів (чорноземів і світло-бурих напівпустельних ґрунтів) від кайдацького до дофінівського етапів.

Підтверджено тенденцію змін палеогеографічних умов формування плейстоценових ґрунтів: від помірних (кайдацькі, прилуцькі — бурі, сірі лісові, чорноземні ґрунти, які формувалися в дещо рівномірно зволжених умовах порівняно із сучасними), помірних і контрастніших (витачівські — бурі, темно-бурі, червонувато-бурі) до помірно континентальних та аридніших (дофінівські — чорноземи південні, світло-бурі напівпустельні ґрунти).

Кожен новий теплий палеогеографічний етап був ариднішим, ніж попередній (найбільш гумідним етапом є кайдацький, аридним — дофінівський).

Макро- та мікроморфологічні ознаки плейстоценових ґрунтів різних стадій формування (початкової, оптимальної і заключної) відображають зміни умов ґрунтоутворення від холодніших у початкову фазу ( $kd_a$ ), вологіших і тепліших в оптимальні ( $kd_{b1}$ ,  $kd_{b2}$ ,  $pl_{b1}$ ,  $pl_{b2}$ ,  $vt_{b1}$ ,  $vt_{b2}$ ,  $df_{b1}$ ,  $df_{b2}$ ) до більш континентальних і аридних наприкінці етапу ( $pl_c$ ,  $vt_c$ ,  $df_c$ ). Протягом кожного палеогеографічного етапу нижні ґрунти оптимальної стадії, порівняно з верхніми, відображають сліди гуміднішого ґрунтоутворення.

Мікроморфологічні ознаки лесів порівняно з ґрунтами менш різноманітні та індивідуальні. Освітленість плазми, пухке складення лесових часточок, їх співрозмірність із зернами первинних мінералів з карбонатно-глинистими оболонками, просочення плазми мікро- і дрібнокристалічним кальцитом указують на холодні перигляціальні умови протягом тясминського, удайського, бузького та причорноморського палеогеографічних етапів. Тясминський та удайський леси малопотужні, нерідко перероблені наступним ґрунтоутворенням, іноді зберігаються лише у плямах або є карбонатними горизонтами вищезалягаючих ґрунтів. Типовими лесами є бузькі, які мають найбільшу потужність (до 7 м). Для підетапу  $bg_1$  характерно формування ініціальних ґрунтів (прості карбонатно-глинисті мікроагрегати, розділені порами), як наслідок осциляцій клімату. Леси і лесоподібні суглинки причорноморського горизонту, особливо  $р_3$ , розміщені під сучасними ґрунтами і нерідко ними значно перероблені (наявність кротовин, черворійн, простих карбонатно-глинистих мікроагрегатів, просочення плазми

мікрокристалічним кальцитом). Леси підстадій  $p\check{c}_1$  і  $p\check{c}_3$  на півдні іноді розділяються ініціальними короткопрофільними і карбонатними світло-бурим і бурим пустельно-степовим ґрунтами ( $p\check{c}_2$ ) — прості мікроагрегати, рівномірне забарвлення плазми органо-глинистими речовинами та її просочення мікрокристалічним кальцитом.

Різноманіття біокліматичних умов, типів відкладів і головних елементарних ґрунтоутворювальних процесів привело до формування сучасних типів дерново-підзолистих, сірих лісових і чорноземоподібних ґрунтів, які розрізняються особливостями макро- і мікробудови.

Дерново-підзолисті ґрунти відзначаються елювіально-ілювіальним диференційованим на генетичні горизонти профілем і формуються за сукупної дії процесів: підзолистого, лесиважу і поверхневого оглеєння. Внаслідок винесення сполук заліза, алюмінію і мангану та накопичення кремнезему елювіальний горизонт має світло-сіре або білясте забарвлення. В його мікробудові відзначається велика кількість освітленого піщаного і пилюватого матеріалу з мінімальною кількістю світло-бурої органо-глинистої плазми, з поодинокими органо-глинистими плівками і натеками навколо деяких піщаних зерен.

Дерново-підзолисті ґрунти характеризуються наявністю чіткого елювіального горизонту з макро- і мікроморфологічними доказами процесів переміщення і акумуляції глинистої речовини. Ілювіальний горизонт, навпаки, багатий на різноманітні сполуки, які були вимиті із елювіального горизонту. Внаслідок цього ілювіальний горизонт дещо ущільнюється, стає червонувато-бурим із залізисто-мангановими конкреціями. Для мікробудови характерна велика кількість різноманітних глинистих натеків.

Сірі лісові ґрунти займають проміжне положення між дерново-підзолистими і чорноземами. Їхній профіль диференційований за елювіальним типом. На відміну від дерново-підзолистих ґрунтів, зростає роль гумусово-аккумулятивного процесу і зменшується роль підзолистого (опідзолювання). Допоміжними ґрунтоутворювальними процесами є лесиваж, оглинювання, зооенне перероблення та оглеювання.

Діагностичним горизонтом ґрунтів є гумусово-елювіальний. Його мікроморфологічні особливості — переміщення гумусово-глинистої плазми, наявність складних мікроагрегатів I—II порядку, які мають коагуляційне, копрогенне і фітогенне походження, гумусу типу муль. Особливо характерні для горизонту неоднорідність у розподілі скелетних зерен і поява скелетан (морфологічно відповідає присипці  $SiO_2$ ).

На відміну від дерново-підзолистих, для сірих лісових ґрунтів типовим є ілювіювання гумусу. В ілювіальних горизонтах спостерігаються велика кількість глинистих кутан та їхніх фрагментів (унаслідок цього зростає анізотропність глинистої маси), а також гумусово-глинисті натеки і плівки, яких немає у дерново-підзолистих ґрунтах. Збільшується кількість залізистих новоутворень і з'являється карбонатний горизонт (переважно дрібнокристалічний кальцит), якого немає у дерново-підзолистих ґрунтах.

У типі сірих лісових ґрунтів виділяють підтипи: світло-сірих (найближчих до дерново-підзолистих), сірих (послаблений підзолистий процес порівняно зі світло-сірими, менша кількість глинистих натеків) і темно-

сірих опідзолених ґрунтів (інтенсивніше гумусонакопичення, чорноземоподібний вигляд НЕ горизонту, наявність кальциту в Рк горизонті, послаблене ілювіювання глинистих і гумусових речовин; дуже близькі до чорноземів опідзолених).

Чорноземи відрізняються від попередніх типів ґрунтів темно-сірим кольором, зернисто-грудкуватою структурою, поступовими переходами між генетичними горизонтами, чітким карбонатним горизонтом. У їх мікробудові відзначені наявність складних мікроагрегатів (до IV і V порядку) переважно копрогенно-коагуляційного типу, розділених системою пор, рівномірна гумусованість, яка поступово зменшується з глибиною, дуже малий вміст неагрегованого матеріалу і наявність різноманітних мікроформ кальциту.

Характеристика карбонатного і гумусового профілів є основою для поділу чорноземів на лісостепові (опідзолені, вилугувані, типові) і степові (звичайні і південні). У напрямку з півночі на південь зменшується потужність гумусового горизонту, глибина залягання карбонатного горизонту значно підвищується.

Лісостеповим чорноземам властива висока інтенсивність гумусово-акумулятивного процесу (складні мікроагрегати III—IV порядку, переважно копрогенного походження, нечисленні рештки рослин мають різні стадії розкладання, переважає темнозабарвлений гумус, ізотропна зона з підпорядкованим розвитком ізотропно-анізотропної). У мікробудові перехідних горизонтів поєднуються мікроділянки гумусового горизонту з мікроділянками із анізотропною глинисто- і карбонатно-глинистою плазмою. Глиниста плазма може мати навколопорові і навколоскелетні відокремлення. У чорноземах опідзолених і вилугуваних наявні натеки, в типових чорноземах інколи трапляються тонкі навколопорові відокремлення.

Лісостепові чорноземи відрізняються складним і динамічним карбонатним профілем. Ґрунтам властиві голчасті дрібно- і мікрористалічні форми, у типових чорноземах спостерігаються всі мікроформи кальциту. Характерною особливістю чорноземів Лісостепу є наявність залізистих і залізисто-манганових новоутворень (плями, мікроортштейни тощо) у нижніх горизонтах, що пояснюється сучасним їх перезволоженням.

Мікроморфологічно степові чорноземи, як і лісостепові, характеризуються складною багатопорядковою агрегованістю гумусово-акумулятивного горизонту, темним його забарвленням, наявністю системи розгалужених пор. Із рослинних решток переважають свіжі, зоогенне перероблення ґрунтової маси дуже суттєве, копроліти мають невеликі розміри. У ґрунтах підвищується частка губчастого матеріалу, відносно неагрегованого, і агрегатів, простіше побудовані перехідні горизонти, в них поєднуються будова гумусового і карбонатного горизонтів, як правило, внаслідок механічного, зоогенного, перемішування. Натічні і навколопорові форми глинистої речовини не характерні. Зерна мінерального скелета щільно упаковані в гумусово-карбонатній плазмі і мають гумусові оболонки. Профіль карбонатних новоутворень значно спрощений. Переважає мікрористалічний кальцит, який здебільшого рівномірно просочує плазму. Мікроморфологічно чорноземи південні відрізняються від звичайних зростанням зоогенного перероблення

## ВИСНОВКИ

---

грунтової маси. У звичайних чорноземах мікроагрегати мають копрогенно-коагуляційне походження, у південних — коагуляційне, фітогенне і зоогенне.

Отже, внаслідок того що з півночі на південь зменшується інтенсивність підзолистого процесу ґрунтоутворення і зростає вплив дернового (гумусово-аккумулятивного), а також карбонатизації, ґрунти можна розмістити в такий ряд: дерново-підзолисті — світло-сірі лісові — сірі лісові — темно-сірі лісові опідзолені — чорноземи опідзолені — чорноземи вилугувані — чорноземи типові — чорноземи звичайні — чорноземи південні.

Результати досліджень дають змогу зробити загальний висновок щодо великого діагностичного значення мікроморфологічного методу під час комплексного вивчення особливостей мікробудови викопних (плейстоценових) і сучасних (голоценових) ґрунтів для виявлення їхнього генезису і встановлення типів.

Наукові результати макро- і мікроморфологічного вивчення викопних і сучасних ґрунтів басейну Дніпра на території України можуть бути використані для вирішення фундаментальних питань з історії розвитку плейстоценових ґрунтів і проведення пошукових робіт з дослідження їх та стратифікації, довивчення четвертинних відкладів і підготовки матеріалів Держгеолкарти-200, а також у навчальному процесі для розробки спеціальних курсів з палеогеографії.

---

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

---

1. *Апарин Б.Ф.* Словарь-справочник почвенно-экологических терминов: учебное пособие / Б.Ф. Апарин, А.И. Попов. — СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2006. — 287 с.
2. *Атлас* палеогеографических карт Украинской та Молдавской РСР (з елементами літофаций) [наук. ред. В.Г. Бондарчук та ін.]. — К.: Вид-во АН УРСР, 1960. — 78 с.
3. *Атлас* України (електронна версія пілотного видання). Карта фізико-географічного районування України [наук. ред. О.М. Маринич та ін.]. — К., 2001. — 176 карт.
4. *Атлас* почв Украинской ССР / Под ред. Н.К. Крупского, Н.И. Полупана. — Киев: Урожай, 1979. — 160 с.
5. *Белобров В.П.* География почв с основами почвоведения: Учеб. пособие для студ. пед. вузов / В.П. Белобров, И.В. Замотаев, С.В. Овечкин. — М.: Академия, 2004. — 360 с.
6. *Белова Н.А.* Экология, микроморфология, антропогенез лесных почв степной зоны Украины / Н.А. Белова. — Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. гос. ун-та, 1997. — 264 с.
7. *Белова Н.А.* Естественные леса и степные почвы / Н.А. Белова, А.П. Травлев. — Днепропетровск: Изд-во Днепропетр. гос. ун-та, 1999. — 343 с.
8. *Березин П.Н.* Применение фотографического метода для определения пористости агрегатов / П.Н. Березин, Н.В. Смирнова // Почвоведение. — 2006. — № 5. — С. 546—552.
9. *Біленко Д.К.* Матеріали до геологічної історії долини верхнього і середнього Дніпра / Д.К. Біленко // Четвертинний період. — 1937. — 143 с.
10. *Бронникова М.А.* Кутанный комплекс текстурно-дифференцированных почв (на примере дерново-подзолистых суглинистых почв Русской равнины) / М.А. Бронникова, В.О. Таргульян. — М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. — 197 с.
11. *Веклич М.Ф.* Четвертинні відклади правобережжя середнього Дніпра / М.Ф. Веклич. — К.: Вид-во АН УРСР, 1958. — 200 с.
12. *Веклич М.Ф.* Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран / М.Ф. Веклич. — Киев: Наук. думка, 1968. — 120 с.
13. *Веклич М.Ф.* Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Ч. 3 / М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко. — Киев: Наук. думка, 1972. — 220 с.
14. *Веклич М.Ф.* Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя Украины / М.Ф. Веклич. — Киев: Наук. думка, 1982. — 202 с.
15. *Веклич М.Ф.* Проблемы палеоклиматологии / М.Ф. Веклич. — Киев: Наук. думка, 1987. — 190 с.
16. *Веклич М.Ф.* Основы палеоландшафтоведения / М.Ф. Веклич. — Киев: Наук. думка, 1990. — 190 с.
17. *Величко А.А.* Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет / А.А. Величко. — М.: ГЕОС, 1999. — 256 с.
18. *Величко А.А.* Эволюция почвообразования в плейстоцене / А.А. Величко, Т.Д. Морозова // Многоликая география. Развитие идей И.П. Герасимова (к 100-летию со дня рождения). — М.: Тов-во науч. изданий КМК, 2005. — С. 65—75.



## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

19. Величко А.А. Почвенные полигенетические комплексы как системный феномен плейстоценовых макроциклов / А.А. Величко, Т.Д. Морозова, П.Г. Панин // Изв. РАН. Сер. геогр. — 2007. — № 2. — С. 44—54.
20. Гагарина Э.И. Микроморфологический метод исследования почв / Э.И. Гагарина. — СПб.: Изд-во С.-Петерб. ун-та, 2004. — 156 с.
21. Галкина А.Б. Международная научная конференция «Пространственно-временная организация почвенного покрова: теоретические и прикладные аспекты» / А.Б. Галкина, Н.И. Матинян, Н.П. Сорокина // Почвоведение. — 2008. — № 1. — С. 117—121.
22. Геннадиев А.Н. География почв с основами почвоведения: учебник. — 2-е изд. / А.Н. Геннадиев, М.А. Глазовская. — М.: Высш. шк., 2008. — 462 с.
23. Геоморфология Украинской ССР: Учеб. пособие / И.М. Рослый, Ю.А. Кошик, Э.Т. Палиенко и др. — Киев: Вища шк., 1990. — 287 с.
24. Герасименко Н.П. Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: Дис. ... д-ра геогр. наук. — К., 2004. — 461 с.
25. Герасимов И.П. Основы почвоведения и географии почв / И.П. Герасимов, М.А. Глазовская. — М.: Госгеографиз, 1960. — 490 с.
26. Герасимов И.П. Микроморфологический метод в изучении лессовых образований и первые результаты его применения / И.П. Герасимов, А.А. Величко, Т.Д. Морозова, М.А. Фаустова // Современный и четвертичный континентальный литогенез. — М.: Наука, 1966. — С. 5—16.
27. Герасимова М.И. Микроморфология почв природных зон СССР / М.И. Герасимова, С.В. Губин, С.А. Шоба. — Пушино, 1992. — 200 с.
28. Глазовская М.А. Погребенные почвы, методы их изучения и их палеогеографическое значение / М.А. Глазовская // Вопросы географии. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 58—68.
29. Глинка К.Д. Почвоведение / К.Д. Глинка. — М.: Сельхозиздат, 1935. — 631 с.
30. Глушанкова Н.И. Среднеплейстоценовый педогенез и природная среда в центре и на востоке Русской равнины / Н.И. Глушанкова // Почвоведение. — 2005. — № 4. — С. 398—406.
31. Глушанкова Н.И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене / Н.И. Глушанкова. — Смоленск; Москва: Магента, 2008. — 348 с.
32. Горбунов Н.И. Методы минералогического и микроморфологического изучения почв / Н.И. Горбунов. — М.: Наука, 1971. — 175 с.
33. Градусов Б.П. Глинистые минералы в бурых лесных почвах Грузии / Б.П. Градусов, Т.Ф. Урушадзе // Почвоведение. — 1968. — № 2. — С. 124—132.
34. Грунтознавство: Підручник / Д.Г. Тихоненко, М.О. Горін, М.І. Лактіонов та ін.; За ред. Д.Г. Тихоненка. — К.: Вища освіта, 2005. — 740 с.
35. Грунтознавство з основами геології: Навч. посібник / О.Ф. Гнатенко, М.В. Капштик, Л.Р. Петренко, С.В. Вітвицький. — К.: Оранта, 2005. — 648 с.
36. Грунтознавство з основами геології: Підручник / І.І. Назаренко, С.М. Польшина, Ю.М. Дмитрук та ін. — Чернівці: Книги-XXI, 2006. — 504 с.
37. Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене / Л.А. Гугалинская. — Пушино, 1982. — 204 с.
38. Гугалинская Л.А. Позднеплейстоценовая история современных почв / Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов // Квартер-2005: Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. — Сыктывкар: Геопринт, 2005. — С. 101—103.
39. Дергачева М.И. Органическое вещество ископаемых почв / М.И. Дергачева, В.С. Зыкина. — Новосибирск: Наука, 1988. — 128 с.
40. Длусский К.Г. Микроморфологическая диагностика процессов почвообразования в среднеплейстоценовых почвах центра Восточно-Европейской равнины / К.Г. Длусский // III съезд Докучаевского об-ва почвоведов. — М., 2000. — С. 237.
41. Дмитрук Ю.М. Грунти Траянових валів: еволюційний та еколого-генетичний аналіз / Ю.М. Дмитрук, Ж.М. Матвіїшина, І.І. Слюсарчук. — Чернівці: Рута, 2008. — 228 с.
42. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения: Учеб. для геогр. спец. вузов / В.В. Добровольский. — М.: Владос, 2001. — 384 с.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

43. *Добровольський Г.В.* География почв / Г.В. Добровольський. — М.: Наука, 2006. — 460 с.
44. *Добровольський Г.В.* Методическое пособие по микроморфологии почв / Г.В. Добровольський — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1983. — 80 с.
45. *Докучаев В.В.* Дороже золота русский чернозем / В.В. Докучаев. — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1994. — 272 с.
46. *Землеробство з основами ґрунтознавства і агрохімії: Підручник* / В.П. Гудзь, А.П. Лісовал, В.О. Андрієнко, М.Ф. Рибак. — К.: Центр навч. літ., 2007. — 408 с.
47. *Зінчук П.Й.* Ґрунтознавство / П.Й. Зінчук. — Луцьк: РВВ «Вежа» Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки, 2006. — 180 с.
48. *Зонн С.В.* Микроморфологический метод в исследованиях генезиса почв / С.В. Зонн. — М.: Наука, 1966. — 172 с.
49. *Зонн С.В.* Географо-генетические аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв / С.В. Зонн, А.П. Травлеев. — Киев: Наук. думка, 1989. — 216 с.
50. *Зубаков В.А.* Глобальные климатические события плейстоцена / В.А. Зубаков — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 287 с.
51. *Канівець В.І.* Життя ґрунту / В.І. Канівець. — К.: Аграр. наука, 2001. — 131 с.
52. *Кармазиненко С.П.* Можливості микроморфологічного аналізу у виявленні генезису верхньоплейстоценових ґрунтів / С.П. Кармазиненко, Ж.М. Матвіїшина // Наук. часопис Нац. пед. ун-ту ім. М.П. Драгоманова. Сер. 4. Географія і сучасність. — 2005. — Вип. 14. — С. 94—102.
53. *Кармазиненко С.П.* Макро- і микроморфологічні особливості верхньоплейстоценових ґрунтів і лесів розрізу с. Пирогове // Там само. — 2006. — Вип. 16. — С. 62—73.
54. *Кармазиненко С.П.* Палеопедологічна характеристика верхньоплейстоценових відкладів в районі м. Василівка Запорізької області / С.П. Кармазиненко // Фіз. географія та геоморфологія. — 2006. — Вип. 51. — С. 189—195.
55. *Кармазиненко С.П.* Макро- і микроморфологічні ознаки верхньоплейстоценових викопних ґрунтів долини Дніпра в межах території України / С.П. Кармазиненко // Укр. геогр. журн. — 2007. — № 4. — С. 12—17.
56. *Кармазиненко С.П.* Микроморфологічний аналіз при дослідженні сучасних чорноземів України / С.П. Кармазиненко // Агрохімія і ґрунтознавство. — 2008. — Вип. 69. — С. 171—176.
57. *Кармазиненко С.П.* Микроморфологічний аналіз в дослідженні генезису ґрунтів / С.П. Кармазиненко, Ж.М. Матвіїшина, О.Г. Пархоменко // Наук. вісн. Чернів. ун-ту. — 2005. — № 259. — С. 29—34.
58. *Кармазиненко С.П.* Нові дані з дослідження микроморфології верхньоплейстоценових ґрунтів і лесів м. Дніпропетровська / С.П. Кармазиненко // Географія, екологія, геологія: перший досвід наукових досліджень: Матеріали Міжнарод. наук. конф. студентів і аспірантів, присвяч. 155-річчю видатного дослідника Придніпров'я В.О. Домгера (м. Дніпропетровськ, 20—21 квіт. 2006 р.). — Дніпропетровськ: Вид-во Дніпропетр. нац. ун-ту, 2006. — Вип. 3. — С. 28—32.
59. *Кармазиненко С.П.* Реконструкція пізньокайнозойських ландшафтів долини Дніпра / С.П. Кармазиненко // Річкові долини. Природа — ландшафти — людина: Зб. наук. праць. — Чернівці; Сосновець, 2007. — С. 106—114.
60. *Кармазиненко С.П.* Особливості микроморфологічної будови викопних ґрунтів верхнього плейстоцену долини Дніпра території України / С.П. Кармазиненко // Географія в інформаційному суспільстві: Матеріали X з'їзду Укр. геогр. тов-ва (м. Київ, 26—29 бер. 2008 р.). — К., 2008. — С. 299—302.
61. *Кармазиненко С.П.* Макро- і микроморфологічні особливості чорноземів звичайних південних в межах степової зони України / С.П. Кармазиненко // Природно-територіальні та суспільно-географічні комплекси регіонів: історія формування, стан, проблеми, перспективи: Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. (Луганськ, 27—29 трав. 2008 р.). — Луганськ, 2008. — С. 42—45.
62. *Кармазиненко С.П.* Особливості зональних змін верхньоплейстоценових ґрунтів басейну Дніпра на території України: Дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.04. — К., 2009. — 230 с.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

63. *Карпенко А.М.* Мезозойские ископаемые почвы Северо-Западного Донбасса / А.М. Карпенко. — Киев, 1979. — 242 с.
64. *Кауричев И.С.* Почвоведение с основами геологии / И.С. Кауричев, Л.М. Бурлакова. — 2-е изд. — М.: Колос, 2008. — 439 с.
65. *Клименко М.О.* Навчальні польові практики / М.О. Клименко. — К.: Кондор, 2004. — 204 с.
66. *Козловский Ф.И.* Теория и методы изучения почвенного покрова / Ф.И. Козловский. — М.: ГЕОС, 2003. — 536 с.
67. *Комплексний атлас України: карти палеоландшафтів для причорноморського, витачівського, лубенського, крижанівського часів* / Ж.М. Матвіїшина, Н.П. Герасименко. — К.: ДНВП «Картографія», 2005. — С. 45.
68. *Кравцова В.И.* Комплексные методы исследования почв / В.И. Кравцова. — М.: Аспект-Пресс, 2005. — 190 с.
69. *Крокос В.И.* Краткий очерк четвертичных отложений Украины / В.И. Крокос // Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геологии. — 1926. — 4. — С. 214—264.
70. *Купчик В.І.* Грунти України: властивості, генезис, менеджмент родючості: Навч. посібник / В.І. Купчик, В.В. Іваніна, Г.І. Нестеров. — К.: Кондор, 2007. — 414 с.
71. *Майская Ж.Н.* Микроморфология антропогенных ископаемых почв Среднего Приднепровья: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Киев, 1972. — 23 с.
72. *Маринич А.М.* Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическое районирование / А.М. Маринич, В.М. Пашенко, П.Г. Шищенко. — Киев: Наук. думка, 1985. — 224 с.
73. *Маринич О.М.* Удосконалена схема фізико-географічного районування України / О.М. Маринич, Г.О. Пархоменко, О.М. Петренко, П.Г. Шищенко // Укр. геогр. журн. — 2003. — № 1. — С. 16—21.
74. *Матвиїшина Ж.Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины / Ж.Н. Матвиїшина. — Киев: Наук. думка, 1982. — 144 с.
75. *Матвиїшина Ж.Н.* Микроморфология и педогенез верхнекайнозойских ископаемых почв Украины: Дис. ... д-ра геогр. наук. — Киев, 1992. — 439 с.
76. *Матвіїшина Ж.М.* Основні закономірності еволюції ґрунтів України у плейстоцені — фундаментальні та прикладні аспекти / Ж.М. Матвіїшина // Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища. — К.: Вид-во Київ. нац. ун-ту ім. Т. Шевченка. — 2002. — С. 111—113.
77. *Матвіїшина Ж.М.* Тенденції розвитку палеоландшафтів України та їх компонентів в окремі етапи пізнього кайнозою / Ж.М. Матвіїшина, Н.П. Герасименко, А.С. Івченко [та ін.] // Географічна освіта і наука в Україні. — К., 2003. — С. 163—164.
78. *Матвиїшина Ж.Н.* История палеопочв в лессах Украины / Ж.Н. Матвиїшина // Тез. докл. междунар. конф. «Проблемы истории, философии и методологии почвоведения». — Пушино, 2003. — С. 17—18.
79. *Матвиїшина Ж.Н.* Голоценовые почвы Киевщины / Ж.Н. Матвиїшина, А.Г. Пархоменко // Материали междунар. науч. семинара «Проблемы древнего земледелия и эволюции почв в лесных и степных ландшафтах Европы». — Белгород: Изд-во Белгор. гос. ун-та, 2006. — С. 98—105.
80. *Медведев В.В.* Микроморфологічний метод і його застосування в фізиці ґрунту / В.В. Медведев // Агрохімія і ґрунтознавство. — 1974. — Вип. 25. — С. 100—114.
81. *Мельничук І.В.* Палеоландшафти України в антропогені / І.В. Мельничук. — К.: ВГЛ «Обрії», 2004. — 208 с.
82. *Методика палеопедологических исследований* / М.Ф. Веклич, Ж.Н. Матвиїшина, В.В. Медведев и др. — Киев: Наук. думка, 1979. — 176 с.
83. *Минашина Н.Г.* Микроморфологическое исследование лесса и его изменений при почвообразовании / Н.Г. Минашина // Докл. сов. почвоведов к VII Междунар. конгр. в США. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 465—473.
84. *Михайлов И.С.* Морфологическое описание почвы (вопросы стандартизации и кодирования) / И.С. Михайлов. — М.: Наука, 1975. — 72 с.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

85. *Морозова Т.Д.* Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене / Т.Д. Морозова. — М.: Наука, 1981. — 281 с.
86. *Морозова Т.Д.* Особенности строения палеопочв позднего и среднего плейстоцена в центре Восточной Европы / Т.Д. Морозова, П.Г. Панин // *Квартер-2005. Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четвертич. периода.* — Сыктывкар: Геопринт, 2005. — С. 290—292.
87. *Москвитин А.И.* Погребенные почвы Прилукского округа Украины и время лесообразования / А.И. Москвитин // *Бюл. Моск. о-ва испытателей природы.* — 1930. — 8, вып. 34. — С. 361—372.
88. *Назаренко І.І.* Грунтознавство: Підручник / І.І. Назаренко, С.М. Польшина, В.А. Нікорич. — Чернівці: Книги-XXI, 2008. — 400 с.
89. *Накаидзе Э.К.* Микроморфологические особенности коричневых почв Грузии / Э.К. Накаидзе // *Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв.* — М.: Наука, 1966. — С. 23—42.
90. *Національний атлас України* / Гол. ред. Л.Г. Руденко. Фізико-географічне районування / О.М. Маринич, Г.О. Пархоменко, В.М. Пашенко та ін. — К.: ДНВП «Картографія», 2007. — С. 228—229. — (2007. — 440 с.).
91. *Носко Б.С.* Антропогенна еволюція чорноземів / Б.С. Носко. — Харків: 13 Типографія, 2006. — 240 с.
92. *Общее почвоведение* / В.Г. Мамонтов, Н.П. Панов, И.С. Кауричев, Н.Н. Игнатьев. — М.: Колос, 2006. — 456 с.
93. *Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Ч. 1* / [М.Ф. Веклич, А.Т. Артющенко, Н.А. Сиренко и др.] — Киев: Наук. думка, 1967. — 106 с.
94. *Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Ч. 2* / [М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, В.А. Дубняк и др.]. — Киев: Наук. думка, 1969. — 172 с.
95. *Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины (методические разработки)* / [М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, О.М. Адаменко и др.]. — Киев: Наук. думка, 1983. — 159 с.
96. *Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины* / М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвишина и др. — Киев: Наук. думка, 1984. — 33 с.
97. *Палеогеография Киевского Приднепровья* / [М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвишина и др.]. — Киев: Наук. думка, 1984. — 176 с.
98. *Панас Р.М.* Грунтознавство: Навч. посібник / Р.М. Панас. — Львів: Новий Світ-2000, 2008. — 372 с.
99. *Парфенова Е.И.* Минералогические исследования в почвоведении / Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — 206 с.
100. *Парфенова Е.И., Ярилова Е.А.* Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении / Е.И. Парфенова, Е.А. Ярилова. — М.: Наука, 1977. — 198 с.
101. *Пархоменко О.Г.* Розвиток голоценових ґрунтів Середнього Придніпров'я: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — К.: Ін-т географії НАН України, 2007. — 17 с.
102. *Позняк С.П.* Чинники ґрунтоутворення: Навч. посібник / С.П. Позняк, Є.Н. Краєсха. — Львів: Видавн. центр Львів. нац. ун-ту ім. Івана Франка, 2007. — 400 с.
103. *Полупан М.І.* Класифікація ґрунтів України / М.І. Полупан, В.Б. Соловей, В.А. Величко. — К.: Аграр. наука, 2005. — 300 с.
104. *Польнов Б.Б.* Генетический анализ морфологии и почвенного профиля / Б.Б. Польнов. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — 123 с.
105. *Поляков А.Н.* Микроморфология черноземов правобережной лесостепи Украинской ССР / А.Н. Поляков // *Почвоведение.* — 1980. — № 9. — С. 79—92.
106. *Пузаченко Ю.Г.* Анализ строения почвенного профиля на основе цифровой цветной фотографии / Ю.Г. Пузаченко, М.Ю. Пузаченко, Д.Н. Козлов [и др.] // *Там же.* — 2004. — № 12. — С. 133—146.
107. *Розанов Б.Г.* Генетическая морфология почв / Розанов Б.Г. — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1975. — 292 с.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

108. *Розанов Б.Г.* Морфология почв / Б.Г. Розанов. — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1983. — 320 с.
109. *Розанов Б.Г.* Морфология почв: учебник для высшей школы / Б.Г. Розанов. — М.: Академ. проект, 2004. — 432 с.
110. *Розвиток ґрунтів України в пізньому кайнозої* / [М.Ф. Веклич, Н.О. Сиренко, В.О. Дубняк та ін.] — К.: Наук. думка, 1973. — 224 с.
111. *Ромашкевич А.И.* Микроморфология и диагностика почвообразования / А.И. Ромашкевич, М.И. Герасимова. — М.: Наука, 1982. — 125 с.
112. *Сиренко Н.А.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н.А. Сиренко, С.И. Турло. — Киев: Наук. думка, 1986. — 188 с.
113. *Скворцова Е.Б.* Микроморфологические особенности порового пространства в пахотных горизонтах суглинистых почв / Е.Б. Скворцова, С.И. Санжарова // Почвоведение. — 2007. — № 4. — С. 487—497.
114. *Смоликова Л.* Погребенные почвы в лессах, полигенез погребенных почв / Л. Смоликова // Лесс — перигляциал — палеолит на территории Средней и Восточной Европы. — М., 1969. — С. 182—187.
115. *Стратиграфическая* схема плейстоценовых отложений Украины. Объясн. зап. / [М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвишина и др.] — Киев: Госком. геологии Украины, 1993. — 40 с., 8 табл.
116. *Схема* описания и термины в микроморфологии почв. — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1972. — 21 с.
117. *Сычева С.А.* Новые данные о строении и эволюции мезинского лессово-почвенного комплекса Русской равнины / С.А. Сычева // Почвоведение. — 2000. — № 10. — С. 1177—1189.
118. *Сычева С.А.* Детализация эволюции ландшафтов Среднерусской возвышенности в миклулинское межледниковье (подстадия 5Е) / С.А. Сычева // Квартер-2005: Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четвертич. периода. — Сыктывкар: Геопринт, 2005. — С. 412—415.
119. *Таргульян В.О.* Микроморфологическая диагностика почв и почвообразовательных процессов / В.О. Таргульян. — М.: Наука, 1983. — 228 с.
120. *Таргульян В.О., Шоба С.А.* Микроморфология почв — объем понятия и место в почвоведении / В.О. Таргульян, С.А. Шоба // Бюл. Почв. ин-та. — 1981. — Вып. 28. — С. 3—5.
121. *Топольний Ф.Н.* Грунтознавство: Навч. посібник / Ф.Н. Топольний, О.Ф. Гелевера, О.В. Медведева. — Кировоград: КОД, Кировоград. наук.-техн. ун-т, 2006. — 204 с.
122. *Травлеев А.П.* Лесс как фактор почвообразования / А.П. Травлеев, Н.А. Белова // Грунтознавство. — 2008. — 9, № 3-4 (13) — С. 6—26.
123. *Турсина Т.В.* 12-е международное совещание по почвенной микроморфологии / Т.В. Турсина // Почвоведение. — 2006. — № 1. — С. 123—125.
124. *Урушадзе Т.Ф.* Некоторые особенности распределения железа в бурых лесных почвах Грузии / Т.Ф. Урушадзе // Там же. — 1967. — № 1. — С. 48—59.
125. *Федоров К.Н.* Микроморфологическая диагностика гумуса почвообразующих пород и почв дельты Терека / К.Н. Федоров, Н.В. Стасюк // Науч. докл. высш. шк. Биол. науки, почвоведение. — 1968. — № 9. — С. 108—117.
126. *Феофарова И.И.* Микроморфологическая характеристика глинистого вещества в почвах / И.И. Феофарова // Докл. сов. почвоведов к VII Междунар. конгр. в США. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — С. 461—464.
127. *Феофилова А.П.* Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса / А.П. Феофилова. — М.: Наука, 1975. — 104 с.
128. *Хабаров А.В.* Почвоведение: Учеб. пособие / А.В. Хабаров, В.А. Хабаров, А.А. Яскин. — М.: Колос, 2007. — 311 с.
129. *Халчева Т.А.* Формы карбонатов в лессах и ископаемых почвах Русской равнины / Т.А. Халчева // Микроморфологический метод в исследовании генезиса почв. — М.: Наука, 1966. — С. 164—171.
130. *Цацкин А.И.* О почвообразовании в плейстоцене в бассейне верхнего Дона по микроморфологическим и минералогическим данным / А.И. Цацкин, Н.П. Чижикова // Почвоведение. — 1990. — № 12. — С. 94—106.

## СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

131. Целищева Л.К. Особенности микроморфологического строения псевдоподзолистых почв Закарпатья / Л.К. Целищева // Там же. — 1968. — № 4. — С. 31—38.
132. Чалышев В.И. Методика изучения ископаемых почв / В.И. Чалышев. — М.: Недра, 1978. — 72 с.
133. Чижикова Н.П. Минералогический состав тонкодисперсной части и микроморфология палеопочв и лессов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины / Н.П. Чижикова, Т.Д. Морозова, П.Г. Панин // Почвоведение. — 2007. — № 12. — С. 1500—1512.
134. Чичагова О.А. О составе гумуса погребенных почв разных типов почвообразования / О.А. Чичагова // Материалы VII конф. молодых ученых Ин-та географии АН СССР, Геогр. о-ва. — М., 1961. — Вып. 2. — С. 18—24.
135. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства: Навч. посібник / І.Б. Чорний. — К.: Вища шк., 1995. — 240 с.
136. Яковенко В.М. Микроморфологічна діагностика чорноземів Присамар'я Дніпровського / В.М. Яковенко // Ґрунтознавство. — 2008. — Вип. 9, № 3/4. — С. 119—127.
137. Ярилова Е.А. Микроморфологическая диагностика некоторых элементарных почвообразовательных процессов в почвах основных природных зон СССР / Е.А. Ярилова, Л.К. Целищева, К.Н. Федоров // Тр. X Междунар. конгр. почвоведов. — М., 1974. — Т. 7. — С. 190—197.
138. Brewer R. Fabric and mineral analysis of soils / Brewer R. — New York; London; Sydney: J. Wiley and Sons, 1964. — 470 p.
139. Bronger A. Zur Micromorphologie und Genese von Palaoboden aus Loss im Karpatenbecken / A. Bronger // Zeszyty problemowe postepow nauk rolniczych. Z. 123. — Warszawa: PWN, 1972. — P. 607—615.
140. Bullock P. Micromorphological study of paleosols horizon in soils of southern England / P. Bullock // Third Int. Working-Meeting on Soil Micromorphology. — Wroclaw: PWN, 1969. — P. 77—78.
141. Dalrymple J.B. Experimental micromorphological investigation of iron oxide-clay complex their interpretation with respect to the soil fabric of paleosol / J.B. Dalrymple // Soil micromorphology. — Warszawa: PWN, 1972. — P. 583—594.
142. Gozdic P. Quaternary stratigraphy / P. Gozdic, Zh. Matviishina, N. Gerasimenko et al. // The Ukraine Quaternary explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper area and its importance for the East-West European correlation. SEQS 2001 conf. Excursion guide. — Kyiv, 2001. — P. 8—11.
143. Jamagne M. Some micromorphological aspects of soils developed in loess deposits of Northern France / M. Jamagne // Zeszyty problemowe postepow nauk rolniczych. Z. 123. — Warszawa: PWN, 1972. — P. 559—582.
144. Jungerius P.D. Micromorphology of fossil soils in the Cypress hills. Alberta. Canada / P.D. Jungerius, H.J. Mucher // Ibid. — Warszawa: PWN, 1972. — P. 617—627.
145. Kubiena W.L. Micropedology / W.L. Kubiena. — Jowa: Collegiate Press, 1938. — 243 p.
146. Kubiena W.L. The soils of Europe / W.L. Kubiena. — London: Thomas Murby and C., 1953. — 298 p.
147. Kubiena W.L. Zur Micromorphologie, Systematic und Entwicklung der rezenten und fossilen Lossboden / W.L. Kubiena // Eiszeitalter und Gegenwart. — 1956. — 7. — S. 102—115.
148. Madeyska T. Geochemical composition of Vistulian loess and micromorphology of interstadial paleosols at the Kolodiv site (East Carpathian Foreland, Ukraine) / T. Madeyska // Geol. Quarterly. — 2007. — 51 (2). — P. 127—146.
149. Matviishyna Zh. Record of peleoenvironment in the loess-soil key section of Pobuzhnye (Ukraine) / Zh. Matviishyna // Zapis zmian srodowiskowych w poznopleistocenskich sekwencjach lessowo-glebowych. — Wroclaw, 2008. — P. 203—211.
150. Parfenova E.I. Humus microforms in the soils of the USSR / E.I. Parfenova, E.A. Yari-lova // Geoderma. — 1967. — № 7. — P. 197—207.
151. Smolikova L. Micromorphologie und Micromorphometrie der plestozanen Hodencomplex / L. Smolikova. — Praha, 1968. — S. 482.

---

## З М І С Т

---

ПЕРЕДМОВА .....	5
<b>Розділ 1. ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ І СУЧАСНИЙ СТАН ДОСЛІДЖЕНЬ МІКРОМОРФОЛОГІЇ ҐРУНТІВ .....</b>	<b>7</b>
<b>Розділ 2. МЕТОДИКА МІКРОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ҐРУНТІВ .....</b>	<b>11</b>
2.1. Методологічні аспекти мікроморфологічного аналізу .....	11
2.2. Послідовність мікроморфологічних досліджень .....	13
2.2.1. Загальні уявлення про ієрархію ґрунтової маси та послідовність дослідження компонентів мікробудови .....	18
<b>Розділ 3. МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ҐРУНТІВ .....</b>	<b>36</b>
3.1. Загальна характеристика району дослідження .....	36
3.2. Мікроморфологія викопних ґрунтів .....	42
3.2.1. Кайдацький палеогеографічний етап .....	44
3.2.2. Прилуцький палеогеографічний етап .....	52
3.2.3. Витачівський палеогеографічний етап .....	61
3.2.4. Дофінівський палеогеографічний етап .....	67
3.2.5. Палеогеографічні етапи формування лесів і лесоподібних суглинків .....	73
3.3. Мікроморфологічна характеристика і особливості мікробудови сучасних ґрунтів .....	80
3.3.1. Дерново-підзолисті ґрунти зони мішаних (хвойно-широколистих) лісів .....	81
3.3.2. Сірі лісові ґрунти лісостепової зони .....	84
3.3.3. Чорноземні ґрунти лісостепової і степової зон .....	92
<b>ВИСНОВКИ .....</b>	<b>106</b>
<b>СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ .....</b>	<b>111</b>

---

# CONTENTS

---

INTRODUCTION .....	5
<b>Chapter 1. THE HISTORY OF DEVELOPMENT AND STATE-OF-THE-ART OF INVESTIGATIONS IN SOILS MICROMORPHOLOGY .....</b>	<b>7</b>
<b>Chapter 2. METHODS OF MICROMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS .....</b>	<b>11</b>
2.1. Methodological aspects of micromorphological analysis .....	11
2.2. Sequence of micromorphological investigations .....	13
2.2.1. General ideas of the hierarchy of soil mass and investigation succession of micromorphology components .....	18
<b>Chapter 3. MICROMORPHOLOGICAL INVESTIGATIONS OF SOILS .....</b>	<b>36</b>
3.1. General characteristic of the region of investigation .....	36
3.2. Micromorphology of fossil soils .....	42
3.2.1. Kaidakian paleogeographical stage .....	44
3.2.2. Prylukian paleogeographical stage .....	52
3.2.3. Vytachivian paleogeographical stage .....	61
3.2.4. Dofinivskyian paleogeographical stage .....	67
3.2.5. Paleogeographical stages of forests formation and loess-like loams .....	73
3.3. Micromorphological characteristic and peculiarities of microstructure of the modern (Holocene) soils .....	80
3.3.1. Soddy-podzolic soils of the zone of miscellaneous (coniferous-broad-leaved) forests .....	81
3.3.2. Grey forest soils of the forest-steppe zone .....	84
3.3.3. Chernozem soils of the forest-steppe and steppe zones .....	92
CONCLUSIONS .....	106
REFERENCES .....	111



Наукове видання

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОГРАФІЇ

КАРМАЗИНЕНКО Сергій Петрович

**МІКРОМОРФОЛОГІЧНІ  
ДОСЛІДЖЕННЯ ВИКОПНИХ  
І СУЧАСНИХ ҐРУНТІВ  
УКРАЇНИ**

Київ, Науково-виробниче підприємство  
«Видавництво “Наукова думка” НАН України», 2010

Художнє оформлення *М.З. Кадалашвілі*

Художній редактор *І.П. Савицька*

Технічний редактор *Т.С. Березяк*

Коректор *Л.Г. Бузіашвілі*

Оператори *В.Г. Каменькович, І.С. Рябушка*

Комп'ютерна верстка *О.І. Фуженко*

Підп. до друку 24.11.2010. Формат 70×100/16. Папір офс. № 1.  
Гарн. Таймс. Друк офс. Фіз.-друк. арк. 7,5 + 2,5 арк. вкл. на крейд. пап.  
Ум. друк. арк. 13,0. Ум. фарбо-відб. 23,4. Обл.-вид. арк. 13,0.  
Наклад 300 прим. Зам. № 10—247

НВП «Видавництво “Наукова думка” НАН України»

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи

до Державного реєстру видавців, виготівників

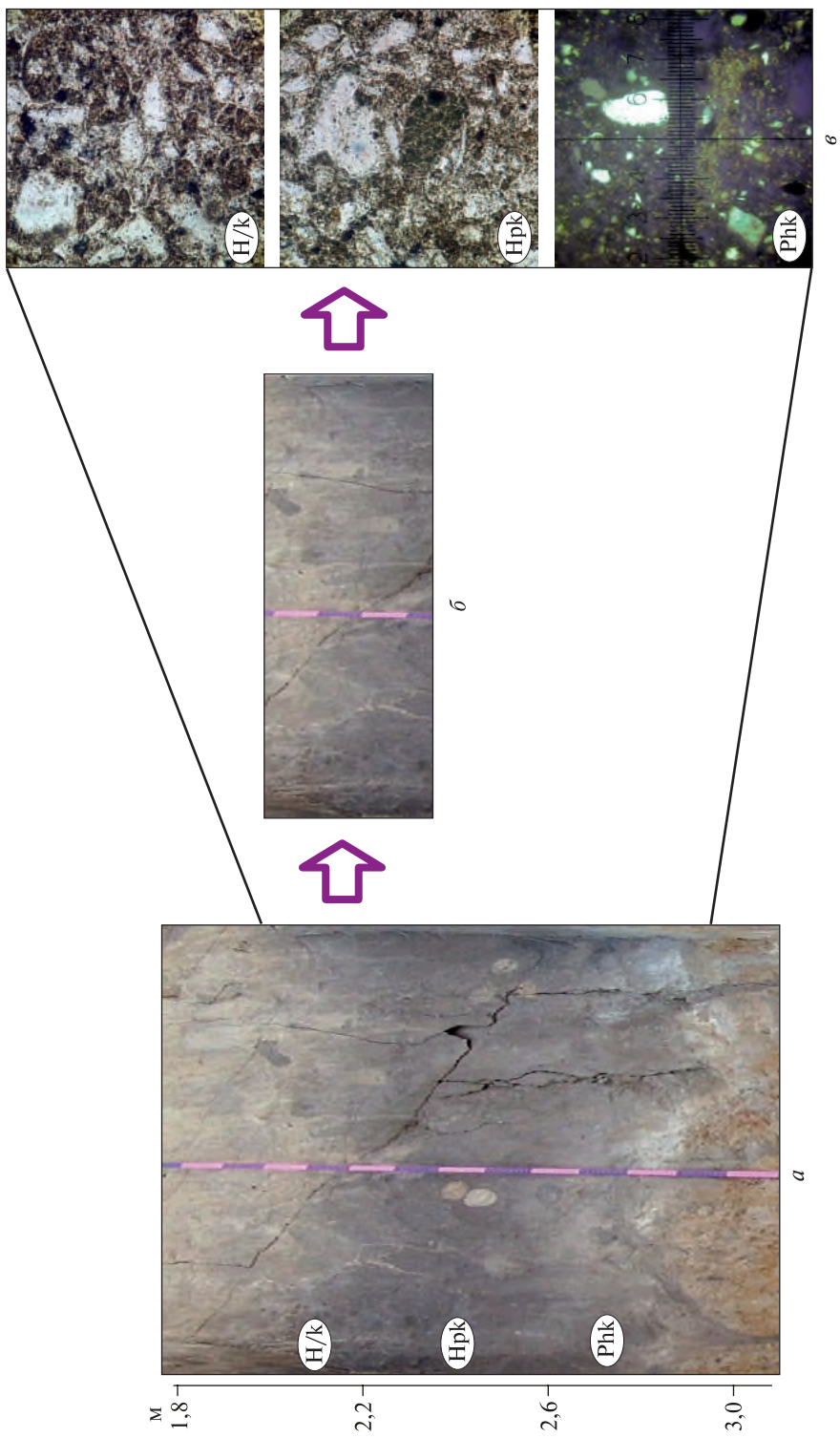
і розповсюджувачів видавничої продукції —

серія ДК № 2440 від 15.03.2006 р.

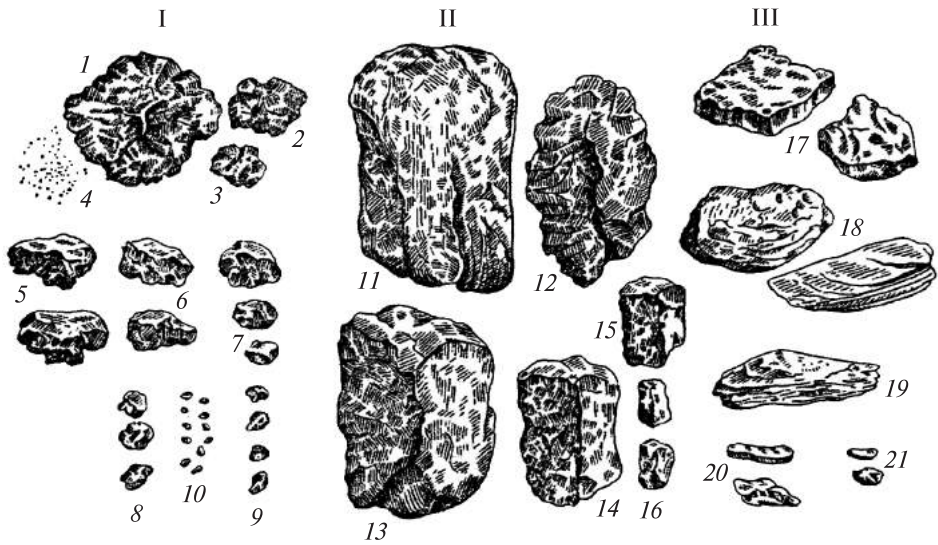
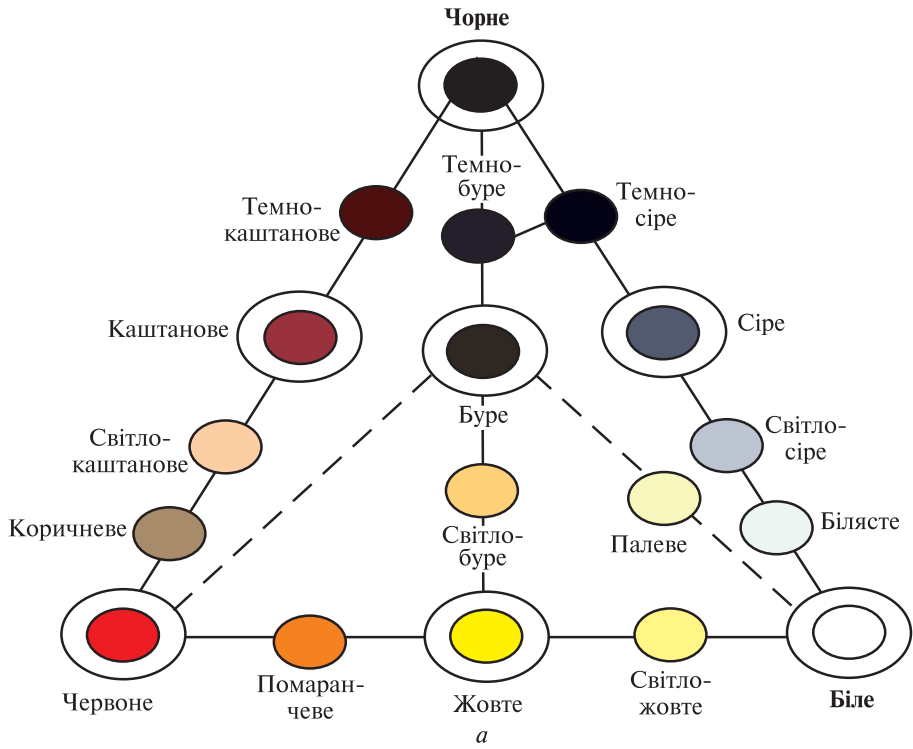
01601 Київ 1, вул. Терещенківська, 3

ТОВ “Друкарня Бізнесполіграф”

02094 Київ 94, вул. Віскозна, 8

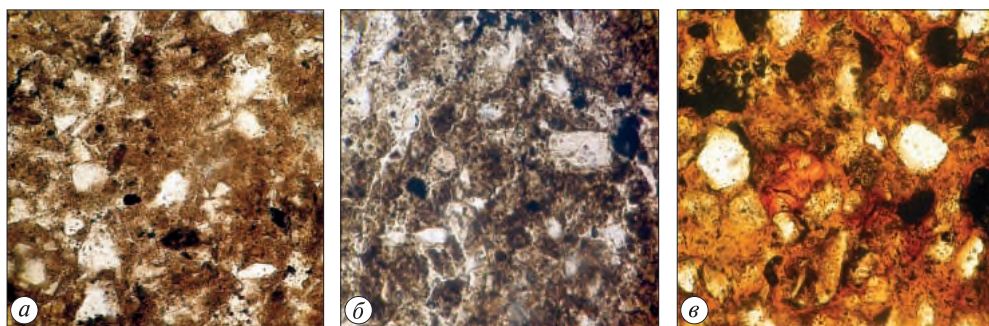


**Рис. 2.** Морфологічна організація ґрунту на прикладі чорнозему типового ( $r_{I_{b2}}$ ) прилуцького палеогеографічного етапу розрізу біля с. Пирогове:  
*a* — I—II рівні, ґрунтові профілі і горизонт; *б* — III рівень, морфони; *в* — V рівень, мікробудова ґрунту



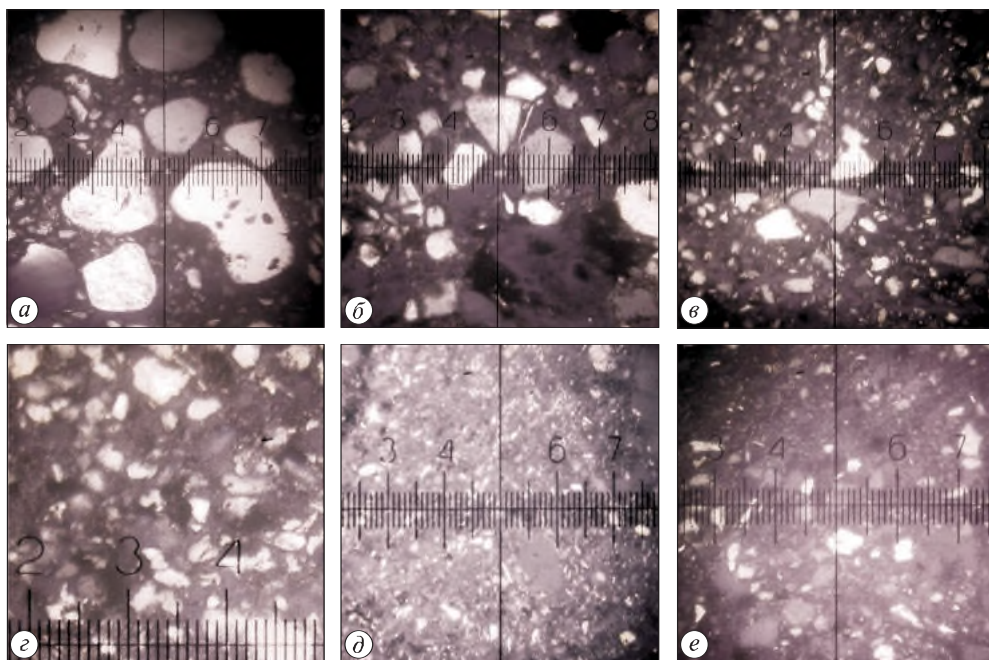
**Рис. 3.** Типи забарвлення — трикутник С.О. Захарова (а) та найголовніші типи і види структури (б):

I — кубоподібний (1 — великогрудкувата, 2 — середньогрудкувата, 3 — дрібногрудкувата, 4 — пилювата, 5 — великогоріхувата, 6 — горіхувата, 7 — дрібногоріхувата, 8 — великозерниста, 9 — зерниста, 10 — порошиста); II — призмоподібний (11 — стовпчаста, 12 — стовпоподібна, 13 — великопризматична, 14 — призматична, 15 — дрібнопризматична, 16 — тонкопризматична); III — плитоподібний (17 — сланцювата, 18 — плитчаста, 19 — листова, 20 — груболукувата, 21 — дрібнолукувата)



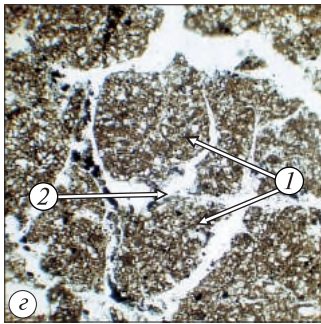
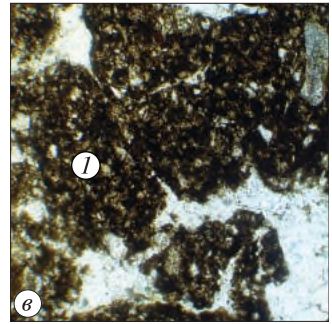
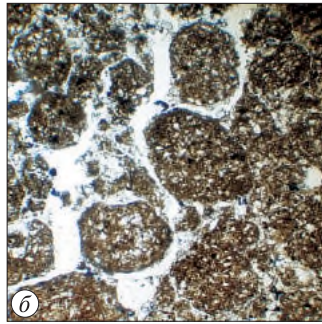
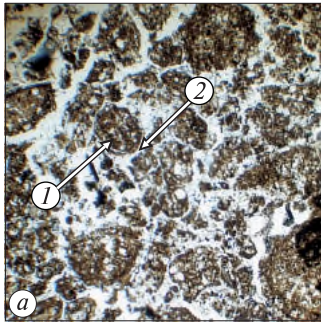
**Рис. 5.** Види плазми у плейстоценових ґрунтах. Нік. ||.  $\times 70$ :

*a* — глиниста плазма витачівського ( $vt_{b2}$ ) ґрунту розрізу біля смт Градизьк; *b* — гумусово-глиниста плазма прилуцького ( $pl_{b2}$ ) ґрунту розрізу с. Музичі; *v* — залізно-глиниста плазма кайдацького ( $kd_{b1}$ ) ґрунту м. Василівка



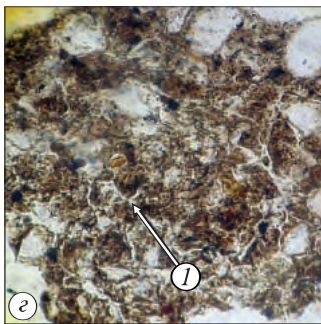
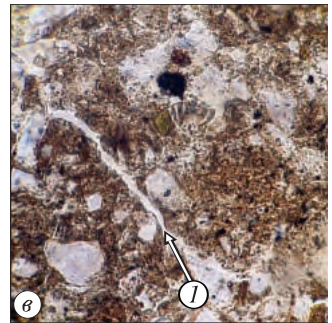
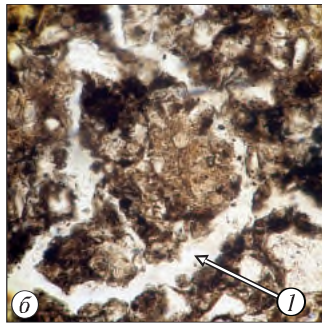
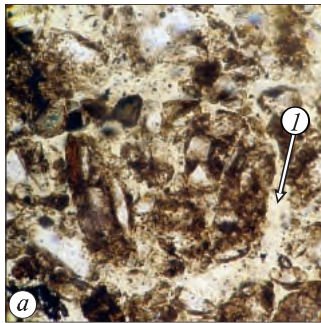
**Рис. 6.** Типи елементарної мікробудови у плейстоценових ґрунтах. Нік. +.  $\times 70$ :

*a* — піщана мікробудова кайдацького ґрунту ( $kdb_1$ ) розрізу біля с. Музичі; *b* — плазмово-піщана мікробудова сучасного чорнозему розрізу поблизу с. Бабурка; *v* — піщано-пилувата мікробудова дофінівського ґрунту ( $dfc$ ) біля с. Мала Лепетиха; *z* — плазмово-пилувата мікробудова прилуцького ґрунту ( $pl_{b1}$ ) розрізу біля смт Градизьк; *d* — пилувато-плазмозна мікробудова прилуцького ґрунту ( $pl_{b2}$ ) розрізу біля с. Пирогове; *e* — плазмозна мікробудова витачівського ґрунту ( $vt_{b1}$ ) розрізу поблизу с. Мала Лепетиха



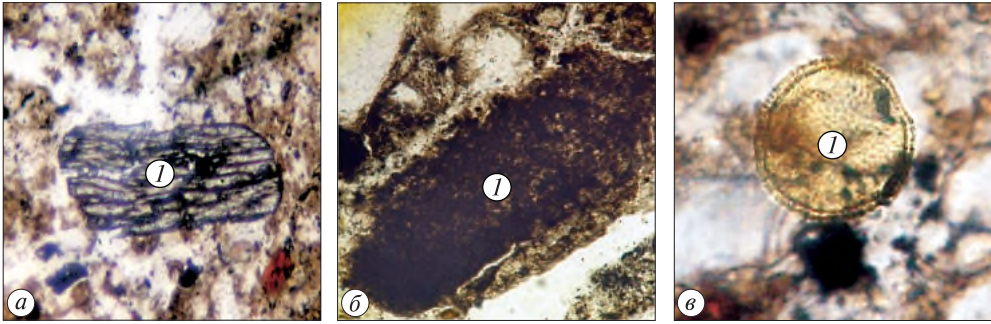
**Рис. 7.** Порядковість і форма структурних відокремлень у плейстоценових ґрунтах. Нік.  $\parallel$ .  $\times 70$ :

*a* — прості мікроагрегати (1) округлої форми, розділені порами (2) у витачівському ( $vt_{b1}$ ) ґрунті розрізу біля с. Музичі; *б* — оїди (1) у витачівському ( $vt_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Мости; *в* — складні мікроагрегати (1) III–IV порядку, розділені звивистими порами (2) у прилуцькому ( $pl_{b2}$ ) ґрунті розрізу біля с. Стайки; *г* — блокова будова (блоки (1) неправильної форми, розділені порами (2) витачівського ( $vt_{b2}$ ) ґрунту розрізу с. Мала Лепетиха



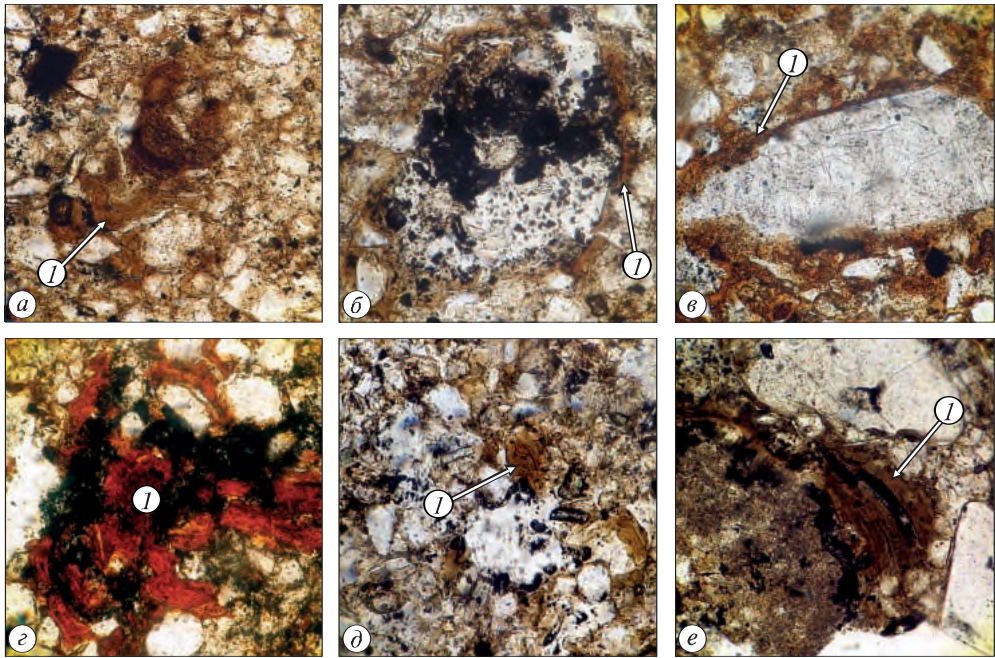
**Рис. 8.** Форми порожнин у сучасних і плейстоценових ґрунтах. Нік.  $\parallel$ .  $\times 70$ :

*a* — округлі пори (1) у сучасному чорноземі південному розрізу с. Львове; *б* — розгалужені каналоподібні пори (1) у прилуцькому ( $pl_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Мала Лепетиха; *в* — прямі тріщини (1) у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Станіслав; *г* — звивисті, хаотично спрямовані тріщини (1) у прилуцькому ( $pl_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Музичі



**Рис. 9.** Види органічної речовини у плейстоценових ґрунтах. Нік. ||.  $\times 70$ :

*a* — напіврозкладені органічні рештки (*I*) у витачівському ( $vt_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Кліщинці; *b* — екскременти ґрунтової фауни (*I*) у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті розрізу поблизу с. Пирогове; *v* — спора водної рослини (*I*) у дофінівському ( $df_c$ ) ґрунті розрізу смт Велика Знам'янка



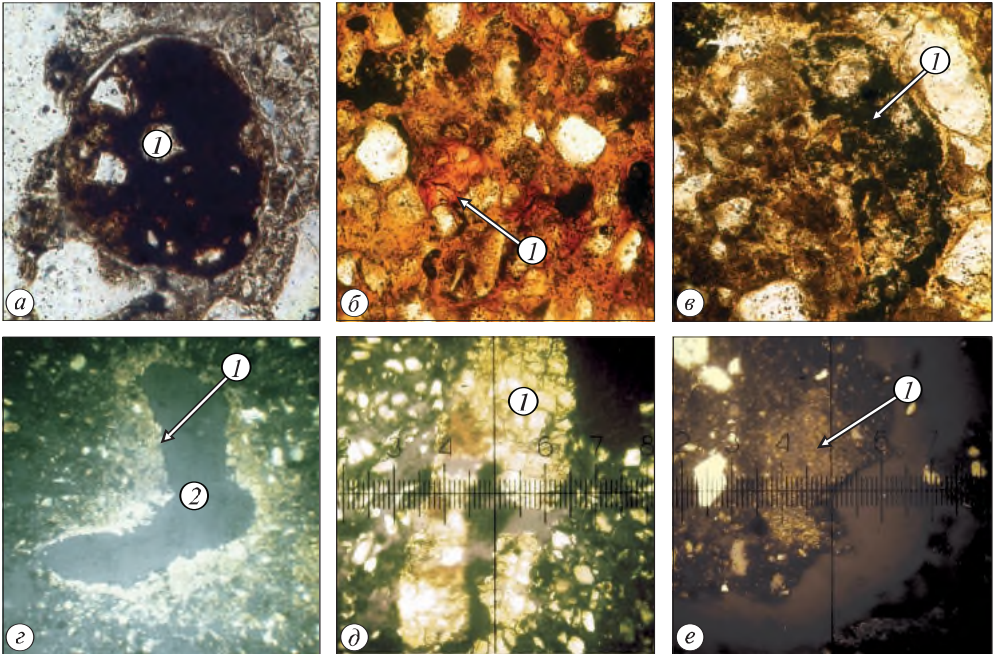
**Рис. 10.** Форми оптичного орієнтування анізотропної глини у плейстоценових ґрунтах. Нік. ||.  $\times 70$ :

*a* — роздільно-лускувата форма оптичного орієнтування глинистої речовини (*I*) у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті розрізу смт Градизьк; *b* — навколопорові глини (*I*) у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Кліщинці; *v* — навколоскелетні глини (*I*) у дофінівському ( $df_c$ ) ґрунті розрізу с. Мала Лепетиха; *z* — кільцеподібні глини (*I*) у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті розрізу смт Велика Знам'янка; *d* — пластівчасті глини (*I*) у витачівському ( $vt_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Музичі; *e* — напливні глини (*I*) в кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Пирогове



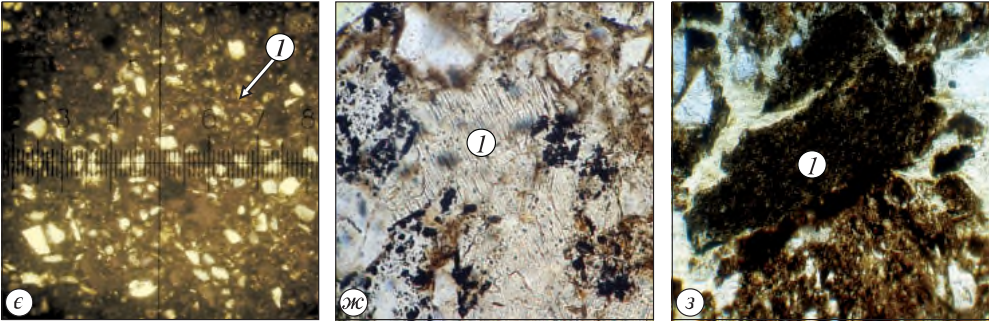
**Рис. 11.** Складові мінерального скелета у плейстоценових ґрунтах. Нік.  $\parallel$ .  $\times 70$ :

*a* — зерно гематиту (*I*) у витачівському ( $vt_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Мости; *б* — зерно рогової обманки (*I*) у прилуцькому ( $pl_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Бабурка; *в* — зерно польового шпату (*I*) в дофінівському ( $df_c$ ) ґрунті розрізу с. Кліщинці; *г* — кварцове зерно (*I*) у кайдаському ( $kd_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Пирогове



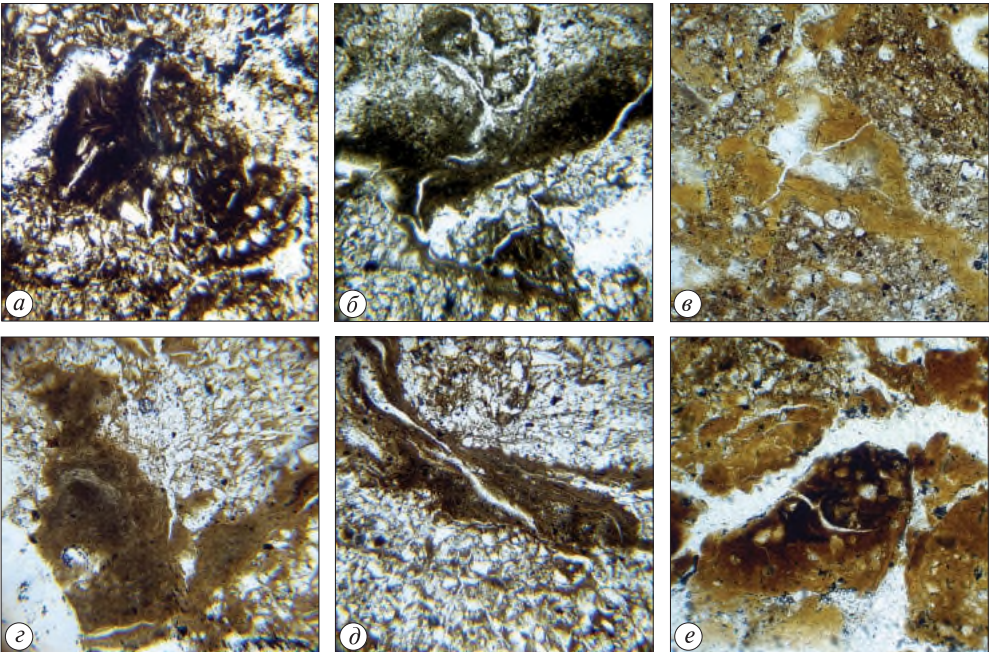
**Рис. 12.** Види новоутворень у плейстоценових і сучасних ґрунтах (*a* — *в*, *ж*, *з* — нік.  $\parallel$ ; *г* — *е* — нік.  $\perp$ .  $\times 70$ ):

*a* — залізо-мангановий мікроортштейн (*I*) у витачівському ( $vt_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Львове; *б* — залізо-глинисті плівки і оболонки (*I*) навколо зерен скелета у дофінівському ( $df_c$ ) ґрунті розрізу с. Мала Лепетиха; *в* — скупчення оксидів мангану (*I*) у порах прилуцького ( $pl_{b1}$ ) ґрунту розрізу



**Рис. 12** (продовження)

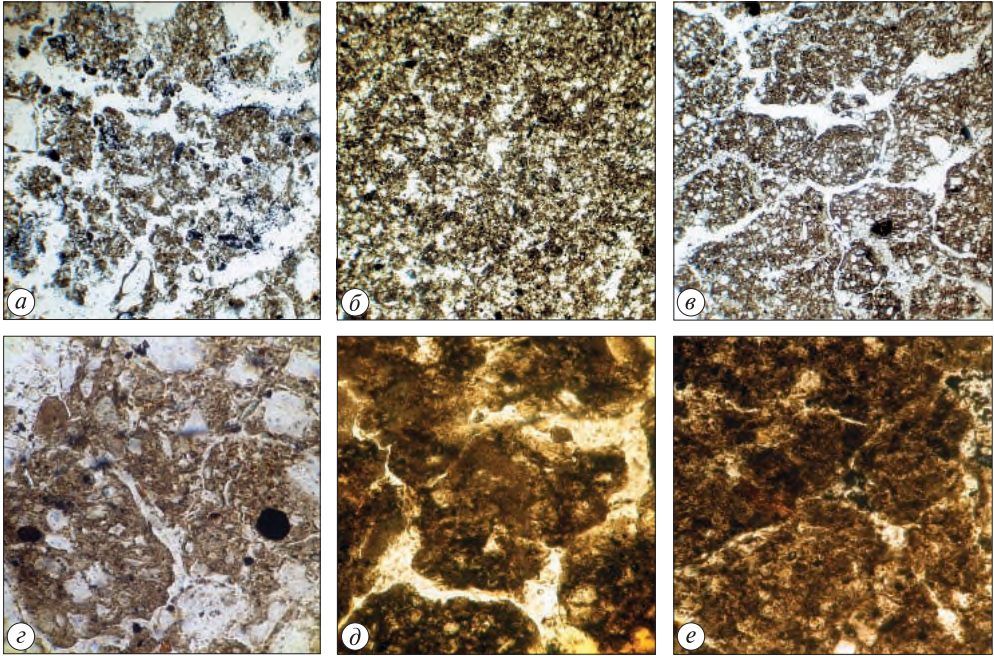
смт Велика Знам'янка; *є* — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (*1*) біля пори (*2*) у прилуцькому ( $pl_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Пирогове; *д* — скупчення середньо- і великозернистого кальциту (*1*) біля пори у сучасному чорноземі звичайному розрізу с. Мости; *е* — ділянки із скупченням крипто- і мікрокристалічного кальциту (*1*) у кайдацькому ґрунті ( $kd_{b2}$ ) розрізу с. Кліщинці; *є* — поодинокі зерна дрібнокристалічного кальциту (*1*), рівномірно розсіяні в плазмі дофінівського ґрунту ( $df_{b2}$ ) розрізу с. Велика Бугайка; *ж* — скупчення довгоголастого гіпсу (*1*) у порах прилуцького ( $pl_{b1}$ ) ґрунту розрізу с. Станіслав; *з* — плями мулевого гумусу (*1*) у сучасному темно-сірому ґрунті розрізу біля с. Пирогове



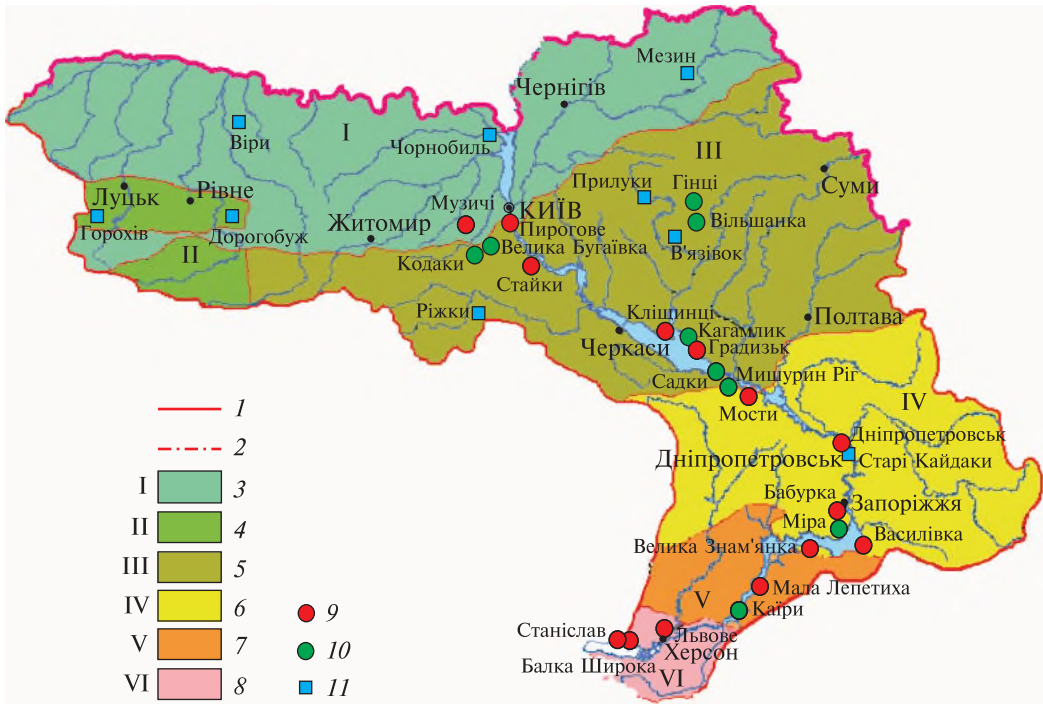
**Рис. 13.** Види натеків у плейстоценових ґрунтах. Нік.  $\parallel$ .  $\times 70$ :

*а* — чорні гумусово-глинисті натекі у прилуцькому ( $pl_{b1}$ ) ґрунті розрізу с. Мости; *б* — гумусові натекі (кутани) у прилуцькому ( $pl_{b2}$ ) ґрунті розрізу с. Бабурка; *в* — глинисті кутани у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті; *г* — глинисті кутани з включенням часточок гумусу в кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті; *д* — глинисті натекі з включенням пилуватих і гумусових часточок у прилуцькому ( $pl_{b1}$ ) ґрунті; *е* — залізисто-глинисті натекі у кайдацькому ( $kd_{b1}$ ) ґрунті



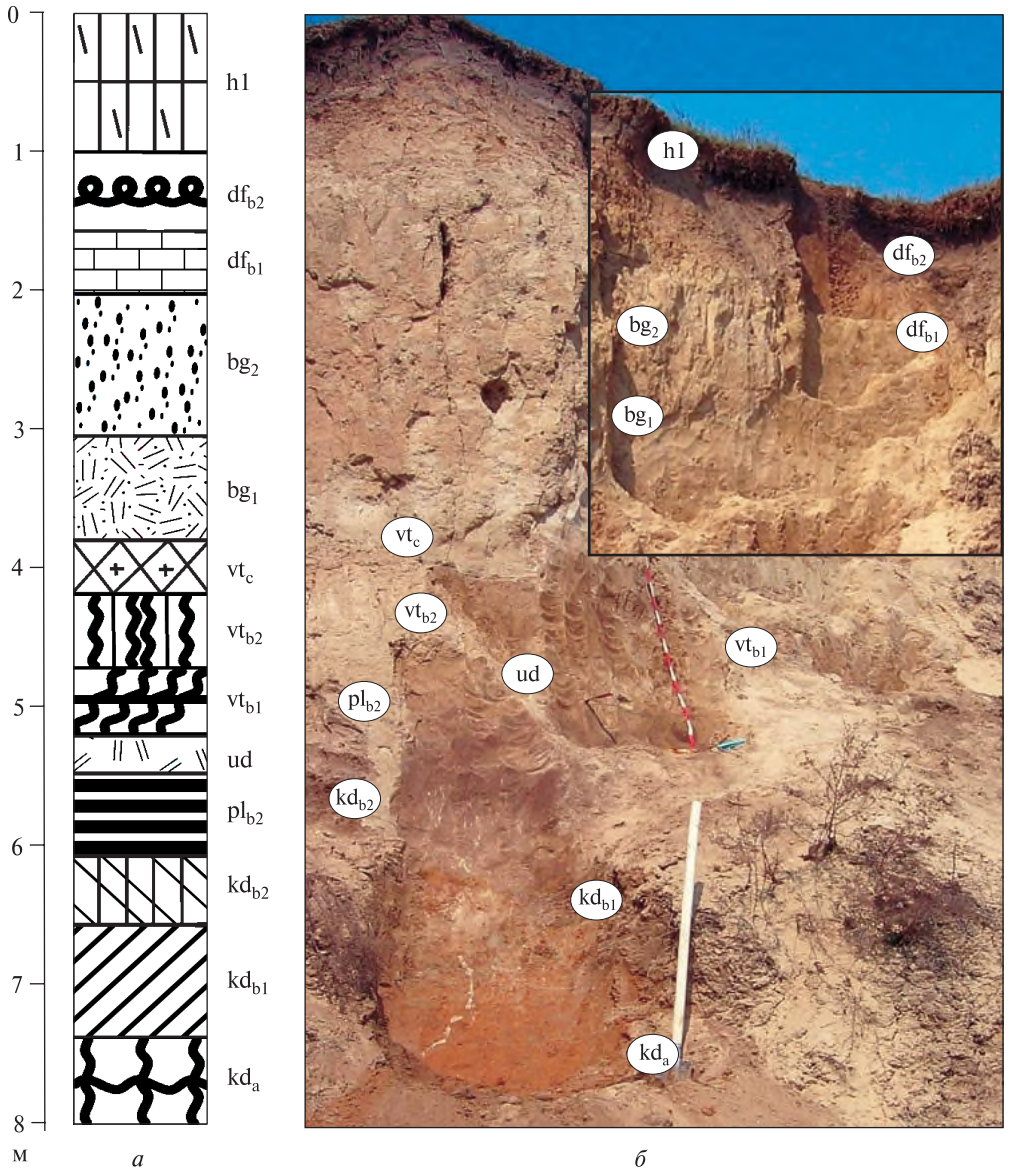


**Рис. 14.** Типи ґрунтової мікроструктури у сучасних і плейстоценових ґрунтах. Нік.  $\parallel$ .  $\times 70$ :  
*a* — пухка роздільно-часткова мікробудова сучасного чорнозему звичайного розрізу поблизу с. Мала Лепетиха; *б* — губчаста щільна мікробудова прилуцького ( $pl_1$ ) ґрунту розрізу біля с. Станіслав; *в* — губчаста пухка мікробудова прилуцького ( $pl_{b2}$ ) ґрунту розрізу с. Пирогове; *г* — фрагментарна мікробудова дофінівського ( $df_{b2}$ ) ґрунту розрізу поблизу с. Кліщинці; *д* — мозаїчна мікробудова витачівського ( $vt_{b1}$ ) ґрунту розрізу м. Василівка; *е* — злита мікробудова кайдацького ( $kd_{b1}$ ) ґрунту розрізу с. Львове

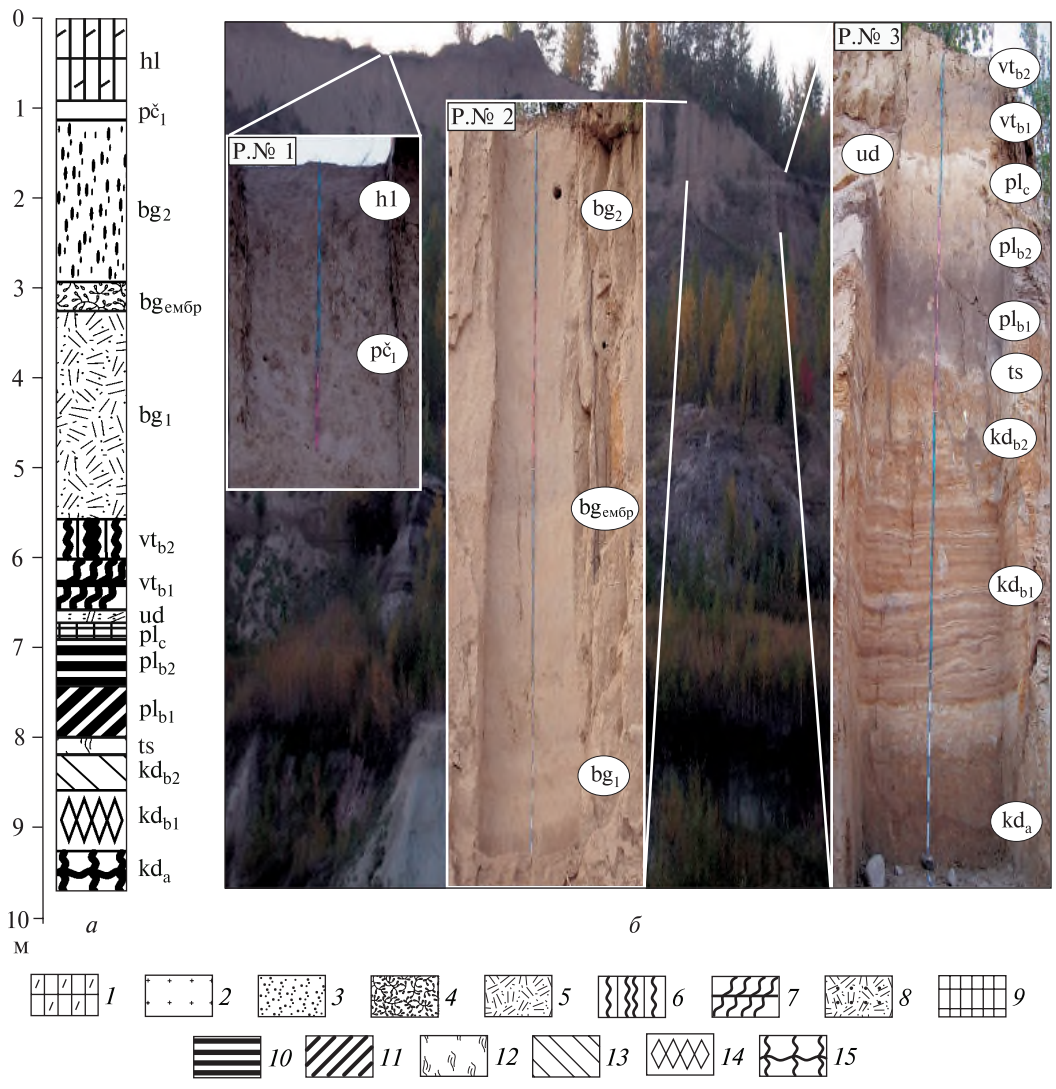


**Рис. 15.** Розрізи плейстоценових відкладів і сучасних ґрунтів басейну Дніпра на території України [3, 90]:

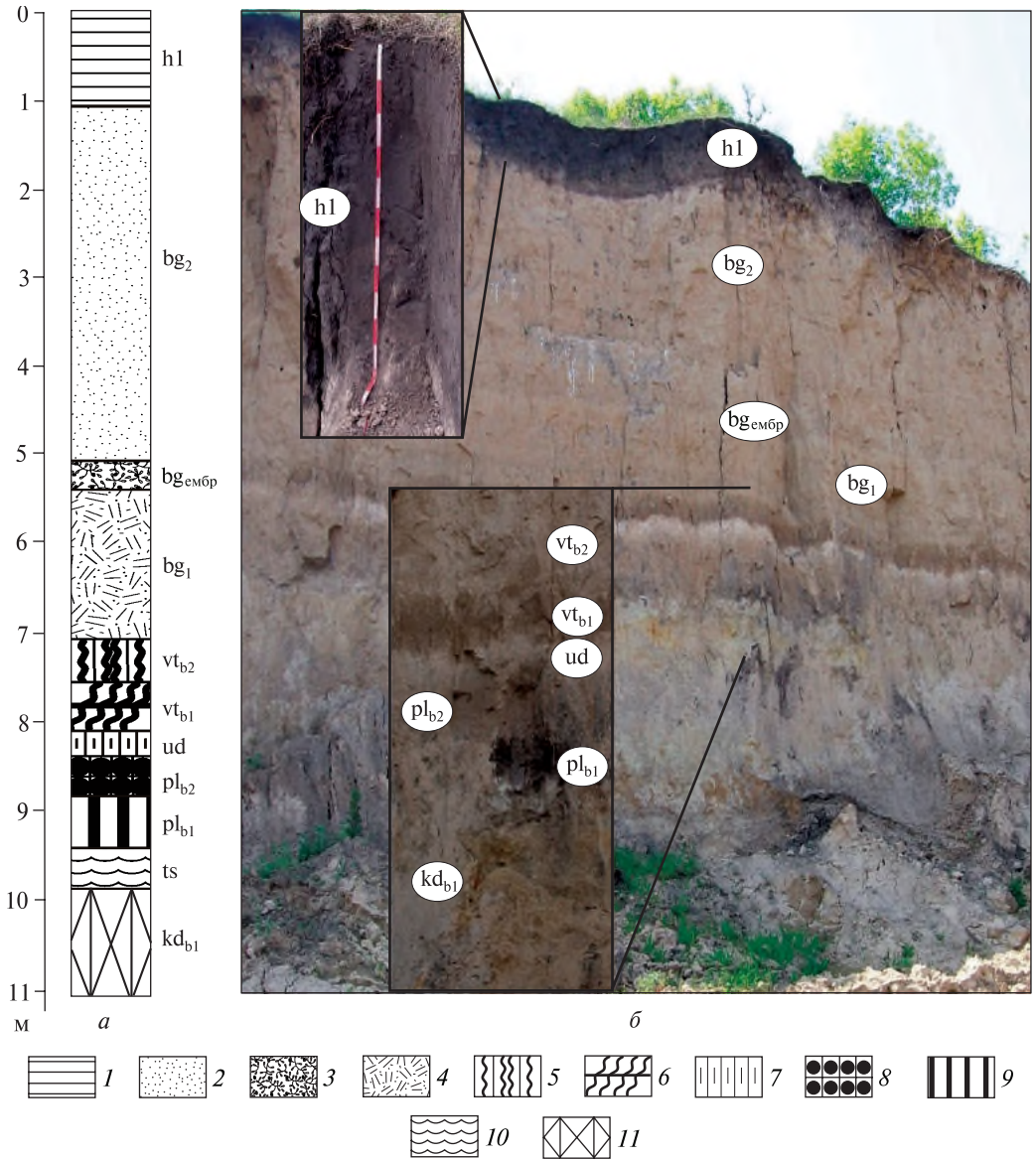
1, 2 — межі фізико-географічних зон і підзон відповідно; *зони*: 3 — мішаних хвойно-широколистих лісів, 4 — широколистих лісів, 5 — лісостепової, 6–8 — степової: 6 — північностепової підзони, 7 — середньостепової, 8 — південностепової підзони; *розрізи*: 9 — досліджені автором макро- і мікроморфологічним методами, 10 — те саме мікроморфологічним методом, 11 — мікроморфологічно вивчені іншими дослідниками



**Рис. 18.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу біля с. Музичі:  
*a* – літолого-педологічна колонка; *б* – фото розчистки; *стратиграфічні горизонти*: *h1*: 1 – сірі лісові ґрунти; *df<sub>b2</sub>*: 2 – бурі лісові; *df<sub>b1</sub>*: 3 – бурі ґрунти; *bg<sub>2</sub>*: 4 – леси; *bg<sub>1</sub>*: 5 – леси; *vt<sub>c</sub>*: 6 – дерново-бурі; *vt<sub>b2</sub>*: 7 – бурі лісові; *vt<sub>b1</sub>*: 8 – темно-бурі лісові ґрунти; *ud*: 9 – лесоподібні суглинки; *pl<sub>b2</sub>*: 10 – чорноземи типові; *kd<sub>b2</sub>*: 11 – темно-сірі лісові ґрунти; *kd<sub>b1</sub>*: 12 – дерново-підзолисті; *kd<sub>a</sub>*: 13 – дернові ґрунти

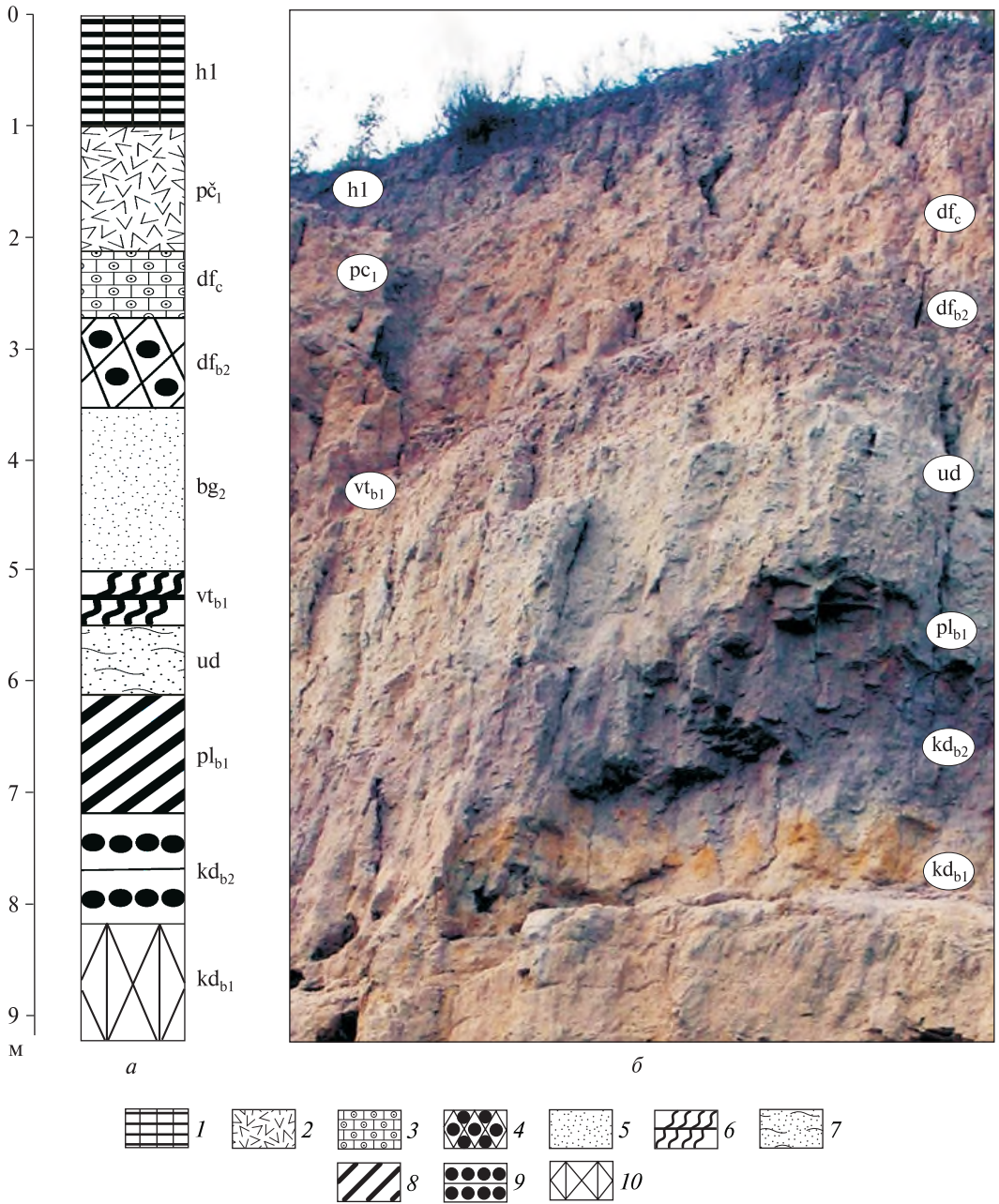


**Рис. 19.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу біля с. Пирогове.  
*Стратиграфічні горизонти:* **hl:** 1 – темно-сірі лісові ґрунти; **p<sub>1</sub>:** 2 – леси; **bg<sub>2</sub>:** 3 – леси; **bg<sub>ембр</sub>:** 4 – бурі ініціальні ґрунти; **bg<sub>1</sub>:** 5 – леси; **vt<sub>b2</sub>:** 6 – бурі; **vt<sub>b1</sub>:** 7 – темно-бурі ґрунти; **ud:** 8 – леси; **pl<sub>c</sub>:** 9 – дернові; **pl<sub>b2</sub>:** 10 – чорноземи типові; **pl<sub>b1</sub>:** 11 – темно-сірі лісові ґрунти; **ts:** 12 – леси; **kd<sub>b2</sub>:** 13 – світло-сірі лісові; **kd<sub>b1</sub>:** 14 – дерново-підзолисті; **kd<sub>a</sub>:** 15 – дернові ґрунти; P – розчистка. Інші умовні позначення див. на рис. 18



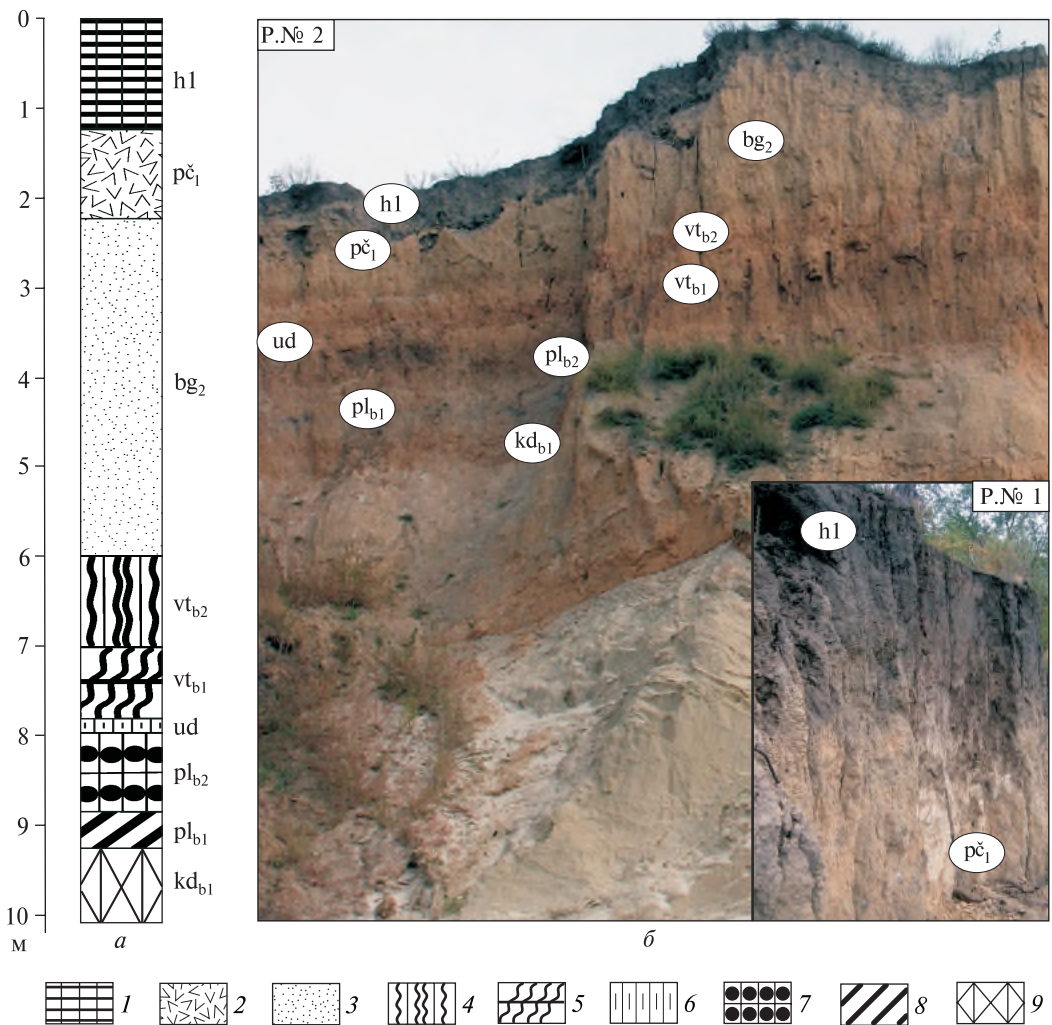
**Рис. 20.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу біля с. Стайки.

*Стратиграфічні горизонти:* **h1:** 1 – лучно-чорноземні ґрунти; **bg<sub>2</sub>:** 2 – леси; **bg<sub>embp</sub>:** 3 – сірі ініціальні ґрунти; **bg<sub>1</sub>:** 4 – леси; **vt<sub>b2</sub>:** 5 – бурі; **vt<sub>b1</sub>:** 6 – темно-бурі ґрунти; **ud:** 7 – лесоподібні суглинки; **pl<sub>b2</sub>:** 8 – чорноземи міцелярно-карбонатні; **pl<sub>b1</sub>:** 9 – чорноземи лучні; **ts:** 10 – лесоподібні суглинки; **kdb<sub>1</sub>:** 11 – сірі лісові ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 18



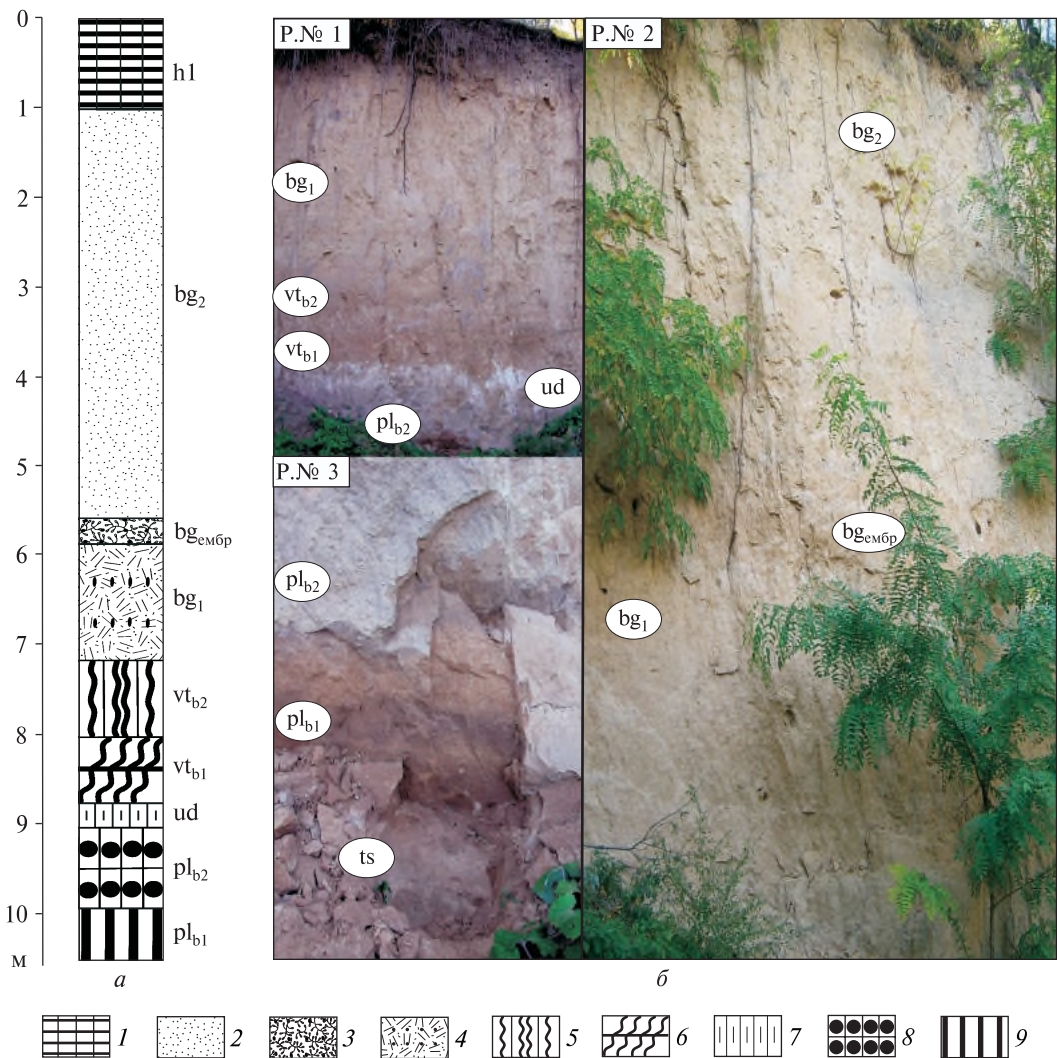
**Рис. 21.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу біля с. Кліщинці.

*Стратиграфічні горизонти:* **h1:** 1 – чорноземи типові; **p1:** 2 – лесоподібні суглинки; **df<sub>c</sub>:** 3 – дерново-карбонатні; **df<sub>b2</sub>:** 4 – чорноземоподібні ґрунти; **bg<sub>2</sub>:** 5 – леси; **vt<sub>b1</sub>:** 6 – темно-бурі ґрунти; **ud:** 7 – леси; **pl<sub>b1</sub>:** 8 – чорноземи вилугувані; **kdb<sub>2</sub>:** 9 – чорноземи опідзолені; **kdb<sub>1</sub>:** 10 – сірі лісові ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 18



**Рис. 22.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу в смт Градизьк.

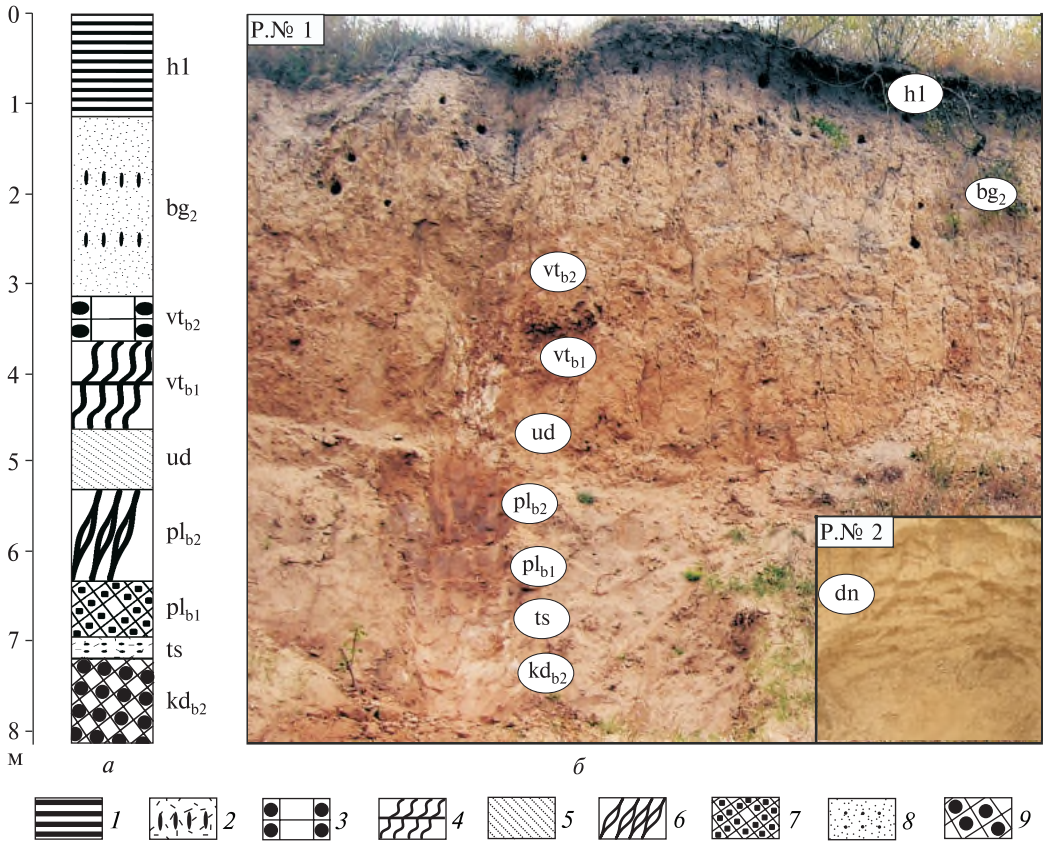
*Стратиграфічні горизонти:* **h1**: 1 – чорноземи типові; **p<sub>1</sub>**: 2 – лесоподібні суглинки; **bg<sub>2</sub>**: 3 – леси; **vt<sub>b2</sub>**: 4 – бурі; **vt<sub>b1</sub>**: 5 – темно-бурі ґрунти; **ud**: 6 – лесоподібні суглинки; **pl<sub>b2</sub>**: 7 – чорноземи міцелярно-карбонатні; **pl<sub>b1</sub>**: 8 – чорноземи вилугувані; **kd<sub>b1</sub>**: 9 – сірі лісові ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 18, 19



**Рис. 23.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу в с. Садки.

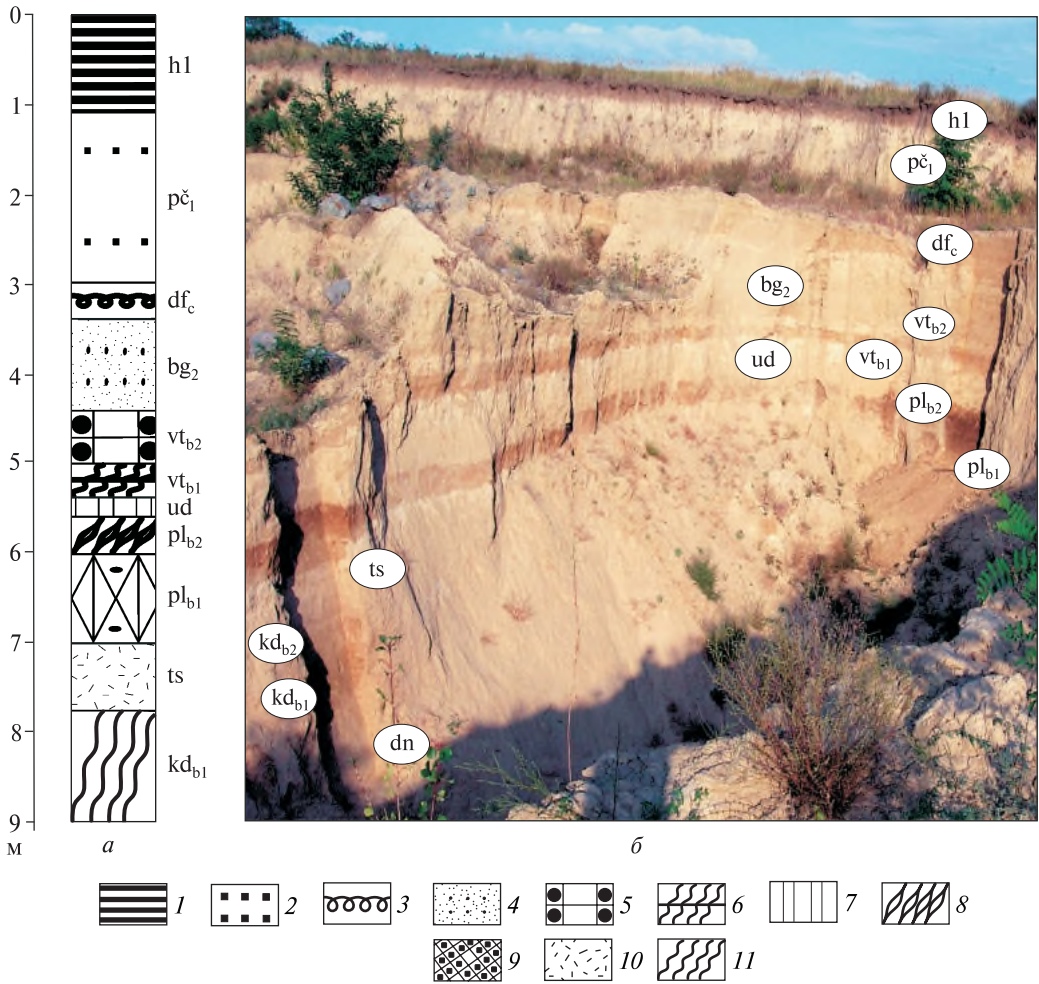
*Стратиграфічні горизонти:* **h1**: 1 – чорноземи типові; **bg<sub>2</sub>**: 2 – леси; **bg<sub>ембр</sub>**: 3 – сірі ініціальні ґрунти; **bg<sub>1</sub>**: 4 – леси; **vt<sub>b2</sub>**: 5 – бурі; **vt<sub>b1</sub>**: 6 – темно-бурі ґрунти; **ud**: 7 – лесоподібні суглинки; **pl<sub>b2</sub>**: 8 – чорноземи міцелярно-карбонатні; **pl<sub>b1</sub>**: 9 – лучно-чорноземні ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 18





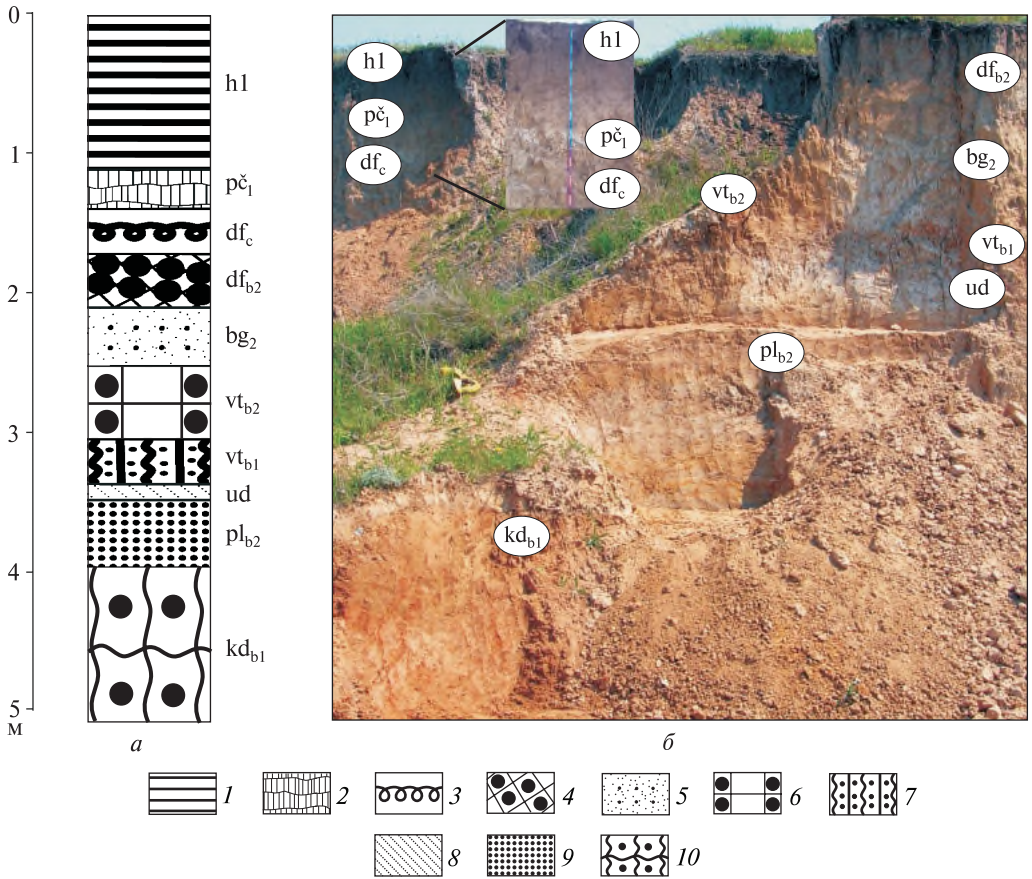
**Рис. 24.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу в с. Мости.

Стратиграфічні горизонти: *h1*: 1 – чорноземи звичайні; *bg<sub>2</sub>*: 2 – леси; *vt<sub>b2</sub>*: 3 – коричнево-бурі; *vt<sub>b1</sub>*: 4 – бурі ґрунти; *ud*: 5 – лесоподібні суглинки; *pl<sub>b2</sub>*: 6 – чорноземи буроземоподібні; *pl<sub>b1</sub>*: 7 – чорноземоподібні (сірувато-коричневі) ґрунти; *ts*: 8 – лесоподібні суглинки; *kd<sub>b2</sub>*: 9 – чорноземи, близькі до звичайних. Інші умовні позначення див. на рис. 18, 19



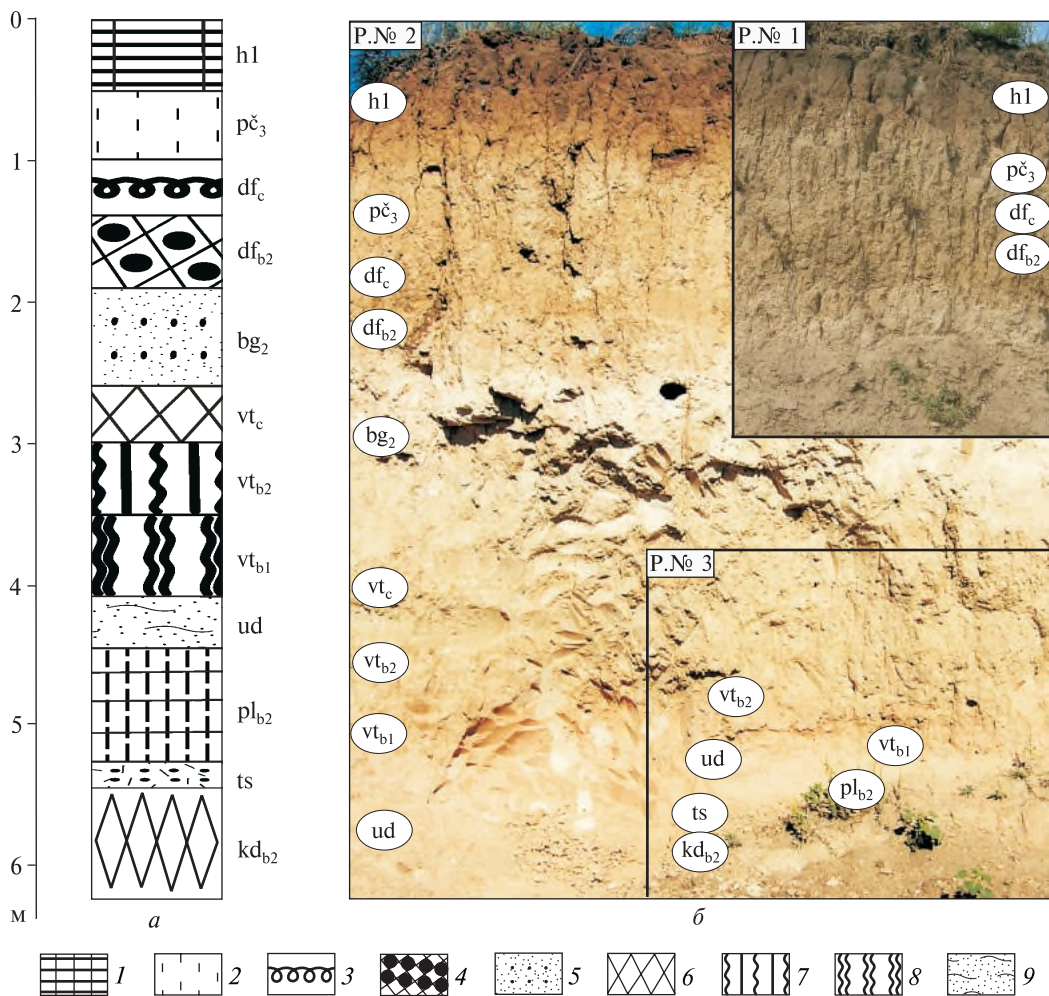
**Рис. 25.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу в м. Дніпропетровськ.

*Стратиграфічні горизонти:* **h1:** 1 — чорноземи вилугувані; **p<sub>1</sub>:** 2 — леси; **df<sub>c</sub>:** 3 — світло-бурі напівпустельні ґрунти; **bg<sub>2</sub>:** 4 — леси; **vt<sub>b2</sub>:** 5 — коричнево-бурі; **vt<sub>b1</sub>:** 6 — сірувато-коричневі ґрунти; **ud:** 7 — леси; **pl<sub>b2</sub>:** 8 — чорноземи буроземоподібні; **pl<sub>b1</sub>:** 9 — чорноземоподібні ґрунти; **ts:** 10 — леси; **kd<sub>b1</sub>:** 11 — бурі лісові ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 18



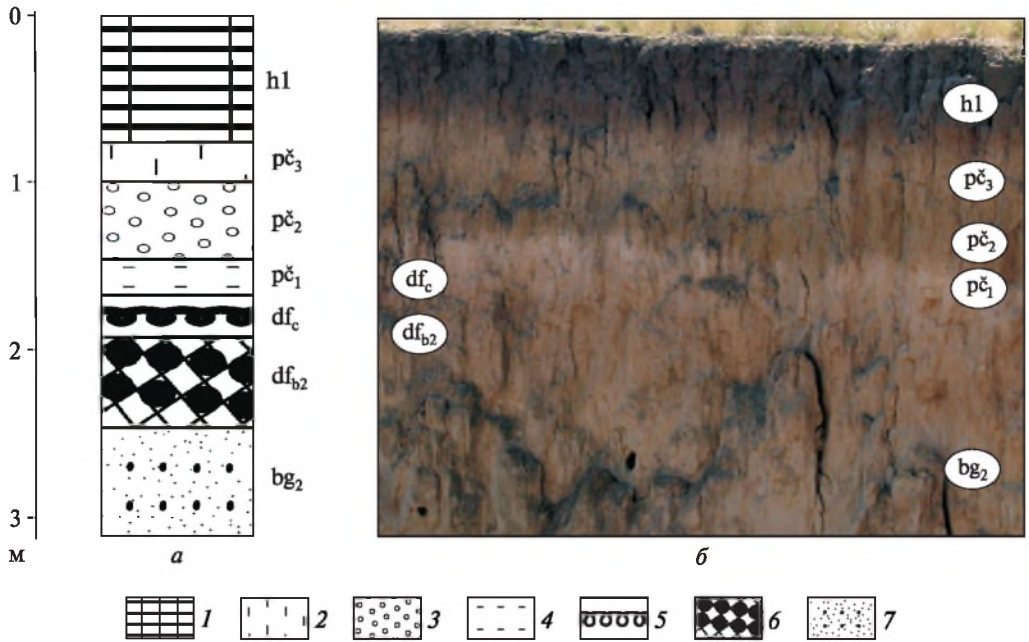
**Рис. 26.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу біля м. Василівка.

*Стратиграфічні горизонти:*  $h_1$ : 1 – чорноземи звичайні; 2 – леси;  $df_c$ : 3 – світло-бурі напівпустельні ґрунти;  $df_{b2}$ : 4 – чорноземоподібні ґрунти;  $bg_2$ : 5 – леси;  $vt_{b2}$ : 6 – коричнево-бурі солонцюваті;  $vt_{b1}$ : 7 – сірувато-коричневі солонцюваті ґрунти;  $ud$ : 8 – лесоподібні суглинки;  $pl_{b2}$ : 9 – чорноземоподібні (коричнювато-сірі);  $kd_{b1}$ : 10 – бурі лісові остеповілі ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 18



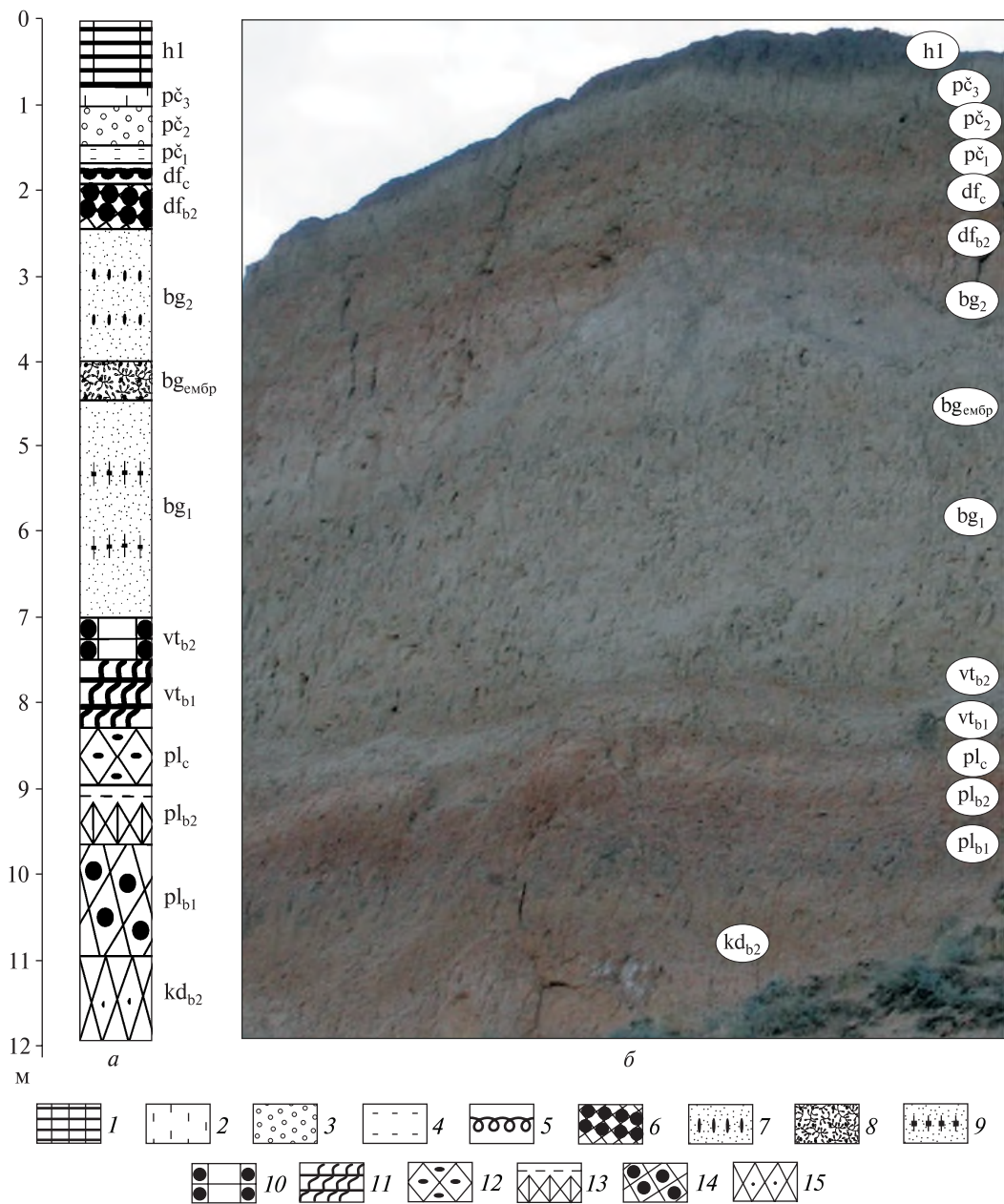
**Рис. 27.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу в с. Львове.

*Стратиграфічні горизонти:* *hl*: 1 — чорноземи південні; *p<sub>3</sub>*: 2 — леси; *df<sub>c</sub>*: 3 — світло-бурі напівпустельні ґрунти; *df<sub>b2</sub>*: 4 — чорноземи південні; *bg<sub>2</sub>*: 5 — леси; *vt<sub>c</sub>*: 6 — бурі; *vt<sub>b2</sub>*: 7 — червонувато-бурі; *vt<sub>b1</sub>*: 8 — червонувато-бурі ґрунти; *ud*: 9 — леси; *pl<sub>b2</sub>*: 10 — чорноземи південні солонцюваті; *ts*: 11 — лесоподібні суглинки; *kd<sub>b2</sub>*: 12 — чорноземи південні загіпсовані. Інші умовні позначення див. на рис. 18, 19



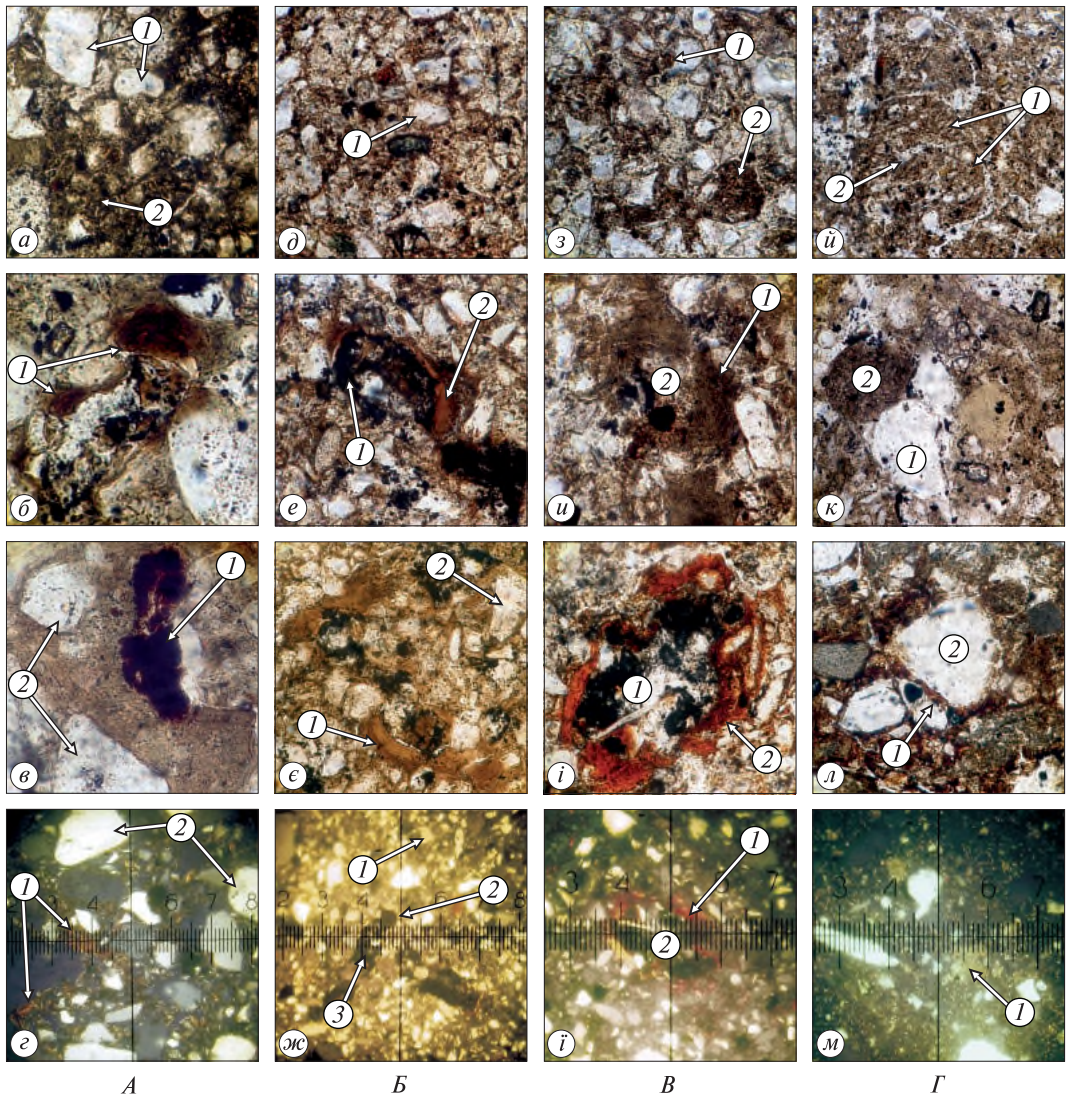
**Рис. 28.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу поблизу с. Широка Балка.

*Стратиграфічні горизонти:* **hl:** 1 — чорноземи південні; **p<sub>3</sub>:** 2 — леси; **p<sub>2</sub>:** 3 — світло-бурі пустельно-степові ґрунти; **p<sub>1</sub>:** 4 — леси; **df<sub>c</sub>:** 5 — світло-бурі напівпустельні ґрунти; **df<sub>b2</sub>:** 6 — чорноземи південні; **bg<sub>2</sub>:** 7 — леси. Інші умовні позначення див. на рис. 18



**Рис. 29.** Плейстоценові відклади і сучасні ґрунти розрізу біля с. Станіслав.

*Стратиграфічні горизонти:* **hl:** 1 – чорноземи південні; **p<sub>3</sub>:** 2 – леси; **p<sub>2</sub>:** 3 – бурі пустельно-степові ґрунти; **p<sub>1</sub>:** 4 – леси; **df<sub>c</sub>:** 5 – світло-бурі напівпустельні ґрунти; **df<sub>b2</sub>:** 6 – чорноземоподібні ґрунти; **bg<sub>2</sub>:** 7 – леси; **bg<sub>ембр</sub>:** 8 – сірі ініціальні ґрунти; **bg<sub>1</sub>:** 9 – леси; **vt<sub>b2</sub>:** 10 – червонувато-бурі; **vt<sub>b1</sub>:** 11 – червонувато-бурі солонцюваті ґрунти; **pl<sub>c</sub>:** 12 – чорноземоподібні ґрунти; **pl<sub>b2</sub>:** 13 – чорноземи південні солонцюваті; **pl<sub>b1</sub>:** 14 – чорноземоподібні ґрунти; **kd<sub>b2</sub>:** 15 – чорноземи південні. Інші умовні позначення див. на рис. 18



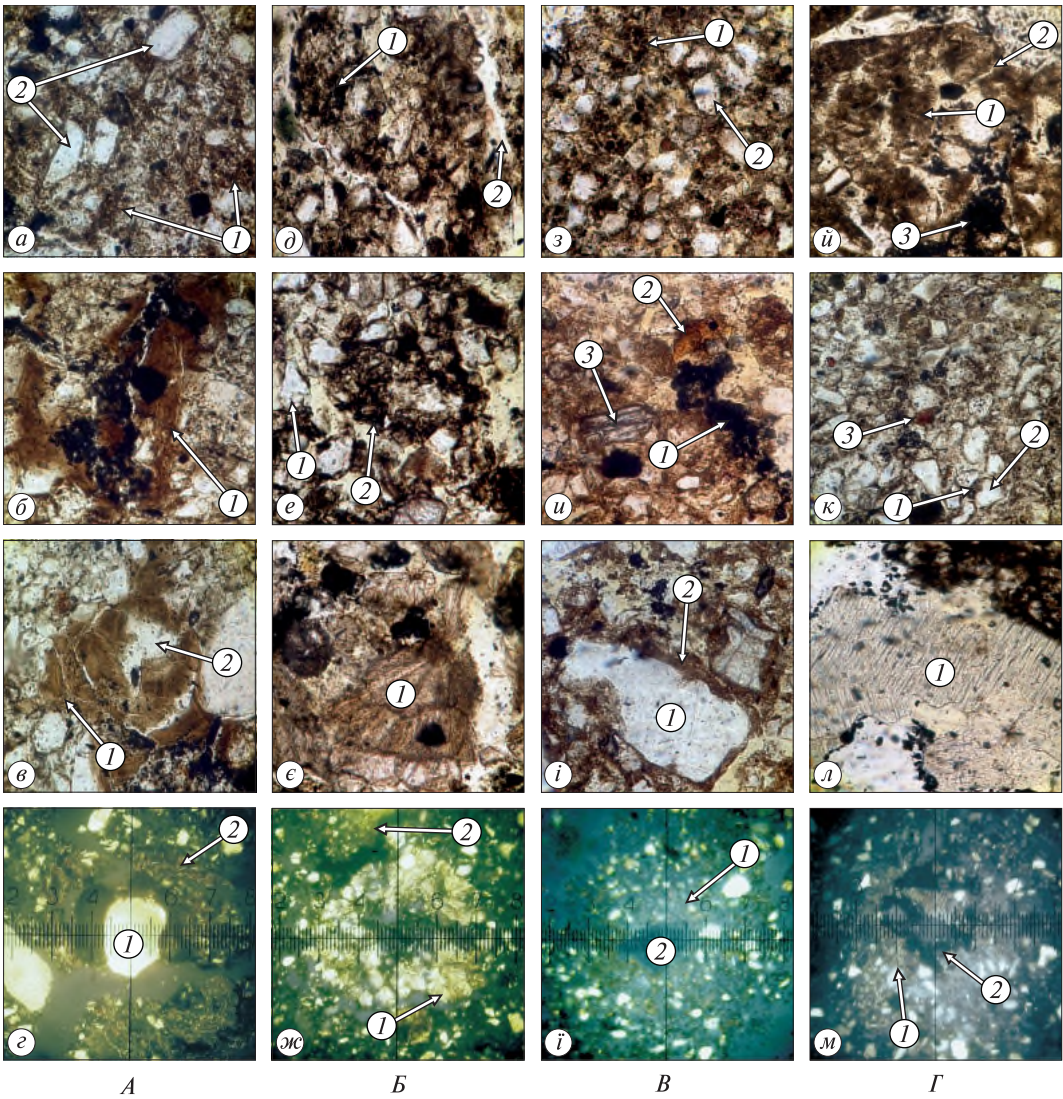
**Рис. 30.** Мікробудова кайдацьких ґрунтів кліматичного оптимуму  $kd_{b1}$  (*a–в, д–є, з–і, й–л* – нік. ||; *є, ж, і, м* – нік. +.  $\times 70$ ):

*A* – дерново-підзолистий ґрунт розрізу поблизу с. Музичі: *a* – чергування «відмитих» зерен мінерального скелета (1) із ділянками з просоченням плазми гумусом (2) у горизонті Eh; *б* – лускуваті натеки (1) коломорфних глин із включеннями пілуватих часточок і гідроксидів заліза і марганцю в ілювіальному горизонті; *в* – плями гідроксидів заліза і марганцю (1), зерна скелета (2), упаковані в глинисту плазму; *г* – піщана мікробудова, дрібнокристалічний кальцит (1) у горизонті Pk і великі піщані зерна скелета (2);

*B* – сірий лісовий ґрунт розрізу в смт Градишків: *д* – «відмиті» ділянки зерен мінерального скелета (1) у горизонті Eh; *е* – пори, заповнені оксидами марганцю (1) із коломорфними натеками (2) залізо-глинистої речовини в ілювіальному горизонті; *є* – лусочки (1) коломорфних глин навколо зерен скелета (2) в ілювіальному горизонті; *ж* – просочення плазми карбонатного горизонту середньо- і дрібнокристалічним кальцитом (1), скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (2) навколо пор (3);

*V* – бурий лісовий ґрунт розрізу в м. Дніпропетровськ: *з* – «відмиті» ділянки скелетної частини (1) і скупчення гумусу в гумонах (2); *и* – натеки коломорфних глин (1) навколо пор (2) з включеннями гідроксидів заліза і марганцю; *і* – оксиди марганцю у порах (1) і залізо-карбонатно-глинисті натеки (2) навколо них; *ї* – піщано-пилувата мікробудова, скупчення дрібно- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2);

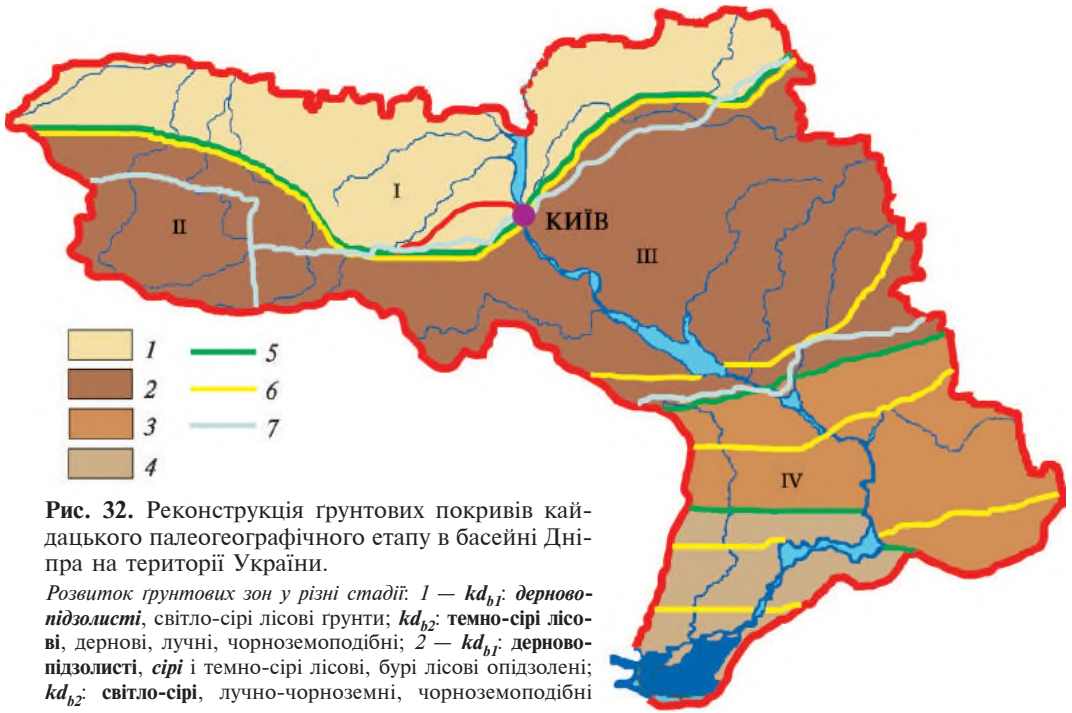
*G* – бурий лісовий остеповілий ґрунт розрізу біля смт Велика Знамянка: *й* – складні мікроагрегати (1) до II порядку, розділені звивистими тріщинами (2) у горизонті H(е)к; *к* – «відмите» зерно (1) скелета без плівок і оболонок, ооїд (2) в ілювіальному горизонті; *л* – залізо-карбонатно-глинисті плівки (1) навколо зерен мінерального скелета (2); *м* – просочення плазми крипто- і мікрокристалічним кальцитом (1)



**Рис. 31.** Мікробудова кайдацьких ґрунтів кліматичного оптимуму  $kd_{b_2}$  (а–в, д–є, з–і, й–л — нік. ||; з, ж, і, м — нік. +.  $\times 70$ ):

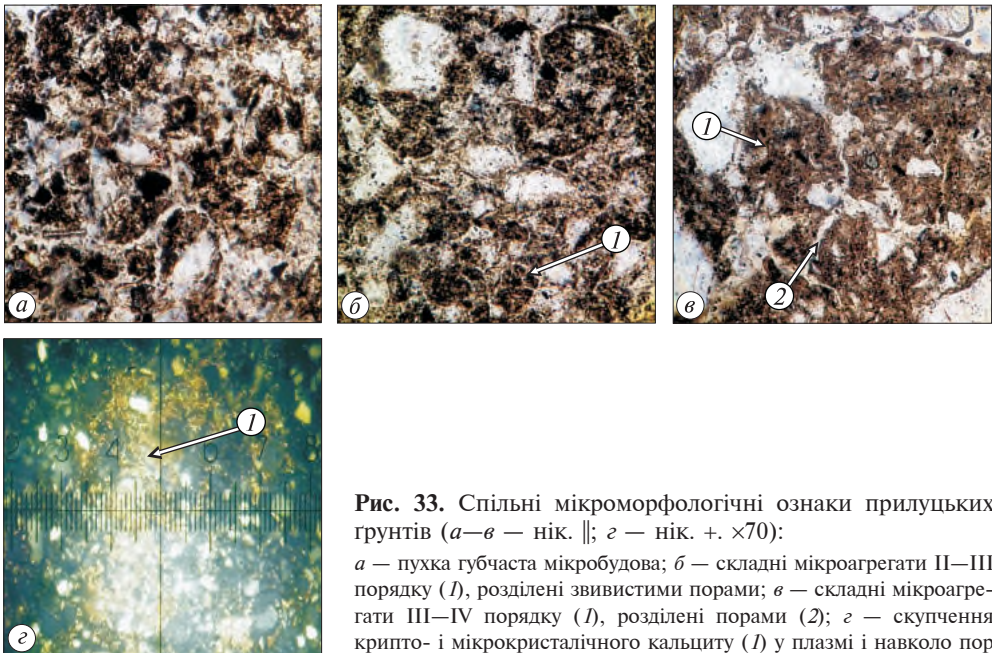
**А** — сірий лісовий ґрунт розрізу поблизу с. Пирогове: а — прості мікроагрегати (1) і «відмиті» зерна кварцу (2) в елювіальному горизонті; б — натеки коломорфних глин (1) з включеннями гідроксидів мanganу і заліза в ілювіальному горизонті; в — лускуваті натеки (1) коломорфних глин навколо великих зерен (2) мінерального скелета у горизонті Ірк; г — зерно мінерального скелета (1), облямоване мікрокристалічним кальцитом (2) в Ірк горизонті; **Б** — чорнозем опідзолений розрізу біля с. Кліщинці: д — складні мікроагрегати II—III порядку (1), розділені звивистими порами (2) в Не горизонті; е — нерівномірне просочення плазми гумусом і «відмиті» зерна скелета (1) з органо-гумусовими оболонками (2); є — сліди переміщення органо-гумусових речовин (1) в Phk горизонті; ж — інкрустація пори середньо- і великозернистими (1) зернами кальциту і просочення плазми карбонатного горизонту мікрокристалічним кальцитом; **В** — чорнозем звичайний розрізу в с. Мости: з — скупчення гумонів (1) навколо зерен скелета (2) у гумусовому горизонті; и — оксиди мanganу (1), кристали гетиту (2) і напіврозкладені рослинні рештки (3) у горизонті Phk; і — зерна мінерального скелета (1), облямовані глинисто-карбонатними оболонками (2) в Phk горизонті; i — скупчення мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2) у карбонатному горизонті; **Г** — чорнозем південний загіпсований розрізу біля с. Львове: й — складні мікроагрегати II—III порядку (1), розділені порами (2) і скупчення оксидів мanganу в них; к — гумусові оболонки (1) навколо зерен мінерального скелета (2) і дрібні зерна гетиту (3); л — скупчення довгоголчастих мікрокристалів гіпсу (1) в Phk горизонті; м — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2)





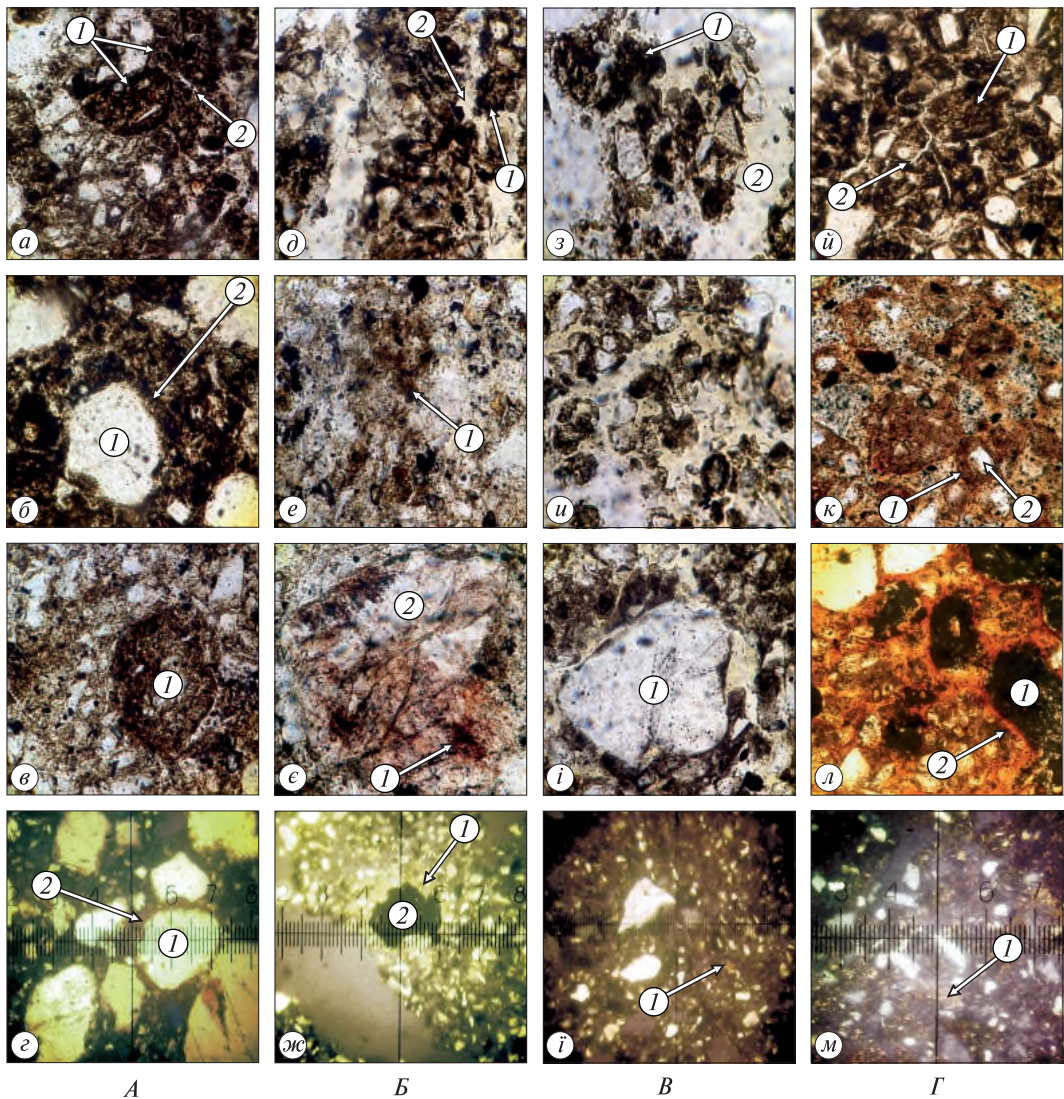
**Рис. 32.** Реконструкція ґрунтових покривів кайдацького палеогеографічного етапу в басейні Дніпра на території України.

*Розвиток ґрунтових зон у різні стадії:* 1 —  $kd_{b1}$ ; дерново-підзолисті, світло-сірі лісові ґрунти;  $kd_{b2}$ ; темно-сірі лісові, дернові, лучні, чорноземоподібні; 2 —  $kd_{b1}$ ; дерново-підзолисті, сірі і темно-сірі лісові, бурі лісові опідзолені;  $kd_{b2}$ ; світло-сірі, лучно-чорноземні, чорноземоподібні ґрунти, чорноземіопідзолені і вилугувані; 3 —  $kd_{b1}$ ; бурі лісові і бурі лісові опідзолені ґрунти;  $kd_{b2}$ ; чорноземи, близькі до звичайних, чорноземи вилугувані, опідзолені, лучно-чорноземні ґрунти; 4 —  $kd_{b1}$ ; бурі лісові, бурі лісові остеповілі, коричнево-бурі ґрунти;  $kd_{b2}$ ; лучно-чорноземні ґрунти, чорноземи звичайні, чорноземи південні, загінсовані; межі поширення ґрунтових зон: 5 — за даними автора, 6 — за даними інших дослідників; 7 — межі фізико-географічних зон: I — мішаних (хвойно-широколистих) лісів; II — широколистих лісів; III — лісостепової; IV — степової; світлим шрифтом позначені ґрунти, виявлені іншими дослідниками; жирним курсивом — ґрунти, виявлені іншими дослідниками та автором; жирним прямим — ґрунти, досліджені автором



**Рис. 33.** Спільні мікроморфологічні ознаки прилуцьких ґрунтів (а–в — нік. ||; з — нік. +.  $\times 70$ ):

а — пухка губчаста мікробудова; б — складні мікроагрегати II—III порядку (1), розділені звивистими порами; в — складні мікроагрегати III—IV порядку (1), розділені порами (2); з — скупчення крипто- і мікрористалічного кальциту (1) у плазмі і навколо пор



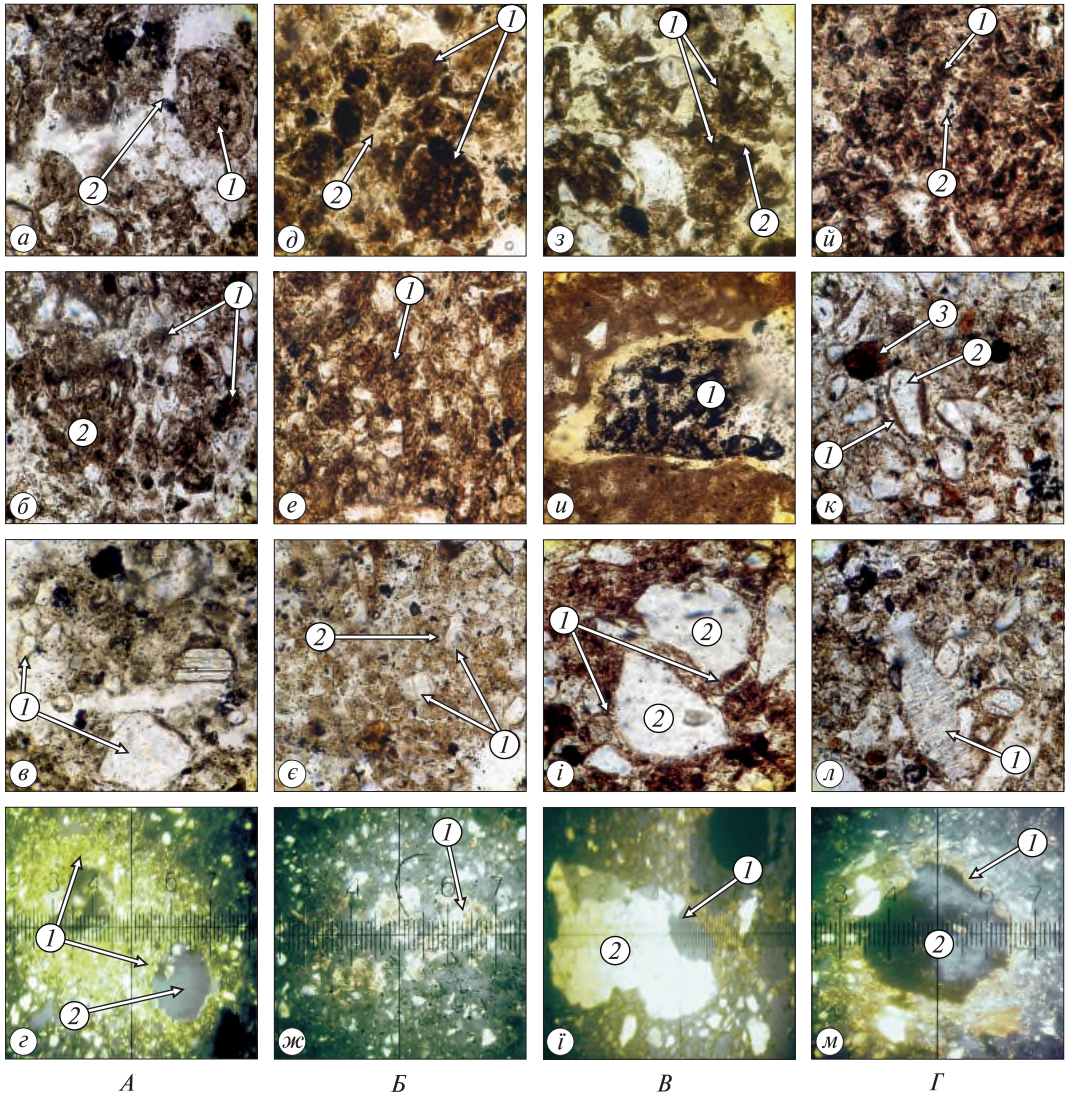
**Рис. 34.** Мікробудова прилуцьких ґрунтів кліматичного оптимуму  $pl_{b1}$  (а–в, д–е, з–і, ї–л — нік. ||; г, ж, ї, м — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — темно-сірий лісовий ґрунт розрізу поблизу с. Пирогове: а — складні мікроагрегати II–III порядку (1), розділені порами (2) в Не горизонті; б — щільне упакування пісаних зерен (1) з органо-гумусовими плівками (2) в ілювіальному горизонті; в — округлі стягіння (1) органо-глинистої речовини в ілювіальному горизонті; г — піщана мікробудова, великі пісани зерна (1), облямовані глинисто-карбонатними оболонками (2);

*B* — чорнозем вилугуваний розрізу в смт Градизьк: д — складні мікроагрегати II порядку (1), розділені каналоподібними порами; е — грудочки і згустки гумусу (1); є — переміщення залізо-карбонатно-глинистих речовин (1) по поверхні зерен скелета (2); ж — концентрація дрібно- і середньокристалічного кальциту (1) навколо пори (2);

*B* — чорноземоподібний ґрунт розрізу в с. Мости: з — складні мікроагрегати II порядку (1), розділені розширеними порами (2) в гумусовому горизонті; у — пухка губчаста мікробудова гумусового горизонту; і — велике кварцове зерно (1), облямоване органо-гумусовими оболонками в Нрк горизонті; ї — піщано-пилувата мікробудова і зерна переважно дрібнокристалічного кальциту (1), рівномірно розподілені в плазмі Рк горизонту;

*Г* — чорнозем (сірувато-коричневий) розрізу поблизу с. Мала Лепетиха: ї — складні мікроагрегати II–III порядку (1), розділені тонкими звивистими порами і тріщинами (2) в гумусовому горизонті; л — карбонатно-залізо-глинисті оболонки (1) навколо зерен скелета (2) в Phk горизонті; м — скупчення оксидів мангану у порах (1), облямованих залізо-карбонатно-глинистими оболонками (2) у горизонті Phk; м — плазмовопилувата мікробудова і просочення плазми крипто- і мікрокристалічним кальцитом (1)



**Рис. 35.** Мікробудова прилуцьких ґрунтів кліматичного оптимуму  $pH_{b2}$  (*a–в, д–є, з–і, й–л* — нік. ||; *з, жс, і, м* — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — чорнозем типовий розрізу поблизу с. Музичі: *a* — складні мікроагрегати III–IV порядку (1), розділені звивистими (2) і каналоподібними порами в Нр горизонті; *б* — пухка губчаста мікробудова Нр горизонту, скупчення гумусу в гумонах (1), складні мікроагрегати III–IV порядку (2); *в* — піщані зерна (1) мінерального скелета різного розміру; *г* — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) у плазмі та навколо пор (2);

*Б* — чорнозем міцелярно-карбонатний розрізу біля с. Стайки: *д* — складні округлі мікроагрегати III–IV порядку (1), розділені порами (2) у гумусовому горизонті; *е* — рівномірне просочення плазми дифузним гумусом типу муть (1) в Нрк горизонті; *є* — зерна скелета (1), щільно упаковані в карбонатно-глинистій плазмі (2); *жс* — концентрація дрібно- і середньокристалічного кальциту (1) у плазмі;

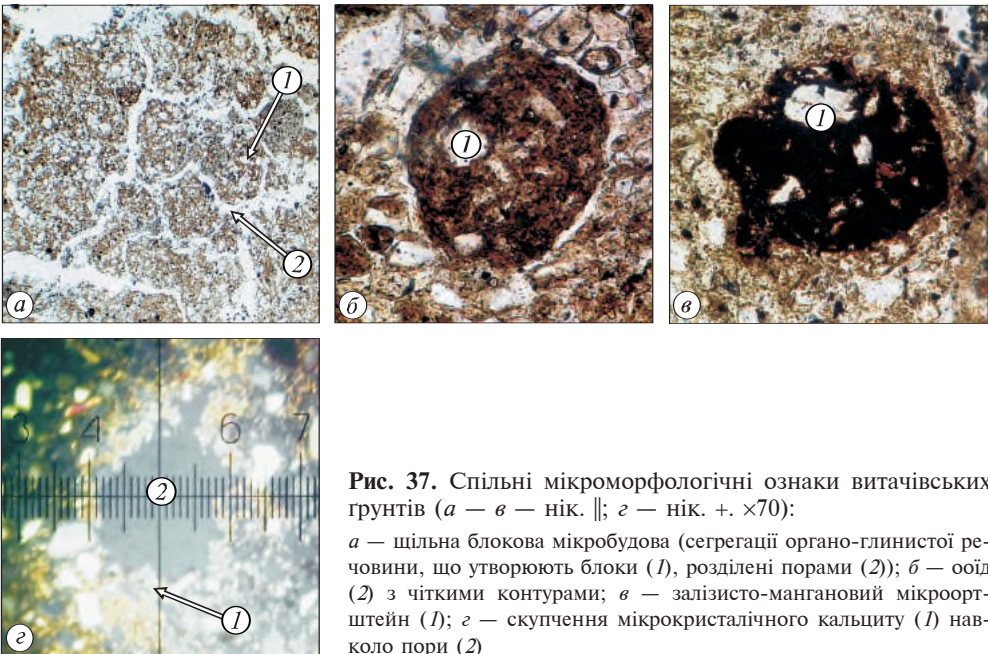
*В* — чорнозем буроземоподібний розрізу в с. Бабурка: *з* — складні мікроагрегати II–III порядку (1), розділені звивистими порами (2) у гумусовому горизонті; *и* — заповнення пор оксидами мангану (1); *і* — залізисто-глинисто-карбонатні оболонки (1) навколо великих піщаних зерен (2) скелета; *ї* — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо піщаного зерна (2);

*Г* — чорнозем південний загіпсований розрізу біля с. Львове: *й* — складні мікроагрегати II порядку (1), розділені звивистими порами (2) в НЕ горизонті; *к* — оболонки карбонатно-глинистої речовини (1) навколо мінеральних зерен (2) і дрібні зерна гетиту (3) в Іне горизонті; *л* — кристали короткоголчастого гіпсу (1) у порах в  $I_{kS_04}$  горизонті; *м* — концентрації крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2)



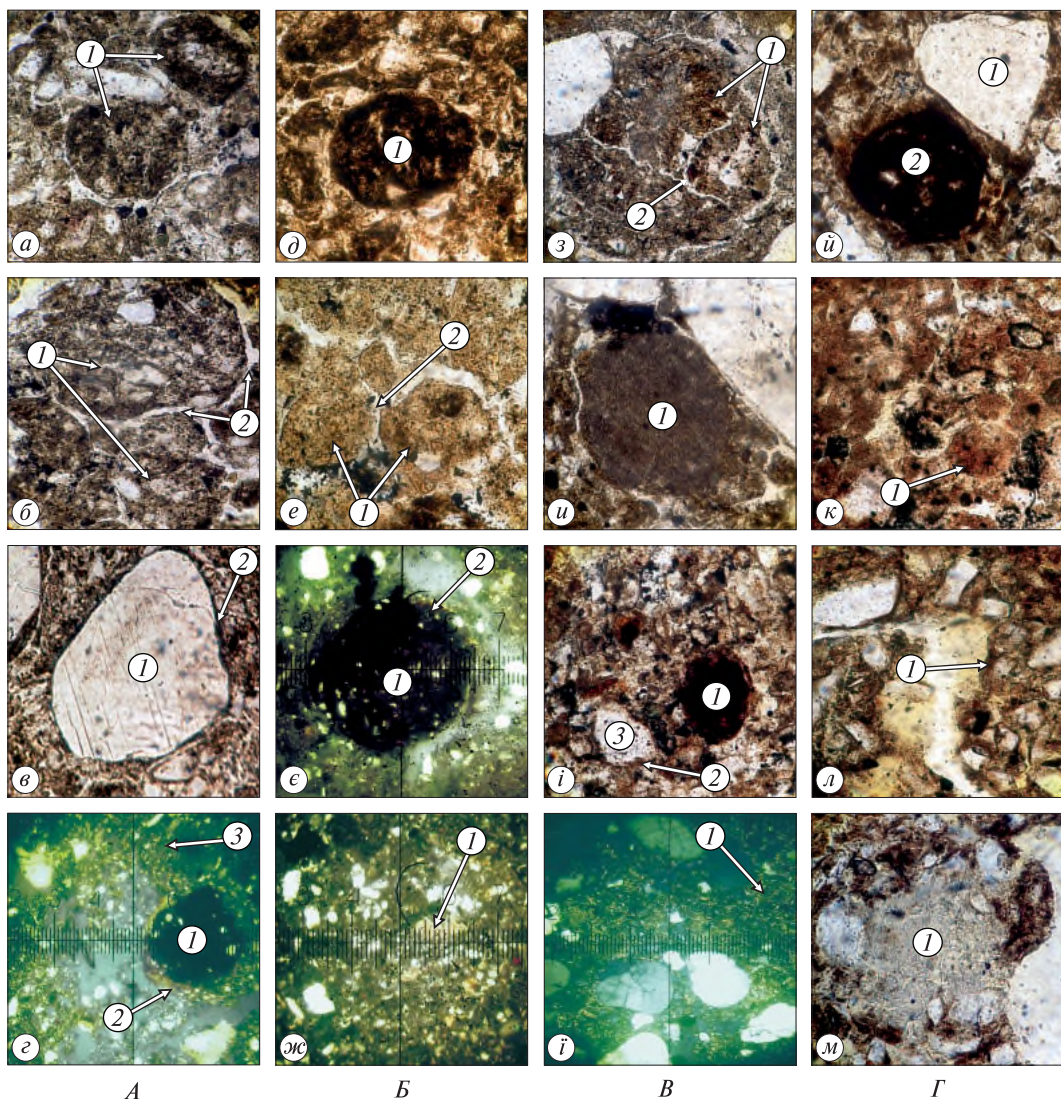
**Рис. 36.** Реконструкція ґрунтових покривів прилуцького палеогеографічного етапу в басейні Дніпра на території України.

*Розвиток ґрунтових зон у різні стадії:* 1 —  $pl_{b1}$ : бурувато-сірі, бурі лісові лесивовані, псевдоглейові ґрунти;  $pl_{b2}$ : чорноземи типові, чорноземоподібні та лучні ґрунти; 2 —  $pl_{b1}$ : темно-сірі, лучно-чорноземні ґрунти, **чорноземи вилугувані**, бурі лісові остеповілі ґрунти;  $pl_{b2}$ : **чорноземи типові**, міцелярно-карбонатні, буроземоподібні і лучно-чорноземні ґрунти; 3 —  $pl_{b1}$ : **чорноземоподібні (інколи солонцюваті)**, лучно-чорноземні ґрунти;  $pl_{b2}$ : **чорноземи буроземоподібні**, міцелярно-карбонатні, чорноземоподібні (коричнювато-сірі) ґрунти; 4 —  $pl_{b1}$ : **чорноземоподібні (сірувато-коричневі)**, лучно-чорноземні ґрунти;  $pl_{b2}$ : **чорноземоподібні (коричнювато-сірі)** ґрунти, чорноземи міцелярно-карбонатні; 5 —  $pl_{b1}$ : чорноземоподібні ґрунти;  $pl_{b2}$ : **чорноземи південні і солонцюваті**, каштанові і каштаноподібні та їх солонцюваті відмінності. Інші умовні позначення див. на рис. 32



**Рис. 37.** Спільні мікроморфологічні ознаки витачівських ґрунтів (a — e — нік. ||; z — нік. +. ×70):

a — щільна блокова мікробудова (сегрегації органо-глинистої речовини, що утворюють блоки (1), розділені порами (2)); б — ооїд (2) з чіткими контурами; e — залізисто-мангановий мікроорґанізм (1); z — скупчення мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2)



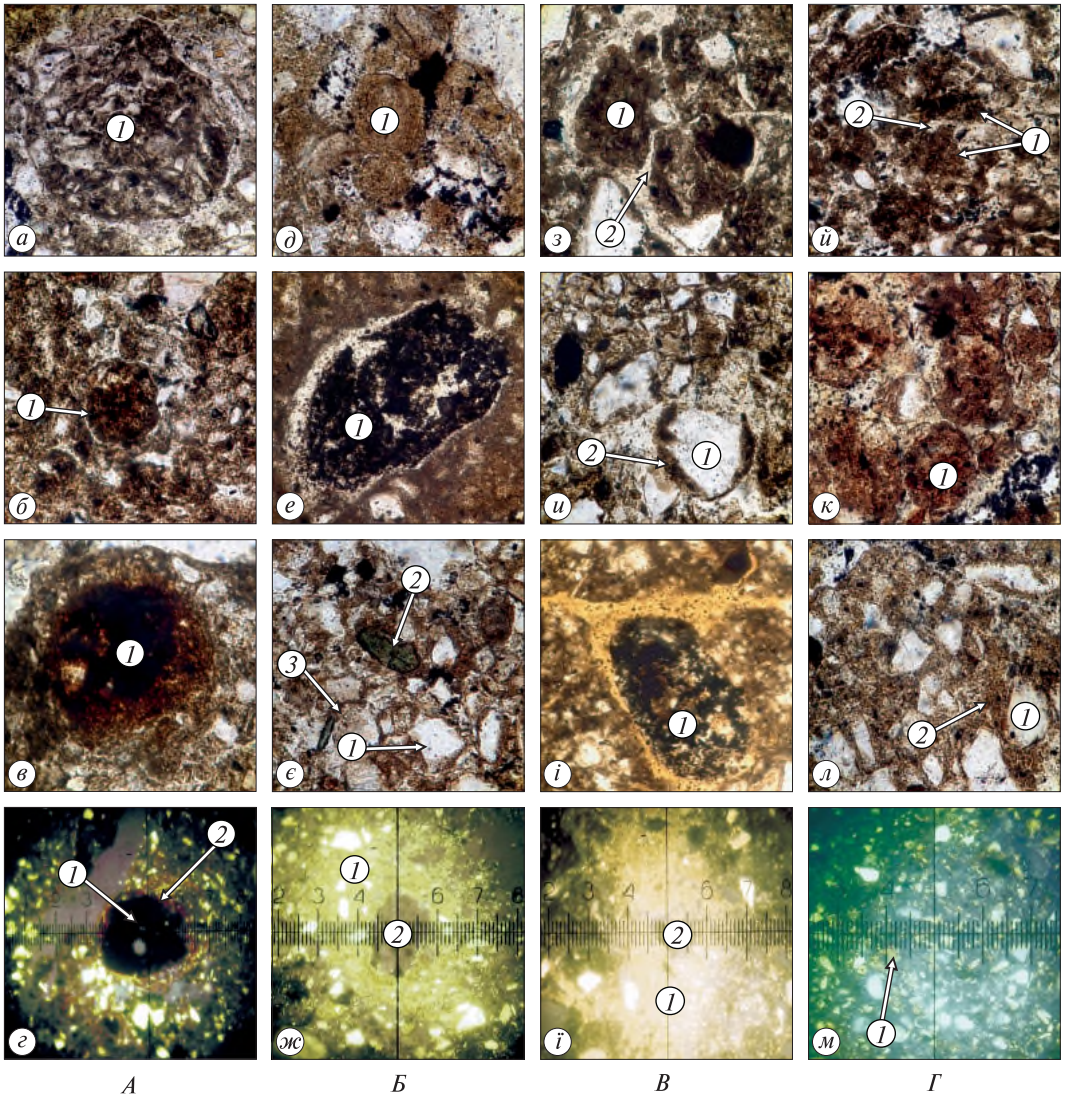
**Рис. 38.** Мікробудова витачівських ґрунтів кліматичного оптимуму  $vt_{b1}$  (*a–в, д–є, з–і, й–м* — нік. ||; *ж, і* — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — темно-бурий ґрунт розрізу поблизу с. Музичі: *a* — оїди (1), характерні для Нк горизонту; *б* — щільна блокова мікробудова (1) гумусового горизонту, розділена вигнутими порами (2); *в* — зерно кварцу (1) в Phi горизонту із органо-глинистими оболонками (2); *г* — мікроортштейн (1) із карбонатно-глинистими оболонками (2) і просочення плазми крипто- і мікрокристалічним кальцитом (3);

*B* — темно-бурий ґрунт розрізу біля с. Стайки: *д* — типовий оїд (1) з чіткими контурами; *е* — округлі блоки (1) ґрунтового матеріалу, розділені порами (2); *є* — мікроортштейн (1) із поодинокими зернами дрібнокристалічного кальциту (2) і зерен скелета; *ж* — плазмово-пилувата мікробудова і концентрація дрібно- і середньокристалічного кальциту (1) в плазмі;

*B* — сірувато-коричневий ґрунт розрізу в м. Василівка: *з* — блокова будова (1) ґрунтового матеріалу з порами розтріскування (2); *и* — великий оїд (1); *і* — мікроортштейн (1) і залізо-карбонатно-глинисті оболонки (2) навколо зерен скелета (3); *ї* — піщано-плазмозна мікробудова з рівномірним просоченням плазми крипто- і мікрокристалічним кальцитом (1);

*Г* — червонувато-бурий солонцюватий ґрунт розрізу біля с. Станіслав: *й* — велике піщане зерно (1), залізо-мангановий мікроортштейн (2) у гумусово-елювіальному горизонті; *к* — округлі стяжиння (1) залізо-карбонатно-глинистої речовини; *л* — тонкі півки (1) коломорфної глини всередині пори в ілювіальному горизонті; *м* — скупчення короткоголчастих кристалів гіпсу (1) у порі



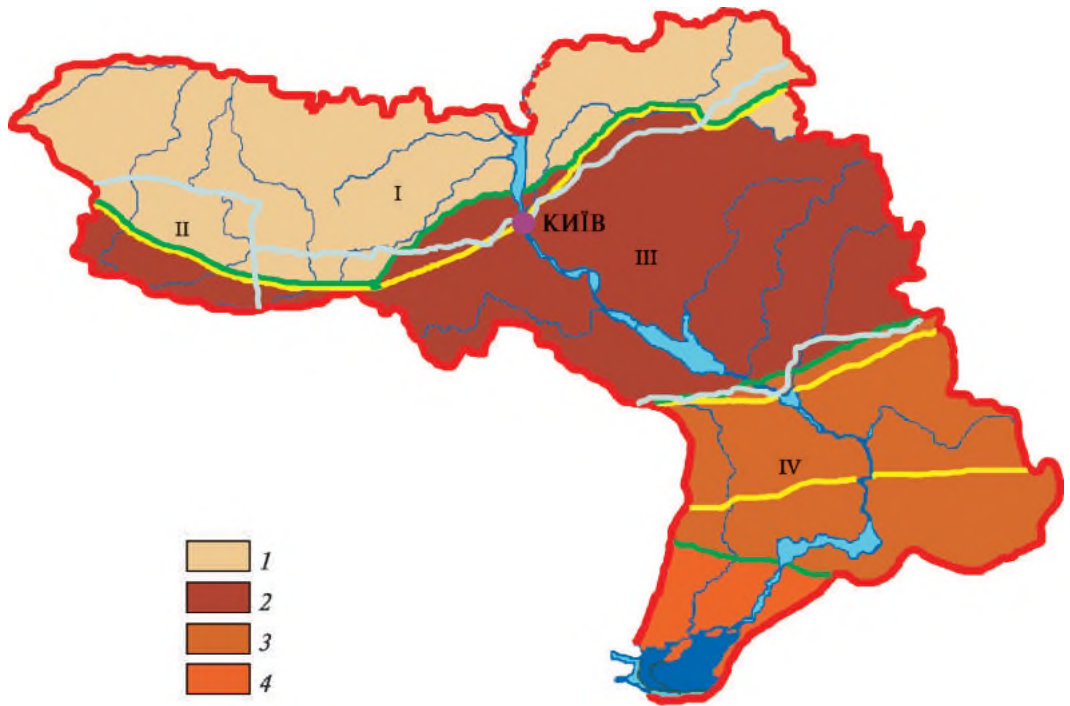
**Рис. 39.** Мікробудова витачівських ґрунтів кліматичного оптимуму  $v_{t_{b2}}$  (а–в, д–е, з–і, й–л — нік. ||; г, ж, і, м — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — бурий ґрунт розрізу поблизу с. Музичі: а — концентрація органо-гумусових речовин у формі оїдоподібних утворень (1) у Нрк горизонті; б — округлий оїд (1); в — залізо-мангановий мікроортштейн (1) у горизонті Нрк; г — мікроортштейн (1), облямований карбонатно-глинистими оболонками (2) в Phk горизонті;

*Б* — бурий ґрунт розрізу в смт Градизьк: д — округлі стяжіння (1) органо-глинистих речовин; е — скупчення оксидів мангану (1) у порі; є — зерна кварцу (1), рогової обманки (2) з карбонатно-глинистими оболонками (3); ж — скупчення крипто- і мікрокристалічного (1) кальциту навколо пори (2);

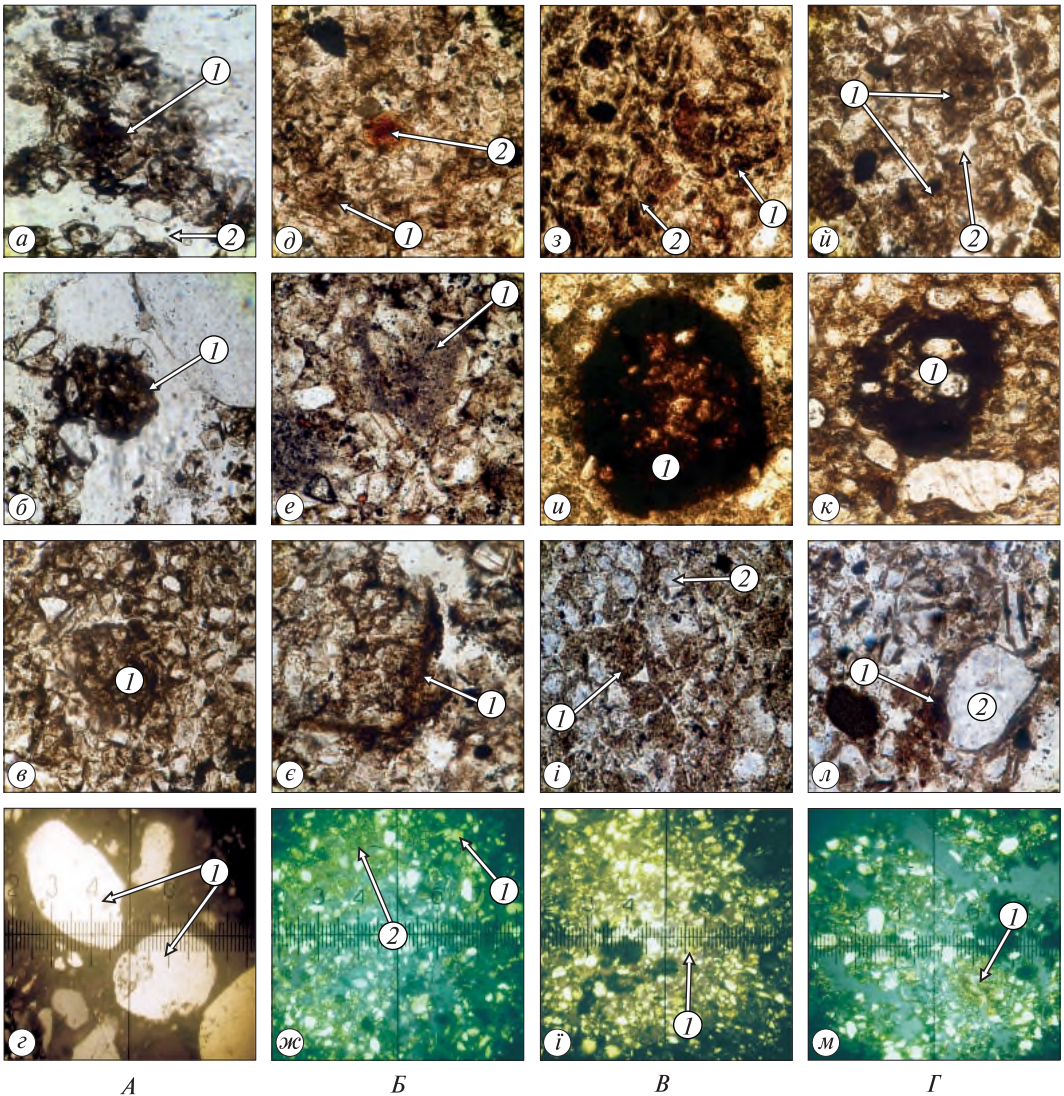
*В* — коричнево-бурий ґрунт розрізу в м. Василівка: з — округлі стяжіння (1) гумусово-глинистих речовин, розділених звивистими порами (2); и — зерна мінерального скелета (1) із органо-глинистими оболонками (2); і — скупчення оксидів мангану (1) у порах; ї — ділянки із суцільним просоченням плазми крипто- і мікрокристалічним кальцитом (1) та їх скупчення навколо пори (2);

*Г* — червувато-бурий ґрунт розрізу біля с. Мала Лепетиха: й — складні мікроагрегати II–III порядку (1), розділені звивистими порами (2) в Нр горизонті; к — оїди (1), утворені внаслідок сегрегації залізо-глинистої речовини в Нр горизонті; л — щільне упакування зерен (1) скелета в карбонатно-глинистій плазмі (2) у Phik горизонті; м — пилувато-плазмозна мікробудова і просочення плазми дрібнокристалічним кальцитом (1)



**Рис. 40.** Реконструкція ґрунтових покривів витачівського палеогеографічного етапу в басейні Дніпра на території України.

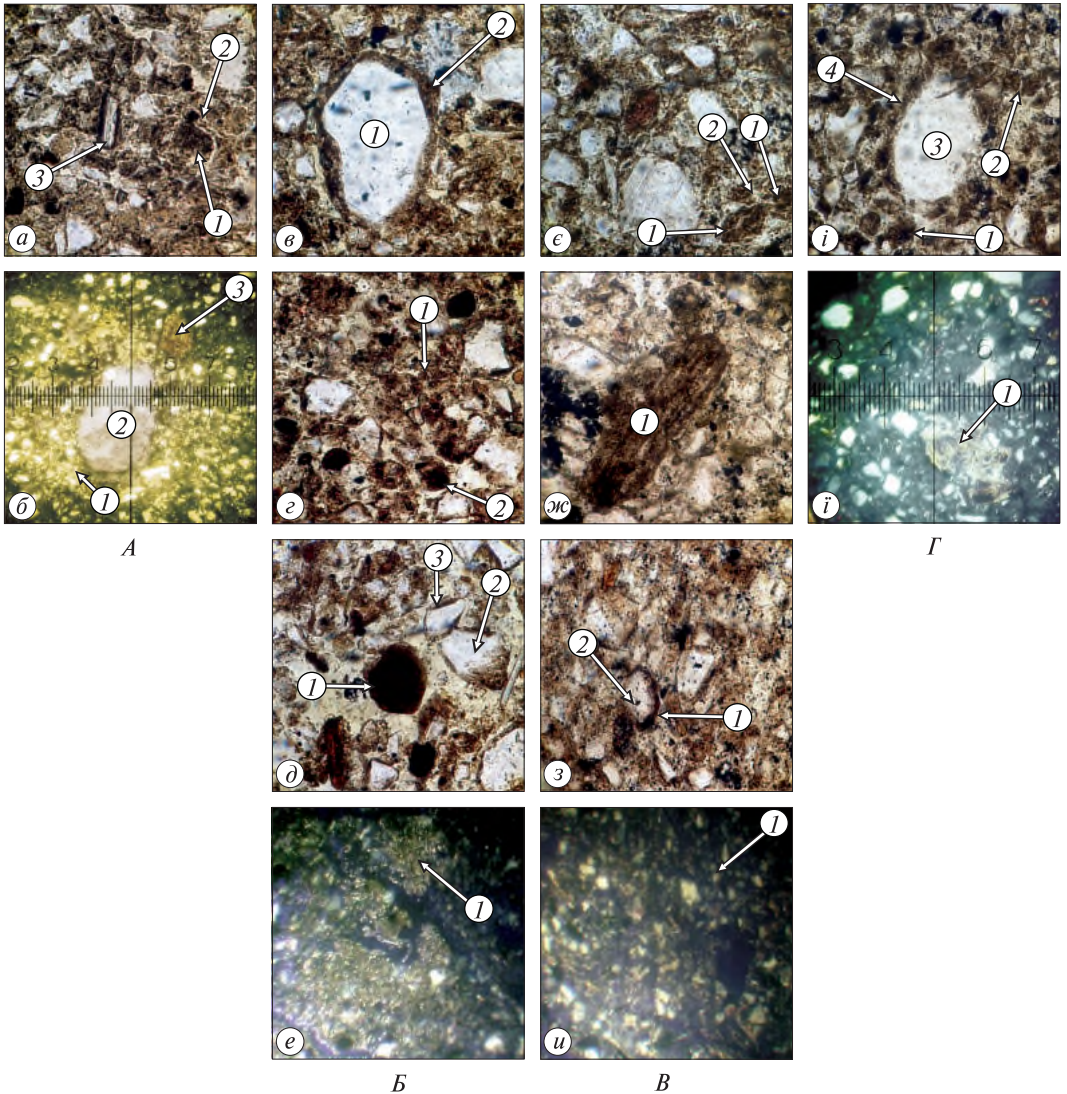
*Розвиток ґрунтових зон у різні стадії. 1 —  $v_{b1+b2}$ : слабозвинені бурі лісові ґрунти;  $v_{b1}$ : темно-бурі;  $v_{b2}$ : бурі лісові ґрунти; 2 —  $v_{b1}$ : темно-бурі;  $v_{b2}$ : бурі лісові ґрунти; 3 —  $v_{b1}$ : сірувато-коричневі;  $v_{b2}$ : коричнювато-бурі, бурувато-коричневі ґрунти; 4 —  $v_{b1+b2}$ : червонувато-бурі ґрунти у комплексі із солонцюватими. Інші умовні позначення див. на рис. 32*



**Рис. 41.** Мікробудова дофінівських ґрунтів кліматичного оптимуму  $df_{b2}$  (а–в, д–є, з–і, ї–л – нік. ||; ж, жс, ї, м – нік. +.  $\times 70$ ):

*А* – бурий ґрунт розрізу поблизу с. Музичі: а – прості мікроагрегати (1), розділені каналоподібними порами (2) в горизонті Не; б – скупчення органо-гумусової речовини у гумонах (1) в Не горизонті; в – округлі стяжіння органо-глинистої речовини (1); г – піщана мікробудова і великі кварцові зерна (1) в Рн горизонті;  
*Б* – чорнозем опідзолений розрізу біля с. Велика Бугаївка: д – прості ізометричної форми мікроагрегати (1), зерно гетиту (2) в горизонті Нре; е – ознаки переміщення органо-глинистої речовини (1) в Не горизонті; є – лускуваті натекі (1) коломорфних глин в Нре горизонті; жс – просочення Рік горизонту дрібно- (1) і мікрокристалічним (2) кальцитом  
*В* – чорноземоподібний ґрунт розрізу поблизу с. Кліщинці: з – складні мікроагрегати II порядку (1) в гумусовому горизонті, розділені звивистими порами (2); и – залізо-мангановий мікроортштейн (1) у гумусово-перехідному горизонті; і – скупчення дифузного гумусу (1) біля зерен скелета (2) в Нр горизонті; ї – просочення плазми в Рк горизонті крипто- і мікрокристалічним кальцитом (1);  
*Г* – чорнозем південний розрізу в с. Широка Балка: ї – складні мікроагрегати II–III порядку (1), розділені порами (2) в гумусовому горизонті; к – залізо-мангановий мікроортштейн (1); л – гумусово-глинисті оболонки (1) навколо зерен скелета (2) в Нр горизонті; м – рівномірний розподіл у плазмі мікрокристалічного кальциту (1) в карбонатному горизонті



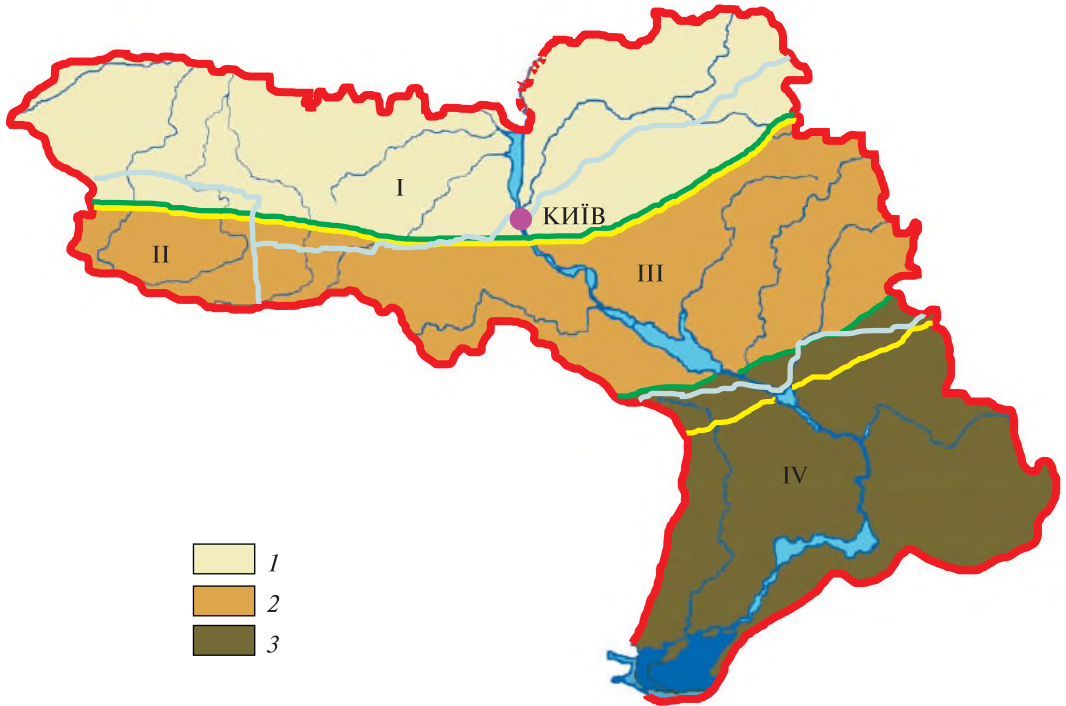


**Рис. 42.** Мікробудова дофінівських ґрунтів заключної стадії  $df_c$  (*a, в—д, е—з, i* — нік. ||; *б, е, u, i'* — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — дерново-карбонатний ґрунт розрізу поблизу с. Кліщинці: *a* — прості мікроагрегати (1), розділені звивистими порами (2) і напіврозкладені рештки рослин (3); *б* — скупчення мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2) та інкрустація ним пори (3);

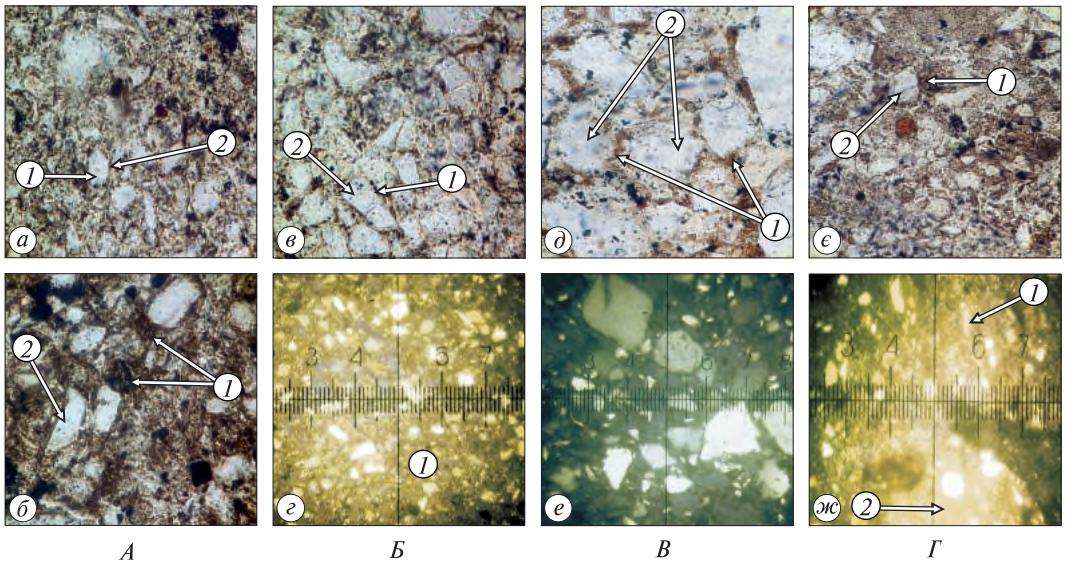
*Б* — світло-бурий напівпустельний ґрунт розрізу в с. Бабурка: *в* — зерна скелета (1) із карбонатно-глинистими оболонками (2) в Нр горизонті; *г* — прості мікроагрегати (1), часточки і грудочки (2) гумусу в гумусовому горизонті; *д* — зерно глауконіту (1) і кварцові зерна (2) із карбонатно-глинистими оболонками (3) в Рк горизонті; *е* — просочення матеріалу карбонатного горизонту дрібнокристалічним кальцитом (1);

*В* — світло-бурий напівпустельний ґрунт розрізу біля с. Мала Лепетиха: *е* — прості мікроагрегати (1), розділені звивистими тріщинами (2) в Нр горизонті; *ж* — вуглеподібні рослинні рештки (1) у гумусовому горизонті; *з* — карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо зерен скелета (2) в Рhk горизонті; *u* — пилувато-плазмова мікробудова, рівномірний розподіл зерен дрібнокристалічного кальциту (1) в карбонатному горизонті; *Г* — світло-бурий напівпустельний ґрунт розрізу в с. Львове: *i* — прості мікроагрегати (1) округлої форми, розділені тріщинами (2), зерно скелета (3) із органо-глинистими оболонками (4); *i'* — округлі карбонатно-глинисті скупчення (1)

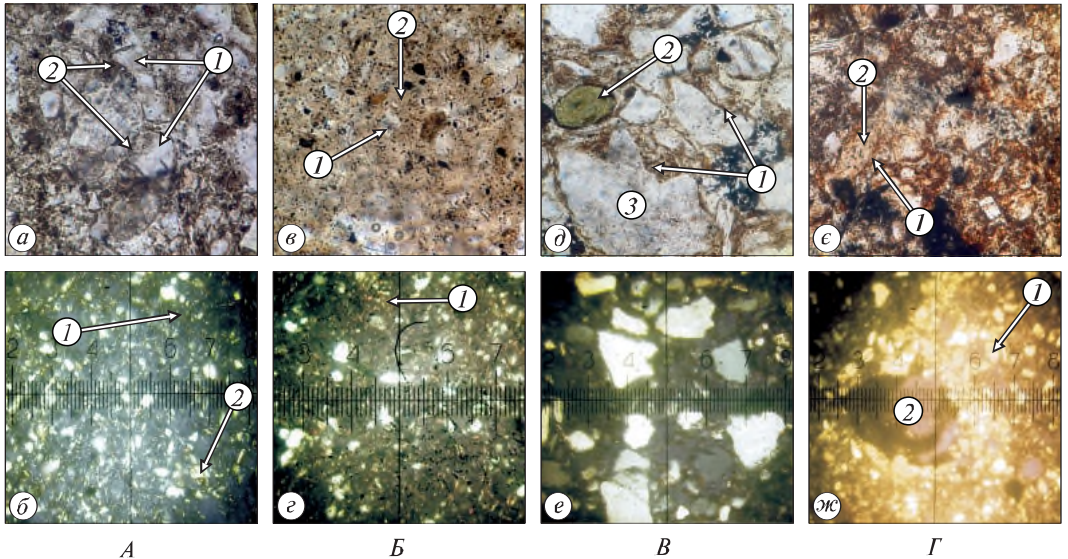


**Рис. 43.** Реконструкція ґрунтових покривів дофінівського палеогеографічного етапу в басейні Дніпра на території України.

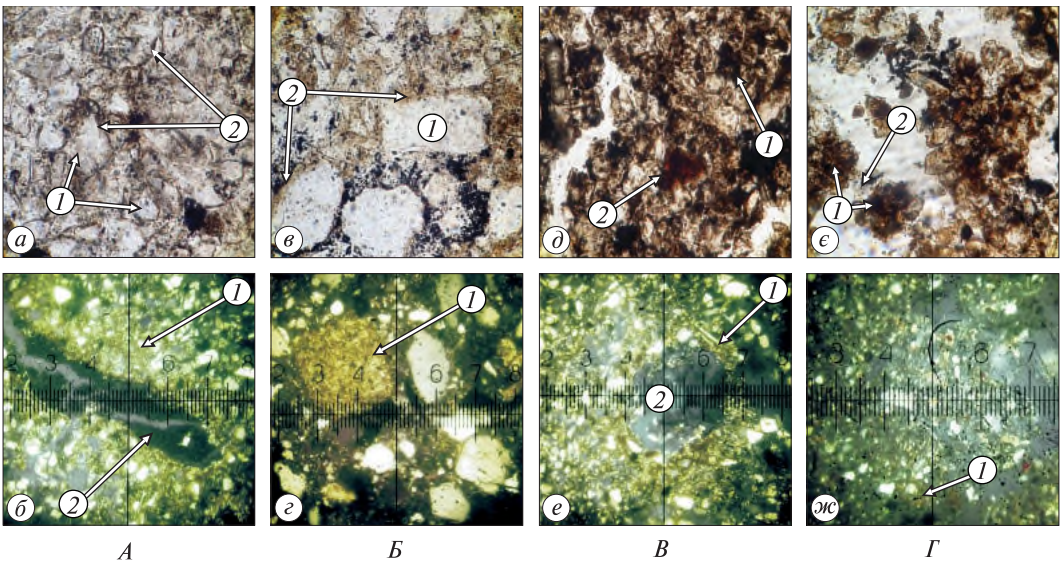
*Розвиток ґрунтових зон у різні стадії: 1 —  $df_{b1}$ : слабозвинені бурі лісові ґрунти;  $df_{b2}$ : слабозвинені дернові і бурі лісові ґрунти;  $df_c$ : малопотужні бурі глейові ґрунти; 2 —  $df_{b2}$ : чорноземоподібні ґрунти і чорноземи опідзолені;  $df_c$ : дерново-карбонатні, дернові ґрунти; 3 —  $df_{b1}$ : лучно-чорноземні ґрунти;  $df_{b1}$ : чорноземоподібні ґрунти, чорноземи південні, чорноземи, близькі до борошністо-карбонатних;  $df_c$ : світлобурі і бурі напівпустельні ґрунти. Інші умовні позначення див. на рис. 32*



**Рис. 44.** Мікробудова тясминських лесів розрізів (*а–в, д, е* — нік. ||; *г, е, ж* — нік. +.  $\times 70$ ):  
*А* — с. Пирогове: *а* — лесові часточки (1), облямовані карбонатно-глинистими оболонками (2); *б* — карбонатно-глинисті мікроагрегати (1) і зерна первинних мінералів (2);  
*Б* — с. Стайки: *в* — лесова структура, карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо зерен мінерального скелета (2); *г* — просочення плазми крипто- і мікрористалічним кальцитом (1);  
*В* — с. Бабурка: *д* — карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо великих піщаних зерен (2); *е* — плазмово-піщана мікробудова;  
*Г* — с. Мала Лепетиха: *е* — карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо лесових часточок (2); *ж* — ділянки плазми із просоченням дрібно- (1), крипто- і мікрористалічним кальцитом (2)



**Рис. 45.** Мікробудова удайських лесів розрізів (*а, в, д, е* — нік. ||; *б, г, е, ж* — нік. +.  $\times 70$ ):  
*А* — с. Музичі: *а* — лесові часточки (1), облямовані карбонатно-глинистими оболонками (2); *б* — просочення плазми мікро- (1) і дрібнокрystalічним (2) кальцитом;  
*Б* — смт Градизьк: *в* — лесові часточки (1) в карбонатно-глинистій плазмі (2); *г* — просочення плазми дрібнокрystalічним кальцитом (1);  
*В* — с. Бабурка: *д* — карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо зерен рогової обманки (2) і кварцу (3); *е* — плазмово-піщана мікробудова;  
*Г* — смт Велика Знамянка: *е* — залізисто-карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо лесових часточок (2); *ж* — зерна дрібно- і середньокрystalічного кальциту (1), скупчені навколо пори (2)



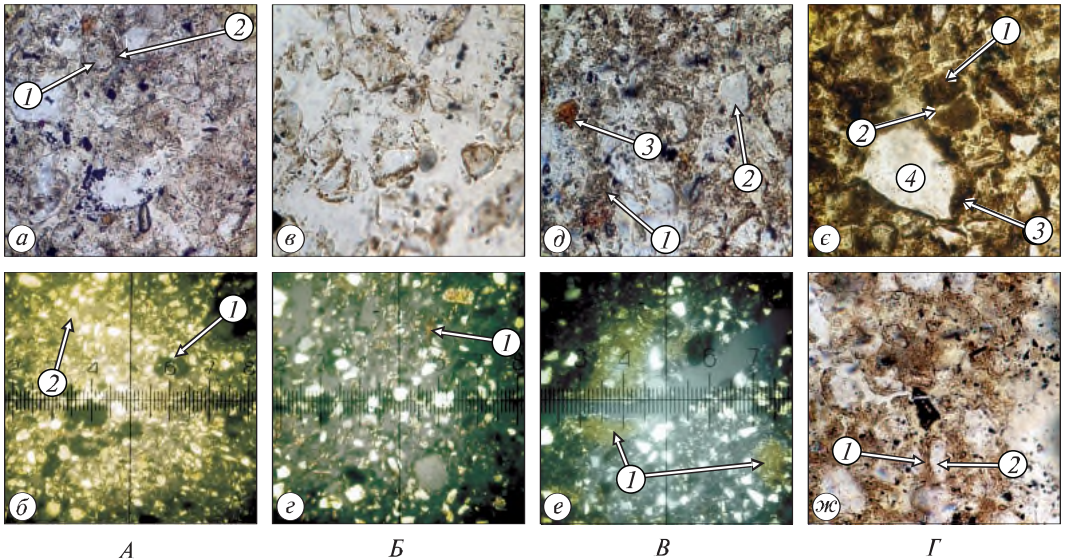
**Рис. 46.** Мікробудова бузького стратиграфічного горизонту розрізів (а, в, д, е — нік. ||; б, г, е, ж — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — с. Пирогове ( $bg_2$ ): а — лесові часточки (1) із карбонатно-глинистими оболонками (2); б — концентрація крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2);

*B* — с. Пирогове ( $bg_1$ ): в — піщані зерна (1) з карбонатно-глинистими оболонками (2); г — округлі скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) на фоні плазмово-піщаної мікробудови;

*B* — с. Пирогове: бурий ініціальний ґрунт ( $bg_{ембр}$ ): д — прості мікроагрегати (1), зерно гетиту (2); е — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо округлої пори (2) і в плазмі;

*Г* — с. Стайки: сірий ініціальний ґрунт ( $bg_{ембр}$ ): е — прості мікроагрегати (1), розділені каналоподібними порами (2); ж — дрібнокристалічний кальцит (1), що рівномірно просочує плазму



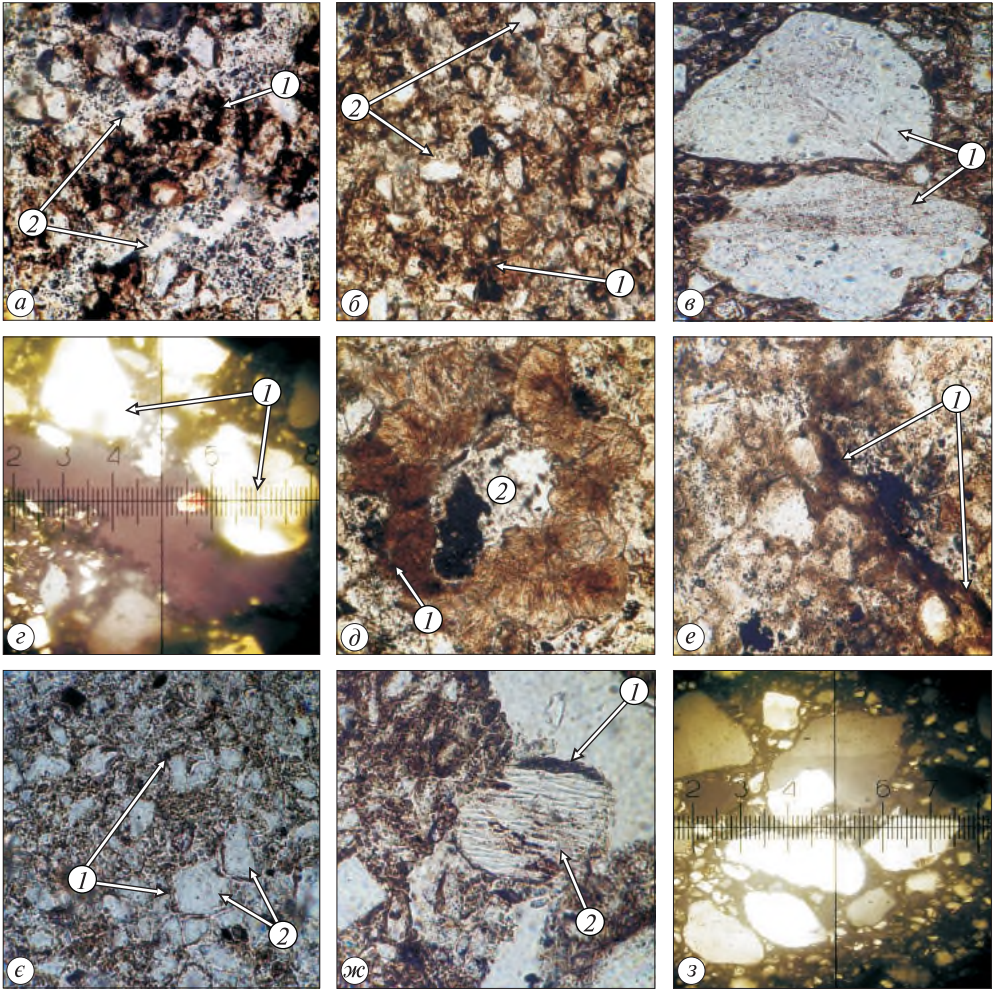
**Рис. 47.** Мікробудова причорноморського стратиграфічного горизонту розрізів (а, в, д, е — нік. ||; б, г, е, ж — нік. +.  $\times 70$ ):

*A* — с. Кліщинці ( $p_1$ ): а — лесові часточки (1), облямовані карбонатно-глинистими оболонками (2); б — зерна дрібно- (1) і середньокристалічного (2) кальциту в лесовому матеріалі;

*B* — с.т. Градизьк ( $p_1$ ): в — пухка лесова мікробудова; г — зерна дрібнокристалічного кальциту (1), рівномірно розсіяні в плазмі;

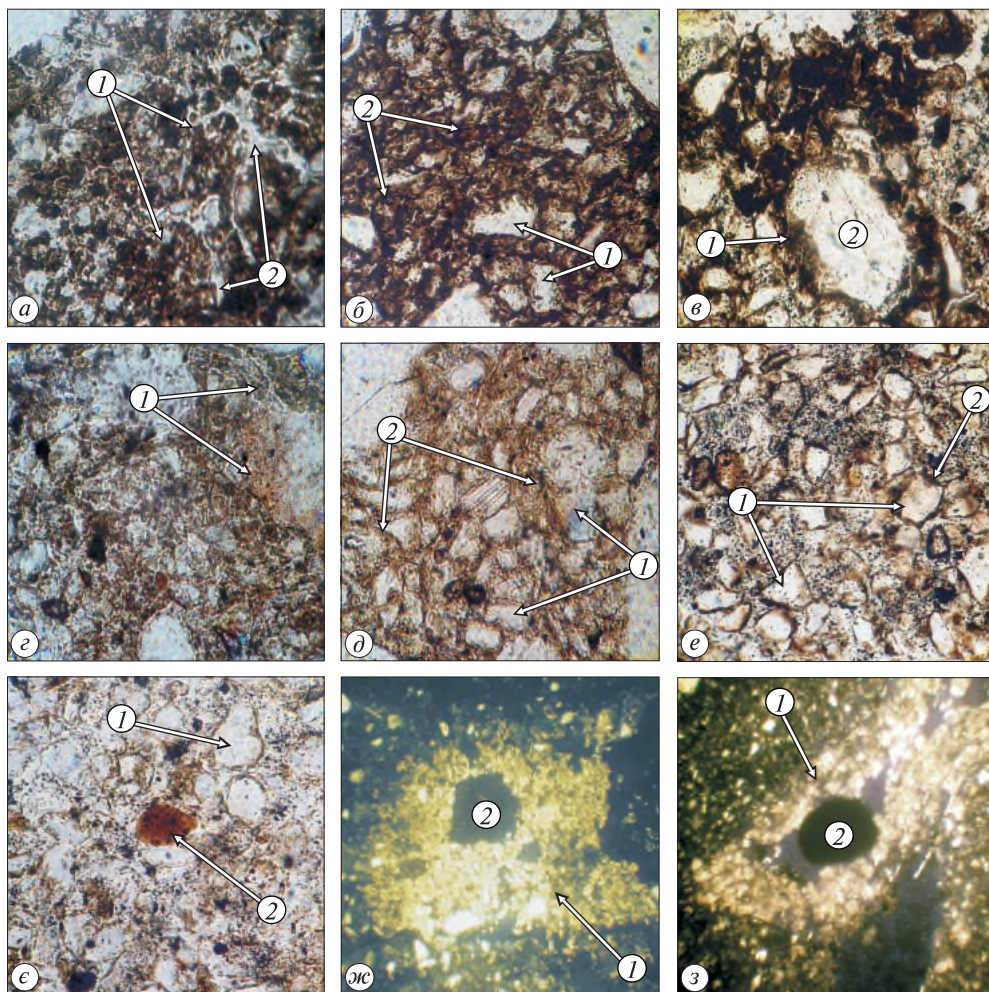
*B* — с. Львове ( $p_3$ ): д — карбонатно-глиниста речовина (1) навколо зерен мінерального скелета (2), зерно гетиту (3); е — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) біля каналоподібних пор;

*Г* — с. Широка Балка: світло-бурий пустельно-степовий ґрунт ( $p_2$ ): е — прості мікроагрегати (1), розділені порами (2) і органо-глинисті оболонки (3) навколо піщаного зерна (4); ж — карбонатно-глинисті оболонки (1) навколо лесових часточок (2)



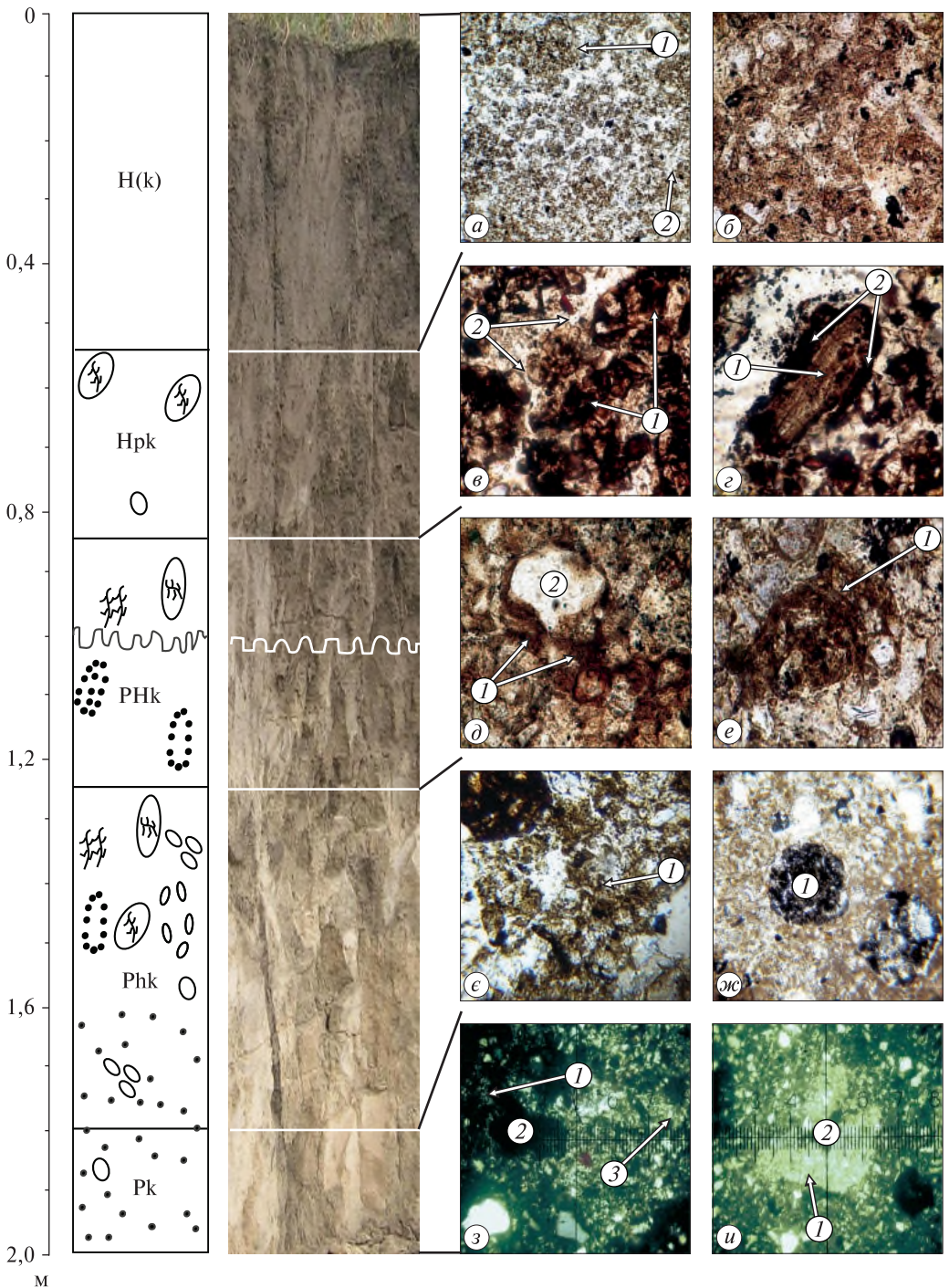
**Рис. 49.** Мікробудова сірого лісового ґрунту розрізу біля с. Музичі (а–в, д–є, ж — нік. ||; з, 3 — нік. +.  $\times 70$ ).

*Генетичні горизонти: HE:* а — складні мікроагрегати до II порядку (1), розділені звивистими порами і порами-каналами з розширеннями (2); б — просочення плазми гумусом (1) і світлі «відмиті» ділянки зерен мінерального скелета (2); в — великі поодинокі піщані зерна (1) без оболонок; г — піщано-плазмова мікробудова (1 — зерна піску); *Ihe:* д — натекі і скупчення коломорфних глин (1) навколо пор (2); е — нерівномірний розподіл органо-глинистих речовин у формі своєрідних натеків (1) і скупчень; *It:* є — компактно складена маса із органо-глинистими плівками (1) навколо зерен мінерального скелета (2); ж — лускуваті натекі коломорфних глин у вигляді плівок (1) навколо зерен мінерального скелета (2); з — плазмово-піщана мікробудова



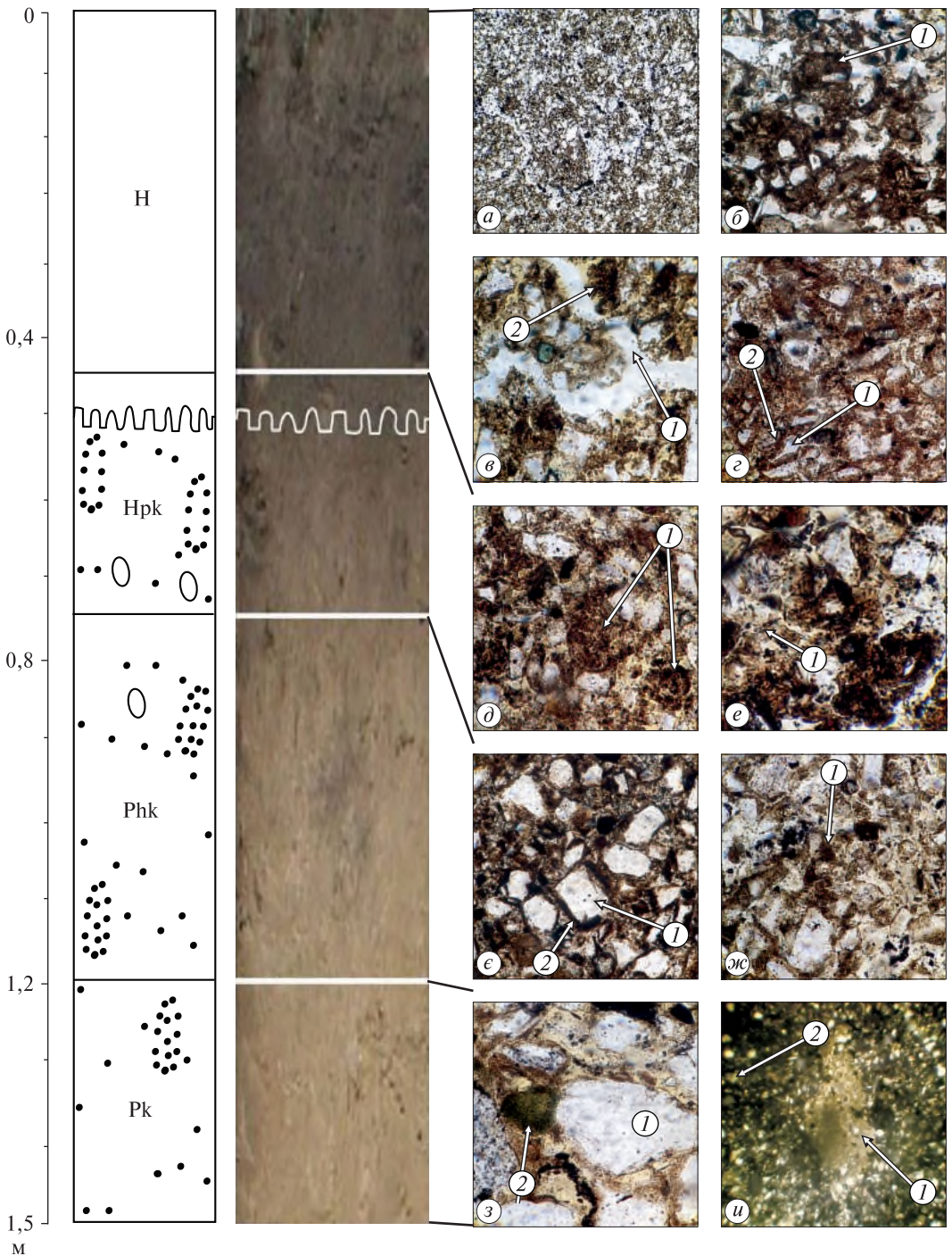
**Рис. 50.** Мікробудова темно-сірого ґрунту розрізу біля с. Пирогове (а–е — нік. ||; ж — нік. +. ×70).

*Генетичні горизонти: HE:* а — складні мікроагрегати до III порядку (1), розділені звивистими порами (2); б — відмиті ділянки скелета (1) і мікроділянки, де плазма забарвлена гумусом типу муль (2); в — гумусові плівки (1) навколо зерен скелета (2); *Ілк:* г — сліди переміщення органо-глинистих речовин (1); д — щільне упакування зерен мінерального скелета (1) в плазмі (2); *Рік:* е — відмиті зерна мінерального скелета (1) із карбонатно-глинистими оболонками (2); ж — зерна кварцу (1) і магнетиту (2); ж — скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (1) навколо пори (2); з — скупчення дрібно- і середньокристалічного кальциту (1) навколо пори (2)



**Рис. 52.** Мікрморфологічні ознаки будови чорноземів типових розрізу смт Градизьк (а–жс — нік. ||; u, i — нік. + ×70).

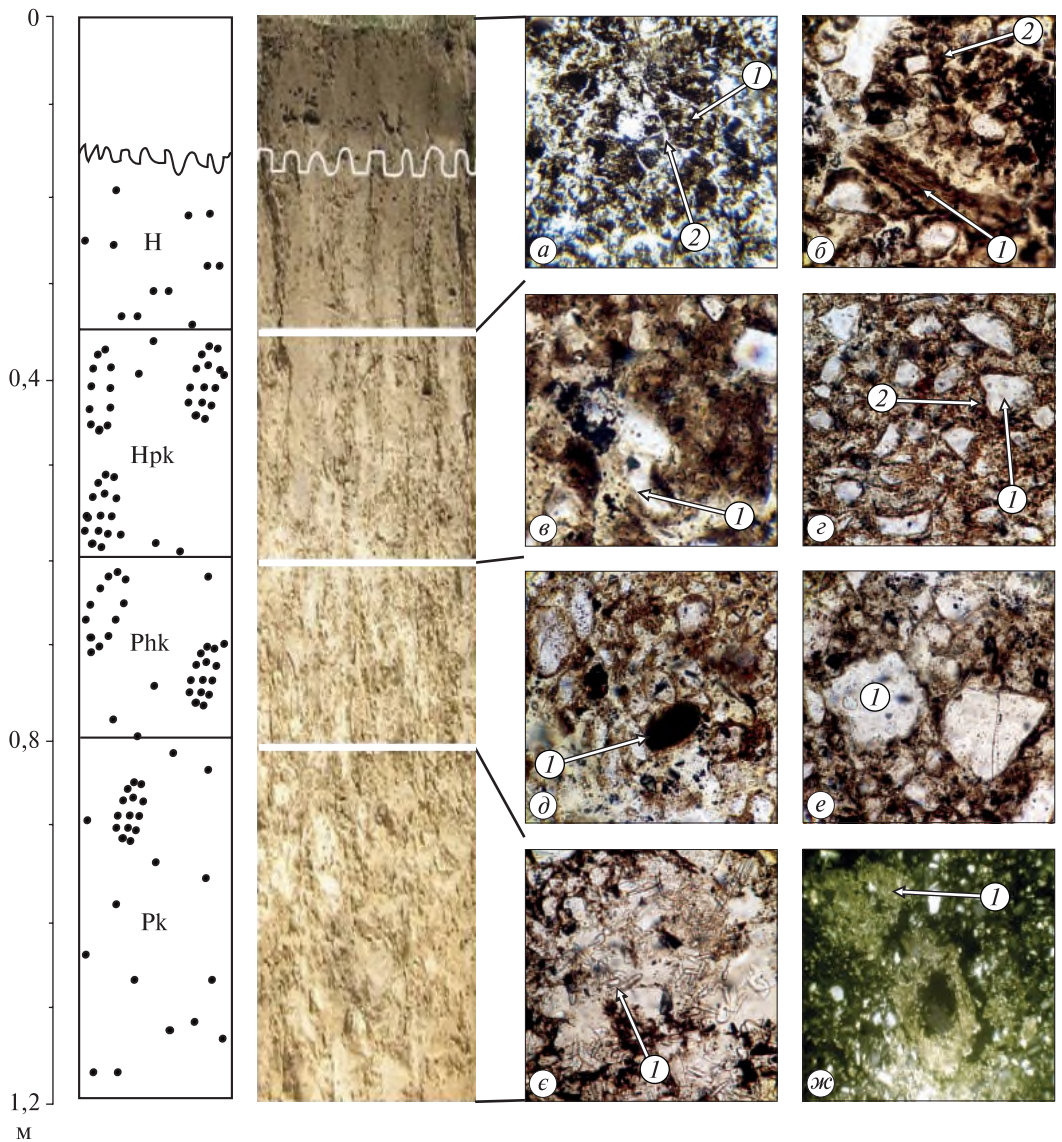
*Генетичні горизонти:* **H(k):** а — складні мікроагрегати III–IV порядку (1), розділені системою розгалужених пор (2); б — складні мікроагрегати (1) II–III порядку і рівномірне просочення плазми гумусом; **Hpk:** в — прості мікроагрегати, розділені тонкими звивистими порами; г — напіврозкладені рештки рослин, вкриті гумусом; **PHk, Phk:** д — гумусово-глинисті оболонки (1) навколо зерна кварцу (2); е — гумусово-глинисті навколопорові відокремлення (1); є — залізо-мангановий мікрооршштейн (1); жс — скупчення оксидів мanganу в порах (1); **Pk:** з — мікрзернистий кальцит (1), скупчений навколо (2), і дрібнозернистий кальцит (3), рівномірно розсіяний у плазмі; u — інкрустація (1) крипто- і мікрокристалічним кальцитом пори (2)



**Рис. 53.** Мікроморфологічні ознаки будови чорноземів звичайних розрізу с. Бабурка (а—u — нік. ||; і — нік. +. ×70).

*Генетичні горизонти:* **H:** а — складні мікроагрегати III—IV порядку, розділені порами; б — насиченість плазми гумусом (1) типу муль; в — система вигнутих каналоподібних пор (1) і часточки гумусу (2); г — зерна мінерального скелета (1), облямовані гумусовими оболонками (2); **Hpk:** д, е — темні згусткові мікроформи гумусу (гумони) з чіткими межами, які рівномірно розсіяні у плазмі; **Phk:** з — зерна мінерального скелета (1) із гумусовими оболонками (2); ж — часточки гумусово-глинистої речовини (1); **Pk:** з — зерна кварцу (1) і рогової обманки (2); u — скупчення мікро- (1) і дрібнокристалічного (2) кальциту в плазмі





**Рис. 54.** Мікроморфологічні ознаки будови чорноземів південних розрізу с. Львове (*a–e* — нік. ||; *ж* — нік. +.  $\times 70$ ).

*Генетичні горизонти:* **H:** *a* — складні мікроагрегати II—III порядку (*1*), розділені тонкими звивистими порами (*2*); *б* — гуміфіковані рештки рослин (*1*) і скупчення гумусу у згустках і грудочках (*2*); **Hpk:** *в* — скупчення мулевого гумусу навколо зерен скелета (*1*); *г* — зерна скелета (*1*), щільно упаковані в карбонатно-глинистій плазмі (*2*); **Phk:** *д* — замасковане гумусом зерно рогової обманки (*1*); *е* — великі піщані зерна (*1*); **Pk:** *є* — мікрокристали короткоголчастого гіпсу (*1*); *ж* — округлі скупчення крипто- і мікрокристалічного кальциту (*1*) у плазмі



**КАМАЗИНЕНКО Сергій Петрович**

кандидат географічних наук (2009), науковий співробітник відділу палеогеографії Інституту географії НАН України. В 2001 р. закінчив Ніжинський державний педагогічний університет, природничо-географічний факультет (2001).  
Наукові інтереси: палеогеографічні та палеopedологічні дослідження пліоценових, плейстоценових, голценових відкладів (у тім числі на археологічних об'єктах) із застосуванням мікроморфологічного методу, визначення валового і фракційного вмісту гумусу, спектрального аналізу, термолюмінесцентного датування та ін.  
Автор понад 30 публікацій і співавтор колективної монографії. Низка статей є результатом спільного палеогеографічного та археологічного вивчення пам'яток палеоліту з метою реконструкції природних умов та умов проживання давньої людини