

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Міністерство освіти і науки України
Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Міністерство освіти і науки України

Кваліфікаційна наукова
праця на правах рукопису

БОНЧКОВСЬКИЙ ОЛЕКСАНДР СЕРГІЙОВИЧ

УДК: 551.89:551.791(477.8)

ДИСЕРТАЦІЯ

**ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНА ЕТАПНІСТЬ УТВОРЕННЯ
ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ**

106 – Географія

Подається на здобуття наукового ступеня доктора філософії.

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей, результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

_____ Бончковський О. С.

Науковий керівник – Герасименко Наталія Петрівна,

професор, доктор географічних наук



Київ – 2022

АНОТАЦІЯ

Бончковський О. С. Палеогеографічна етапність утворення лесово-грунтових розрізів Волинської височини. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора філософії за спеціальністю 106 «Географія». – Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Міністерство освіти і науки України. Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Міністерство освіти і науки України. – Київ, 2022.

Дисертаційну роботу присвячено реконструкції короткоперіодичної етапності розвитку давньої природи (грунтів і відкладів, рослинності, кріогенного морфогенезу, клімату) у неоплейстоцені на території Волинської височини за результатами комплексного дослідження 16 нововиявлених і 2 відомих раніше лесово-грунтових розрізів.

У роботі розроблено методологічний підхід до реконструкції короткоперіодичної етапності неоплейстоцену на Волинській височині за синтезом результатів гранулометричного, геохімічного, палеопедологічного, особливо мікроморфологічного, палеокріологічного, палеопалінологічного, палеобіомного і палеокліматичного (за палінологічними і кріологічними даними) методів. Представлено блок-модель покрокового використання цього підходу.

Для оцінки інтенсивності еолової акумуляції пилу модифіковано (адаптовано до методу Качинського) гранулометричний індекс GSI. Для розрізів знижень палеорельєфу запропоновано використання розробленого автором індексу SSI, що вказує на співвідношення процесів седиментогенезу і педогенезу. З цією ж метою використано показники геохімічного складу відкладів: вміст стійких елементів Ti, Nb, Y і співвідношення Ti/Nb і Ti/Zr.

На основі застосування палеопедологічного і особливо мікроморфологічного методів реконструйовано процеси педогенезу і генезис ґрунтів, сформованих упродовж короткотривалих етапів. У ході макро- та мікроморфологічних досліджень макрокарбонатних новоутворень встановлено їхню стратиграфічну

приуроченість, генезис новоутворень: нодулів, ризолітів та кірок. Більшість нодулів на Волинській височині є гідрогенними утвореннями, формування яких не завжди пов'язане із педогенезом. Утворення карбонатних кірок пов'язуємо зі швидкою кристалізацією кальцитових розчинів у вузьких тріщинах, а ризолітів – із кристалізацією рослинних клітин.

Розрізи лесово-ґрунтових відкладів розглядаються як палеокріогенні архіви, мерзлотні форми у них як палеокріогенні пам'ятки, а властивості ґрунтів і відкладів, обумовлені кріогенними процесами, як кріогенні індикатори. Палеокріогенні утворення Волинської височини віднесено до класів структурних, аструктурних, комплексних і кріогеноподібних форм. До останніх запропоновано відносити форми (зокрема тріщини та інволюції), походження яких викликає сумнів. Мікроморфологічні індикатори палеокріогенних процесів свідчать, що у четвертинних відкладах Волинської височини вони найчастіше виявляються у таких елементах мікробудови ґрунтів як мікроагрегати, поровий простір, скелет, плазма та органічна речовина. Систематизовано інформацію про палеокліматичну індикацію кріогенних утворень, зокрема діапазон кліматичних параметрів, у яких можливе формування тих чи інших кріогенних форм.

Досліджені розрізи впевнено зіставляються між собою, у них виділено 20 стратиграфічних шарів, об'єднаних у три педокомплекси і чотири лесових горизонти між ними. Верхні лесові кліматоліти містять один (у Лесі II) і три (у Лесі I) ґрунтових горизонти. Верхній педокомплекс (Педокомплекс I) має найскладнішу будову: у ньому виділено три субпедокомплекси, нижній із яких за палеопедологічними і палінологічними даними сформувався у міжльодовикових умовах. Малопотужні лесові прошарки і кріогенні форми усередині педокомплексів є індикаторами коротких, сухих і прохолодних стадій.

Застосування комплексу методів дало змогу скорелювати досліджені розрізи із детально вивченими і датованими розрізами Волинської височини і Центральної України, і на цій основі визначити атрибуцію виділених стратиграфічних одиниць у регіональній (Богущий, 1986) і національній (Веклич та ін., 1993) стратиграфічних схемах. Запропоновано корелювати Педокомплекс III із луцьким

грунтом регіональної стратиграфічної схеми і верхньозавадівським кліматолітом національної стратиграфічної схеми; Педокомплекс II – із коршівським ґрунтовим комплексом і потягайлівським кліматолітом; Педокомплекс I – із горохівським ґрунтовим комплексом і кайдацьким (нижній субпедокомплекс), тясминським (нижній неґрунтовий прошарок) і прилуцьким (верхні два субпедокомплекси) кліматолітами. Хроностратиграфічна атрибуція вивчених розрізів дала змогу скорелювати їх з глобальною морською киснево-ізотопною шкалою (кривою LR04).

Аналогів розрізу Дерев'янче не знаходимо на території Волинської височини, тому його скорельовано із розрізами Центральної України. За особливостями будови викопних ґрунтів попередньо запропоновано нижній педокомплекс розрізу корелювати із мартоносським кліматолітом, а верхній – із лубенським. Обґрунтовано формування ґрунтів, що залягають в основі розрізу Острів Дубовець, упродовж інтерстадіалів белінг та алеред. Це доводить доголоценовий вік фрагменту заплави Ікви в районі м. Дубно. Смугасті товщі педоседиментів на лесових схилах і в западинах псевдоморфоз за повторно-жильним льодом вірогідно також сформувалися у цей час.

Схожість будови досліджених розрізів дозволяє припустити, що виділені на основі їхнього вивчення короткоперіодичні етапи розвитку давньої природи мають щонайменше регіональний масштаб. Для більшості виділених короткоперіодичних етапів знаходимо аналоги в інших регіонах України та Європи.

Макро- та мікроморфологічний аналізи викопних ґрунтів показали, що більшість із них є складними багатофазними утвореннями, вперше для пізньозавадівського, кайдацького і витачівського етапів. У ранню (лісову) стадію домінували процеси лесиважу та ілювіювання, проте під час інтерстадіалів у винесенні тонкодисперсної фракції ключову роль відігравали процеси кислотного гідролізу і псевдоопідзолення. Транслокація глинистих колоїдів мала місце також упродовж теплих інтерстадіалів. Мікроморфологічні дослідження кутанного комплексу бурих лесивованих ґрунтів показали, що вони є багатофазними утвореннями. У пізню стадію формування ґрунтів домінували гумусово-

аккумулятивні процеси. Впродовж інтерстадіалів пленігляціалу у педогенезі ключову роль відігравали процеси оглеєння або бореального буроземоутворення.

Палеокріологічні дослідження лесово-грунтових розрізів показали, що багаторічна мерзлота на Волинській височині існувала впродовж орільського, дніпровського, удайського, бузького і причорноморського етапів, могла існувати на початку витачівського і у другій половині дофінівського етапів. За набором типів кріоутворень та інтенсивністю відображених у них палеомерзлотних процесів, запропоновано виділяти упродовж стадіалів три фази палеокріогенезу: кріоаридну, кріогігротичну і кріоксеротичну.

За результатами палінологічного вивчення ґрунтових кліматолітів середнього і верхнього неоплейстоцену простежено еволюцію палеорослинності, виконано палеобіомні та кількісні палеокліматичні реконструкції. Встановлено, що у ранні оптимуми міжзледенінь на Волинській височині панували суббореальні неморальні та мішані ліси, а в пізні оптимуми відбувалася ксерофітизація ландшафтів, виражена у поширенні лісостепу або мезофітного степу. Тренд до ксерофітизації ландшафтів у пізні оптимуми простежено й для інтерстадіалів прилуцького і витачівського часу. Найтеплішою і найвологішою у витачівський час була підстадія «vt_{1b2}», коли на Волинській височині поширювалися південно-бореальні неморальні ліси. Для рівненського (ранньодофінівського) часу реконструйовано бореальні степи, а для красилівського (пізньодофінівського) – субперигляціальні степові ландшафти. Упродовж холодних етапів мали місце осциляторні зміни палеоклімату, позначені у послабленні процесів лесонакопичення і посиленні ініціального ґрунтоутворення. У мікроморфологічній будові удайського лесу ідентифіковано сліди ініціального педогенезу, причиною чого вірогідно була висока зволоженість етапу.

У досліджених лесово-грунтових розрізах виявлено короткоперіодичні палеогеографічні етапи різного рангу – підетапи, стадії, підстадії, фази. Для теплих етапів встановлено більшу мінливість природних обстановок у часі, ніж для холодних. Для етапів ґрунтоутворення виділено до 7 підстадій, для етапів лесоутворення – до трьох підетапів. Встановлено, що у міжзледеніння клімат був

подібним або теплішим від сучасного, у ранні оптимуми («zv_{3b1}», «pt_{1b1}», «kd_{1b1}», «kd_{3b1}») відрізнявся більшою зволоженістю, у пізні – рисами континенталізації. У теплі оптимуми інтерстадіалів («zv_{3b2}», «pl_{1b1}», «vt_{1b2}») клімат все ж був прохолоднішим і вологішим від сучасного, в інші оптимуми інтерстадіалів («pl_{1b2}», «vt_{1b1}», «vt_{3b}», «df₁») він був бореальним помірно-континентальним чи континентальним. Для стадіалів із субперигляціального чи перигляціального кліматом середньорічні температури були $\leq 0^{\circ}\text{C}$.

Отримані у дисертаційній роботі результати можуть бути використані для уточнення і деталізації стратиграфічної схеми регіону, побудови схеми палеогеографічної етапності розвитку природи регіону, обґрунтування кореляції стратиграфічних схем, реконструкції палеоекологічних умов проживання давньої людини, уточнення методики гранулометричних, мікроморфологічних і палеокріологічних досліджень. Отримані дані можуть бути використані у природоохоронній справі для обґрунтування охорони геосайтів як геологічних, палеогеографічних і ландшафтних феноменів; у краєзнавчих, туристичних та освітніх цілях. Результати дисертаційного дослідження впроваджено у навчальний процес при викладанні курсів «Палеогеографія антропогену», «Методи палеогеографічних досліджень», «Палеоекологія четвертинного періоду» у Київському національному університеті імені Тараса Шевченка.

Ключові слова: лесово-ґрунтові відклади, короткоперіодична палеогеографічна етапність, мікроморфологічний, гранулометричний та палінологічний аналізи, кріогенний морфогенез, метод біомізації, палеоклімат, палеоекологія, реконструкція довкілля та його різноманіття, еволюція флювіальних систем, кореляція палеогеографічних подій.

ABSTRACT

Bonchkovskiy O. S. The sequence of the formation of the loess-palaeosol sections of the Volyn' Upland. – Manuscript.

Thesis for a Doctor of Philosophy: Specialty 106 – Geography. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ministry of Education and Science of Ukraine. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Ministry of Education and Science of Ukraine. – Kyiv, 2022.

The thesis deals with reconstructions of short-term Pleistocene environmental changes (in soils, sediments, cryogenesis, vegetation, climate) in the Volyn' Upland which are based on a complex study of loess-palaeosol sections: sixteen of them are first discovered and two sections were previously known but undergone the new study.

In the thesis a methodological approach is developed for the reconstruction of short-term palaeoenvironmental changes during the Pleistocene in the Volyn' Upland by the synthesis of grain-size, geochemical, palaeopedological (especially micromorphological), palaeocryological, paleopalynological, palaeobiomic and palaeoclimatic methodologies. The block model of the step-by-step use of this approach is elaborated.

Grain-size analysis enables to reconstruct the intensity of both sedimentation and pedogenesis. In order to reveal the rate of aeolian dust accumulation in plateaux' loess-palaeosol sections, the index GSI' (the grain-size index GSI modified for the Kachynskiy method) is applied. For the sections of sediment traps (palaeorelief depressions), the sedimentation/soil index (SSI) which is the ratio of physical sand ($>10\ \mu\text{m}$) to physical clay ($<10\ \mu\text{m}$), is first proposed in the thesis as an indicator of the ratio of rates of pedogenesis and sedimentation. Geochemical indicators have been used for the same purpose, namely, the contents of stable elements Ti, Nb, Y, and the Ti/Nb and Ti/Zr ratios.

Based on the application of palaeopedology and especially micromorphology, palaeopedogenic processes and palaeosol genetic types have been reconstructed for the short-term periods. In the studied loess-palaeosol sections, large carbonate pedofeatures of three types (nodules, rhizoliths and crusts) have been frequently found, whose

stratigraphical positions, origins and lateral changes are described. The carbonate nodules often appear to be hydrogenic, associated both with pedogenesis and loess accumulation. It is suggested that calcite crusts were formed due to rapid crystallization of calcite in fissures, whereas rhizoliths are regarded as the result of crystallization of root cells.

The loess-paleosol sequences in the Volyn' Upland are regarded as palaeocryogenic archives, whereas soil and sediment feature dependent on periglacial processes are considered as palaeocryogenic indicators. Palaeocryogenic features in the area studied belong to four groups: structural, astructural (plastic), complex and quasi-cryogenic. The latter group includes the forms (some fissures, veins, involutions and another plastic deformations), which are similar to the periglacial ones, but their cryogenic genesis is not clearly proved. The micromorphological indicators of periglacial processes are very important in the studied loess-paleosol sequences, and they are such elements of soil fabric as microaggregates, voids, skeleton, plasma and organic matter. On the basis of the analyses of palaeoclimatic indicators, the range of climatic parameters, which were appropriate for formation of certain cryogenic features, are proposed.

The studied sections are well correlated, and the Novyi Tik site is suggested as a key section. Twenty stratigraphic beds are described, and they are grouped into seven main units: three pedocomplexes and four loess units. The lower loess units are mainly homogeneous, whereas the upper loess units include one (Loess II) or three (Loess I) incipient palaeosols. Within the pedocomplexes, on the other hand, there occur both thin loess beds and cryogenic forms. They indicate dry and cold events of relatively short duration. The upper pedocomplex (Pedocomplex I) has the most complex built-up. It includes three sub-pedocomplexes, the lower of which, according to palaeopedological and palynological data, was formed during the last interglacial.

The complex investigation of the described loess-paleosol sections allows their correlation with the other comprehensively studied and well dated sections in the Volyn' Upland and Central Ukraine. This has enabled the attribution of each local stratigraphical unit in the regional stratigraphic scheme of Western Ukraine (Bogucki, 1986) and the Quaternary stratigraphical framework of Ukraine (Veklich *et al.*, 1993). The following correlation is proposed. Pedocomplex III is compared with the Lutsk soil of the regional

stratigraphic scheme of Western Ukraine and the Upper Zavadivka unit of the Quaternary stratigraphical framework of Ukraine. Pedocomplex II is correlated, correspondingly, to the Korshiv pedocomplex and the Potyagaylivka unit, whereas Pedocomplex I – to the Horohiv pedocomplex, at one hand, and the Kaydaky (lower sub-pedocomplex) and the Pryluky (two upper sub-pedocomplexes) units, at the other hand. This correlation also enables the comparison of the main units described with the LR04 curve (Lisiecki and Raymo, 2005).

As no counterpart of the Derevianche section have been found in the Volyn' Upland, this section is correlated with the sites of Central Ukraine. According to the palaeosols features, the lower pedocomplex at Derevianche is tentatively compared with the Martonosha unit and the upper pedocomplex – with the Lubny unit. It has been established that the soils at the base of the Ostriv Dubovets site were formed during the Bölling and Allerød interstadials, that indicates the pre-Holocene age of the floodplain of the Ikva River near the Dubno city. The bended pedosediments, observed in the same stratigraphic positions on the loess slopes, are also supposed to be formed during the Bölling and Allerød interstadials.

The stratigraphical similarity of loess-palaeosol sections, studied in the area, enables the suggestion that the discovered short-term development stages are of at least regional significance. Furthermore, analogues of the identified stages and events are known in the other regions of Ukraine and Europe.

Macro- and micromorphological analysis of the studied palaeosols demonstrate that they developed in several phases. In the early ('forest') phases of interglacials, processes of lessivage and illuvial translocation predominated, whereas, podzolization and pseudo-podzolization prevailed during the early phases of interstadials. Nevertheless, clay translocation processes could also take place during warm interstadials. Micromorphological investigation of clay coatings in Luvisols has enabled to distinguish two phases of clay translocation during their formation. The late ('steppe') phase of soil formation during the interglacials and warm interstadials was marked by predomination of humus accumulation. During the Pleniglacial interstadials, Gleysols and, on well-drained surfaces, Cambisols of boreal climate were formed.

The palaeocryological studies demonstrated that the permafrost existed in the Volyn' Upland during the coldest stadials (the Oril, Dnipro, Uday, Bug, Prychornomorya times), and it, probably, could exist during the beginning of the Vytachiv time and the late phase of the Dofinivka time. The regular change in patterns of cryogenic features demonstrates a succession, which indicates different scale and intensity of periglacial processes in the changing environments. On this basis, three main development phases have been suggested for a stadial: cryo-aridic, cryo-hygrotic and cryo-xerotic.

The pollen study has revealed the main patterns of palaeovegetation evolution during Middle and Late Pleistocene, and it enables the reconstruction of palaeobiomes and palaeoclimatic parameters for the short-term periods in the Volyn' Upland. It has been demonstrated that during the early phases of interglacials optima, subboreal broad-leaved and mixed forests expanded in this area. In the late phases of interglacials optima, the spread of forest-steppe or mesophytic steppe occurred, which indicates aridification. The similar trend to aridification is identified for the interstadials of the Pryluky and Vytachiv times. The phase 'vt_{1b2}' was the warmest and the wettest during the Vytachiv. South-boreal forests with broad-leaved trees spread then. The boreal steppe is reconstructed for the Rivne (the Early Dofinivka) times, and the spread of sub-periglacial steppe is shown for the Krasyliv (the Late Dofinivka) times. During the cold stadial times climate oscillations occurred. With the onset of short warm or wet phases during Bug times, the incipient pedogenesis developed, and the rate of loess accumulation decreased. Traces of incipient pedogenesis are also detected in the Uday loess, probably, due to a more humid climate of this time.

In the studied loess-palaesol sequences, short-term palaeoenvironmental changes of different ranks and duration (*e. g.* substages and phases) have been established. In the area studied, environmental changes were more contrasting and frequent during the warm times than during the cold ones. The soil formation stages up consist of up to 7 phases, whereas loess stages include three substages, some of them with up to several phases. It has been shown that during interglacials, the climate was similar to or warmer than nowadays; in their early optima ("zV_{3b1}", "pt_{1b1}", "kd_{1b1}", "kd_{3b1}"), it was more humid, whereas in the late optima – the continentality increased. During the optima of warm

interstadial (“zv_{3b2}”, “pl_{1b1}”, “vt_{1b2}”), the climate was colder and wetter than at present, whereas during other interstadial optima (“pl_{1b2}”, “vt_{1b1}”, “vt_{3b}”, “df₁”), it was boreal, subcontinental or continental. For periglacial and subperiglacial climate of stadials, the mean annual temperature $\leq 0^{\circ}\text{C}$ is reconstructed.

The results of this study can be applied for such purposes: elaboration in detail of stratigraphical framework and the scheme of short-term palaeoenvironmental stages of the region, correlation of stratigraphical schemes, reconstruction of the Palaeolithic Man environments, and further methodological elaboration of grain-size, micromorphological, palaeocryological and palaeoclimatic studies. The data obtained can be used in the nature protection as a basis for establishing the geological, palaeoenvironmental and landscape value of geosites. The data from the thesis can be widely used in local lore, tourism and education. The methodological advances and the reconstructions obtained by the author have been already introduced into the educational process of the Earth Sciences and Geomorphology Department (Geography Faculty) of Taras Shevchenko National University of Kyiv, as they are included in the disciplines ‘Methodology of Quaternary palaeogeography’, ‘Quaternary palaeogeography’, ‘Quaternary palaeoecology’.

Key words: loess-palaeosol sequence, short-term palaeoenvironmental change, micromorphological, grain-size and palynological analysis, cryogenesis, biomization method, palaeoclimate, palaeoecology, environmental reconstruction and its diversity, fluvial system evolution, correlation of palaeoenvironmental events.

СПИСОК НАУКОВИХ ПУБЛІКАЦІЙ ЗДОБУВАЧА ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

**Статті у фахових наукових виданнях України, в яких опубліковані
основні наукові результати дисертації:**

1. Бончковський, О. С. (2014). Новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену півдня Волині (на прикладі розрізів Боремель 1 та 2). *Фізична географія та геоморфологія*, 3(75), 57–64.
2. Бончковський, О. С. (2014). Палеокріогенні форми як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської височини). *Фізична географія та геоморфологія*, 4(76), 44–51.
3. Бончковський, О. С. (2014). Баківці – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Горохівської височини. *Науковий вісник Чернівецького університету. Серія: Географія*, 724–725, 5–10.
4. Бончковський, О. С. (2015). Новий Тік – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 3(79), 77–89.
5. Бончковський, О. С. (2015). Колодежі – новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(80), 69–76.
6. Бончковський, О. С. (2016). Пізньоплейстоценовий кріогенез в межах Волинської височини. *Науковий вісник Чернівецького університету. Серія: Географія*, 775–776, 19–30.
7. Бончковський, О. С. (2017). Новостав – детально стратифікований лесово-грунтовий розріз Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(88), 29–40.
8. Бончковський, О. С. (2018). Ковбань – детально стратифікований лесово-грунтовий розріз Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 2(90), 24–33.

9. Бончковський, О. С., Бардецький, А. Б., & Пшеничний, Ю. Л. (2018). Палеогеографічні дослідження на археологічній пам'ятці Острів Дубовець (м. Дубно). *Фізична географія та геоморфологія*, 4(92), 23–37. (Особистий внесок здобувача: літолого-стратиграфічні, палеокріологічні та палеопедологічні дослідження відкладів археологічної пам'ятки, реконструкція історії формування урочища та умов проживання давньої людини).

10. Бончковський, О. С. (2019). Особливості соліфлюкційних процесів у плейстоцені на території Волинської височини. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 3(54), 177–178.

Статті у наукових виданнях, індексованих у Scopus і WoS:

11. Бончковський, О. С. (2018). Палеокріогенні процеси на території Волинської височини. *Вісник Дніпропетровського університету. Геологія. Географія*, 26(1), 3–16. <https://doi.org/10.15421/111801>

12. Bonchkovskyi, O. S. (2019). Changes in pedogenic processes during Pryluky times (Late Pleistocene) in the central part of the Volyn' Upland. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 28(2), 230–240. <https://doi.org/10.15421/111924>

13. Бончковський, О. С. (2020). Смиків – новий опорний розріз верхнього неоплейстоцену Волинської височини. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, 53, 25–44. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-02>

14. Bonchkovskyi, O. (2020). The loess-palaeosol sequence of Novyi Tik: a new Middle and Upper Pleistocene record for Volyn' Upland (North-West Ukraine). *Quaternaire*, 31(4), 281–308. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.14308>

Опубліковані наукові праці апробаційного характеру:

15. Бончковський, О. С. (2014). Палеокріогенний мікрорельєф як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської

аккумулятивно-денудаційної височини). *Рельєф і клімат*: Матеріали міжнародного наукового симпозіуму (с. 16–17). Чернівці: Технодрук.

16. Бончковський, О. С. (2015). Розвиток процесів педогенезу у прилуцький час на території півдня Волинської височини. *Молоді науковці – географічній науці*: Збірник наукових праць XI Всеукраїнської науково-практичної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 8–10). Київ: Прінт-Сервіс.

17. Бончковський, О. С. (2015). Соліфлюкційні процеси на території Горохівської височини у неоплейстоцені. *Шевченківська весна – 2015. Географія*: Збірник наукових праць XIII міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 10–13). Київ: Прінт Сервіс.

18. Бончковський, О. С. (2016). До питання класифікації викопних морозобійних структур (на основі досліджень лесово-грунтової серії Волинської височини). *Шевченківська весна – 2016. Географія*: Збірник наукових праць XIV міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 8–11). Київ: Прінт Сервіс.

19. Бончковський, О. С. (2016). Етапність розвитку неоплейстоценового педогенезу південної частини Волинської височини. *Українська географія: сучасні виклики*. Збірник праць XII з'їзду Українського географічного товариства, том III (с. 18–21). Київ: Прінт-Сервіс.

20. Бончковський, О. С. (2016). Особливості формування дубнівського та горохівського педокомплексів пізнього плейстоцену Горохівської височини та Рівненського плато. *Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті імені Юрія Федьковича)*: Матеріали міжнародної наукової конференції (с. 52–53). Чернівці.

21. Бончковский, А. С. (2017). Формирование криогенных структур в плейстоцене на территории Волынской возвышенности (Украина). *Наука и образование – 2017: Сборник материалов XII международной конференции* (с. 1310–1315). Астана.

22. Бончковський, О. С. (2017). Детальна стратифікація лесово-грунтових відкладів у басейнах річок Стир та Горинь. *Ідеї та новації в системі наук про Землю: Збірник матеріалів VII всеукраїнської молодіжної наукової конференції* (с. 104–105). Київ: Інститут геологічних наук НАН України.

23. Бончковский, А. С. (2018). Процессы позднеплейстоценового криогенеза на территории Волынской возвышенности (Украина). *The development of nature sciences: problems and solutions: Conference Proceedings* (с. 174–178). Brno.

24. Бончковський, О. С. (2018). Палеокліматичні умови формування мерзлотних структур у плейстоцені на території Волинської височини. *Рельєф і клімат: Матеріали II Міжнародної конференції* (с. 88–89). Чернівці: Чернівецький національний університет.

25. Бончковський, О. С. (2019). Кріостратиграфічні маркери верхнього плейстоцену Волинської височини. *Ідеї та новації в системі наук про Землю: Матеріали VIII Всеукраїнської молодіжної наукової конференції* (с. 22–23). Київ: Інститут геологічних наук НАН України.

26. Bonchkovskiy, O. (2020). Upper Pleistocene loess-palaeosol sequences in the central part of the Volyn Upland (NW Ukraine). *INQUA SEQS 2020. Conference Proceedings. Wrocław, 28th September 2020. Quaternary Stratigraphy – palaeoenvironment, sediments, palaeofauna and human migrations across Central Europe* (p. 38). Wrocław.

27. Бончковський, О. (2021). Ґрунти та рослинність центральної частини Волинської височини у витачівський час. *Культурний ландшафт як географічний феномен: Матеріали Міжнародної наукової конференції* (с. 58–59). Чернівці: Чернівецький національний університет.

Опубліковані праці, які додатково відображають наукові результати дисертаційного дослідження:

28. Бончковський, О. С. (2017). Особливості формування реліктової посткриогенної морфоскульптури Волинської височини. *Шевченківська весна –*

2017. *Географія: Збірник наукових праць XV міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених* (с. 9–13). Київ: Прінт Сервіс.

29. Бончковський, О. С. (2017). Особливості реліктової посткріогенної морфоскульптури східної частини Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 2(86), 48–59.

30. Бончковський, О., Бардецький, А., & Пшеничний, Ю. (2020). Палеогеографічний підхід до вивчення багат шарової археологічної пам'ятки Острів Дубовець (Рівненська обл., Україна). В Р. Włodarczak (Ред.), *A Planitiebus Usque Ad Montes: Studia Archaeologica Andreae Pelisiak Vitae Anno Sexagesimo Quinto Oblata* (с. 599–631). Rzeszow: Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego. (Особистий внесок здобувача: літолого-стратиграфічні (в т. ч. вивчення морфоскопії кварцових зерен), палеокріологічні, палеопедологічні (гранулометричний і мікроморфологічний аналізи) дослідження відкладів археологічної пам'ятки, реконструкції історії формування досліджуваного урочища та умов проживання давньої людини).

31. Gerasimenko, N., Bonchkovskyi, O., & Kovalchuk, I. (2020). Modelling of Late Pleistocene climatic hazards in the estimation of risk for the future abrupt climatic deterioration. *Conference proceeding: XIV International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment"* (pp. 1–5). Kyiv. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056051>. (Особистий внесок здобувача: висвітлення методики реконструкції клімату за палеокріогенними структурами, апробація методу на розрізах Середнього Подніпров'я).

32. Bonchkovskyi, O. S., & Gerasimenko, N. P. (2020). A first attempt at the regional implementation of a geoarchaeological site database for Ukraine: study areas of the Volyn' Upland and the Transcarpathian Lowland. *Geoinformatics* (pp. 1–5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo050>. (Особистий внесок здобувача: висвітлення методики побудови геопросторової бази даних, аналіз геоархеологічних пам'яток палеоліту Волинської височини).

33. Герасименко, Н., Бончковський, О., Авдєєнко, Ю., Рогозін, Є., & Юрченко, Т. (2020). Геоінформаційна база даних геоархеологічних пам'яток Правобережної України. *Сучасний стан та перспективи розвитку геоморфології та палеогеографії в Україні*. Тези доповідей Всеукраїнської науково-практичної конференції, присвяченої 70-річчю кафедри геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка (с. 15–16). Львів. (Особистий внесок здобувача: висвітлення методики побудови геопросторової бази даних, аналіз вивченості геоархеологічних пам'яток Волинської височини).

ЗМІСТ

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ	21
ВСТУП	22
РОЗДІЛ 1. МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ	30
1.1. Гранулометричні та геохімічні дослідження	30
1.2. Палеопедологічні дослідження.....	35
1.3. Палеокріологічні дослідження.....	49
1.4. Палеопалінологічні дослідження	66
1.5. Комплексний підхід у палеогеографічних дослідженнях.....	72
Висновки до розділу 1	73
РОЗДІЛ 2. ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ЛЕСОВО-ГРУНТОВОЇ ФОРМАЦІЇ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ	77
2.1. Етап описових досліджень (друга пол. ХІХ – перша пол. ХХ століття).....	77
2.2. Етап аналітичних досліджень (50–90-ті рр. ХХ століття)	78
2.3. Етап системних мультидисциплінарних досліджень (ХХІ століття)	80
Висновки до розділу 2	85
РОЗДІЛ 3. СУЧАСНІ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ	87
Висновки до розділу 3	96
РОЗДІЛ 4. БУДОВА ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ	98
4.1. Основні стратиграфічні підрозділи.....	98
4.2. Детальна характеристика основних стратиграфічних підрозділів	100
4.2.1. Лес ІV («L ₄ », шар 19).....	100
4.2.2. Педокомплекс ІІІ («S ₃ », шар 18).....	101
4.2.3. Лес ІІІ («L ₃ », шар 17)	107
4.2.4. Педокомплекс ІІ («S ₂ », шари 14–16).....	107
4.2.5. Лес ІІ («L ₂ », шар 13)	110
4.2.6. Педокомплекс І («S ₁ », шари 8–12)	112
4.2.7. Лес І («L ₁ », шари 1–7).....	124
4.3. Кореляція досліджених розрізів	133
4.3.1. Педокомплекс І	134

4.3.2. Лес I	138
4.3.3. Педокомплекс II	140
4.3.4. Лес II.....	141
4.3.5. Педокомплекс III, Лес III і IV	141
4.4. Розріз Дерев'янче	142
4.4.1. Стратиграфічне розчленування розрізу Дерев'янче	142
4.4.2. Кореляція розрізу Дерев'янче із розрізами інших регіонів.....	147
4.5. Розрізи пізньольодовиків'я	148
4.5.1. Багатошарова археологічна пам'ятка Острів Дубовець	148
4.5.2. Лесово-грунтові розрізи Брищі та Острог	151
Висновки до розділу 4	152
РОЗДІЛ 5. КОРОТКОПЕРІОДИЧНА ЕТАПНІСТЬ ПЛЕЙСТОЦЕНУ, ВІДОБРАЖЕНА В УТВОРЕННЯХ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ.....	154
5.1. Ранній неоплейстоцен.....	154
5.1.1. Мартоносський етап (780–650 тис. р. т.).....	154
5.1.2. Сульський етап (650–600 тис. р. т.).....	156
5.1.3. Лубенський етап (600–500 тис. р. т.)	157
5.1.4. Тилігульський етап (500–410 тис. р. т.).....	157
5.2. Середній неоплейстоцен	158
5.2.1. Завадівський етап (424–277 тис. р. т.).....	158
5.2.2. Орільський етап (277–243 тис. р. т.)	163
5.2.3. Потягайлівський етап (243–191 тис. р. т.)	164
5.2.4. Дніпровський етап (191–130 тис. р. т.).....	167
5.3. Пізній неоплейстоцен	168
5.3.1. Кайдацький етап (130–110 тис. р. т.)	170
5.3.2. Тясминський етап (110–107 тис. р. т.)	173
5.3.3. Прилуцький етап (107–71 тис. р. т.).....	174
5.3.4. Удайський етап (71–57 тис. р. т.)	179
5.3.5. Витачівський етап (57–27 тис. р. т.).....	180
5.3.6. Бузький етап (27–18 (22 ?) тис. р. т.).....	184
5.3.7. Дофінівський етап (18 (22 ?) –15 тис. р. т.).....	185
5.3.8. Причорноморський етап (15–10 тис. р. т.)	187

	20
Висновки до розділу 5	189
ВИСНОВКИ	191
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	196
ДОДАТКИ	250

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

AP – пилок дерев і чагарників

ЕГП – елементарні ґрунтотворні процеси

Кз – коефіцієнт зволоження

ЛГР – лесово-ґрунтові розрізи

МААТ – середньорічна температура повітря

ПГЖ – первинно-ґрунтові жили

ППЖ – первинно-піщані жили

ППЖЛ – псевдоморфози за повторно-жильним льодом

СПК – спорово-пилковий комплекс

T₁ – середня температура найхолоднішого місяця

T₇ – середня температура найтеплішого місяця

ФТР – функціональний тип рослинності

Kd – лесовий індекс

Md – медіанний радіус часточок

MIS – морська киснево-ізотопна стадія

Mz – середній діаметр часточок

NAP – пилок трав

So – коефіцієнт сортованості

ВСТУП

Актуальність теми дисертаційного дослідження. Реконструкція короткоперіодичної етапності розвитку природних умов четвертинного періоду є одним із ключових завдань сучасної палеогеографії, важливим для розробки сценаріїв майбутніх природних змін. Виявлення і виділення короткоперіодичних етапів можливе завдяки вивченню детально стратифікованих розрізів, утворення яких пов'язано зі специфічними умовами осадонакопичення у седиментаційних пастках [211, 357]. Розрізи плакорів, навпаки, включають полігенетичні утворення, які через сповільнений запис у них природних подій можуть не містити інформацію про осциляторні зміни компонентів давньої природи. Залучення комплексу методів до вивчення латеральних відмінностей лесово-грунтових утворень на плакорах і у седиментаційних пастках дає змогу встановити просторово-часові особливості розвитку давніх ландшафтів та їх компонентів і виявляти не лише основні палеогеографічні етапи, а й їхні підрозділи, що відповідають короткотривалим змінам у розвитку давньої природи.

Попри значну детальність геологічного вивчення лесово-грунтової формації Волинської височини, комплексні палеогеографічні дослідження, спрямовані на розкриття особливостей короткоперіодичної палеогеографічної етапності у регіоні, залишаються фрагментарними і часто обмежуються окремими хронологічними зрізами. За ступенем палеогеографічної вивченості Волинська височина суттєво поступається сусіднім лесовим регіонам Подільської і Люблінської височин, Подністров'я, а також Київського плато. Постає нагальна потреба у палеогеографічній інтерпретації вже відомих геологічних матеріалів, пошуку нових детально стратифікованих лесово-грунтових розрізів, реконструкціях короткоперіодичної етапності та кореляції палеогеографічних етапів і подій на території Волинської височини та в інших регіонах. Кореляцію суттєво ускладнено використанням дослідниками різних схем стратиграфії і палеогеографічної етапності плейстоцену у лесово-грунтових розрізах західної та інших частин території України [22, 23, 84, 96, 159]. Результатом цього стали відмінні погляди на

кореляцію використовуваних схем між собою та із глобальною морською киснево-ізотопною шкалою.

Регіональна специфіка розвитку давньої природи Волинської височини обумовлена високою неотектонічної активністю її території і значним впливом на клімат західного перенесення повітряних мас. Перший чинник призвів до гіршого збереження тут лесово-грунтових розрізів, що ускладнює їхню палеогеографічну інтерпретацію і міжрегіональну кореляцію. Зокрема, у досліджуваному регіоні були невідомі лесово-грунтові розрізи еоплейстоцену й раннього неоплейстоцену, а розрізи середнього неоплейстоцену зустрічалися вкрай рідко. З іншого боку, територія Волинської височини знаходиться у зоні переходу між лісовими і степовими ландшафтами, що мало зумовлювати високу сенсильність останніх до глобальних і регіональних кліматичних змін, виражену у детальній стратифікації лесово-грунтових розрізів. Ці розрізи є своєрідним «клондайком» для вивчення еволюції давньої природи, особливо палеоґрунтів і кріогенного морфогенезу.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Робота пов'язана із бюджетною науково-дослідною темою кафедри землезнавства та геоморфології географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка «*Реконструкція природних умов проживання людини на території України в доісторичний та історичний час*» (державний реєстраційний номер 19БФ050-01, 2019-2021 рр., Додаток К2), а також проектом Національного фонду досліджень України «*Магнітні індикатори палеокліматичних змін у відкладах лесово-грунтової формації України*» (реєстраційний номер НФДУ 2020.02/0406, 2021–2022 рр., Додаток К3).

Метою дисертаційного дослідження є реконструкція короткоперіодичної етапності розвитку давньої природи (ґрунтів і неґрунтових відкладів, рослинності, клімату, кріогенного морфогенезу) у неоплейстоцені на території Волинської височини, кореляція палеогеографічних етапів і подій. Для досягнення поставленої мети необхідно вирішити такі **завдання**:

- Визначити методологічні основи застосування у палеогеографічних дослідженнях гранулометричного і геохімічного аналізів, палеокріологічного,

палеопедологічного (зокрема мікроморфологічного) і палеопалінологічного методів. Використати синтез результатів цих методів для підвищення достовірності реконструкції короткоперіодичних етапів розвитку давньої природи.

- Узагальнити результати попередніх досліджень лесово-грунтових розрізів регіону.
- Розкрити особливості сучасних природних умов Волинської височини.
- Виконати польові дослідження нових лесово-грунтових розрізів, встановити макроморфологічні особливості викопних ґрунтів і неґрунтових відкладів, закономірності катенарних змін викопних ґрунтів і морфогенетичні риси палеокріогенних утворень.
- Виконати аналітичні дослідження викопних ґрунтів і неґрунтових утворень нових розрізів Волинської височини: гранулометричний склад, вміст карбонатів і гумусу, особливості геохімічного складу, мікроморфологічна будова у шліфах непорушеної будови, і палінологічний склад.
- Обґрунтувати кореляцію досліджених лесово-грунтових розрізів із датованими розрізами Волино-Поділля і Центральної України; визначити хроностратиграфічну належність виділених стратиграфічних одиниць у регіональній і національній стратиграфічних схемах плейстоцену України, корелювати вивчені розрізи із глобальною морською киснево-ізотопною шкалою.
- Реконструювати короткоперіодичну етапність розвитку давньої природи у неоплейстоцені на території Волинської височини, зокрема педогенезу і седиментогенезу, кріогенного морфогенезу, рослинності та клімату.
- Здійснити кореляцію палеогеографічних етапів і подій із такими в інших регіонах, виявити загальні особливості розвитку неоплейстоценової природи у регіоні.

Об'єкт дослідження: відклади лесово-грунтових розрізів Волинської височини.

Предмет дослідження: короткоперіодична палеогеографічна етапність формування лесово-грунтових розрізів Волинської височини упродовж неоплейстоцену.

Матеріали і методи дослідження. У дисертаційній роботі використано комплекс: 1) польових геологічних і палеогеографічних методів: літолого-стратиграфічний, палеопедологічний (макроморфологічний, палеокатен), палеокріологічний, палеогеоморфологічний, археологічний; 2) камеральних палеогеографічних методів: палеопедологічний (мікроморфологічний аналіз, гранулометричний аналіз, визначення вмісту карбонатів та гумусу, вивчення мікроморфології макрокарбонатних новоутворень), геохімічний (визначення вмісту важких металів), палеопалінологічний і палеокліматичний (метод біомізації, метод найкращих аналогів, палеокріокліматичний); 3) картографічних (методи ГІС); 4) загальнонаукових методів: порівняльно-географічний, порівняльно-історичний, статистичний, актуалістичний, кореляційний, систематизації.

Фактичний матеріал отримано із 18 лесово-грунтових розрізів Волинської височини. Палеопалінологічні дослідження (33 зразки) та аналітичні палеопедологічні дослідження, які включають гранулометричний аналіз (238 зразків), вміст карбонатів і гумусу (58 і 49 зразків відповідно) і мікроморфологічні дослідження (191 шліф), виконані у лабораторії екології ландшафту географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геохімічні дослідження розрізу Новий Тік (27 зразків) проводилися у відділі геохімії техногенних металів та аналітичної хімії Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України. Атрибуцію археологічних матеріалів із вивчених лесово-грунтових розрізів виконали Л. Кулаковська, В. Усик, А. Бардецький.

Наукова новизна отриманих результатів:

Вперше:

- на основі комплексного палеогеографічного підходу реконструйовано короткоперіодичну етапність розвитку педогенезу, седиментогенезу, кріогенного морфогенезу, рослинності та клімату для усіх етапів неоплейстоцену Волинської височини;
- розроблено методико-методологічний підхід до реконструкції короткоперіодичної етапності неоплейстоцену на Волинській височині за синтезом

результатів гранулометричного, геохімічного, палеопедологічного, зокрема мікроморфологічного, кріолітологічного, палінологічного, палеобіомного і палеокліматичного (за палінологічними і кріологічними даними) методів;

- виявлено і обґрунтовано стадійність розвитку педогенезу у пізньозавадівський, кайдацький, витачівський і дофінівський час, динаміку седименто- і педогенезу у бузький час на Волинській височині;

- на основі мікро- і макроморфологічних палеопедологічних досліджень визначено генезу ґрунтів мартоносського і лубенського етапів, інтерстадіалів белінг та алерд на території Волинської височини;

- на основі вивчення мікроморфологічної будови карбонатних новоутворень у розрізах Волинської височини запропоновано гіпотези генезису різних їх типів;

- запропоновано новий показник інтенсивності осадо накопичення – індекс SSI;

- реконструйовано палеобіоми усіх теплих етапів середнього і пізнього неоплейстоцену на території Волинської височини;

- за палінологічними даними реконструйовано кількісні параметри палеоклімату для кайдацького, прилуцького і дофінівського етапів, за палеокріологічними – для короткотривалих похолодань у неоплейстоцені Волинської височини;

- встановлено час першої появи давньої людини на території Волинської височини і палеоекологічні умови цього часу.

Удосконалено та деталізовано:

- схему еволюції кріогенного морфогенезу та розвитку палеокріогенних умов у неоплейстоцені на Волинській височині;

- реконструкцію кількісних параметрів палеоклімату холодних етапів у неоплейстоцені на території Волинської височини;

- риси мікроморфологічної будови ґрунтів та типи елементарних ґрунтоутворних процесів на Волинській височині упродовж неоплейстоцену;

- мікроморфологічні індикатори палеокріогенних процесів на території Волинської височини;
- схему короткоперіодичної етапності розвитку давньої природи впродовж прилуцького і потягайлівського етапів на території Волинської височини.

Набуло подальшого розвитку:

- методика реконструкції кількісних параметрів палеоклімату за даними палеокріологічного і палеопалінологічного методів;
- методика інтерпретації мікроморфологічних індикаторів педогенних процесів;
- методика інтерпретації мікроморфологічних індикаторів палеокріогенних процесів і кріогенного педометаморфізму викопних ґрунтів.

Практичне значення отриманих результатів. Результати дисертаційного дослідження можуть бути використані для уточнення і деталізації стратиграфічної схеми регіону, побудови схеми палеогеографічної етапності розвитку природи регіону, обґрунтування кореляції регіональної і національної стратиграфічних схем, реконструкції палеоекологічних умов проживання давньої людини, уточнення методики палеокріологічних і мікроморфологічних досліджень. Отримані дані можуть бути використані у природоохоронній справі для обґрунтування охорони геосайтів як геологічних, палеогеографічних і ландшафтних феноменів; у краєзнавчих, туристичних та освітніх цілях. Результати дисертаційного дослідження впроваджені у навчальний процес при викладанні курсів «Палеогеографія антропогену», «Методи палеогеографічних досліджень», «Палеоекологія четвертинного періоду» у Київському національному університеті імені Тараса Шевченка (довідка № 050/967-30, Додаток К1).

Особистий внесок здобувача. Дисертація є самостійною науковою працею, виконаною на основі власних польових і камеральних досліджень лесово-ґрунтових розрізів. Автором виконано стратифікацію 16 нових і 2 раніше відомих лесово-ґрунтових розрізів, здійснено їх польовий літологічний і палеопедологічний опис, палеокатенарний і палеокріологічний аналізи, відібрано зразки на

лабораторні дослідження. Самостійно виконано аналітичні палеопедологічні (гранулометричний склад, вміст гумусу і карбонатів), мікроморфологічні та палінологічні дослідження, на основі яких обґрунтовано стратифікацію розрізів, їхню кореляцію із датованими пам'ятками і хроностратиграфічну атрибуцію стратиграфічних підрозділів. Виконано реконструкцію короткоперіодичної етапності розвитку природи (ґрунтів, рослинності, клімату, кріогенного морфогенезу) Волинської височини. Встановлено регіональні закономірності розвитку компонентів палеоландшафтів і змін палеоклімату.

Апробація результатів дисертації. Матеріали і результати досліджень оприлюднені на 18 всеукраїнських і міжнародних конференціях, симпозіумах, наукових з'їздах, семінарах: Міжнародному науковому симпозіумі «*Рельєф і клімат*» (Чернівці, 2014; 2018); Всеукраїнській конференції студентів, аспірантів та молодих вчених «*Молоді науковці – географічній науці*» (Київ, 2015); Міжнародній науковій міждисциплінарній конференції студентів, аспірантів і молодих вчених «*Шевченківська весна*»; (Київ, 2015; 2016; 2017); XII з'їзді Українського географічного товариства «*Українська географія: сучасні виклики*» (Вінниця, 2016); Міжнародній конференції «*Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому університеті)*» (Чернівці, 2016); VII Всеукраїнській молодіжній науковій конференції «*Ідеї та новації в системі наук про Землю*» (Київ, 2017); XII Международной научной конференции студентов и молодых ученых «*Наука и образование*» (Астана, 2017); Міжнародній конференції «*The development of nature sciences: problems and solutions*» (Брно, 2018); VIII Всеукраїнській молодіжній науковій конференції «*Ідеї та новації в системі наук про Землю*» (Київ, 2019); Міжнародній науково-практичній конференції «*Рельєф, клімат та поверхневі води як об'єкти природничо-географічних досліджень (до 70-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології)*» (Київ, 2019); Міжнародній конференції INQUA SEQS «*Quaternary Stratigraphy – palaeoenvironment, sediments, palaeofauna and human migrations across Central Europe*» (Вроцлав, 2020); Всеукраїнській науково-

практичній конференції присвяченій 70-річчю кафедри геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка «Сучасний стан і перспективи розвитку геоморфології та палеогеографії в Україні» (Львів, 2020); Міжнародній конференції «*Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects 2020*» (Київ, 2020); XIV міжнародній науковій конференції «*Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*» (Київ, 2020); Міжнародній науковій конференції «*Культурний ландшафт як географічний феномен*» (Чернівці, 2021).

Публікації. Основні наукові положення і результати дисертації опубліковані у 33 наукових працях, загальним обсягом 22,4 д. а.: 11 статей у фахових періодичних виданнях України, 4 статті – у міжнародних журналах, індексованих у Scopus або WoS; 1 – розділ колективної монографії; 18 – у матеріалах і збірниках тез зарубіжних і українських конференцій.

Структура і обсяг роботи. Дисертація складається зі вступу, 5 розділів, висновків, списку використаних джерел (479 найменувань) і додатків. Повний обсяг роботи становить 302 с., із них 175 с. основного тексту, 29 рисунків, 7 таблиць і 38 додатків.

РОЗДІЛ 1

МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ

1.1. Гранулометричні та геохімічні дослідження

Гранулометричний аналіз відкладів лесово-грунтової формації.

Гранулометричний аналіз – цінний метод реконструкції умов седиментогенезу, гіпергенезу та ґрунтоутворення. У цій роботі вміст піщаних фракцій визначено методом мокрого просіювання крізь сита різного діаметру, а пилюватих та глинистих фракцій – методом піпетки [136]. Теоретичною основою останнього є емпірична залежність між діаметром часточок і швидкістю їхнього осідання у спокійному водному середовищі. Метод піпетки передбачає попередню обробку наважки 10% розчином HCl та 4% розчином Na₄P₂O₇. Відповідно до методики [4], паралельно визначають гігроскопічну вологість, а в тих зразках, які реагують з HCl – вміст карбонатів. На основі отриманих результатів розраховано ряд показників, які є індикаторами інтенсивності седиментації.

Більшість статистичних показників визначено на основі аналізу кумулятивних кривих (у логарифмічному масштабі), побудованих за результатами гранулометричного аналізу [289]. Таким чином визначено значення медіанного радіусу (Md) та середнього діаметру часточок (Mz) [289]. Для зручності розрахунку та візуалізації даних, отримані статистичні показники трансформовано у phi (φ) одиниці, як це прийнято у зарубіжній літературі [330, 352, 418, 449]. Значення phi (φ) одиниці розраховується як: $\varphi = -\log_2 d$.

Медіанний радіус часточок (Md) відповідає значенню 50 % на кумулятивній кривій, а середній діаметр часточок (Mz) розраховується за формулою [290]:

$$M_z = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3} \quad (1.1)$$

Значення Md та Mz відрізняються у середньому на 0,5–1,0 φ. Власне, Md в одиницях phi може слугувати для визначення подібності гранулометричного

складу різних стратиграфічних горизонтів, зокрема, шляхом визначення коефіцієнту рангової кореляції Спірмена [214, 294].

За методом Траска [446] розраховано коефіцієнт сортованості відкладів, відповідно до якого кумулятивна крива розбивається на чотири рівні квартилі (по 25 % кожна). Коефіцієнт сортованості – відношення третьої квартилі до першої:

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}} \quad (1.2)$$

Розрізняють такі типи відкладів за ступенем сортованості [195]: добре відсортовані ($S_0 < 2,5$); середньо відсортовані ($S_0 = 2,5 - 4,5$) та погано відсортовані ($S_0 > 4,5$). Найкраще відсортованими є відклади, сформовані єдиним або значно переважаючим геологічним агентом, наприклад, текучою водою (пролювіальні фації) чи еоловою седиментацією (лесові породи). Оглеєні леси Волинської височини переважно слабо- або середньо відсортовані. У ґрунтах найгірше відсортованими є ілювіальні та метаморфічні горизонти, а елювіальні горизонти, зазвичай, середньовідсортовані. Гумусові горизонти ґрунтів іноді добре відсортовані, що можна пояснити синхронним накопиченням еолового пилу і педогенезом у відкритих ландшафтах.

У зарубіжній літературі для оцінки швидкості седиментації (переважно еолової) розраховують гранулометричні індекси. Для оцінки швидкості еолової акумуляції пилу було запропоновано використовувати лесовий індекс (K_d), який описується формулою [379]:

$$K_d = \frac{\text{вміст фракції крупного пилу (10–50 } \mu m)}{\text{вміст фракції мулу та дрібного пилу (<5 } \mu m)} \quad (1.3)$$

Основою його вживання є емпіричні висновки про те, що максимальний потенціал до перенесення еоловим шляхом на великі відстані мають крупнопиловаті фракції [240]. Тому високі значення K_d властиві для лесових порід, а низькі – для викопних ґрунтів. Наші дослідження показують, що індекс K_d є найбільш ефективним для розрізів межиріч, де він дає змогу виявити дійсну вагу еолової седиментації пиловатого матеріалу, оскільки інші чинники не відіграють важливої ролі. Зокрема, в оглеєних лесах значення K_d невисокі.

Пізніше лесовий індекс (Kd) був трансформований у показник U ratio, емпірично обґрунтований Ванденбергом [449, 450]. Цей показник адаптований для лазерних приладів і широко використовується західними науковими школами. U ratio – це співвідношення пилюватого матеріалу, що переноситься у суспензійних повітряних хмарах (16–44 μm), до фракції дрібного пилу (5,5–16 μm) [450]:

$$U \text{ ratio} = \frac{16-44 \mu\text{m}}{5,5-16 \mu\text{m}} \quad (1.4)$$

Мулисту фракцію при розрахунку U ratio не враховують, що дає змогу абстрагуватися від діагенетичних процесів (найчастіше оглеєння). Таким чином, U ratio є найточнішим показником ролі еолової седиментації, проте для його розрахунку необхідне спеціальне технічне забезпечення.

П. Антуаном для оцінки сили вітрової акумуляції пилу запропоновано гранулометричний індекс GSI, який описується відношенням фракцій крупного пилу до дрібного пилу разом з мулом [238, 239]:

$$GSI = \frac{20-50 \mu\text{m}}{<20 \mu\text{m}} \quad (1.5)$$

Індекс GSI апробовано нами із деякими корективами, які пов'язані з відмінними методиками визначення гранулометричних фракцій дослідниками Західної та Східної Європи. Адаптована до методу піпетки формула індексу GSI має такий вигляд:

$$GSI' = \frac{10-50 \mu\text{m}}{<10 \mu\text{m}} \quad (1.6)$$

Розрахунок адаптованого індексу GSI' для лесово-грунтових розрізів Волинської височини показав, що він ефективніший, ніж лесовий індекс (Kd). Запропоновано таке відношення: якщо $GSI' > 1$, еолова акумуляція пилюватої фракції була переважаючою; якщо $GSI' > 2$, відклади мають еоловий генезис (властиво для лесових порід). Високі значення GSI' також виявлено в інтерстадіальних ґрунтах і гумусових горизонтах чорноземів, які, вірогідно, формувалися в умовах активної акумуляції еолового пилу.

Усі зазначені коефіцієнти не враховують вміст піщаної фракції, тому їх не можна адекватно використати для запіщаних відкладів. Існує проблема оцінки інтенсивності осадо накопичення у розрізах із пролювіальними, делювіальними та піщаними еоловими відкладами. Щоб встановити співвідношення між процесами седиментації та педогенезу у цих генетичних типах відкладів необхідне врахування піщаних фракцій. Наприклад, у праці [237] запропоновано відношення фракції піску до мулу (*sand/clay index*). Апробація цього індексу на досліджених нами лесово-грунтових розрізах (ЛГР) показала, що загалом такий показник є репрезентативним, однак має обмежене використання для відкладів із дуже низьким вмістом мулу або його відсутністю. З метою оцінки співвідношення седиментації та ґрунтоутворення нами запропоновано використовувати відношення фізичного піску до фізичної глини, назване індексом SSI (*sedimentation / soil index*):

$$SSI = \sqrt{\frac{>10\mu m}{<10\mu m}} \quad (1.7)$$

Індекс SSI дозволяє визначати швидкість осадо накопичення матеріалу та його трансформацію *in situ* син- та діагенетичними процесами. Розрахунок SSI показав, що більшість ґрунтів та лесоподібних порід характеризуються SSI=1,0–1,5. Для викопних ґрунтів із метаморфічними (зокрема глейовими) та ілювіальними горизонтами властиві значення SSI<1,0. При SSI>2,0 ґрунти формувалися в умовах динамічної седиментації, а при SSI>3,0 накопичувалися педоседименти і пролювіальні відклади. У синседиментних ґрунтах, або ґрунтах, сформованих на пісках, значення SSI можуть досягати 2,0–2,5.

Геохімія лесово-грунтових відкладів. Особливості геохімічного складу лесово-грунтових відкладів залежать від генезису відкладів, їхнього гранулометричного та мінералогічного складу, і кліматичних умов формування. Вміст 22 важких металів (Mn, Fe, Ni, Co, Ti, V, Sr, Zr, Nb, Cu, Pb, Ag, Bi, Zn, Sn, Ga, Be, Ce, Y, Yb, Ba, Li) у четвертинних відкладах розрізу Новий Тік було визначено у лабораторії відділу геохімії техногенних металів та аналітичної хімії Інституту

геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М. П. Семененка НАН України флуоресцентним (XRF) методом, який ґрунтується на залежності рентгенівської флуоресценції елемента та його вміст у зразку. Вірогідність спотворення результатів геохімічного аналізу через антропогенну акумуляцію важких металів у цьому розрізі є вкрай малою.

Концентрація більшості хімічних елементів, особливо важких металів, залежить від мінералогічного складу первинних мінералів. Так, джерелом нікелю, кобальту та цинку є біотит, ільменіт, магнетит, рогова обманка, амфіболи [137]. Оскільки усі ці мінерали можуть утворювати вкраплення у кварцових зернах, відповідно Ni, Co та Zn можуть походити звідси [125]. Іноді ці елементи утворюють єдині асоціації із залізо-мангановими новоутвореннями [231]. Головним джерелом титану і ніобію у лесово-ґрунтових відкладах вважають ільменіт, рутил, титаномагнетит, сфен і біотит [392]. Рідкоземельні метали та ітрій у вигляді включень можуть зустрічатися у слюдах, хлориті, глинистих мінералах, сфені, амфіболах, монациті і апатиті.

Залежність геохімічного складу четвертинних відкладів від гранулометричного зумовлена різною здатністю хімічних елементів до їх абсорбції глинистими та органічними речовинами. Так, у пісках спостерігається загальне збіднення на цинк, кобальт, нікель і мідь [125], тоді як цирконій накопичується у крупніших фракціях [363]. Концентрації рідкоземельних металів збільшуються у тонкодисперсних відкладах [285]. Рідкоземельні метали при рН~7 залишаються відносно стійкими, а в кислих ґрунтах гумідного клімату стають мобільними, що обумовлює їх максимальне накопичення в ілювіальних горизонтах [431].

Стійкий до руйнування немобільний цирконій розглядають як індикатор еолової акумуляції матеріалу [231, 285, 380, 392]. Його стійкість до геологічних агентів успадковано від мінералів, які його вміщують, – циркону і бадделеїту [380]. До індикаторів еолових процесів іноді відносять й інші стійкі хімічні елементи із високим іонним потенціалом: Ti, Nb, Y [392]. У працях [392, 471] для оцінки ролі еолового перенесення матеріалу у формуванні відкладів пропонують використовувати співвідношення Ti/Zr або Ti/Nb.

Для оцінки інтенсивності хімічного вивітрювання порід, процесів педогенезу і вилуговування широко використовують відношення Ba/Sr [431]. Під час хімічного вивітрювання барій залишається стійким, а більш розчинний стронцій легко мігрує у ґрунтовому профілі. Тому, текстурно-диференційовані ґрунти мають низькі значення відношення Ba/Sr в елювіальних, і високі – в ілювіальних горизонтах [430]. Відношення Ba/Sr є широко застосовуваним, проте існують деякі сумніви стосовно репрезентативності, пов'язані із відсутністю переконливих публікацій, присвячених дослідженню поведінки барію у процесі педогенезу [263]. У текстурно-диференційованих ґрунтах мобільні хімічні елементи (Ni, V, Cr, Ga, Ba) можуть мігрувати разом із тонкодисперсною фракцією і вторинно накопичуватися у нижній частині генетичного профілю [125].

1.2. Палеопедологічні дослідження

Застосування комплексу палеопедологічних методів ґрунтується на принципі актуалізму, що уподібнює методіку вивчення викопних і сучасних ґрунтів. Макроморфологічний метод є базовим і передбачає польовий опис ґрунтів або ґрунтових утворень у такій послідовності: забарвлення, структура, гранулометричний склад, складення, новоутворення, включення, межа, характер переходу. Методіку макроморфологічних досліджень розкрито у публікаціях [83, 189, 213, 225].

Ґрунт у ландшафті є відносно інертним компонентом, тому своє місце у зміні процесів педогенезу мали лише довготривалі ландшафтно-кліматичні події. Накладення результатів таких змін призвело до формування полігенетичних ґрунтів, які лише за сприятливих седиментаційних умов «розкладаються» у розрізі на самостійні різногенетичні ґрунтові тіла. Виходячи із такого підходу, нагальною потребою є пошук седиментаційних пасток, а також простеження залежності викопних ґрунтів від палеорельєфу (метод палеокатен).

За допомогою методу палеокатен у зниженнях рельєфу вдається виділяти моногенетичні ґрунтові тіла і стадії розвитку полігенетичних ґрунтових тіл,

детально стратифікувати ґрунтові світи, проводити точну кореляцію між різними розчистками розрізу та з іншими розрізами, виокремлювати син- та діагенетичну складову формування ґрунтового профілю, встановлювати зональні та інтразональні ґрунтові відміни. Ґрунтовно метод палеокатен описаний у публікаціях [145, 211, 212].

Макрокарбонатні новоутворення. У лесово-ґрунтових розрізах Волинської височини поширені макрокарбонатні щільні (цементовані) новоутворення трьох типів: 1) карбонатні нодулі (Додаток А; 1-4); 2) ризоліти та педотубули (Додаток А; 5-7); 3) карбонатні прожилки (Додаток А; 8-9).

Карбонатні нодулі. Відповідно до класифікації карбонатних нодулів І. Ковди [139] у розрізах Волинської височини виявлено такі: 1) власне нодулі (недиференційовані стягнення); 2) конкреції (концентричної будови); 3) септарії (нодулі з тріщинами); 4) дутики (нодулі із пустотами). Діаметр карбонатних нодулів переважно не перевищує 5 см, проте місцями досягає 10–20 см.

Одноставної думки стосовно генезису карбонатних нодулів досі немає. Вважається, що формування карбонатних нодулів обумовлено процесами педогенезу, тому вони найчастіше локалізуються у підґрунті або підстильному лесі [333, 442]. Поширена думка, що для розвитку карбонатних нодулів необхідною умовою є неглибоке залягання ґрунтових вод, верховодки або сезонне перезволоження шару [119, 138], а за [127], – часте чергування циклів зволоження-осушення.

У розрізах Волинської височини карбонатні нодулі виявлено у: 1) товщі наймолодшого лесу; 2) в оглеєних лесоподібних суглинках; 3) в оглеєних або глейових інтерстадіальних ґрунтах; 4) у ранньонеоплейстоценових важкосуглинкових ґрунтах; 5) по верхній межі щільних і важких ілювіальних горизонтів бурих лесивованих ґрунтів; 6) у тріщинах, які проникають у породи різного складу. Залежно від літологічного складу порід та елементу давнього рельєфу карбонатні нодулі відрізняються за морфологією та будовою, що свідчить про різні механізми їх утворення.

Локалізація карбонатних нодулів у глейових суглинках або ґрунтах і зростання їх кількості у зниженнях рельєфу може свідчити про гідрогенне походження нодулів. З іншого боку, зростання кількості дутиків у зниженнях рельєфу іноді є наслідком їх перевідкладення [241]. У гідроморфних ґрунтах і відкладах карбонатні нодулі досягають найбільших розмірів, вони консолідовані, складені мікритом із ознаками глибокої перекристалізації. У таких нодулях зростає вміст глини, а всередині кристалізованої маси зустрічаються окремі кристали мікроспариту і спариту (до 0,15 мм). Уздовж тріщин, що пронизують нодулі, зростає ступінь перекристалізації кальциту і з'являються алохтонні залізо-манганові плівки (рис. 1.1.А).

На нашу думку, карбонатні нодулі не завжди синхронні процесам педогенезу, що доводиться їх глибоким заляганням відносно найближчого викопного ґрунту. Ймовірно, у стадіали існували достатньо сприятливі умови для формування нодулів, адже існуюча багаторічна мерзлота утворювала водотривкий шар, а промерзання стимулювало коагуляцію кальциту. Індикатором педогенного утворення нодулів слід розглядати манганові плівки по їхній поверхні або включення мангану у кальцитовій масі [138].

У важких ґрунтах карбонатні нодулі (септарії) пусті усередині і складаються із двох концентричних шарів: зовнішнього щільного та внутрішнього порушеного відцентровими тріщинами (рис. 1.1.Б). Для септарій властиве щільніше упакування кальциту, ніж у нодулів із глейових горизонтів, кристалізація мікроспариту навколо зерен мінерального скелету і дещо вища домішка глинистої та тонкодисперсної органічної речовини (рис. 1.1.Б).

Локалізацію дутиків по покрівлі ілювіальних горизонтів ґрунтів пов'язуємо із пізнішим формуванням чорноземів. Очевидно, мігруючі кальцитові розчини осаджувалися по покрівлі щільного ілювіального горизонту як локального геохімічного бар'єру.

Ризоліти та педотубули. Ризоліти – це важливі палеокліматичні індикатори, оскільки формуються тільки в умовах контрастного сезонного зволоження [306], проте найбільших розмірів вони досягають у піщаних відкладах [304]. На відміну

від нодулів, які формуються протягом сотень або й тисяч років [138], ризоліти можуть утворюватися буквально за декілька років [469], консервуючи у собі інформацію про умови навколишнього середовища.

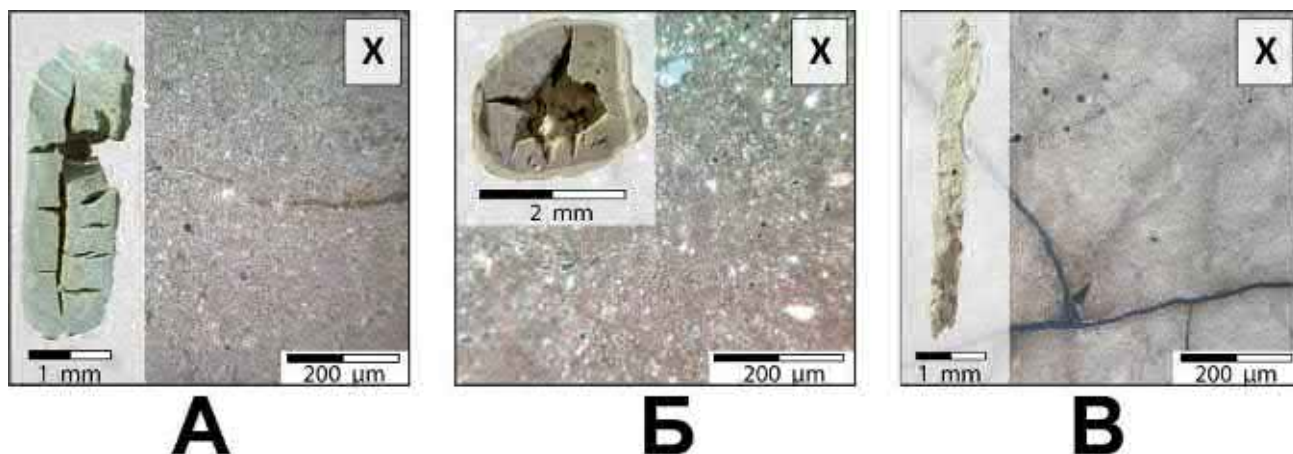


Рис. 1.1. Поперечний переріз та мікоморфологічна будова макрокарбонатних новоутворень. А – витягнутий карбонатний нодуль із оглесного лесоподібного суглинку (Новий Тік); Б – карбонатна септарія із важкосуглинкового бурого лесивованого ґрунту (Дерев'янче); В – карбонатна прожилка по тріщині усихання (Новий Тік).

У досліджених розрізах виявлено три типи ризолітів: 1) щільні консолідовані ризоліти невеликих розмірів, складені кальцитом без сторонніх домішок. Найчіткіше успадковують первинну форму давніх коренів (Додаток А; 5); 2) пусті усередині педотубули із домішкою глинистої речовини, які в генетичному відношенні являють собою карбонатні гіпокутани (Додаток А; 6); 3) ризоліти химерної форми зі значним ступенем окремління. Найчастіше зустрічаються у піщаних та супіщаних відкладах (Додаток А; 7).

Карбонатні прожилки. У досліджених розрізах зустрічаються тонкі (менше 1 мм) прожилки, що інкрустують тріщини глибиною до 1,0–1,5 м, які відкриваються з лесів або покрівлі інтерстадіальних ґрунтів. У розрізі Новий Тік виявлено карбонатні прожилки товщиною до 5 мм. Вони заповнюють тріщини усихання, місцями утворюючи тонку щілину посередині. Прожилка складена

мікритом з ознаками локальної перекристалізації та доменами мікроспариту / спариту уздовж вторинних тріщин та ізольованих пор (рис. 1.1.В). Рисунок зовнішньої поверхні прожилки фіксує мікропори та дрібні ходи кореневої системи (Додаток А; 8-9), що може свідчити про швидку кристалізацію кальцитових розчинів. Проте генезис таких новоутворень залишається незрозумілим.

Мікроморфологічний аналіз. Головним завданням мікроморфологічного аналізу у палеогеографії є діагностика педогенних ознак мікробудови, до яких відносять вивітрілі зерна мінерального скелету, пори фіто- та зоогенного походження, екскременти ґрунтової фауни, макроскопічні рослинні залишки, псевдоморфози кальциту за коренями, особливості будови плазми і натйоки коломорфних глин [343]. Кожна із наведених однак окремо властива і для неґрунтових утворень, тому для діагностики процесу педогенезу важливою є оцінка усього спектру мікроморфологічних ознак. Крім того, значною перевагою мікроморфологічного аналізу є те, що він дозволяє діагностувати: 1) ознаки педогенезу *in situ* або процеси транспортування матеріалу; 2) діагенетичні процеси трансформації ґрунтів та порід; 3) реліктові ознаки викопних ґрунтів або порід, в тому числі педорелікти і літорелікти; 4) послідовні зміни природного середовища загалом і процесів педогенезу зокрема.

Методику мікроморфологічного аналізу ґрунтів детально описано у працях [83, 99, 120, 121, 134, 157, 178, 192, 262, 264, 287, 353, 436, 438, 439, 467]. На основі вище згаданих праць у роботі використано таку послідовність мікроморфологічного опису ґрунтів: мікроструктура, мікробудова, структурні окремоті, пористість, скелет, органічна речовина, плазма, новоутворення і включення.

Мікроструктура. Виділяють три основні типи мікроструктур: порова, структура розтріскування і неагрегована маса без пор і тріщин [178]. Порова мікроструктура охоплює: 1) структуру з ізольованими порами між якими не утворюються мікроагрегати; 2) губчасту мікроструктуру, властиву для чорноземів та гумусових горизонтів; 3) мікроструктуру з відокремленими мікроагрегатами. Крім того, виділяють три різновиди структури розтріскування: 1) з ізольованими

тріщинами; 2) із системою тріщин, що перетинаються; 3) густа мережа тріщин, які відокремлюють блоки.

Мікробудова. В іноземній літературі для характеристики мікробудови використовують співвідношення грубодисперсної фракції до тонкодисперсної (c/f distribution). Виділяють такі типи цього співвідношення: 1) грубий монік (coarse monic); 2) енаулік (enaulic); 3) хітонік (chitonic); 4) тонкий монік (fine monic); 5) відкритий порфірік (open porphyric); 6) джефурік (gefuric); 7) закритий порфірік (close porphyric) [436]. Визначення текстури актуальне для ґрунтів строкатого гранулометричного складу із підвищеним вмістом піщаних фракцій, що дозволяє визначати ступінь трансформації породи процесами педогенезу. Зокрема, грубий монік властивий для пісків, хітонік для ілювійованих пісків, енаулік – синседиментних ґрунтів чи педоседиментів.

Є. Парфьонова та Є. Ярилова [178] залежно від гранулометричного складу запропонували виділяти такі типи елементарної мікробудови: піщана, плазмово-піщана, піщано-плазмова, піщано-пилувата, плазмово-пилувата, пилувато-плазмова і плазмова.

Мікроагрегати за генезисом ділять на копрогенні та коагуляційні. Копрогенні мікроагрегати – це результат старіння і діагенезу копролітів ґрунтової мезофауни (найчастіше дощових червів). На відміну від свіжих копролітів, які мають яскраве жовтувате або червонувате забарвлення, копрогенні мікроагрегати стають темними [436]. Копрогенні мікроагрегати мають округлу, ізометричну або неправильну форму і властиві для ґрунтів із активними процесами гумусонакопичення. Подальше злиття копрогенних мікроагрегатів призводить до формування складних педів вищих порядків, формуючи губчасту мікроструктуру. Мікроагрегати II–IV порядків властиві для чорноземів або дернових ґрунтів, тоді як у гумусових горизонтах лісових ґрунтів зустрічаються мікроагрегати I–II порядку [132].

На відміну від копрогенних, коагуляційні мікроагрегати не завжди є індикаторами процесів педогенезу і можуть зустрічатися у неґрунтових утвореннях. До коагуляційних мікроагрегатів відносять блоки та ооїди. Перші

характеризуються кутуватими або гострокутними обрисами і властиві для ілювіальних, метаморфічних або глейових горизонтів ґрунтів. Ооїди в основному є результатом кріогенних процесів [163], проте можуть формуватися внаслідок набухання-усадки [350] або утворення педоседиментів [282].

За формою виділяють округлі, ізометричні, кутуваті, гострокутні, пластинчасті і неправильної форми мікроагрегати [99].

Пористість. У мікроморфології прийнято виділяти пори і тріщини. За [178] пори поділяються на округлі, ізометричні, неправильної форми і каналоподібні пори, а тріщини – на прямі та вигнуті. Проте, в англомовній літературі прийнято використовувати складнішу схему класифікації пор, у якій виділяють: 1) пори-упаковки (package pores); 2) крупні пори із шорсткими стінками (vughs); 3) округлі замкнуті пори із плавними стінками (vesicles); 4) канали (channels); 5) пори-камери (chambers); 6) тріщини (planes) [262].

Вважається, що каналоподібні пори та пори-камери мають біогенне походження: ходи коренів або ґрунтової фауни [348]. Зоогенні пори від фітогенних відрізняються менш округлою формою та нерегулярними доменами стиснутого матеріалу уздовж стінок [347]. Пори часто заповнені інфілінгами – заповнювачі пор, які займають понад 90 % її площі [264].

За розміром виділяють макропори ($>0,1$ мм), мезопори (0,03–0,1 мм) і мікропори ($<0,03$) мм [204]. На думку Є. Скворцової [205] мезо- і макропори розміром до 2 мм несуть важливу інформацію про еволюцію ґрунтоутворювальних процесів. Дослідниця вважає, що різноманіття пор за морфологією прямо пропорційне інтенсивності процесів педогенезу, а неґрунтові суглинкові утворення характеризуються так званим «дірчастим» рисунком порового простору.

Скелет включає зерна первинних мінералів і уламки порід розміром більше 2 μm . Під час характеристики скелету вказують вміст скелетних зерен (% площі шліфа), переважаючий розмір зерен, їх мінералогічний склад, розміщення, сортованість, окатаність, ступінь вивітрілості зерен, наявність або відсутність глинистих плівок [120]. Окатаність і сортованість скелетного матеріалу дозволяють діагностувати процеси седиментації, транспортування і походження первинних

мінералів, а мінералогічний склад – джерела первинних мінералів [134]. Прийнято виділяти шість класів мінеральних зерен за ступенем окатаності: дуже гострокутні, гострокутні, кутуваті, слабо окатані, окатані та ідеально окатані [415]. Залежно від материнської породи у ґрунтах зустрічаються усі класи окатаності зерен первинних мінералів. Отже, скелет ґрунту є носієм літогенної пам'яті, проте у випадку синседиментного ґрунтоутворення може містити важливу інформацію про умови осадо накопичення.

Окрему увагу варто приділяти ознакам мікросферикулатості скелетних зерен, оскільки це може відображати короткі фази акумуляції матеріалу. Зокрема, у лесах зустрічаються прошарки грубодисперсного матеріалу потужністю 1–2 мм, які на думку Х. Мючера [391] формуються у результаті сильних злив. Переважання добре сортованого крупнопилуватого матеріалу із гострокутними уламками є надійним індикатором еолової акреції ґрунтів [282].

Методику мікроморфологічної діагностики первинних мінералів у ґрунтах повною мірою висвітлено у публікації [198].

Органічна речовина. У мікроморфологічних дослідженнях виділяють мономорфну та поліморфну органічну речовину [436], де перша складена тільки тонкодисперсною (гумус) речовиною, а друга – як гумусом, так і мікроскопічними рослинними і тваринними рештками. Відповідно до загальноприйнятої схеми типізації гумусу Кубієни [354] виділяються три основні форми гумусу: мор, модер та муль.

У чорноземах і темно-сірих опідзолених ґрунтах домінує темний мулевий гумус – кальцієвий муль за [192], який формує стійкі складні мікроагрегати. Бурий мулевий гумус типовий для лісових, сухостепових і напівпустельних ґрунтів. В аридних умовах бурий мулевий гумус утворює пластівчасті бурозабарвлені грудочки, агреговані у прості мікроагрегати. У лісових ґрунтах зростає мобільність бурого мулевого гумусу: локальне його перегрупування або транслокація разом із коломорфними глинами [132]. Максимальний вміст гумусу у кутанах спостерігається у сірих опідзолених ґрунтах, що є надійним індикатором для виділення цього типу ґрунту [192].

Грубі форми гумусу зустрічаються у викопному стані зрідка, і властиві гідроморфним ґрунтам або ґрунтам суворих кліматичних умов [164]. Такі форми гумусу включають відособлені від ґрунтової маси напіврозкладені бурозабарвлені фрагменти рослинних решток із втраченою клітинною будовою [99]. Кальцифіковані рослинні волокна (переважно корінці) зберігають первинну форму шляхом кристалізації кальциту у клітинах, тому зустрічаються у викопному стані найчастіше [329]. Зрідка ідентифікуються кальцифіковані гіфи грибів, а в деяких публікаціях у шліфах описано навіть пилок [2, 134].

У викопному стані добре зберігаються вуглефіковані рештки рослин і фрагменти деревного вугілля. Із тваринних решток у шліфах найчастіше зустрічаються черепашки наземних молюсків, рідше кальцитові скелети мікроскопічних організмів.

Плазма – один із найважливіших елементів мікробудови ґрунтів, який, по-перше, є стійким до деструктивних процесів, а по-друге, несе великий масив інформації про особливості та еволюцію ґрунтоутворювальних процесів. За складом виділяється чотири види плазми: глиниста, гумусово-глиниста, залізо-глиниста і карбонатно-глиниста [178]. Гумусово-глиниста плазма типова для ґрунтів із розвиненим гумусовим горизонтом; залізо-глиниста – для ілювіальних горизонтів ґрунтів помірних фацій та ґрунтів теплих фацій; карбонатно-глиниста – для лесів та лесоподібних суглинків, рідше карбонатних ґрунтів.

Окрему увагу приділяють рівномірності розміщення плазми у шліфі, адже загальне збіднення ґрунтового матеріалу на плазму свідчить про процеси її винесення. У процесі локального накопичення або перегрупування тонкодисперсної речовини зрідка формуються домени псевдозбіднені на плазму [436].

Залежно від оптичного орієнтування глини виділяють ізотропну й анізотропну глинисту масу. Ізотропна плазма властива для гумусових горизонтів із гуматно-кальцієвим складом гумусу, карбонатних або озалізненних горизонтів [157]. Залежно від орієнтації виділяють такі класи анізотропної глини: 1) роздільно-лускувата і роздільно-волокниста; 2) сплутано-волокниста; 3) перехресно-

волокниста; 4) паралельно-волокниста; 5) струминчаста; 6) кільцева; 7) навколопорова; 8) навколоскелетна [120]. Усі з наведених класів глини відображають її локальне переміщення у результаті фізичних процесів (набухання-усадки, кріогенезу та ін.), властиві не лише для ґрунтів.

Натьоки коломорфних глин (кутани ілювіювання) вважають типовою педогенною мікроморфологічною ознакою. На відміну від глинистих новоутворень *in situ*, в кутанах ілювіювання глинисті мінерали розміщуються паралельно до стінок пор, де вони накопичуються, таким чином набуваючи шаруватості. У поперечному перерізі кутани можуть виглядати як глинисті інфілінги пор [436].

Загальноприйнято вважати кутани надійним індикатором ілювіальних процесів, однак морфологічно схожі новоутворення можуть мати й інший генезис: 1) стрес-кутани (слікенсайди) – формуються у глинистих ґрунтах у результаті інтенсивних процесів набухання-усадки, у паралельних ніколях фіксуються за дифузними межами, відсутністю шаруватості або видимі тільки у схрещених ніколях [356, 436]; 2) акумуляції гьотиту по порах, подекуди шаруваті, властиві для гідроморфних ґрунтів [356]; 3) фрагменти вивітрілих мінеральних зерен слюд, переважно біотиту [83, 356]; 4) пилюваті, сірі кутани зі слабкими ознаками шаруватості коломорфних глин – педоседименти, делювіальні, рідше алювіальні відклади [356]; 5) кутани сформовані процесами кріогенезу [454]; 6) глинисті, іноді шаруваті кутани у біопорах зволжених ґрунтів, сформовані у результаті переміщення деяких видів дощових черв'яків [348]. Вирізняти кутани ілювіювання дозволяє комплексний аналіз шліфа.

Зональні типи ґрунтів характеризуються певною специфікою складу кутанного комплексу: у підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах кутани світлі, часто прозорі, слабо озалізнені, зрідка із домішкою гумусу; у сірих опідзолених ґрунтах – збагачені гумусом; в бурих лесивованих – червонуваті, непрозорі, збагачені сполуками заліза [158].

Вивчення кутан ілювіювання – це ключ до простеження еволюції ілювіальних процесів, що дає змогу виділяти окремі фази у розвитку ґрунтів. Найповнішу інформацію про еволюцію педогенезу несуть складні багат шарові

кутани. Окрім особливостей будови складних кутан важливо звертати увагу на мікрональність кутанного комплексу, оскільки відмінності у речовинному складі та морфології кутан можуть спричинятися не лише еволюцією ілювіального процесу, а і його стохастичністю [78].

Комплексні дослідження кутан дозволили виділити щонайменше 3 фази у формуванні ілювіальних горизонтів сучасних бурих лесивованих [343, 355] і дерново-підзолистих ґрунтів [78]. Вважається, що на ранній стадії текстурної диференціації ґрунтового профілю в умовах вільного дренажу має місце ілювіальне накопичення сполук заліза [78], тоді як на фінальній фазі акумулюються прозорі глинисті добре сортовані натйоки значної потужності (50–100 μm) [356].

У викопних ґрунтах кутани часто зруйновані, фрагментовані, асимільовані мікроагрегатами або не пов'язані із видимим поровим простором, що обумовлено процесами їх діагенетичного механічного руйнування, а саме біо- та кріотурбаціями, перевідкладенням, рідше ростом кристалів аутигенних мінералів [356]. Окремі фрагменти коломорфних глин, інтерпретовані найчастіше як уламки кутан, прийнято називати папулами [262]. Діагенез кутан може відбуватися *in situ* у результаті процесів оглеєння, озалізнєння, дегідратації і навіть збагачення органічною речовиною [78, 99].

Крім того, глиниста речовина може накопичуватися у формах подібних до кутан (гіпокутани і квазікутани), частина із яких формується шляхом асиміляції справжніх кутан мікроагрегатами [99]. Більшість гіпо- і квазікутан мають залізо-мангановий склад і є результатом окисно-відновних процесів у глейових ґрунтах [436].

Новоутворення включають залізо-манганові оксиди і гідроксиди, карбонати, гіпс, водорозчинні солі, гумус, коломорфні глини, кремній, мікрозони збіднені на плазму, копроліти, фіто- та зооліти [99].

Новоутворення заліза і мангану – це індикатори процесів оглеєння. У викопному стані Fe-Mn новоутворення зустрічаються на досліджуваній території у всіх горизонтах, що свідчить про їх головно вторинний характер і зменшує їхню палеогеографічну інформативність. В цілому для формування залізо-манганових

новоутворень необхідні такі умови: 1) насичення і стояння води у ґрунтах, що обумовлює анаеробні умови; 2) наявність достатньої кількості органічної речовини та мікроорганізмів; 3) температури вищі біологічного нуля ($+5^{\circ}\text{C}$) [465].

Залізо-манганові новоутворення зустрічаються у формах плівок, плям, пластівців, дифузних кілець, смуг, просочень, гіпо- і квазікутан, мікроортштейнів і нодулів. Манган часто утворює дендрити [99]. Залізо-манганові новоутворення можуть бути аморфними або криптокристалічними, а манганові за сприятливих окисних умов кристалічними [375]. Кожна форма Fe-Mn новоутворень несе важливу інформацію про процеси педогенезу. Зокрема, Fe-Mn (частіше залізисті) плями свідчать про незначні процеси перегрупування дисперсних форм заліза, повільне просихання перезволожених ґрунтів або вивітрювання первинних мінералів [178]. Дифузні кільця і смуги зі значною домішкою органічної речовини пов'язують із озалізненням по поверхні корінців та рослинних залишків, або зі стоянням води у ґрунтах контрастного гранулометричного складу [99]. Крім того, дифузні кільця можуть оточувати залізисті нодулі [178].

Залізо-манганові нодулі несуть важливу інформацію про окисно-відновні умови у ґрунтах. За формою виділяють такі їх класи: 1) типові (недиференційовані); 2) концентричні; 3) агрегаційні, в т. ч. дендрити; 4) нуклеарні (із кристалічним ядром); 5) жеодоподібні; 6) септарії; 7) алтероморфні (складної внутрішньої будови) [436]. Різкі або поступові зовнішні межі нодулів формуються залежно від інтенсивності процесу коагуляції колоїдів заліза та мангану, тобто інтенсивності процесів зволоження-осушення. Зростання тривалості насиченості ґрунту водою може відобразитися у збільшенні плавності стінок нодулів [375]. Складні нодулі концентричної будови або включеннями органічного чи глинистого матеріалу дозволяють прослідкувати еволюцію їхнього розвитку і найчастіше властиві для горизонтів поверхневого оглеєння [99].

Відповідно до публікацій [375, 437, 464], залізо-манганові новоутворення утворюють такий ряд за тривалістю формування: 1) декілька днів – залізо-манганові гіпокутани, одиничні манганові нодулі; 2) декілька тижнів – залізо-манганові квазікутани, дрібні залізо-манганові нодулі та мікрозони збіднені на

залізо; 3) декілька місяців – крупні макрозони збіднені на залізо і частково глину; 4) місяці / роки – залізисті кутани і гіпокутани після періоду активного дренажу.

При мікроморфологічних дослідженнях важливо діагностувати перевідкладені й сформовані *in situ* залізо-манганові нодулі. Дж. Ступс за синхронністю із педогенезом запропонував виділяти три типи нодулів: 1) ортік – сформовані *in situ*; 2) анортік – успадковані від материнської породи; 3) дісортік – сформовані *in situ*, однак локально переміщені у ґрунті [436]. Для виділення зазначених типів необхідною є оцінка речовинного складу нодулів та оточуючої ґрунтової маси.

Карбонатні новоутворення представлені скупченнями карбонатів у мікритовій (<4 μm), мікроспаритовій (4–50 μm) і спаритовій (>50 μm) формах [99]. Мікроморфологічний метод дозволяє виокремлювати вторинні, реліктові або перевідкладені новоутворення карбонатів. До вторинних карбонатів відносять псевдоморфози кальциту по коренях, гіпокутани і справжні кутани, кристали люблініту і сфероліти дощових червів [242]. Розсіяні у плазмі кристали мікриту і мікроспариту, а також кальцитові нодулі зазвичай відносять до первинних форм карбонатів [280].

Карбонатні нодулі, як і залізо-манганові, можна класифікувати на ортік, анортік і дісортік. Нодулі ортік, тобто ті, що сформовані *in situ*, характеризуються переважно поступовими межами, а нодулі, що зазнали локального переміщення властиві для важких ґрунтів і зазвичай є округлими [280]. Нодулі переважно складені мікритом, а в грубодисперсних породах – іноді мікроспаритом і навіть спаритом. Зрідка нодулі є комплексними і включають декілька центрів їх кристалізації.

Концентрації спаритових зерен по порах, як правило, розглядають як псевдоморфози кальциту по коренях, тобто ризоліти [241, 242]. Ризоліти приурочені до каналоподібних пор, складені світлими кристалами кальциту розміром <1 мм, зрідка оточені буруватою декальцифікованою каймою шириною до 1 мм. У поперечному перерізі ризоліти утворюють кільцеві скупчення кристалів кальциту, а в поздовжньому – пусті усередині [242]. У результаті турбаційних

процесів (переважно біо- чи кріотурбації) ризоліти руйнуються, а в ґрунтовому матеріалі можуть спостерігатися кластерні угруповання спариту або розсіяні спаритові зерна. Відповідно до [242], ризоліти формуються в умовах контрастного режиму зволоження (вираженого посушливого періоду), а за [271] в аридних ґрунтах. Ми найчастіше ідентифікували ризоліти у лесових породах.

Справжні карбонатні кутани – рідкісні новоутворення, які розглядають як типову педогенну ознаку [99]. Формуються карбонатні кутани шляхом евапорації або механічної міграції кальцитових розчинів і глинистої речовини по порах [280], або ж у результаті кріогенних процесів [351].

Карбонатні гіпо- і квазікутани (у вітчизняній літературі стягнення кальциту навколо пор) найчастіше складені мікритом. Кальцитові гіпокутани можуть формуватися шляхом міграції кальцитових розчинів по порах [271, 342] або швидкого осадження кальциту у результаті кореневого метаболізму [474]. Кальцитові квазікутани розглядають як частково вилугувані гіпокутани [242]. Загалом карбонатні гіпо- і квазікутани формуються у семіаридних й аридних ґрунтах або в умовах зміни рівня залягання ґрунтових вод [242].

Голчасті кристали кальциту (люблініту) формуються при низькій мінералізації кальцитових розчинів і слабокислій реакції середовища ($\text{pH} = 6,5\text{--}6,8$) [178]. Новоутворення люблініту властиві для сучасних чорноземів – від опідзолених до типових [178], зрідка зустрічаються навіть у бурих лісових ґрунтах [353]. У праці [468] розглядається два типи голчастих кристалів кальциту за морфологією та генезисом: 1) монокристалічні стержні – довгі і плавні кристали довжиною 15–20 μm і шириною не більше 1 μm ; 2) полікристалічні ланцюжки – ширші, типові для люблініту, кристали. Перший тип формується у результаті біомінералізації грибів [468] або ниткоподібних чи бацилових бактерій [381], а другий у результаті хомогенних процесів – швидкого випаровування попередньо насичених кальцитом ґрунтових розчинів [468]. У процесі діагенезу люблініт перекристалізовується у мікроспарит, формуючи інфілінги пор, близькі до нодулів [381].

1.3. Палеокріологічні дослідження

Палеокріологічний метод базується на засадах актуалізму і передбачає вивчення давніх мерзлотних структур та деформацій, умови їх формування та еволюції, особливості кріогенної трансформації відкладів та викопних ґрунтів шляхом їхнього порівняння із сучасними. Основний масив палеокріологічних даних здобувається у польових умовах за морфометричного та морфологічного вивчення кріогенних і кріогеноподібних утворень. Понятійно-термінологічний апарат палеокріології як окремої галузі палеогеографії / палеогеоморфології є ще не до кінця розробленим, кріолітологічні та мерзлотознавчі терміни часто використовують неоднозначно. Пропонуємо власне бачення деяких палеокріологічних термінів:

Палеокріогенний архів – розріз відкладів, що містить стратифіковані палеокріогенні пам'ятки та індикатори щонайменше однієї фази кріогенезу і є важливим для пізнання давніх геокріологічних умов.

Палеокріогенна пам'ятка – видимі неозброєним оком палеокріогенні утворення у розрізах відкладів, які несуть важливу інформацію про давні геокріологічні умови.

Палеокріогенний індикатор – властивості осадових порід і викопних ґрунтів, обумовлені давніми процесами кріогенезу або режеляції.

Кріогеноподібні утворення – структури й пластичні деформації в осадових породах і викопних ґрунтах, котрі за своїми морфологічними та морфометричними ознаками подібні до кріогенних утворень. Найчастіше до кріогеноподібних утворень відносять сейсмогенні, тектоногенні, гравітаційні, ерозійні та ін. Ґрунтовний аналіз кріогеноподібних утворень подано у публікаціях [104, 105, 243, 404, 453, 461, 461].

Типи палеокріогенних утворень. У палеокріологічних дослідженнях прийнято виділяти чотири типи палеокріогенних утворень: крупнополігональні клиноподібні структури, дрібнополігональні клиноподібні структури, соліфлюкція і аструктурні деформації [167], умовно згруповані в структурні і аструктурні

форми. Перші пов'язані із тріщинами різного ступеня розвитку, а другі із комплексом пластичних деформацій. Виходячи із цього, пропонуємо класифікаційну схему палеокріогенних утворень для території Волинської височини (рис. 1.2).



Рис. 1.2. Класифікація палеокріогенних утворень Волинської височини.

Кріогенними структурами називають полігональні утворення: псевдоморфози за повторно-жильним льодом (ППЖЛ), первинно-грунтові жили (ПГЖ), первинно-піщані жили (ППЖ) та їх перехідні форми [133, 146, 190, 191]. Деякі автори до категорії кріогенних структур відносять тріщини кріогенного усихання різного масштабу, які формуються і як парагенетичний елемент у посткріогенній текстурі [114, 180], і окремо як тріщини кріогенного усихання в екстра-континентальних областях [6, 472].

Первинно-грунтові жили. Первинно-грунтові жили (ПГЖ) утворюються за рахунок виникнення значних градієнтів температур у процесі промерзання верхньої частини ґрунту чи породи [190]. ПГЖ не є індикатором багаторічної мерзлоти і можуть формуватися у холодних та континентальних умовах при середньорічній температурі близько 0°C [191, 296, 412]. В літературі описано ПГЖ навіть на територіях із середньорічними температурами до $+2...+3^{\circ}\text{C}$ [190, 295]. Дж.

Маарлевельд вважає [382], крупніші ПГЖ, перехідні до ППЖЛ, утворюються при середньорічних температурах повітря 0...-6°C. Відповідно до уявлень Дж. Карте [340], ПГЖ формуються при середньорічних температурах 0...-4°C в регіонах із температурою найхолоднішого місяця нижче -8°C. Таким чином, ПГЖ асоціюються із утвореннями глибокого сезонного промерзання і у викопному стані є радше індикаторами холодних і посушливих етапів. При цьому, зменшення величини полігонів свідчить про зростання континентальності клімату [191], або може бути наслідком збільшення дисперсності порід [180].

Внаслідок міграції вологи до фронту промерзання у ґрунтах континентальних умов формуються кріогенні тріщини усихання (кріодегідратаційні тріщини) [6, 472], морфологічно ідентичні ПГЖ. До таких структур можна віднести морозобійні тріщини («косми»), які дуже щільно розбивають відклади.

ПГЖ і тріщини усихання можуть мати однакову морфологію та схожі палеокліматичні умови формування, що часто унеможлиблювало їхню коректну інтерпретацію. У публікації [150] пропонується відрізнити тріщини усихання від морозобійних структур за такими діагностичними ознаками: язичуватість шару; густа мережа тріщин, які не зминають вміщуючі породи, а неначе «рвуть» їх; велика кількість карбонатів і ознаки степового педогенезу. На нашу думку, до переліку цих ознак можна додати гранулометричний склад порід, оскільки у грубодисперсних ґрунтах тріщини усихання, як правило, не формуються.

Первинно-піщані жили (ППЖ) – морозобійні структури вторинного мінерального заповнення, виповнені еоловим матеріалом [115]. Деякі дослідники до ППЖ відносять крупні клиноподібні структури (за розмірами та формою схожі до ППЖЛ), заповнені еоловими відкладами [399]. Вперше ППЖ було описано в Антарктиді [408], тому довгий час існувала думка про формування ППЖ у суворох умовах багаторічної мерзлоти. Відповідно до сучасних уявлень ППЖ формуються в областях сильних вітрів як в межах, так і поза кріолітозоною [331]. Цю точку зору підтверджують локальні знахідки викопних ППЖ у зоні поширення покривних пісків [328]. Дж. Ванденберг та А. Піссарт [451] вважають, що для формування

ППЖ літологічна товща повинна бути мерзлою протягом більшої половини року, а кількість опадів – мінімальною, що б забезпечувало стійкість клиноподібних форм жил до руйнування. У публікації [399] зазначається, що оскільки ППЖ формуються внаслідок морозобійного розтріскування, ці структури можуть закладатися при середньорічних температурах близьких до 0°C і нижче.

Псевдоморфози за повторно-жильним льодом (ППЖЛ) формуються на місці талих повторно-жильних льодів – наступної еволюційної ланки розвитку ПГЖ. За седиментаційними умовами формування, як правило, виділяють епігенетичні та сингенетичні ППЖЛ [190]. Епігенетичні структури утворюються в умовах послабленої або відсутньої седиментації матеріалу, тому порушують будову вже сформованих стратиграфічних горизонтів. Сингенетичні структури утворюються синхронно із осадонакопиченням, тобто характеризуються вертикальним ростом, і приурочені до заплавл річок, балок та інших знижень рельєфу. Дж. Маккей [383] запропонував виділяти антисингенетичні ППЖЛ, які формуються на еродованих схилах в умовах зниження земної поверхні і відповідно подошви діяльного шару, тому ці структури абсолютно протилежно до сингенетичних, «ростуть» до низу. У викопному стані домінують епігенетичні структури, рідше зустрічаються сингенетичні. За деякими авторами давні ППЖЛ могли формуватися як антисингенетичні [331, 383, 395, 396].

Ряд дослідників [235, 344, 398, 399] пропонують виділяти комбіновані ППЖЛ (composite-wedge pseudomorphs), заповнені матеріалом як вміщуючих порід (первинний заповнювач), так і еоловим добре сортованим матеріалом (вторинний заповнювач). У комбінованих ППЖЛ вторинний добре сортований, зрідка шаруватий заповнювач локалізується у верхній частині ППЖЛ.

Вважається, що ППЖЛ є надійними індикаторами суцільного поширення багаторічної мерзлоти. За сприятливих умов вони можуть формуватися у межах дискретної і навіть спорадичної кріолітозони [190, 398, 451]. За різними уявленнями ППЖЛ утворюються у глинистих або суглинкових відкладах при середньорічній температурі повітря <-6°C [409], <-5...-7°C [191], <-4°C [267, 325, 340, 421, 451] або <-3...-5°C [146]. У пісках та супісках ППЖЛ формуються у

суворіших умовах, при середньорічній температурі повітря $< -8^{\circ}\text{C}$ [190, 325, 451]. Південна межа континуальної кріолітозони, у межах якої найчастіше формуються ППЖЛ, приблизно відповідає ізотермі найхолоднішого місяця -20°C [325, 340, 421]. Відповідно до Дж. Карте [325], сучасні ППЖЛ приурочені до територій із середньорічною кількістю опадів 50–500 мм.

Необхідною умовою для закладання льодяних жил є різке падіння температури нижче $-15\dots-20^{\circ}\text{C}$ [385, 409] або незначна товщина снігового покриву. Відповідно до [384, 385, 398], потужність снігового покриву є навіть важливішим фактором закладання льодяних клинів, ніж температури.

Посткріогенні текстури. Серед типів посткріогенних текстур, запропонованих у роботах [114, 180], у четвертинних відкладах Волинської височини виявлено такі: шлірова, неповносітчаста, сітчаста і лінзоподібно-плетінчаста.

Посткріогенні текстури не завжди формуються у кріолітозоні і закладаються найчастіше в породах / ґрунтах із достатнім для сегрегаційного льодоутворення вмістом вологи [460]. Відстань між шлірами і величина комірок сітчастих текстур в епикріогенній товщі дозволяють відносно оцінити градієнти температур у промерзаючій товщі порід і реконструювати поховану денну поверхню. Це є важливим для розуміння часу формування текстури. Внаслідок зменшення градієнту температур, із глибиною відстань між шлірами і величина комірок зростає [180]. У праці [463] зазначається, що для утворення сегрегаційного льоду, а відповідно формування і збереження посткріогенної текстури, вміст води у ґрунті на момент промерзання повинен перевищувати 12–15 %.

Оцінка палеокліматичної інформативності посткріогенних текстур у кріологічній літературі зустрічається вкрай рідко. Зокрема, відповідно до [325], лінзоподібні кріогенні текстури можуть формуватися при середньорічних температурах $\leq -1^{\circ}\text{C}$. Однак, деякі дослідження показують, що за сприятливих умов рельєфу та режиму зволоження кріогенні текстури можуть утворюватися навіть при середньорічних температурах повітря близько $+4^{\circ}\text{C}$ [414].

Соліфлюкція. Розвиток соліфлюкції найчастіше відбувається за наявності багаторічномерзлих порід як водотривкого шару, що забезпечує перезволоження літологічної маси діяльного шару і набуття нею в'язко-текучої чи в'язко-пластичної консистенції навіть на схилах крутизною близько 2° [124]. В умовах глибокого сезонного промерзання соліфлюкційні процеси мають місце у глинистих ґрунтах або над сезонним водотривким шаром мерзлих порід. За деякими публікаціями [319] необхідною умовою розвитку соліфлюкційних процесів у тонкодисперсних відкладах поза межами кріолітозони є глибокий сніговий покрив (тривале танення снігу обумовлює насичення літологічної товщі водою).

В умовах неглибокого сезонного промерзання, активізація соліфлюкції може відбуватися у нижніх частинах схилів, де акумулюється волога або на крутих схилах (крутизною $25\text{--}40^\circ$) без рослинного покриву [91]. У помірних широтах на крутих схилах можливим також є розвиток процесів дефлюкції та десерпції, виявлення яких у розрізі відкладів є дуже подібним до соліфлюкції. Тому пластичні деформації на схилах крутизною понад 12° треба інтерпретувати як соліфлюкційні з великою обережністю.

Для ідентифікації у викопному стані соліфлюкційних текстур, сформованих в межах чи поза межами кріолітозони, використовують результати досліджень сучасної соліфлюкції. За даними [317] в умовах сезонного промерзання інтенсивність процесів режеляції, а також сегрегації льоду із глибиною зменшується, тому і величина горизонтальних зміщень літологічної маси зменшується у цьому ж напрямку. Тобто соліфлюкція в межах зони сезонного промерзання характеризується найбільшими деформаціями у її верхній частині, а деформована зона зрідка перевищує 50 см. У кріолітозоні соліфлюкція характеризується однаковими деформаціями за глибиною. При цьому максимальні глибини деформацій репрезентують потужність діяльного шару.

Соліфлюкцію з обережністю використовують для палеокліматичних реконструкцій, адже для її розвитку необхідною є режеляція, наявність схилу та достатність вологи. Однак деякі дослідження [388] вказують, що між параметрами соліфлюкції та кліматичними факторами все ж існує певна кореляція. При

середньорічних температурах повітря $-3\dots-5^{\circ}\text{C}$ соліфлюкційні процеси найбільш динамічні, а при температурах $<-6^{\circ}\text{C}$ швидкості знижуються вдвічі.

За Х. Френчом [295], соліфлюкція, викликана кріогенними процесами, розвивається на територіях із середньорічними температурами $<+3^{\circ}\text{C}$. Крім того, тривалими спостереженнями виявлено пряму залежність між зростанням гумідності клімату і динаміки соліфлюкційних процесів у тонкодисперсних породах [424].

Кріотурбації (інволюції). Кріотурбаціями називають пластичні деформації літологічної товщі, обумовлені прямим і непрямим впливом процесів промерзання-танення [447]. Кріотурбації формуються на субгоризонтальних поверхнях, трансформуючись на схилах у соліфлюкцію. Подібні пластичні деформації можуть мати різне походження, тому для їх загальної характеристики використовують термін «інволюції». Такі текстури можуть формуватися у результаті процесів кріогенезу, землетрусів [405, 453], тектонічних процесів [461], перезволоження ґрунтів у зниженнях рельєфу у період зливових дощів або швидкого танення снігу, гідравлічного тиску підземних вод і навіть витоптування крупними тваринами перезволоженої ґрунтової маси [432]. Усі перераховані генези інволюцій, окрім кріогенних та сейсмогенних, зустрічаються локально за оптимальної комбінації необхідних умов.

У дисертаційній роботі використано морфологічну типізацію кріотурбацій Дж. Вандерберга [447, 448] (Додаток Б).

Виділяють три основні процеси у формуванні кріотурбацій: кріогенне навантаження, кріо(гідро)статичний тиск і виморожування [243]. Більшість інволюцій утворюється внаслідок процесу кріогенного навантаження (cryogenic loading), суть якого полягає у зануренні щільніших відкладів униз та проникненні пухкіших відкладів вверх [447]. Необхідні умови для такого процесу складаються: 1) у результаті танення верхнього шару багаторічної мерзлоти або діяльного шару [448]; 2) на пласких недренованих ділянках, де підстильний шар водотривкий [447]; 3) у зниженнях рельєфу наприкінці теплого періоду року чи на початку сезону

промерзання [455]. До текстур кріогенного навантаження відносять типи 2–4 за [447].

Частина кріотурбацій формуються як результат кріо(гідро)статичного тиску, який виникає між водонепроникними шарами, найчастіше між багаторічною мерзлотою знизу і промерзаючою товщею порід зверху. У результаті кріо(гідро)статичного тиску насичена водою ґрунтова маса по ослаблених зонах (найчастіше кріогенних структурах) проривається до верху, іноді повністю руйнуючи первинні кріогенні тріщини [448]. Деформації такого типу можуть формуватися тільки на пласких поверхнях або дуже пологих схилах (саме на таких ділянках існують умови замкнених систем) [273]. До кріотурбацій, сформованих під дією кріо(гідро)статичного тиску, відносять підтипи 5А та 5Б за [447, 448].

В утворенні кріотурбацій значну роль відіграє також процес нерівномірного кріогенного виморожування мерзлих порід [455]. У латерально гомогенних породах процес кріогенного виморожування відбувається рандомно, формуючи відокремлені інволюційні форми [448]. Кріотурбації виморожування, утворені на схилах крутизною декілька градусів, набувають витягнутих обрисів [397].

За Дж. Ванденбергом [448], тільки кріотурбації типу 2 формуються у континуальній кріолітозоні за середньорічних температур $<-4^{\circ}\text{C}$. При цьому, амплітуда таких текстур дозволяє реконструювати глибину діяльного шару [451]. Всі інші кріотурбації утворюються як у кріолітозоні, так і поза її межами.

Відповідно до [325, 421], кріотурбації з амплітудою понад 0,6 м формуються при середньорічних температурах повітря $<-4^{\circ}\text{C}$ у тонкодисперсних відкладах, і при температурах $<-8^{\circ}\text{C}$ у грубодисперсних відкладах. Кріотурбації меншого масштабу локально (переважно у зволжених зниженнях рельєфу) поширюються й на територіях із середньорічними температурами повітря $>0^{\circ}\text{C}$.

Плями-медальйони. Утворення плям-медальйонів – це комплексний процес, який включає кріотурбації, морозне розтріскування та сортування, виморожування, тиксотропні процеси та ін. Плями-медальйони формуються за умов перезволоженого діяльного шару в континуальній кріолітозоні за середньорічних температур $<-3^{\circ}\text{C}$ [180, 191]. Обмежене поширення вони мають у північній підзоні

тайги, де локалізуються на високих межиріччях із тонким сніговим покривом [191]. Відповідно до даних Дж. Карте [340], плями-медальйони утворюються при середньорічних температурах повітря $< -2^{\circ}\text{C}$, а сортовані плями-медальйони діаметром понад 1 м при температурах $< -4^{\circ}\text{C}$. Формування плям-медальйонів дуже тривалий процес, який залежить від кількості циклів режеляції. За [457] для формування зрілих плям-медальйонів потрібно не менше 1000 років.

Термоерозія – процес винесення гірських порід у результаті сумісної механічної і термічної дії води. Виявлені термоерозійні форми представлені: 1) ерозійними борознами, заповненими шаруватими відкладами, або карманами із чіткими контурами; 2) заповненими сортованим піском термоерозійними каналами у тілі давнього багаторічномерзлого шару. Просторовий розподіл термоерозійних процесів визначається полігональним рельєфом кріолітозони. Деякі із термоерозійних борозн еволюціонують у перигляціальні яри глибиною переважно до 1–5 м [292], які закладаються по ППЖЛ. Експериментальними дослідженнями [305] показано, що у кріолітозоні перигляціальні яри можуть рости зі швидкістю від 14 ± 3 до 25 ± 4 м/рік. За комплексної дії термоерозії та соліфлюкції могли формуватися деллі [79, 91].

Термокарст та інші кріогенні утворення. Термокарст виникає у результаті локальної деградації багаторічної мерзлоти або глобальних змін клімату. У виявленому стані сліди термокарсту у поперечному розрізі виражені у вигляді кріотурбацій [323], крупномасштабних пластичних деформацій із розривними порушеннями [244, 458, 462], розширеної верхньої частини ППЖЛ і перигляціальними ярами за ППЖЛ [337, 429]; розривних порушень (переважно скидів) [458]; заповнених озерними відкладами западин ППЖЛ [244]. Вважається, що замкнуті, переважно округлі зниження, на денній поверхні є результатом нерівномірного танення сегрегаційного або ін'єкційного льоду у пізньольодовиків'я [18, 88, 161, 341, 411].

У розрізах четвертинних відкладів Європи описано й інші, поки що не ідентифіковані на території України, виявлені кріогенні утворення, сформовані

переважно ін'єкційними льодами: палеопінго [244, 313, 323, 341, 458, 462], пальса [314, 411], лісальса [232, 244, 411, 413, 458, 462].

Палеокліматична інформативність кріогенних утворень. Палеокріогенні утворення несуть важливу інформацію про давній клімат, розшифрування якої дозволяє не лише відносно оцінити умови їх формування, а й реконструювати кількісні палеокліматичні параметри. Надійними індикаторами багаторічної мерзлоти є тільки ППЖЛ, крупномасштабні кріотурбації, плями-медальйони та термокарстові утворення. Інші типи палеокріогенних утворень можуть формуватися як в умовах багаторічної мерзлоти, так і глибокого сезонного промерзання. У таблиці 1.1 наводимо палеокліматичну інформативність різних типів палеокріогенних утворень.

Для палеокліматичних реконструкцій використовують принцип зональності перигляціальної зони і її складової частини – кріолітозони. Х. Френч [295] запропонував обмежувати перигляціальну зону середньорічною ізотермою $+3^{\circ}\text{C}$, тоді як південна межа кріолітозони зазвичай відповідає середньорічній температурі повітря -2°C або -1°C [191, 434]. Проте в органогенних відкладах окремі осередки багаторічномерзлих порід можуть зберігатися при середньорічній температурі повітря $+1,0-1,5^{\circ}\text{C}$ [335, 434].

Виділяють підзони континуального (90–100 %), дискретного (50–90 %), спорадичного (10–50 %) та острівного (<10 %) поширення багаторічномерзлих порід [191]. У спорадичній та острівній кріолітозоні осередки багаторічномерзлих порід зазвичай локалізуються у ареалах поширення органогенних порід, зволжених знижень рельєфу та схилів північної експозиції. Межу між континуальною та дискретною кріолітозоною найчастіше проводять за ізотермою $-8\pm 2^{\circ}\text{C}$ [191, 325, 451], а між дискретною та спорадичною кріолітозоною – за ізотермою $-4\pm 2^{\circ}\text{C}$ [434, 452].

Таблиця 1.1

Палеокліматична інформативність палеокріогенних утворень

Палеокріогенні утворення	Палеокліматична інформативність	Палеогеокріологічні умови	Відносна палеокліматична інформація	Кількісна палеокліматична інформація*
Первинно-грунтові жили	Середня	Глибоке сезонне промерзання, острівна, спорадична, рідше дискретна та континуальна кріолітоzona	Холодний та посушливий (континентальний) клімат, значні амплітуди температур	МААТ $\leq +2...3^{\circ}\text{C}$, частіше МААТ $< 0^{\circ}\text{C}$, $T_1 < -8^{\circ}\text{C}$, $K_3 < 1$
Первинно-піщані жили	Середня	Глибоке сезонне промерзання, частіше острівна, спорадична, дискретна та континуальна кріолітоzona	Холодний та посушливий клімат, сильні вітри, нестійкий сніговий покрив	МААТ $\leq 0^{\circ}\text{C}$, $K_3 < 1$
Псевдоморфози за повторно-жильним льодом	Висока	Дискретна та континуальна, рідше спорадична кріолітоzona	Дуже холодний клімат, різке падіння температури на початку зими, малопотужний сніговий покрив	МААТ $\leq -4...-6^{\circ}\text{C}$, $T_1 \leq -20^{\circ}\text{C}$, Опади: 50–500 мм
Посткріогенні текстури	Низька	Кріолітоzona або глибоке сезонне промерзання	Холодний, достатньо зволожений клімат	МААТ $\leq 0...+4^{\circ}\text{C}$
Соліфлюкція	Низька	Кріолітоzona і глибоке сезонне промерзання, зрідка на крутих схилах неглибоке сезонне промерзання	Холодний та гумідний клімат, часті процеси режеляції, розвинений сніговий покрив	МААТ $\leq +3^{\circ}\text{C}$, частіше МААТ $< 0^{\circ}\text{C}$
Кріотурбації	$\geq 0,6$ м амплітудою	Висока	Континуальна, рідше дискретна кріолітоzona	МААТ $\leq -4^{\circ}\text{C}$, $T_1 < -20^{\circ}\text{C}$
	$< 0,6$ м амплітудою	Середня	Кріолітоzona або глибоке сезонне промерзання	МААТ $\leq +3^{\circ}\text{C}$, частіше МААТ $\leq -1^{\circ}\text{C}$
Плями-медальйони	Висока	Континуальна, дискретна, зрідка спорадична кріолітоzona	Холодний гумідний клімат	МААТ $< -2...-3^{\circ}\text{C}$
Термоерозія	Низька	Переважно кріолітоzona	-	Переважно МААТ $\leq 0^{\circ}\text{C}$

*МААТ – середньорічна температура повітря; T_1 – середня температура найхолоднішого місяця; K_3 – коефіцієнт зволоження.

Для реконструкції палеотемператур В. Нечаєвим [166, 168] запропоновано використовувати індекс відносної суворості клімату, який розраховується за відношенням середньої температури січня до середньої температури липня. В. Нечаєв показав, що значення індексу відносної суворості $-1,0$ відповідають південній межі кріолітозони, а $-2,0$ – південній межі континуальної кріолітозони. За його даними на південній межі багаторічної мерзлоти середня температура липня складає близько $+16^{\circ}\text{C}$, а континуальної кріолітозони – $+14^{\circ}\text{C}$. Залежно від ряду умов середні відхилення цих значень коливаються у межах $\pm 1-3^{\circ}\text{C}$. Виходячи із індексу відносної суворості, середня температура найхолоднішого місяця біля південної межі континуальної кріолітозони повинна складати -28°C , однак за деякими джерелами [364] вона співпадає із січневою ізотермою -20°C . Вірогідно, така неузгодженість пов'язана із тим, що В. Нечаєв при розробці індексу відносної суворості використовував кліматичні дані континентальних областей Євразії, тоді як А. Лахенбрух – більш морських умов Північної Америки. Вважаємо, що для досліджуваної території ізотерма -20°C є більш валідною, оскільки клімат Волинської височини формувався переважно під дією північноатлантичних морських повітряних мас.

Мікроморфологічні індикатори палеокріогенних процесів. На сьогодні вплив кріогенних процесів на особливості мікроморфологічної будови ґрунтів є доведеним [206, 436, 459]. Кріогенні процеси визначають мікроагрегацію і поровий простір, впливають на особливості мінерального скелету, перегрупування плазми та органічної речовини. Коротко розглянемо кожен мікроморфологічний індикатор палеокріогенних процесів (табл. 1.2).

Мікроструктура. У ґрунтах із високим вмістом льоду на покрівлі багаторічної мерзлоти або у соліфлюкційних текстурах можуть виникати пластичні мікродеформації або деформації мікроагрегатів [459]. У льодянистих ґрунтах схилів утворюються мікрозсуви, а на субгоризонтальних поверхнях – ін'єкції підстельного шару у покривній [272].

Таблиця 1.2

Мікроморфологічні індикатори палеокріогенних процесів

Елемент мікробудови	Діагностична ознака	Палеокріогенні процеси	Палеокріогенна інформативність*
Мікроструктура	Пластичні деформації	Кріотурбації, соліфлюкція, тиксотропні процеси у плямах-медальйонах	Середня
Мікроагрегати	Плитчасті та лінзоподібні	Формування шлірових та лінзоподібно-плетінчастих посткріогенних текстур, сегрегація льодяних шлірів та лінзочок	Висока
	Ооїди, іноді із глинистими плівками по покрівлі	Кріотурбації, соліфлюкція, часто у результаті формування плям-медальйонів, або внаслідок нерівномірного промерзання різних за фізичними властивостями горизонтів	Висока
	Гострокутні блоки розміром 0,2–2 мм	Формування сітчастих і неповносітчастих посткріогенних текстур	Низька
Пористість	Мережа вузьких тріщин	Кріогенне розтріскування або закладення кріогенних тріщин усихання, формування посткріогенних текстур	Середня
	Субпаралельна система тріщин	Формування шлірових та лінзоподібно-плетінчастих посткріогенних текстур, сегрегація льодяних шлірів та лінзочок	Середня
	Субперпендикулярна система тріщин	Формування сітчастих і неповносітчастих посткріогенних текстур	Висока
	Округлі замкнуті пори із плавними стінками, в органогенних горизонтах злегка спотворені	Консервація бульбашок повітря між кристалами льоду або всередині замерзлих мікроагрегатів; або вивільнення бульбашок повітря із талої води у процесі промерзання ґрунту	Середня
Скелет	Гострокутні піщані зерна, зі «свіжими» сколами, ознаками механічного руйнування	Процеси кріогідратаційного вивітрювання	Середня
	Кільцеві та дугові форми сортування скелетного матеріалу	Тривале кріогенне виморожування та сортування, кріотурбації, тиксотропні процеси у багаторічній мерзлоті або часті цикли режеляції	Висока

Продовження таблиці 1.2

Елемент мікробудови	Діагностична ознака	Палеокріогенні процеси	Палеокріогенна інформативність*
Скелет	Сортування скелетного матеріалу вздовж пор або по периферії мікроагрегатів	Міграція тонкодисперсних часточок до фронту промерзання або виморожування крупних фракцій	Висока
	Орієнтація піщаних часточок довгими осями в єдиному напрямку (у напрямку денної поверхні)	Виморожування крупних фракцій; ріст кристалів льоду, які обумовлюють ротацію мінеральних зерен у напрямку найменшого тиску	Висока
Плазма	Навколопорова і навколоскелетна форми оптичної орієнтації плазми	Чергування процесів промерзання і танення; ріст кристалів льоду, які тиснуть на плазму, обумовлюючи її мобільність	Низька
	Кільцеві форми оптичної орієнтації плазми	Переміщення тонкодисперсних часточок при повторювальних процесах режеляції, рості льодяних лінзочок та мікроерозії	Висока
	Смугаста (banded fabric) мікроструктура з ознаками пластичних деформацій	Міграція тонкодисперсних часточок до фронту промерзання та локалізація плазми у верхній (у напрямку до денної поверхні) частині мікроагрегатів	Висока
	Плівки коломорфних глин навколо мікроагрегатів	Переміщення тонкодисперсних часточок при повторювальних процесах режеляції, рості льодяних лінзочок та мікроерозії, рідше при седиментації на схилах	Середня
	Фрагментація первинних кутан та їх асиміляція ґрунтовим матеріалом	Процеси кріогідратаційного вивітрювання, кріотурбації, соліфлюкція, кріогенне оструктурення	Низька
Органічна речовина	Фрагментація та механічне руйнування органічних решток, їх перегрупування	Процеси кріогідратаційного вивітрювання, кріотурбації, соліфлюкція, кріогенне оструктурення	Низька

**висока палеокріогенна інформативність* – найчастіше ця діагностична ознака є результатом кріогенних процесів; *середня* – діагностична ознака часто є результатом кріогенних процесів, проте може обумовлюватися й іншими процесами; *низька* – діагностична ознака іноді може бути результатом кріогенних процесів.

Мікроагрегація. Систематичні процеси промерзання-танення обумовлюють формування плитчастих, лінзоподібних і блокових мікроагрегатів [99, 288, 454, 459]. Плитчасті та лінзоподібні мікроагрегати утворюються внаслідок росту лінзочок льоду в умовах промерзання верхньої частини зволжених, але не насичених водою, ґрунтів [454]. Товщина плитчастих мікроагрегатів зазвичай складає 0,2–2 мм, що відображає середню відстань між елементарними лінзочками льоду у кріогенних текстурах [459]. Низхідне зменшення градієнтів температур у сезонно-промерзаючому ґрунті визначає зростання у цьому напрямку товщини плитчастих мікроагрегатів [180]. За даними [459], у глинистих ґрунтах плитчасті мікроагрегати злегка вигнуті доверху.

Блокові мікроагрегати можуть формуватися при швидкому охолодженні / промерзанні суглинкових або глинистих ґрунтів [288]. Варто зазначити, що блокові мікроагрегати є типовими для ґрунтів із динамічним режимом зволоження / осушення і для ґрунтів важкого гранулометричного складу [178].

Відомо, що округлі мікроагрегати (ооїди) є типовою особливістю сучасних кріоземів [99, 163, 164, 349, 407]. За [274], ооїди формуються тільки у ґрунтах із високим вмістом глини або дрібного пилу і багатих на аморфні колоїди, на межі різних за фізичними властивостями горизонтів. На думку [459], ооїди утворюються у верхній частині ґрунтів внаслідок багатократного різностороннього промерзання, ротації мікроагрегатів під дією кріотурбацій або соліфлюкційному переміщенні матеріалу. Ооїди часто окутані плівками коломорфних глин або ж асимілюють глини при процесах кріогенезу [141]. Вірогідно, кільцева форма оптичної орієнтації плазми маркує первинні ооїди, інкорпоровані у зливу ґрунтову масу.

Пористість. Процеси кріогенезу у зволжених, але не насичених, ґрунтах обумовлюють загальне зростання пористості [266]. Між кріогенними плитчастими мікроагрегатами закладається система субпаралельних тріщин, а між кріогенними гострокутними блоковими мікроагрегатами – мережа субперпендикулярних тріщин. Кріогенно обумовлені міжагрегатні пори дуже подібні до таких, утворених у результаті процесів усихання, але на відміну від них характеризуються більш плавними стінками і не мають східчастого рисунку [459]. Проте, у сухих ґрунтах, у

яких ріст льодяних лінзочок лімітований, закладаються вузькі тріщини, ідентичні до тих, які формуються при усиханні.

Походження округлих ізольованих макропор («vesicles» у зарубіжній літературі) із плавними стінками пов'язують із кріогенними процесами. У суглинках і супісках такі пори ідеально округлі, а в глинистих та органогенних відкладах можуть бути злегка деформованими [459]. За [318] округлі пори спостерігаються у верхній частині промерзаючого ґрунту (не глибше 25 см), часто у западинах або у ґрунтах під розвиненим сніговим покривом. У кріогенних ґрунтах переважають округлі пори діаметром 0,3–1 см [318], однак витягнуті їх форми можуть досягати 2–3 см у довжину [454]. Відповідно до [454], вони формуються у результаті консервації бульбашок повітря між кристалами льоду або усередині замерзлих мікроагрегатів. Хоча інші дослідники вважають, що такі пори утворюються внаслідок вивільнення бульбашок повітря із талої води у процесі промерзання ґрунту [265, 318] або на місці лінзочок льоду [272]. Попри відмінні уявлення про механізм утворення цих пор, різні автори одностайні у їх кріогенному походженні.

Важливо зазначити, що ізольовані округлі пори мають газовий генезис й за інших умов, зокрема у глейових ґрунтах [99].

Плазма. Багатократні цикли режеляції обумовлюють тонкі глинисті плівки навколо зерен мінерального скелету і по стінках пор [318]. Поширення товстіших, часто шаруватих, плівок коломорфних глин навколо мікроагрегатів властиво для діяльного шару або верхів багаторічномерзлих порід [456]. При таненні льодяних лінзочок і подальшому розвитку мікроерозії у верхній частині плитчастих чи лінзоподібних мікроагрегатів можуть утворюватися глинисті плівки і навіть кутани, формуючи так звану смугасту мікроструктуру (banded fabric), широко описану в сучасних кріоземах [163, 266, 318, 454, 456, 467]. На думку [324], смугасті мікроструктури утворюються тільки при середньорічних температурах $\leq -1-0^{\circ}\text{C}$.

Надійним індикатором кріогенних процесів вважається кільцева форма оптичної орієнтації плазми [99, 141, 459]. Вірогідно, у ґрунтах, що зазнали

вторинної консолідації, кільцева форма оптичної орієнтації плазми розмежовує оїди.

Під впливом інтенсивної інфільтрації талої води можуть формуватися кутани, складені грубими глинами і пилюватими фракціями [459], які у зарубіжній літературі називають грязьовими кутанами (mud cutans) [286]. Вірогідність кріогенної транслокації тонкодисперсної речовини збільшується зі зростанням пористості. Крім того, кріотурбації викликають фрагментацію й асиміляцію мікроагрегатами раніше сформованих педогенних кутан, що додатково посилюється різною здатністю до виморожування ґрунтової маси і збагачених на глину кутан [459].

Скелет. Багатократна режеляція і процеси виморожування обумовлюють сортування матеріалу на мікрорівні [141, 142, 188]. Важливою умовою для сортування мінерального скелету є строкатий гранулометричний склад ґрунтів.

Міграція плазми у процесі формування смугастих мікроструктур призводить до мікролокального збіднення ґрунтового матеріалу на глину або руху грубодисперсних часточок до фронту промерзання. Як правило, піщинки вмерзають у льодяні лінзочки і при їх таненні залишаються у поровому просторі. У результаті багатократних циклів режеляції грубодисперсний матеріал накопичується у міжагрегатних порах або по їх стінках [456]. На думку [459], саме таким чином і формується кремнеземиста присипка за гранями педів в ілювіальних горизонтах підзолистих ґрунтів.

Процеси кріогідратаційного (морозного) вивітрювання ідентифікуються за високим вмістом гострокутних піщаних часточок, ознаками їх механічного руйнування, дроблення, відносно «свіжими» сколами [99]. Крім того, кріогенні процеси викликають руйнування нодулів, глинистих кутан і крупних органічних решток [459].

Орієнтування грубодисперсних часточок довгими осями у напрямку похованої денної поверхні вважається ще одним індикатором кріогенезу [293]. Вертикальне положення часточок обумовлено тиском ростучих льодяних лінзочок, які впливають на їх поступове обертання у напрямку найменшого тиску. Наявність

крупних пустих пор під піщаними часточками є надійним індикатором процесів їх кріогенної ротації [293]. У соліфлюкційних текстурах грубодисперсні часточки орієнтуються у напрямку в'язко-пластичних течій [318]. Крім того, кріогенної ротації можуть зазнавати крупні фрагменти глинистих папул, деревного вугілля, кісток тощо [459].

Експериментальними дослідженнями показано, що більшість мікроморфологічних ознак кріогенних процесів формуються за короткий відрізок часу – від кількох сезонів до десятків років [272, 407], однак їх стійкість прямо пропорційна тривалості формування. У розрізах Волинської височини мікроморфологічні ознаки кріогенних процесів виявлено головно у лесах, верхніх частинах педокомплексів, горизонтах зі строкатим гранулометричним складом або соліфлюкційних горизонтах. Ґрунти давніх знижень рельєфу несуть більшу кількість мікроморфологічних палеокріогенних індикаторів.

Деякі мікроморфологічні індикатори палеокріогенних процесів із розрізів Волинської височини показано на рис. 1.3.

1.4. Палеопалінологічні дослідження

Палінологічний метод – один з найскладніших і найінформативніших палеогеографічних методів, який дозволяє розробляти фітоценотичні і палеокліматичні реконструкції. Об'єктом вивчення палінологічного методу є паліноморфи, зокрема пилок і спори вищих рослин, рідше спори грибів, водоростей тощо. Детальна методологічна характеристика палінологічного методу висвітлена у працях [3, 44, 109, 129, 194, 197, 207, 281].

На особливості відсоткового складу спорово-пилкового спектру впливають: 1) різна стійкість таксонів до процесів фосилізації [44]; 2) ступінь збереження пилку залежно від генетичного типу відкладів [44], умов аерації, реакції середовища [19] та мікробіологічної активності [199]; 3) продукування таксонами різної кількості пилку [109, 162, 217, 234, 281], зокрема у різних умовах клімату [210]; 4) дальність переносу пилку різних таксонів [110, 194, 207].

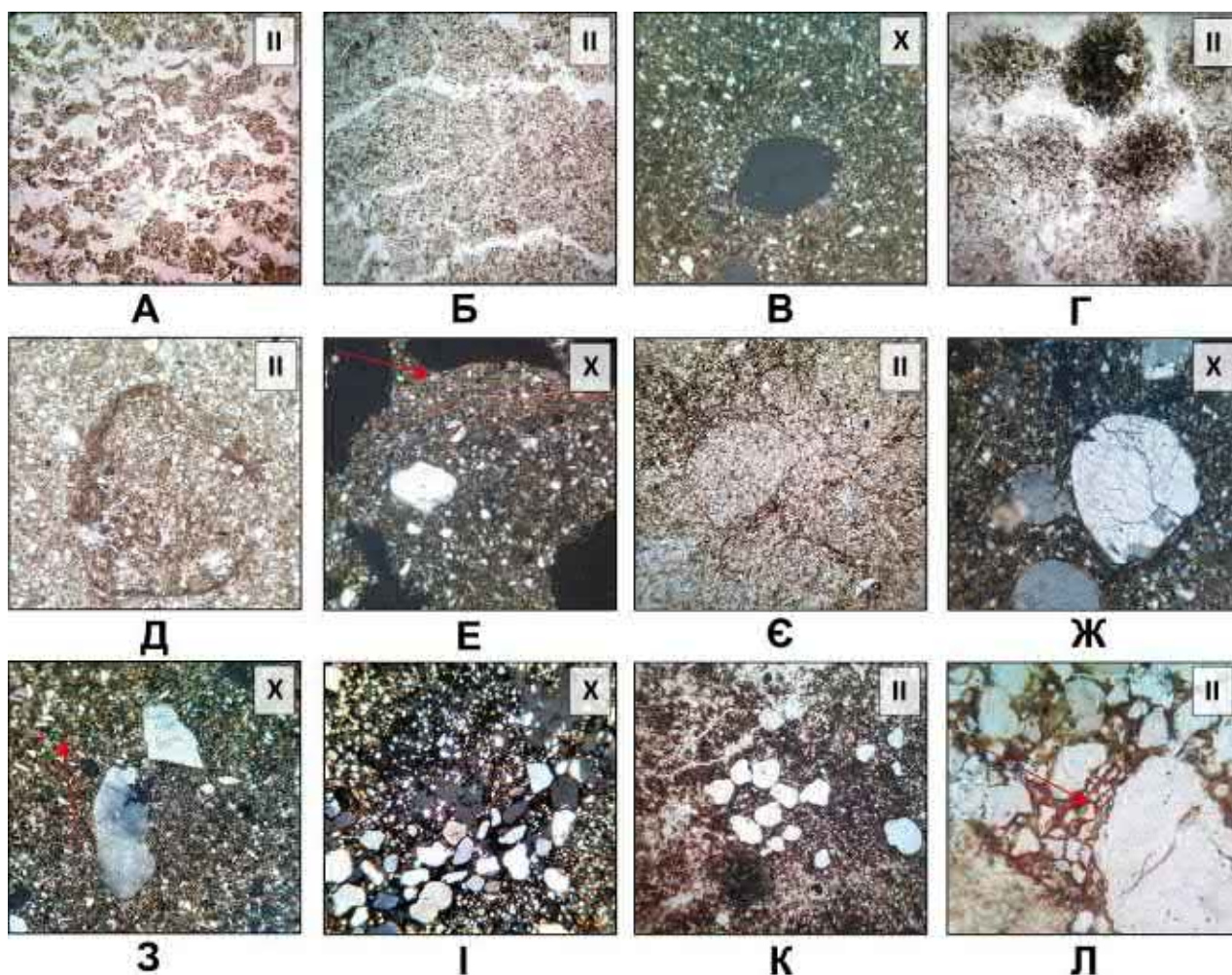


Рис. 1.3. Мікроморфологічні індикатори палеокріогенних процесів у досліджених автором лесово-грунтових розрізах Волинської височини. А – пластичні деформації плитчастих мікроагрегатів у ґрунті S1-II (Новий Тік); Б – крупні плитчасті мікроагрегати у ґрунті L1S3 (Брищі); В – ізольована округла кріогенна пора (vesicle) у лесоподібному суглинку L4 (Новий Тік); Г – карбонатно-глинисто-гумусові ооїди утворюють субпаралельні ланцюжки у ґрунті L1S3 (Брищі); Д – кільцева форма оптичної орієнтації плазми у ґрунті L1S3 (Ковбань); Е – «чохол» із ґрунтового матеріалу по поверхні лінзоподібного мікроагрегату, що властиво для «banded fabric», у ґрунті S2 ? (Тараканів); Є – кільцева форма оптичної орієнтації плазми у ґрунті S3-I (Новий Тік); Ж – напівзруйновані піщані зерна кварцу, окутані глинистими плівками у ґрунті L1S3 (Ковбань); З – орієнтовані у напрямку похованої денної поверхні напівзруйновані піщані зерна кварцу у лесоподібному суглинку L4 (Новий Тік); І – концентрація піщаного матеріалу у міжагрегатній порі у ґрунті S1-III (Боремель-2); К – кільцева форма сортування

піщаних зерен у ґрунті L1S3 (Ковбань); Л – результат кріогенного вивітрювання піщинки у ґрунті алереду (Острів Дубовець).

У палінологічній літературі для деяких таксонів пропонується використання калібраційних коефіцієнтів, які розраховують за відсотковим відношенням виду у фітоценозі до цього ж виду у спорово-пилковому спектрі [20]. В іноземній літературі калібраційні коефіцієнти, навпаки, відображають відношення відсоткового вмісту таксону у спорово-пилковому спектрі до такого у фітоценозі [260]. Поправочні коефіцієнти диференціюють за біомами, вони визначаються палінологами по-різному (табл. 1.3).

Таблиця 1.3

Калібраційні коефіцієнти пилку окремих деревних порід для різних регіонів широколистяно-лісової зони Європи

Породи	Середньоруська височина [128]	Приволзька височина [20]	Північна Європа* [260]
<i>Pinus sylvestris</i>	0,5	0,5	1,13
<i>Betula pendula</i>	-	0,7	3,27
<i>Quercus</i>	0,8	2,1	1,28
<i>Tilia</i>	1,0	1,7	0,25
<i>Ulmus</i>	3,0	3,0	0,78
<i>Corylus</i>	-	0,9	2,5
<i>Acer</i>	9,0	6,7	0,24
<i>Alnus</i>	3,3	0,7	1,59
<i>Picea</i>	2,5	1,4	0,22
<i>Fraxinus</i>	10,0	10,0	0,33

*Калібраційний коефіцієнт для регіону Північної Європи розраховується за відношенням відсоткового вмісту таксону у спорово-пилковому спектрі до такого у фітоценозі.

Незважаючи на процеси руйнування пилку і його вітрового переносу, вважаються, що спорово-пилкові спектри в цілому відповідають зональному типу

рослинності території [109]. Спорово-пилкові спектри мають інтегративний характер, тому відображають усереднену рослинність за певний інтервал часу, що, на думку Н. Боліховської, визначає відмінність субфосильних проб від складу сучасної рослинності [44]. Для реконструкції рослинності важливо ідентифікувати «показові» види. Наприклад, пилок *Carpinus betulus* або *Quercus petraea* – надійні індикатори неморальних лісів, а *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella selaginoides* – індикатори тундри [109].

Метод біомізації. Для кількісної реконструкції давньої рослинності застосовується метод біомізації, вперше апробований для реконструкції біомів середнього та пізнього голоцену Європи [417]. Метод ґрунтується на припущенні, що паліноспектри мають різний ступінь спорідненості із певними біомами. У межах біомів виділяють функціональні типи рослинності (ФТР), які використовуються для сучасного глобального моделювання. Існують різні моделі сучасних біомів, серед яких широкоживаними стали моделі BIOME-1 [419] та BIOME-4 [339]. Успішна апробація методу біомізації для палеоботанічних реконструкцій підкреслюється триединою корелятивністю системи «пилко-рослинність-клімат», обґрунтовану для сучасних біомів [443].

Метод біомізації включає чотири основних кроки [417]:

1. За своїми екологічними умовами зростання таксон (палінотаксон) потрапляє в один або декілька функціональних типів рослинності, на основі чого будується ФТР-таксонна матриця [417, 444].

2. Шляхом об'єднання ФТР у біоми будується таксон-біомна матриця. Відповідно до цього деякі таксони (палінотаксони) можуть потрапляти у різні біоми. Для глибшого розуміння зв'язку «пилко-рослинність-клімат» моделі BIOME-1 та BIOME-4 адаптовано для окремих регіонів [393, 417, 443, 444]. У дисертаційній роботі використано адаптовані матриці за Тарасовим та ін. [444], які охоплюють 60 основних таксонів.

3. Кількісний розрахунок ваги біому описується статистичною близькістю сукупності палінотаксонів до конкретного біому та розраховується за формулою [417]:

$$A_{ik} = \sum_j \delta_{ij} \sqrt{\{max[0, (p_{jk} - \theta_j)]\}} \quad (1.8)$$

де A_{ik} – близькість сукупності палінотаксонів k до біому i (питома вага біому); \sum_j – сума значень за усіма палінотаксонами; δ_{ij} – значення приналежності палінотаксона до біомної матриці (1 – якщо палінотаксон входить до біому, 0 – якщо палінотаксон не входить до біому); p_{jk} – відсотковий вміст таксона у паліноспектрі; θ – мінімальний відсотковий поріг, при якому таксон використовується для розрахунків. Мінімальним відсотковим порогом для включення таксону до певного ФТР прийнято вважати 0,5 %, що дозволяє виключити випадкові таксони і перевідкладений пилок із паліноспектру.

4. Розрахунок ваги кожного біому для певного паліноспектру. Визначаючим вважається той біом, розрахункові значення якого найвищі. Якщо вага двох або більше біомів однакова, тоді визначальним вважається той біом, який включає меншу кількість ФТР.

Метод біомізації попри всі переваги не дозволяє реконструювати біоми глобальних екотонів, такі як лісостеп, лісотундра, напівпустеля тощо [417]. У такому випадку в процесі палеоботанічних реконструкцій необхідним є врахування індикаторних видів, а також співвідношення пилку деревних порід (AP) до трав (NAP). У публікації [443] для умовного виділення лісостепової рослинної формації пропонується використовувати досить простий для розрахунку «показник відкритості ландшафтів», який являє собою різницю максимальних ваг лісових і степових біомів.

Метод біомізації ґрунтується на принципі актуалізму, тому він не дозволяє реконструювати біоми, для яких відсутні сучасні аналоги. До таких біомів слід віднести тундростеп і тундролісостеп, властиві для стадіалів плейстоцену. Останнім часом з'явилися публікації, присвячені сучасним аналогам тундростепових ландшафтів. Вперше можливий сучасний аналог тундростепу описав Б. Юрцев у північно-східній Якутії та на Чукотці [476], де він інтерпретував рослинні асоціації як реліктові. Хоча й описані ним рослинні асоціації дуже нагадують тундростепові, проте вони не включають чимало видів типових для

перигляціальних областей Європи. У публікаціях [269, 270] сучасними аналогами тундростепової рослинності пропонується вважати території на висоті 1500–3000 м в гірській системі Алтай-Саяни, де навіть сучасний склад макротеріофауни [423] та малакофауни [322] є схожим до тих, які були типові для тундростепових ландшафтів. Ґрунти цих місцезростань характеризуються підвищеним вмістом кальцію і близьким до нейтрального рН. У публікації [270] виділяється 12 типів рослинності тундростепів в горах Алтай-Саяни, серед яких зустрічаються хвойні рідколісся, складені ялиною та модриною сибірською та чагарниковою вербою у підліску. Такі території характеризуються типовим «лесовим» малакокомплексом і приурочені до зволжених ділянок. На нашу думку, описані вище рідколісся можуть бути наближеним аналогом тундролісостепових ландшафтів, реконструйованих для холодних етапів у північних регіонах України [96, 149].

Кількісні палеокліматичні реконструкції. Палеокліматичні реконструкції виконано відповідно до методу сучасних аналогів [311, 387], який базується на пошуку найближчих аналогів фосильних паліноспектрів у базі даних сучасного пилку Євразії, що налічує 8134 пилкові проби з релевантними кліматичними параметрами [275]. За основу пошуку найближчих аналогів використовують формулу хордової відстані [406]:

$$d_{ik}^2 = \sum_{j=0}^m \left(\sqrt{f_{ig}} - \sqrt{f_{kg}} \right)^2 \quad (1.9)$$

Де f_{ig} і f_{kg} – це відносний вміст окремого таксона j (із $m=36$ таксонів) у сучасному та викопному паліноспектрі відповідно. За формулою (1.9) розраховують десять найближчих аналогів пилкових спектрів. Реконструйований кліматичний параметр (R_t) для кожного фосильного паліноспектру (k) розраховують як середньозважене значення (C_i) із 10 сучасних аналогів [311, 387]:

$$R_t = \left(\sum_{i=1}^s C_i / d_{it}^2 \right) / \left(\sum_{i=1}^s d_{it}^{-2} \right) \quad (1.10)$$

Відповідно до методики [311, 387] додатково розраховують верхній та нижній ліміт значень сучасних аналогів, що використовуються для палеокліматичних реконструкцій. Нижній ліміт – це середньозважене значення сучасного кліматичного параметру при $C_i < R_t$, тоді як верхній ліміт – це середньозважене значення при $C_i > R_t$. За допомогою такого підходу розраховуються основні кліматичні параметри: середньорічна температура повітря, середня температура найхолоднішого і найтеплішого місяців, середньорічна кількість опадів. Багаторазова апробація цього методу показує його валідність при палеокліматичних реконструкціях [334, 387, 410].

Методика обробки зразків на палінологічний аналіз. У цій роботі палінологічні дослідження розрізів Колодежі та Новий Тік виконано відповідно до методики НДІ географії Санкт-Петербурзького університету, яка передбачає поетапну обробку зразків та включає два основних етапи – мацерації та сепарації. Ідентифікація пилку деревних порід в основному проводилася до роду (для краще збереженого пилку до виду), а трав до родини (деяких таксонів до роду, зокрема, *Artemisia*, *Centaurea*, *Talictum* та ін.). У спорово-пилковій діаграмі відсотки таксонів розраховано від загальної суми пилку і спор. Спорово-пилкові діаграми побудовано у програмному середовищі C2 [336].

1.5. Комплексний підхід у палеогеографічних дослідженнях

Достовірність, точність і повнота палеогеографічних реконструкцій напряму залежить від кількості та інформативності застосовуваних методів, а також правильності синтезу отриманих матеріалів. Тому для уникнення упередженості у палеогеографічних дослідженнях важливою є комбінація різних методів із вилучення й аналізу палеогеографічної інформації, тобто комплексний підхід до вивчення четвертинних, а у нашому випадку лесово-грунтових, розрізів.

Автором для вивчення ЛГР використовувалися літолого-стратиграфічні (зокрема аналітичні: гранулометричний аналіз і вміст карбонатів), палеокріологічні, палеопедологічні (зокрема мікроморфологічні), палінологічні

методи та елементи геохімічного аналізу. Комплексне використання різних методів дозволило детально стратифікувати розрізи і визначити короткі етапи розвитку давньої природи, реконструювати компоненти давніх ландшафтів, а також побудувати якісні та кількісні палеокліматичні реконструкції. Зокрема, мікроморфологічні дослідження дали змогу діагностувати окремі фази педогенезу і деякі палеокріогенні події (досить незначного масштабу). Палінозони, виділені за палінологічними даними, обґрунтували і доповнили висновки палеопедологічних методів про багатофазну історію формування більшості викопних ґрунтів. На основі палеокріологічного методу виділено короткотривалі похолодання усередині теплих етапів, виявлено мінливість природних умов упродовж стадіалів і виконано кількісні палеокліматичні реконструкції.

Комплексні палеогеографічні дослідження розрізів Волинської височини проводилися у п'ять основних етапів: 1) підготовчий; 2) польові дослідження; 3) аналітичні дослідження; 4) реконструкції; 5) синтез і кореляція даних. Детальнішу характеристику методології досліджень показано на рис. 1.4.

Висновки до розділу 1

1. Гранулометричний склад четвертинних відкладів відображає умови седиментогенезу, гіпергенезу та ґрунтоутворення. Гранулометричні індекси (медіанний радіус, середній діаметр часточок, коефіцієнт сортування) дозволяють точніше характеризувати співвідношення цих процесів. Для розрізів плакорів можуть використовуватися індекси інтенсивності еолової акумуляції матеріалу, зокрема K_d , GSI , U -ratio. Автором для оцінки співвідношення процесів осадонакопичення і ґрунтоутворення у розрізах седиментаційних пасток запропоновано використовувати співвідношення фізичного піску до фізичної глини (індекс SSI).

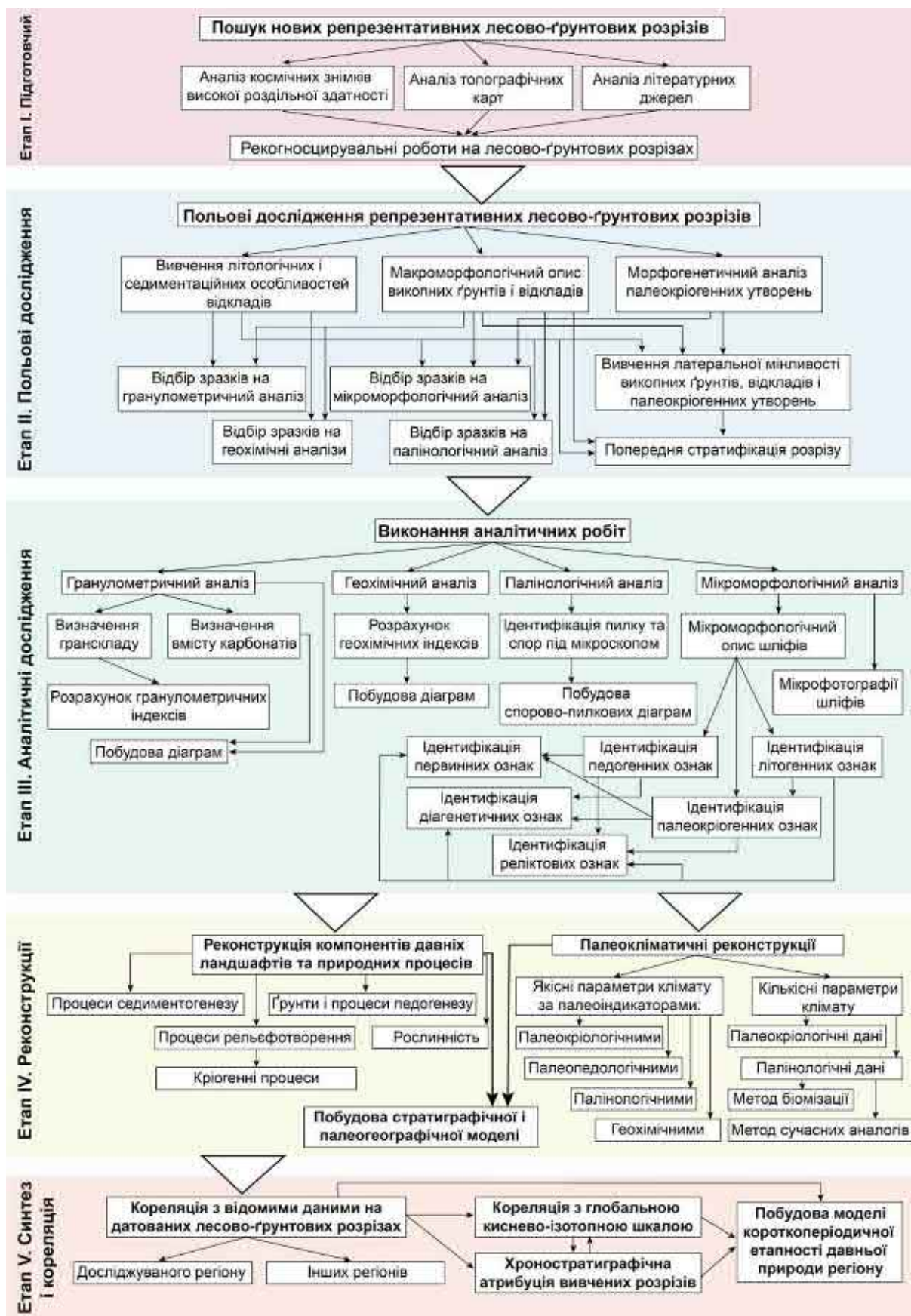


Рис. 1.4. Схема комплексних палеогеографічних досліджень лісово-ґрунтових розрізів Волинської височини.

2. Геохімічний аналіз відкладів ЛГР дозволяє встановити особливості процесів седиментогенезу та ґрунтоутворення і реконструювати палеокліматичні умови. Для оцінки еолового перенесення матеріалу використовують показники вмісту хімічних елементів із високим іонним потенціалом (Zr, Ti, Nb, Y), а також співвідношення Ti/Zr і Ti/Nb.

3. Палеокріологічний метод заснований на принципі актуалізму і дає змогу за морфогенетичними особливостями кріогенних утворень реконструювати кількісні параметри палеоклімату (переважно середньорічні температури). Вважається, що формування кріогенних утворень обмежується середньорічною ізотермою $+3^{\circ}\text{C}$, а не кріолітозоною. Надійними індикаторами кріолітозони є ППЖЛ, крупномасштабні кріотурбації, плями-медальйони і термокарстові текстури.

4. Мерзлотні процеси обумовлюють зміни мікробудови ґрунтів і відкладів. Кріогенні процеси впливають на мікроагрегацію і поровий простір, особливості мінерального скелету, мобільність плазми та органічної речовини ґрунтів. Найбільш надійними діагностичними ознаками кріогенних процесів на мікрорівні є: ооїди, кільцеві форми сортування мінерального скелету або накопичення крупних фракцій по порах, орієнтація видовжених мінеральних зерен у напрямку похованої денної поверхні, кільцеві форми оптичної орієнтації плазми, смугаста мікроструктура і плівки коломорфних глин навколо мікроагрегатів.

5. Палеопедологічний метод (із поєднанням макроморфологічного і мікроморфологічного аналізів) дає змогу діагностувати генетичні типи ґрунтів, педогенні та літогенні ознаки у відкладах, а також виокремлювати первинні, діагенетичні та реліктові ознаки у них. Мікроморфологічний аналіз є особливо важливим для простеження еволюції процесів педогенезу, тобто багатофазності розвитку викопних ґрунтів.

6. Палінологічний метод не лише дозволяє реконструювати давню рослинність та клімат, але й фактори ґрунтоутворення. Цінним для відтворення ландшафтно-кліматичних обстановок є метод біомізації, що дає змогу кількісно оцінити подібність реконструйованої за фосильними паліноспектрами рослинності

із сучасними біомами. Перевагою методу є об'єктивність підходу до реконструкції давньої рослинності, а недоліком – неможливість реконструкції рослинності екотонів і рослинних угруповань, аналогів яким немає у сучасному світі.

7. Запорукою успішної реконструкції давніх ландшафтів та їх компонентів є комплексний підхід у палеогеографічних дослідженнях, який також дає змогу виявляти короткоперіодичні етапи розвитку давньої природи. Комплексні дослідження ЛГР виконуються у п'ять основних етапів: 1) підготовчий; 2) польові дослідження; 3) аналітичні дослідження; 4) реконструкції; 5) синтез та кореляція даних, що й було здійснено для Волинської височини.

РОЗДІЛ 2

ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ЛЕСОВО-ГРУНТОВОЇ ФОРМАЦІЇ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Четвертинні відклади Волинського лесового острова привернули увагу науковців понад 150 років тому. За цей тривалий період дослідження поступово трансформувалися з описових у системні та міждисциплінарні. Таким чином, ми пропонуємо виділяти три умовні етапи вивчення лесово-грунтової формації Волинської височини: описових, аналітичних і системних мультидисциплінарних досліджень.

2.1. Етап описових досліджень (друга пол. XIX – перша пол. XX століття)

Перші відомості про лесовий покрив Волинської височини знаходимо у працях вже із середини XIX століття. Зазвичай, вони були складовою інженерних, інженерно-геологічних, ґрунтознавчих досліджень. Збір інформації проводився під час службових поїздок на Волинь відомих на той час геологів – Н. Барбота де Марні, О. Карпинського, К. Феофілактова [151].

У 1899 р. вивчення лесового покриву Волині проводив П. Тутковський [215]. Саме ці дослідження лягли в основу його еолової гіпотези походження лесу. Пізніше був виділений тип прісноводного лесу, який, на думку автора, сформувався у прильодовикових озерах [216]. У прісноводних лесах біля сс. Торговиця і Городок П. Тутковський визначив фауну моллюсків.

На початку XX століття Н. Криштафович (1902) вперше виділив два підяруси лесу: 1) нижній озерно-річковий; 2) верхній субаеральний. Значну увагу геоморфології та стратиграфії четвертинних відкладів приділив В. Ласкарев [151], він виділив два яруси лесу, розділені гумусовим горизонтом й охарактеризував генетичні типи четвертинних відкладів Волино-Поділля. В. Ласкарев першим дослідив розріз лесово-ґрунтових відкладів у с. Боремель, який вивчається нами.

Четвертинні відклади України, зокрема на території Волино-Поділля, досліджував О. Набоких (1911). Він виділив на Волинській височині лес південно-західного типу із такими горизонтами: кротовинний, глинистий, ортштейновий, карбонатний, первинний, піскуватий. Пізніше О. Набоких виділив два яруси лесу, розділених двома викопними ґрунтовими комплексами [130]. А. Красюк у 1916 р., досліджуючи товщу четвертинних відкладів, вперше описав криогенні деформації викопного ґрунту [143]. В. Чирвинський (1914) вивчав поширення льодовикових відкладів у західній частині Волинської височини і на Волинському Поліссі [130].

У 20-х роках почали застосовувати кількісні методи (гранулометричний, мінералогічний, хімічний аналізи) дослідження лесів, вперше описано морфологію відомих тоді викопних ґрунтів (праці Ю. Токарського, А. Савицького, А. Красюка, В. Крокоса) [144]. У повоєнні роки четвертинні відклади долини Західного Бугу вивчав А. Ян [326, 327].

2.2. Етап аналітичних досліджень (50–90-ті рр. ХХ століття)

Новий етап аналітичних досліджень лесово-ґрунтової серії Волинської височини розпочався після Другої світової війни. Увагу геологів-четвертинників, геоморфологів і ґрунтознавців привернули викопні ґрунти (праці І. Соколовського [208, 209] та В. Бондарчука [46, 47]). І. Соколовський, описуючи викопні ґрунти та леси Волині, подає відомості про археологічні знахідки, фауну молюсків і хребетних, гранулометричний склад та інженерно-геологічні характеристики лесів, палеомерзлотні структури [208, 209]. Генетичні особливості четвертинних відкладів України, зокрема Волинської височини, досліджував П. Заморій. Він вказав на взаємозв'язок четвертинних відкладів із геоморфологічною будовою, визначив їх мінералогічний склад, фауну, стратифікував відклади на окремі горизонти [130].

У 1970-х рр. А. Богущкий на основі дослідження понад десяти ЛҐР Волинської височини розробив регіональну стратиграфічну схему [22, 23, 28], яка включала сокальський, луцький, коршівський, горохівський та дубнівський викопні ґрунтові комплекси і лесові горизонти між ними. Ним, переважно на основі вивчення розрізів

Поділля і Передкарпаття, обґрунтовано виділення давніших палеопедокомплексів: солотвино, загвіздя тощо [252, 368]. Більшість лесових горизонтів, за А. Богуцьким, стратифікуються на два підгоризонти: верхній – власне лесовий та нижній – соліфлюкційний. Верхні горизонти верхньоплейстоценових і середньоплейстоценових лесів складніше побудовані: стратифіковані на лесові, глейові і соліфлюкційні підгоризонти. Глейові горизонти інтерпретовано А. Богуцьким як поховані діяльні шари, з якими пов'язані потужні мерзлотні структури і деформації [22]. Від початку розробки регіональної стратиграфічної схеми було зазначено двохфазну будову горохівського і коршівського ґрунтів [22].

Через співпрацю А. Богуцького із науковцями Інституту географії АН СРСР на теренах Волині працювало чимало російських фахівців. У 70-х рр. А. Богуцький спільно із А. Величко та В. Нечаєвим започаткували системні палеокріологічні дослідження на розрізах Волині [29]. В. Нечаєв ґрунтовно вивчав палеокріогенні утворення верхнього плейстоцену [167], описавши палеокріогенні процеси на мікрорівні (десквамація піщаних зерен, мікрокільцеві форми сортування мінерального скелету, концентрація мінеральних зерен до порового простору тощо), і реконструювавши палеокріологічні умови утворення мерзлотних структур різних палеокріогенних етапів. А. Богуцький систематизував виділені палеокріогенні етапи в єдину схему [24], яка включала знизу вверху бояницький, ярмолинецький, лановецький, тернопільський, збаразький, торчинський, басівкутьський, рівненський, красилівський палеокріогенні етапи.

О. Цацкін вивчав дубнівський та горохівський викопні ґрунтові комплекси, описав зональність палеоґрунтового покриву [219]. Він одним із перших вивчав палеокатени, виділив западинні і зональні варіанти ґрунтів. Ці ж ґрунти вивчала мікроморфологічним методом Т. Морозова [164, 165], яка виявила особливості палеопедогенезу й уточнила стратиграфічне положення ґрунтів. Зокрема, вона описала процеси педометаморфізму, які трансформували верхні частини викопних ґрунтів: головним чином, палеокріогенні процеси, які проявилися у вторинному озалізненні, плитчастій структурі, лускуватому та кільцевому оптичному орієнтуванні плазми.

Інженерно-геологічними аспектами дослідження лесово-грунтової серії ґрунтовно займався П. Волошин [90]. Він досліджував палеокріогенез, особливо його вплив на інженерно-геологічні властивості лесів, а також здійснив інженерно-геологічне розчленування порід верхнього неоплейстоцену, виділивши три основних інженерно-геологічних горизонти: 1) верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів; 2) середній горизонт – наддубнівська соліфлюкція, дубнівський ґрунт і нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів; 3) нижній – горохівський ґрунт.

Із 70-х рр. співробітники Інституту ботаніки ім. М. Г. Холодного НАНУ розпочали палінологічні дослідження Волині [5, 9]. Є. Гуртовая вивчила палінологічним методом дубнівський ґрунт (розрізи Коршів, Бояничі, Дубно та Рівне), реконструювавши палеокліматичні умови його утворення, подібні до субперигляціальних [112, 113]. Виходячи із відмінностей паліноспектрів дубнівського ґрунту у різних розрізах, Н. Боліховська запропонувала модель метакронності його формування [44]. Палінологічні дослідження боліт Малого Полісся біля межі Волинської височини виявили складні пилкові сукцесії у плейстоценових відкладах [5], особливо у відкладах міндель-риського (завадівського) міжзледеніння.

У 80-х рр. розпочалося широке застосування малакологічного методу у дослідженні лесово-грунтової формації Волинської височини: роботи М. Куниці [148, 149]. Зокрема, ним досліджено наземні молюски з бузького та удайського лесів.

Із 70-х рр. на території Волинської височини вперше застосовують методи абсолютної хронології для визначення віку порід лесово-грунтової формації, спочатку В. Шовкоплясом [226], пізніше – українськими і польськими колегами [227].

2.3. Етап системних мультидисциплінарних досліджень (XXI століття)

Починаючи з 90-х рр. дослідження лесово-грунтової формації Волинської височини набули комплексності завдяки співпраці дослідників із Львівського національного університету імені Івана Франка і польських вчених. Важливим проблемам присвячені українсько-польські семінари: «Проблеми

середньоплейстоценового інтергляціалу» [25], «Найдавніші леси Поділля і Покуття» [26], «Леси та палеоліт Поділля» [27] та ін. Вивчення лесово-грунтової формації Волинської височини ведеться шляхом залучення широкого спектру методів, зокрема методів абсолютного датування, що дозволило деталізувати регіональну стратиграфічну схему Західної України. Обґрунтовано складну будову коршівського, горохівського і дубнівського педокомплексів. На розрізах Великий Глибочок [254, 373] і Коршів [283] виділено по дві стадії утворення кожного із коршівських ґрунтів (рання – утворення бурих лісових ґрунтів і пізня – чорноземів). За кріогенними структурами і лесовим прошарком усередині відкладів встановлене похолодання [373]. Стадійність розвитку коршівського ґрунту підтверджено палінологічними даними [373], відповідно до яких упродовж MIS 7 (еквіваленту коршівського ґрунту) реконструйовано шість фаз розвитку рослинності.

Складну будову горохівського педокомплексу (два інтергляціальні і три інтерстадіальні ґрунти) вперше описано у розрізі Колодіїв (Прикарпаття) [369]. Наявність двох бурих лісових ґрунтів останнього інтергляціалу пояснено локальними умовами, тому це питання не набуло подальшого розвитку [369]. Однак ґрунти трьох інтерстадіалів (Колодіїв-1, Колодіїв-2 і Колодіїв-3) інтегровано у регіональну стратиграфічну схему, і ґрунти скорельовані з інтерстадіалами Одерраде, Бреруп і Амерсфорд, відповідно [369]. Пізніше ці ґрунти описано у розрізах Пронятин [374], Галич [366], Маріямпіль [250], Коршів [283]. Колодіївські ґрунти розділені прошарками лесоподібного матеріалу, кріогенними структурами і порушені окремими соліфлюкційними горизонтами [39]. Ґрунт Колодіїв-3 інтерпретовано як чорнозем з поодинокими реліктовими кутанами, ґрунт Колодіїв-2 – як чорнозем, а Колодіїв-3 – як слаборозвинений глейовий ґрунт [369]. У Галицькому Подністер'ї ґрунт Колодіїв-3 відносно гумусований і близький до чорноземів [250]. За палінологічними даними із розрізу Пронятин реконструйовано ландшафти кожної стадії формування колодіївських ґрунтів [374].

Складну будову дубнівського ґрунту (два субпедокомплекси тундрового габітусу, розділені потужним лесовим горизонтом) встановлено у розрізі Колодіїв [369]. За мікроморфологічними дослідженнями нижній із них (Дубно-2)

інтерпретовано як комплекс двох бурих арктичних ґрунтів [365]. Верхній із них (Дубно-1) складається із двох – чотирьох-п'яти накладених вилугуваних глейових ґрунтів, частина з яких мають ознаки буроземів (Cambisol) [369]. Останні більш гумусовані і характеризуються присутністю гіпокутан заліза та мангану [365].

У розрізах Волинської височини складну будову дубнівського ґрунту не описано, однак у Галицькому Подністер'ї (Єзупіль [370], Галич [233], Галич ІІС [366]) подекуди зафіксовано його двочленну структуру. Палінологічні матеріали з дубнівського ґрунту у розрізах Волинської височини підтверджують складність його формування у різних палеоландшафтних умовах. Л. Безусько виділяє ранню, оптимальну і заключну фази двох його інтерстадіалів [10]. Для їхніх оптимальних стадій на території Волинської височини реконструйовано бореальні ліси. На початкових і заключних фазах рослинність була мозаїчною із високою участю кріофітів і високогірних елементів флори [12].

Залучення у дослідження широкого спектру методів дало змогу підтвердити двофазність формування давніших ґрунтів, зокрема, сокальського і солотвинського [362, 367, 368]. Проведені численні TL, OSL, IRSL датування ЛГР Західної України дали змогу визначити хронологічні рамки формування горизонтів регіональної стратиграфічної схеми (табл. 2.1; 2.2). На території Волинської височини датованими є розрізи Бояничі [361], Коршів [283], Рівне [400], Липа VI [372], а радіовуглецевим методом – Жорнів [185], Бармаки [222] і Мирогоща [386].

П. Волошин разом із А. Богуцьким виконали ґрунтовні інженерно-геологічні дослідження семи розрізів Волинської височини [31–37]. Ширше до вивчення викопних ґрунтів застосовують мікроморфологічний метод. Зокрема, Н. Паламарчук (Кремінь) вперше охарактеризувала мікроморфологічну будову коршівського ґрунту (розрізи Коршів і Бояничі [174–176]). За цими даними нижній коршівський ґрунт інтерпретовано як сірий опідзолений, а верхній як чорноземоподібний [174, 176].

Результати палеокріологічних досліджень Польщі і Західної України опубліковано у працях [279, 330, 331], у яких подано опис кріогенних утворень, їх генетична і палеокліматична інтерпретація. Зокрема, З. Ярій реконструює для

красилівського палеокріогенного етапу на Волинській височині середньорічні температури нижче -6°C і наявність континуальної кріолітозони [331].

Таблиця 2.1

Результати абсолютного датування ґрунтових горизонтів верхнього плейстоцену у розрізах Західної України

Лесово-ґрунтові розрізи	Красилівський	Рівненський	Дубнівський	Горохівський	
				Колодіївський	Горохівський
Великий Глибочок [254]			45–81 ka	110 ka	
Бояничі [361]	15–16 ka	20–34 ka	48–55 ka	75–101 ka	127–145 ka
Коршів [283]	14–20 ka	16–23 ka	27–48 ka	53–113 ka	60–151 ka
Буглів V [41]				110 ka	126 ka
Ямпіль [40]			26–30 ka	74–96 ka	
Липа VI [372]	15–18 ka	20,6 ka	27–59 ka		
Пронятин [374]				71–95 ka	83–140 ka
Єзупіль [370]			40–61 ka	78–107 ka	108–169 ka
Волочиськ [284]	16–18 ka		19–43 ka	56–132 ka	67–127 ka
Галич ПС [366]		70–99 ka	67–157 ka	80–151 ka	110–150 ka
Колодіїв [360]			46–115 ka	86–183 ka	121–164 ka

Л. Безусько та ін. [16] палінологічним методом дослідили верхньоплейстоценові утворення у розрізах Волинської височини – Коршів, Бояничі, Дубно (Тараканів), Рівне, Горохів і Нововолинськ. Плейстоценові горизонти мають різний ступінь палінологічної вивченості: найкраще дослідженими є дубнівський ґрунт [10, 12], а утворення середнього і раннього плейстоцену залишаються не дослідженими. Отримані дані свідчать, що нижній горохівський ґрунт має інтергляціальні спорово-пилкові спектри, а верхній ґрунт – інтерстадіальні. Для верхньоплейстоценових лесів властивими є незначна участь пилку деревних порід, постійна присутність пилку ефедри, мікротермів, спор бореальних, тундрових і степових ценозів [16].

Ширшого застосування набули малакологічні дослідження. І. Мельничук вивчав наземні молюски у розрізах Боремель-2 (с. Набережне), Локачі, Володимир-Волинський, Коршів [160], вперше на цій території охарактеризувавши малакологічні комплекси викопних ґрунтів. Р. Дмитруком, яким вивчено малакологічні комплекси у розрізах Коршів, Бояничі і Торчин [30, 118], встановлено, що 80–90 % особин наземних молюсків є індикаторами холодних і посушливих умов.

Таблиця 2.2

Результати абсолютного датування ґрунтових горизонтів середнього плейстоцену у розрізах Західної України

Лесово-ґрунтові розрізи	Тернопільський	Коршівський
Великий Глибочок [254, 373]	130–243 ka	145–297 ka
Бояничі [361]	162–180 ka	209–268 ka
Коршів [283]	104–159 ka	166–183 ka
Буглів V [41]	188 ka	240 ka

З 90-х рр. польським науковцем Є. Навроцьким розпочато палеомагнітні дослідження розрізів Волинської височини [249, 400–402]. Найкраще вивченим при цьому є розріз Бояничі [103, 402]. Проведені у розрізах Бояничі, Торчин, Дубно (Тараканів) і Рівне палеомагнітні дослідження дали змогу реконструювати для бузького етапу переважання вітрів західного і південно-західного напрямку [401]. У розрізі Рівне у бузькому лесі виявлено палеомагнітний екскурс Nilina Pali, датований 18 тис. р. т. [400]. Палеомагнітні дослідження розрізів Коршів і Бояничі, виконані Д. Главацьким і В. Бахмутовим [103], не виявили наявності крупних палеомагнітних подій, однак дали змогу виділити зони аномальної магнітної сприйнятливості. У розрізі Коршів це: 1) лес надрівненський; 2–3) коршівський викопний ґрунтовий комплекс; 4–5) луцький ґрунт. Відмітивши, що зони максимальної магнітної сприйнятливості не завжди приурочені до викопних ґрунтів, автори припустили, що така особливість пов'язана із діагенетичними процесами оглеєння і кріогенезу.

Набувають розвитку природничі дослідження на палеолітичних пам'ятках. Найбільший об'єм таких досліджень виконаний на Волинській височині В.

Пясецьким, який визначив стратиграфічне положення культурних шарів на пам'ятках Жорнів, Бармаки, Межиріч, Грядки, Мирогоща [182–185], а на пам'ятці Бармаки охарактеризував петрографічний склад артефактів. За його ініціативи на пам'ятках Жорнів і Грядки виконано палінологічні, на пам'ятці Межиріч – малакологічні дослідження. На пам'ятці Липа VI виконано стратиграфічні дослідження і OSL датування [42, 372]. В останні роки здійснено радіовуглецеве датування пам'яток Бармаки [222] і Мирогоща [386]. На останній проаналізовано видовий склад малакофауни, у якій виявлено рідкісний вид *Vertigo pseudosubstriata* [389].

Останнім часом розвивається створення природоохоронних територій на лесово-грунтових розрізах і використання їхнього рекреаційного потенціалу [75]. Зокрема, І. Харчук розробила геотуристичний маршрут лесово-грунтовими розрізами Волинської височини [218].

Попри добру вивченість лесово-грунтової формації Волинської височини, знання про її будову, генезис та умови формування потребують подальшого розвитку. Актуальними залишаються детальна стратифікація ЛГР, розробка палеогеографічних реконструкцій за короткоперіодичними етапами і кореляція регіональної стратиграфічної схеми Західної України і стратиграфічної схеми плейстоцену України [39, 96, 159, 185, 254, 308, 310, 332, 369, 372, 376, 377, 427].

Висновки до розділу 2

1. Виділяємо три етапи в історії вивчення лесово-грунтової формації Волинської височини: 1) описових досліджень (друга половина XIX – перша половина XX століття); 2) аналітичних досліджень (50–90-ті роки XX століття); 3) системних мультидисциплінарних досліджень (XXI століття).

2. Впродовж етапу описових досліджень було вперше виділено горизонти викопних ґрунтів і декількох лесових горизонтів, визначено склад наземних молюсків. Розроблено питання генезису лесів, виділено два їх генетичні типи: еолові та водні. Вперше застосовано аналітичні методи (гранулометричний, мінералогічний та хімічний) для вивчення четвертинних відкладів. Етап описових досліджень

пов'язаний з іменами таких науковців: Н. Барбот де Марні, О. Карпинський, К. Феофілактів, В. Ласкарев, П. Тутковський, О. Набоких, А. Красюк, В. Крокос, А. Ян, А. Савицький, Ю. Токарський та ін.

3. Етап аналітичних досліджень відзначається широким застосуванням методів вивчення лесово-грунтової формації (стратиграфічних, палеокріологічних, палеопедологічних (зокрема мікоморфологічних), палінологічних, малакологічних, абсолютного датування та ін.). А. Богуцьким розроблено регіональну стратиграфічну схему і схему палеокріогенних етапів, які в подальшому широко апробовані на розрізах Західної України. Вперше виконано палеогеографічні реконструкції етапів плейстоцену. Етап аналітичних досліджень пов'язаний з іменами таких науковців: А. Богуцький, В. Нечаєв, Т. Морозова, О. Цацкін, П. Волошин, А. Величко, В. Бондарчук, І. Соколовський, П. Заморій, Є. Гуртовая, Л. Безусько, М. Куниця, А. Артюшенко, Р. Арап, В. Шовкопляс, В. Пясецький та ін.

4. Етап системних мультидисциплінарних досліджень відзначається комплексним застосуванням великого спектру методів для вивчення окремих розрізів, що дало змогу деталізувати регіональну стратиграфічну схему. Вперше з'являються підходи до детальної стратифікації відкладів і короткоперіодичних реконструкцій у межах окремих етапів. Широко застосовують методи абсолютної геохронології, що дозволяє розробити геохронологічну шкалу плейстоцену регіону і проводити кореляції регіональної стратиграфічної схеми із такими Західної Європи і глобальною морською киснево-ізотопною шкалою. Етап системних мультидисциплінарних досліджень пов'язаний з іменами таких науковців: А. Богуцький, П. Волошин, Р. Дмитрук, О. Томенюк, Н. Паламарчук, М. Ланчонт, С. Федорович, П. Мрочек, Є. Навроцькі, З. Ярій, Я. Кусяк, Г. Адамець, А. Блуц, П. Моська, М. Трач, К. Стандзіковський, Л. Безусько, І. Мельничук, В. Пясецький, Д. Главацький, В. Бахмутов та багато інших.

РОЗДІЛ 3

СУЧАСНІ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Волинська височина простягається у субширотному напрямку приблизно на 200 км. Середня її ширина складає близько 50 км, а загальна площа – близько 10 тис. км² [38]. З півночі та півдня межі височини мають вигляд уступів, які різко переходять у Поліську низовину на півночі та низовину Малого Полісся на півдні. Проблемним є визначення західної та східної меж Волинської височини. Західну межу проводять по лінії державного кордону України [38, 170] або по вододілах річок Вепра і Гучва у Польщі [346]. Східну межу найчастіше проводять по р. Корчик (ліва притока р. Случ) [38, 151, 169], проте існують інші погляди стосовно цього питання [45, 177, 220]. У дисертаційній роботі за західну межу Волинської височини приймається польсько-український кордон, а за східну – р. Корчик.

Волинська височина приурочена до трьох геоструктур регіонального масштабу: Українського кристалічного щита, Волино-Подільської плити та Львівського палеозойського прогину. Український кристалічний щит охоплює крайню східну частину (на схід від р. Ставки, лівої притоки Случа) Волинської височини, де у річкових долинах на денну поверхню виходять кристалічні докембрійські породи (граніти, гнейси, мігматити).

У межах Волино-Подільської плити докембрійський кристалічний фундамент занурюється під потужну товщу палеозой-кайнозойського осадового чохла. Глибинні розломи розсікають кристалічний фундамент на систему блоків [193]. Західніше лінії Дубно-Млинів Волино-Подільська плита переходить у Львівський палеозойський прогин. Межу між цими структурами умовно проведено по ізопакіті поверхні кристалічного фундаменту -1000 м [7]. У крайній західній частині Волинської височини докембрійський фундамент занурюється на глибину 3–4 км. Кристалічний фундамент Волино-Подільської плити і Львівського палеозойського прогину перекривається складно побудованою товщею рифейських, кембрійських, ордовицьких, силурійських, девонських, кам'яновугільних, верхньокрейдових і неогенових відкладів.

Палеозойські відклади Волинської височини формують майже суцільний покрив, до глибини 2000 м [100]. Найпотужнішу формацію палеозою утворюють відклади девону, поширені на захід від лінії Острожець-Дубно-Кременець і представлені червоноколірними пісковиками і алевролітами, теригенно-карбонатними і карбонатними породами. У межах Повчанської височини сильнодислоковані девонські відклади у глибоких ярах виходять на денну поверхню [100, 101]. Відклади девону найчастіше перекриваються потужною товщею карбонатних формацій верхньої крейди (до 1000 м), представлених вапняками, крейдоподібними вапняками, крейдою, мергелями сеноманського, туронського, коньяцького, сантонського, кампанського і маастрихського ярусів [38].

У східній частині Волинської височини збереглися відклади палеогену та неогену, найчастіше приурочені до денудаційних останців. Палеогенові утворення (мергелі і кварцево-глауконітові піски) зустрічаються тільки у межах північно-східної частини Рівненського плато на схід від м. Рівне [229]. Сарматські відклади неогену, складені пісками, глинами, вапняками, потужністю до 25–30 м, збереглися на ерозійних останцях в межах Мізоцького кряжу. Крайнім західним ареалом поширення неогенових утворень є Повчанська височина, де, окрім сарматського ярусу, присутні відклади тортону [228].

Рельєф Волинської височини є конформним до покрівлі денудаційної поверхні крейдових та неогенових відкладів, найвірогідніше утвореної у пліоцені-ранньому антропогені. Диференційований характер висхідних тектонічних рухів, що розпочався наприкінці сармату, обумовив утворення морфоструктур, які формують сучасний рельєф Волинської височини. Зараз швидкість підняття досліджуваної території у середньому складає 8–10 мм/рік [193].

Волинську височину виділяють як морфоструктуру другого порядку, ускладнену морфоструктурами третього порядку – Повчанською височиною і Мізоцьким кряжем [108]. Повчанська купольна морфоструктура розташована на межиріччі річок Стир та Іква і складена складно-дислокованими породами девону. Існують різні думки стосовно її генезису [46, 77, 117, 186, 193]. Правдоподібними виглядають гіпотези І. Рослого та ін. [193] та В. Радзівіла [186]. У праці [193]

зазначається, що утворення Повчанської морфоструктури пов'язано із діапїризмом девонських відкладів. В. Радзівілл вважає, що Повчанська морфоструктура є успадкованою [186]. В її основі залягає тектонічно-вулканічний осередок венду, який представлений грабеном кільчастої форми. Локальні опускання грабену у пізньому альбі-ранньому сеномані змінилися у післясарматський час інверсійними підняттями.

Морфоструктура Мізоцького кряжу являє собою витягнуту у субширотному напрямку платоподібну височину, розчленовану густою та глибокою яружно-балковою мережею. Різкі північний та південний уступи височини мають тектонічну природу і пов'язані із субширотними глибинними розломами [171, 223]. Морфоструктура утворилася у результаті активних неотектонічних рухів у післясарматський час [108].

На території Волинської височини переважають абсолютні висоти 240–260 м, а в межах Повчанської височини та Мізоцького кряжу вони подекуди перевищують 300 м (рис. 3.1). Найвища точка Волинської височини (358 м) знаходиться на Повчанській височині (с. Буди, ур. Шабаниха). Глибина вертикального розчленування території у середньому складає 30–50 м/км², а на Мізоцькому кряжі та Повчанській височині подекуди перевищує 100 м/км² (рис. 3.2). Показники горизонтального розчленування у середньому складають 0,2–0,3 км/км², а в межах Мізоцького кряжу досягають 5 км/км².

У межах Волинської височини найбільш поширена така морфоскульптура.

Флювіальний рельєф: долини річок басейнів Західного Бугу, Стиру, Горині та Случа, представлені заплавами і надзаплавними терасами. У долині Горині виділяється від трьох [154] до чотирьох [107] надзаплавних терас. Ширина першої і другої надзаплавних терас досягає 4 км, а перевищення наймолодшої тераси над урізом води – 7–12 м [154]. Ширина заплави Горині у межах Волинської височини складає 0,5–1,5 км, а біля м. Острог досягає 2,5 км. Вона включає два рівні: низької та високої заплави. Остання представлена переважно ізометричними чи витягнутими у плані підвищеннями висотою до 3 м. Розташування на цих підвищеннях археологічних пам'яток не давніших від енеоліту, наводить на думку, що вони сформувалися у ранньому голоцені.

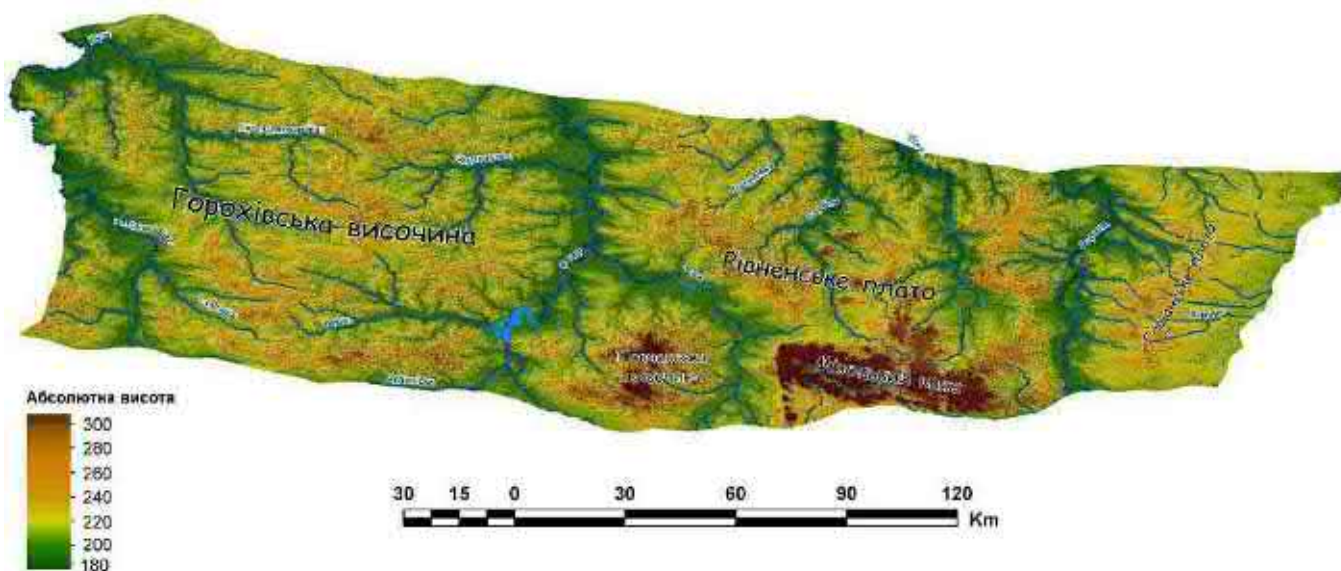


Рис. 3.1. Гіпсометрична карта Волинської височини.*

*складено автором на основі SRTM DEM.

У річковій долині Стиру різні дослідники виділяють від двох [153, 154] до трьох [107, 224] надзаплавних терас. Усі автори вважають, що найвища тераса сформувалася у середньому плейстоцені, стосовно кількості пізньоплейстоценових терас думки розходяться. І. Черваньов в окрему групу виділяє локальні низькі надзаплавні тераси, які пов'язує із місцевими тектонічними рухами [224]. Р. Гнатюк і Т. Новак [106] вважають, що перша надзаплавна тераса має складну будову і включає чотири висотні рівні, сформовані упродовж MIS 2. Ширина заплави р. Стир коливається від 200 м до 2 км, вона ускладнена морфологічними комплексами високої та низької заплави. Висота першої над урізом води подекуди досягає 3 м [154].

Дві надзаплавні тераси виділено у долині Ікви, давніша із яких поширена локально [111]. Північніше м. Дубно повсюдно спостерігається широка перша надзаплавна тераса (до 2 км). Заплава Ікви, шириною від 200 м до 2 км, ускладнена лесовими «островами» – останцями розмитих низьких надзаплавних терас, із найбільшим їх скупченням поблизу м. Дубно. Нами встановлено, що висока заплава р. Ікви також має доголоценовий (пізньольодовиковий) вік [73, 74]. Лесові «острови» виявлено також у заплавах річок Стубла і Черногузка.

У долині р. Західний Буг Я. Долецький [278] виділив три надзаплавні тераси і два різновисотні рівні заплави, із найдавнішою надзапальною терасою середньоплейстоценового віку.

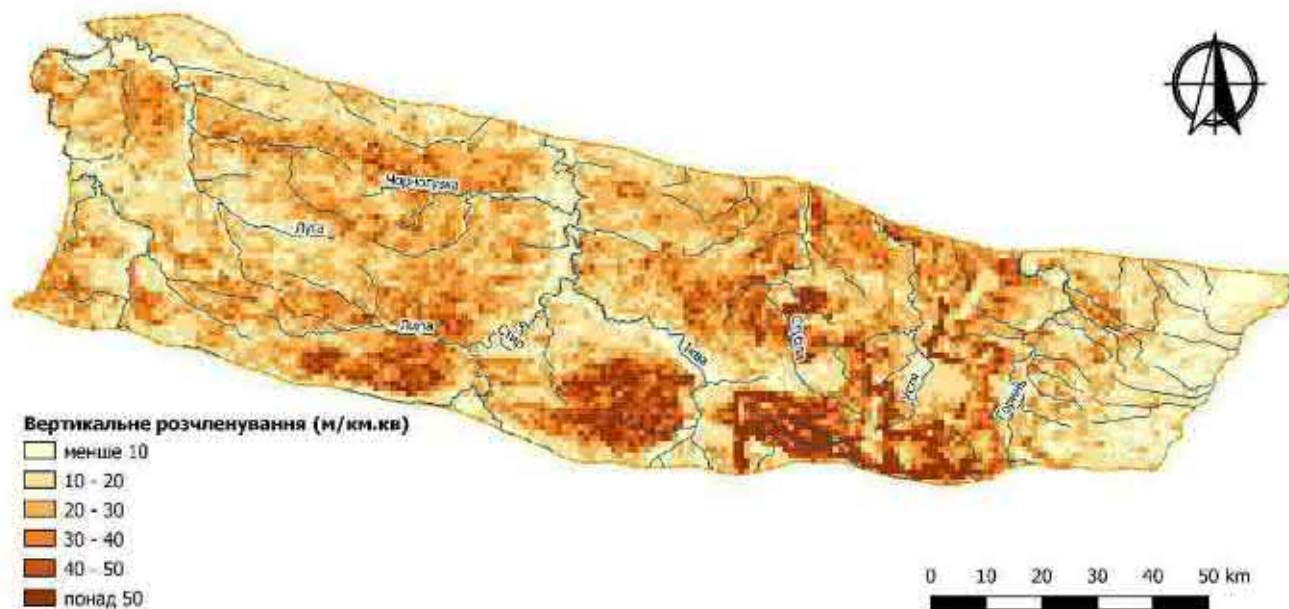


Рис. 3.2. Картохема вертикального розчленування рельєфу Волинської височини.*

*складено автором на основі SRTM DEM.

Флювіогляціальний рельєф. У період окського (тилігульського) зледеніння за давніми долинами рр. Луга-Липа та Луга-Чорногузка відбувався стік талих льодовикових вод [21]. Є відомості про водно-льодовикову морфоскульптуру в субмеридіональних долинах стоку Ікви та Горині, яка фіксується за флювіогляціальними відкладами у депресіях рельєфу на поверхні крейдових відкладів [135].

Карстовий рельєф. Утворення карстових форм рельєфу обумовлено поширенням на території карбонатних порід крейди та неогену із розвиненою системою тріщинуватості. Відкриті форми карсту (карри і карстові лійки)

зустрічаються у межах Мізоцького кряжу та Повчанської височини. В районі Хрінницького водосховища присутні карстові воронки і пустоти.

Еоловий рельєф. Еолові форми рельєфу зустрічаються на I-ій надзаплавній терасі р. Стир. Нами описано пізньоплейстоценові і голоценові дюни неподалік сс. Хрінники і Товпижин, що є видовженими або ізометричними у плані підвищеннями висотою до 3–4 м [65, 68]. Голоценові та пізньольодовикові дюни виявлено нами у заплаві Ікви [73, 74]. Еолові підняття на поверхні першої надзаплавної тераси р. Стир неподалік сс. Лихачівка і Торговиця описано у праці [106].

Суфозійний рельєф. Зустрічається локальними осередками в ареалі лесових порід. Найбільш яскраві форми суфозійного рельєфу спостерігаються на узбережжі Хрінницького водосховища. Окремі суфозійні лійки досягають 5 м у діаметрі.

Береговий рельєф приурочений переважно до узбережжя Хрінницького (р. Стир) та Млинівського (р. Іква) водосховищ, де активно розвиваються процеси абразії та переробки берегів.

Біогенний рельєф представлений низинними болотами у заплавах рр. Стир, Іква, Липа, Черногузка, Західний Буг, Луга, Горинь та ін. Активні осушувальні роботи у другій половині ХХ ст. призвели до зникнення великої кількості болотних урочищ.

Антропогенний рельєф представлений різними типами: водно-господарським, гідротехнічним, сільськогосподарським, белігеративним, комунікаціями, гірничими виробками та ін. [131].

Клімат Волинської височини помірно-континентальний: м'які зими із частими відлигами і помірно-тепле вологе літо. Особливості клімату обумовлені західним перенесенням повітряних мас. Сумарна сонячна радіація зростає із північного заходу на південний схід від 3500 до 3700 МДж/м² [187]. Середня температура січня знижується із південного заходу на північний схід: від -3,1°C (м. Володимир-Волинський) до -3,9°C (м. Рівне) (табл. 3.1). Середня температура липня змінюється слабко: +18,7–19,0°C (табл. 3.1). Опадів випадає 550–650 мм (табл. 3.2): 81 % рідких, 10 % твердих та 9 % мішаних [93]. Кількість опадів зростає у напрямку Малого Полісся, досягаючи максимуму в районі мм. Броди і Шепетівка (687–689 мм). Мінімум опадів випадає в районі міста Луцьк (570 мм) (рис. 3.3).

Таблиця 3.1

Середньомісячна та середньорічна температура повітря на метеостанціях у межах Волинської височини (1976–2017 рр.)*

Метеостанція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Володимир-Волинський	-3,1	-2,4	2,2	8,4	14,0	17,0	18,8	18,0	13,2	8,1	3,0	-1,2	8,0
Луцьк	-3,5	-2,7	1,8	8,5	14,2	17,2	19,0	18,3	13,4	7,9	2,6	-1,7	7,9
Дубно	-3,1	-2,4	2,1	8,7	14,3	17,3	18,9	18,1	13,4	8,2	2,9	-1,3	8,1
Рівне	-3,9	-3,2	1,4	8,3	14,2	17,1	18,7	18,1	13,3	7,8	2,3	-2,0	7,7

*складено автором за даними Центральної геофізичної обсерваторії ім. Б. Срезневського.

Густота річкової мережі з урахуванням водотоків довжиною менше 10 км на території Волинської височини становить 0,28 км/км² [93]. В основному це річки басейну Вісли (Західний Буг) та Дніпра (Стир, Горинь). Регіональний вододіл між басейнами Балтійського та Чорного морів проходить у середній частині Горохівської височини. Транзитні річки переважно субмеридіональні, орієнтація їх приток обумовлена особливостями тектонічної будови території. У межах Горохівської височини більшість річок мають субширотне простягання, в межах Повчанської височини – радіально-відцентрове.

Таблиця 3.2

Середньомісячна та середньорічна кількість опадів на метеостанціях у межах Волинської височини (1976–2017 рр.)*

Метеостанція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Володимир-Волинський	38,2	33,6	36,8	41,7	69,6	81,1	90,7	66,7	60,1	42,8	41,5	40,4	643,1
Луцьк	31,0	26,2	29,9	37,4	62,2	69,8	87,0	59,8	56,2	37,6	35,5	37,2	569,9
Дубно	36,1	31,9	36,9	42,4	68,9	78,9	95,7	62,1	66,1	41,0	40,0	41,8	641,7
Рівне	29,6	26,8	32,1	40,3	59,8	78,4	88,8	58,2	57,0	40,1	35,3	37,4	583,8

*складено автором за даними Центральної геофізичної обсерваторії ім. Б. Срезневського.

Домінування лучної рослинності, низькі показники лісистості (близько 15 %) та поширення окремих ареалів чорноземів на досліджуваній території довгий час спонукали дослідників відносити Волинську височину до лісостепової зони [156]. Подальші ландшафтознавчі дослідження показали, що первинно на теренах Волинської височини зростали широколисті ліси, вирубані людьми внаслідок господарського освоєння території. За останньої схеми ландшафтного районування України, Волинська височина розташована у межах широколисто-лісової зони [155]. Відповідно до [155] у межах Волинської височини виділено шість фізико-географічних районів: Нововолинсько-Сокальський, Локачівсько-Торчинський, Олицько-Здолбунівський, Острозько-Гощанський, Горохівсько-Берестечківський і Повчансько-Мізоцький.

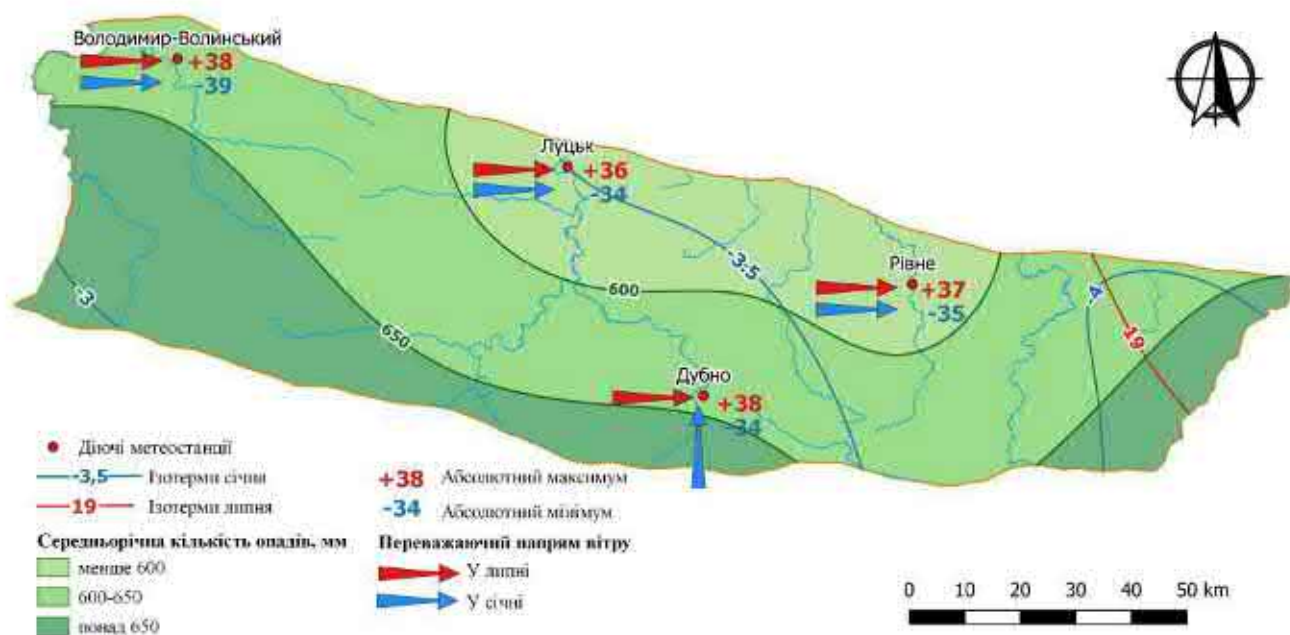


Рис. 3.3. Кліматична карта Волинської височини (1976–2017 рр.).*

*складено автором за даними Центральної геофізичної обсерваторії ім. Б. Срезневського.

У рослинному покриві Волинської височини домінують лучні та лісові ценози, що чергуються із агрофітоценозами, перелогами і пасквальними асоціаціями. Ліси найкраще збереглися на територіях розчленованого рельєфу (Мізоцький кряж,

Повчанська височина, ділянки Рівненського плато і південна частина Горохівської височини). Ліси Волинської височини відносять до п'яти формацій: *Querceta roboris*, *Pineta sylvestris*, *Carpineta betuli*, *Betuleta pendulae*, *Alneta glutinosae* [116]. Бореальні лісові угруповання поширені на I-ій надзаплавній терасі та у межах екотонів із Поліською низовиною і Малим Поліссям. Бореальні види трав зустрічаються на високих плато, де на денну поверхню виходять корінні породи [101, 147].

На високих межирічних плато зустрічаються ділянки остепнених лук, а на територіях із розчленованим рельєфом – елементи скельної флори [173]. На ділянках зі значними показниками вертикального розчленування (головно Мізоцький кряж) зростають третинні та плейстоценові релікти: *Phyllitis scolopendrium* (L.) Newman., *Hedera helix* L., *Carex brevicollis* DC., *Dentaria glandulosa* Waldst. & Kit., *Daphne cneorum* L., *Equisetum telmateia* Ehrh., *Coronilla coronata* L. [126, 147].

Поєднання різних компонентів ландшафтів Волинської височини обумовлює строкатий ґрунтовий покрив регіону. На досліджуваній території сформувалися такі типи та підтипи ґрунтів. Чорноземи типові утворюють окремі ізольовані ареали, приурочені до межиріч і високих надзаплавних терас, особливо у басейні Стиру. Ґрунти представлені переважно змитими відмінами із укороченим генетичним профілем (<0,7 м) і низьким вмістом гумусу (домінують слабо- та малогумусні види). Чорноземи типові мають крупнопилувато-середньо- або легкосуглинковий склад. Нами спостерігалось, що у горизонті Н ґрунтовий матеріал складений округлими мікроагрегатами I–III порядків, а в горизонті НР/НР(к) домінують крупніші мікроагрегати I–II порядків, вперше з'являються сліди оптичної орієнтації плазми. Чорноземи опідзолені поширені на лесових плато і високих надзаплавних терасах. Вони менш змиті, тому глибші (переважно біля 1 м), крупнопилувато-середньо- та легкосуглинкові. У генетичному профілі виражено незначні сліди опідзолення і транслокації плазми.

На досліджуваній території домінують сірі та темно-сірі опідзолені ґрунти, поширені переважно на високих і розчленованих плато, рідше на надзаплавних терасах. За гранулометричним складом вони переважно крупнопилувато-середньосуглинкові, рідше легкосуглинкові і супіщані. За нашими даними, на

мікрорівні горизонт HE складений мікроагрегатами I–II порядків, помітно збіднений на плазму. У горизонті IEh матеріал розбитий каналоподібними порами на систему крупних блоків. Поровий простір заповнений гумусово-глинистими кутанами. У горизонті I різко зростає кількість залізо-глинистих і глинистих кутан ілювіювання, а частка гумусово-глинистих кутан помітно зменшується.

Ясно-сірі опідзолені ґрунти утворюють ізольовані осередки у межах високих розчленованих ділянок Повчанської височини та Мізоцького кряжу, зайнятих лісами [179]. На схилах зустрічаються ґрунтові катени, у яких сірі опідзолені ґрунти у підніжжі заміщуються ясно-сірими опідзоленими. Різні види дерново-підзолистих ґрунтів (від дерново-криптопідзолистих до дерново-сильнопідзолистих) утворюють локальні ареали на поверхні борових терас та реліктових еолових форм рельєфу (зокрема, у межах сс. Хрінники, Товпижин, м. Дубно). У місцях виходу на денну поверхню карбонатних порід сформувалися дерново-карбонатні ґрунти (рендзини), потужністю до 0,5 м. Найчастіше зустрічаються у басейні р. Липи і на схилах Повчанської височини. У заплавах річок поширені лучні, лучно-чорноземні та торфово-болотні ґрунти, рідше торфовища.

Висновки до розділу 3

1. Досліджувана територія розташована у межах трьох геоструктурних областей (Український кристалічний щит, Волино-Подільська плита і Львівський палозойський прогин), які не впливають на загальні особливості будови сучасного рельєфу. Значно більший вплив мають локальні морфоструктури і диференційовані рухи земної кори.

2. Рельєф Волинської височини значною мірою успадкований від поверхні вирівнювання по покрівлі верхньокрейдових відкладів. Морфоструктури третього порядку (Повчанська височина та Мізоцький кряж) утворені у неотектонічний період. Найбільші висоти (до 358 м) і найбільша розчленованість (до 5 км/км²) рельєфу відповідають саме локальним морфоструктурам. Найпоширенішою морфоскульптурою Волинської височини є флювіальна. Локально зустрічається

також водно-льодовиковий, карстовий, суфозійний, еоловий, береговий, органогенний і антропогенний рельєф.

3. Вплив західного перенесення морських повітряних мас із Північної Атлантики виявляється у кліматі Волинської височини виразніше, ніж у більшості регіонів України. Це обумовлює м'яку зиму ($-3,1\dots-3,9^{\circ}\text{C}$), помірно-тепле літо ($+18,7-19,0^{\circ}\text{C}$) та відносно велику кількість опадів (550–650 мм). Північноатлантичні повітряні маси впливали на клімат досліджуваної території упродовж усього плейстоцену, що відображено у подібності лесово-ґрунтових розрізів Волинської височини до розрізів Центральної і Західної Європи.

4. Густа гідрологічна мережа Волинської височини обумовлює активний розвиток ерозійних процесів, що впливає на добру експонованість розрізів. Регіональний вододіл Балтійського та Чорного морів проходить через Горохівську височину. Долини ерозійних форм рельєфу часто виступають седиментаційними пастками, що зумовлює репрезентативність розрізів Волинської височини.

5. Волинська височина розташована у межах європейської широколисто-лісової зони, трансформованої у лісостепову у результаті тривалої антропогенної діяльності. Лісові формації збереглися лише на територіях із розчленованим рельєфом, домінують лучні ценози із високою участю синантропної флори. На високих межирічних плато збереглися остепнені луки, а в межах Мізоцького кряжу – третинні і плейстоценові релікти.

6. Домінуючими типами ґрунтів є чорноземи типові та опідзолені, сірі, темно-сірі та ясно-сірі опідзолені. Локальні ареали утворюють дерново-підзолисті, дерново-карбонатні і гідроморфні ґрунти. Більшість ґрунтів сформувалися на лесових породах, що зумовлює їх крупнопилувато легко- та середньосуглинковий гранулометричний склад.

РОЗДІЛ 4

БУДОВА ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

4.1. Основні стратиграфічні підрозділи

Характеристику основних стратиграфічних підрозділів у межах досліджуваної території виконано на основі польових та аналітичних досліджень автора. Рекогносцирувальні роботи проведено у більш ніж 30 розрізах, проте в подальшому досліджено 15 репрезентативних лесово-грунтових розрізів і 3 розрізи пізньольодовикових утворень (Додаток В), більшість із яких знаходяться у басейнах річок Стир та Іква (рис. 4.1). Розрізи, незважаючи на свою складність, впевнено корелюються між собою (рис. 4.2). Надійність кореляції обґрунтовано закладенням великої кількості розчисток у кожному розрізі, що дозволило простежити плакорні і западинні варіанти плейстоценових утворень. Аналогів розрізу Дерев'янче на території Волинської височини не знаходимо (див. підрозділ 4.4.).

Новий Тік обрано опорним розрізом, адже його відклади є найпотужнішими і найбільш репрезентативними, а також найдетальніше вивченими, що й дозволило обґрунтувати його стратифікацію (Додаток Г.1). У розрізі виділено 20 горизонтів, згрупованих у три педокомплекси (S_1 , S_2 , S_3) і чотири лесових горизонти (L_1 , L_2 , L_3 , L_4). Кожен із цих педокомплексів характеризується складною будовою: вони диференційовані на окремі, переважно полігенетичні, ґрунтові тіла (наприклад, S_{1-I} , S_{1-II}). Зрідка усередині педокомплексів зустрічаються лесові горизонти або прошарки неґрунтових відкладів, позначені, наприклад, як « S_1L_1 » (рис. 4.2).

Лес I (L_1) характеризується найскладнішою будовою – він включає три ґрунтові (L_1S_1 , L_1S_2 , L_1S_3) і чотири лесові (L_1L_1 , L_1L_2 , L_1L_3 , L_1L_4) підгоризонти. Нижній із ґрунтів полігенетичний і в кількох розрізах навіть представлений педокомплексом. Два нижніх лесових горизонти місцями включають ембріональні ґрунти (рис. 4.2). Сучасний ґрунт позначено як «So».

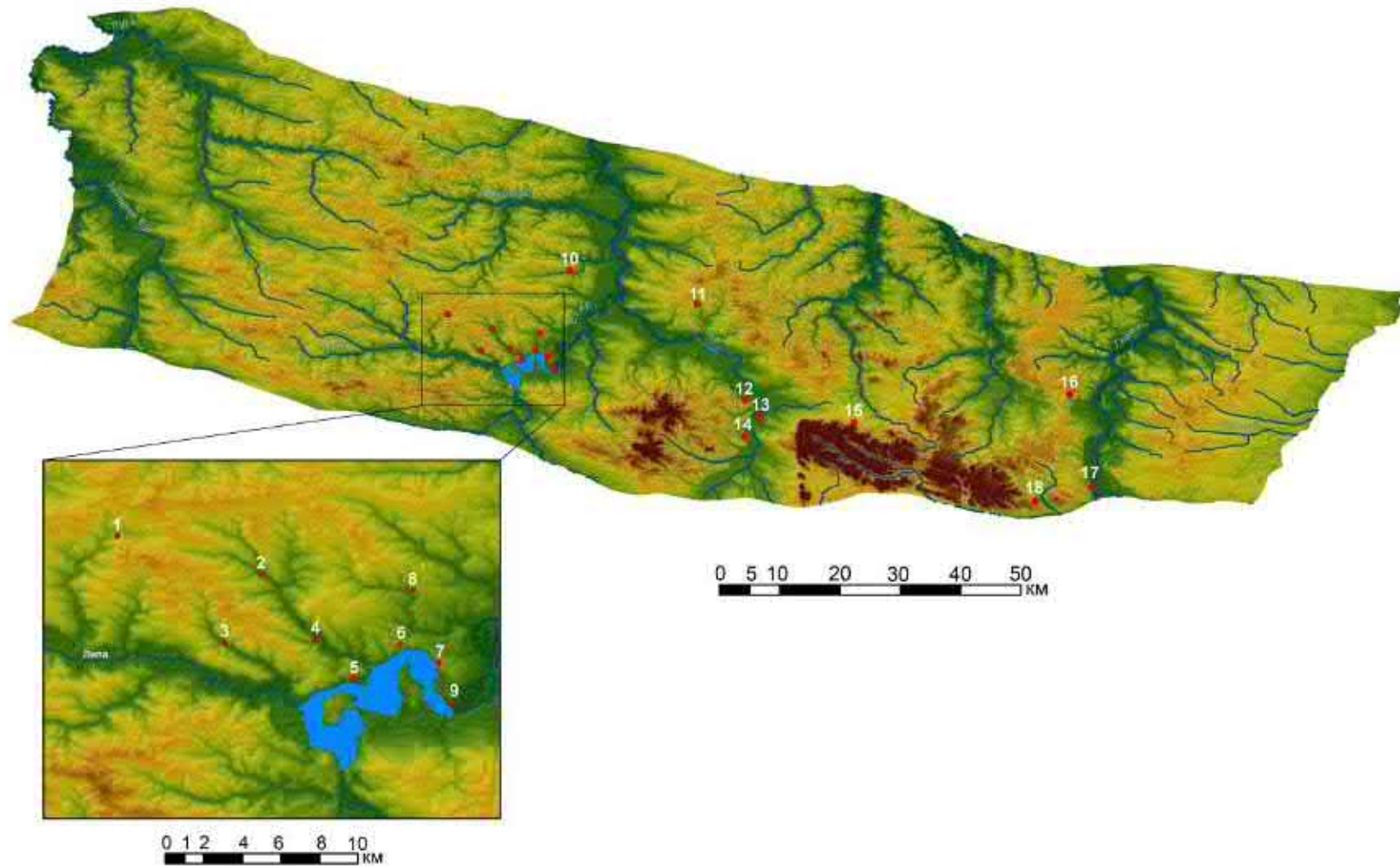


Рис. 4.1. Розміщення вивчених розрізів: 1 – Ковбань; 2 – Колодежі; 3 – Новостав; 4 – Смиків; 5 – Шибин; 6 – Боремель-1; 7 – Боремель-2; 8 – Новий Тік; 9 – Хрінники; 10 – Баківці; 11 – Брищі; 12 – Шибена гора; 13 – Острів Дубовець; 14 – Тараканів; 15 – Костянець; 16 – Країв; 17 – Острог; 18 – Дерев'янче.

У низах шурфу, закладеного у днищі кар'єру в с. Новий Тік, виявлено Н(е) горизонт викопного ґрунту, який, вірогідно, входить до складу ще одного педокомплексу (S₅). Технічні складнощі унеможливили комплексне дослідження цього педокомплексу, тому в роботі детально розглядаємо лесово-ґрунтові утворення, починаючи із Лесу IV.

Вибір схеми стратифікації досліджених розрізів Волинської височини обґрунтовуємо: 1) уникненням упередженості стосовно використання певної стратиграфічної схеми, особливо в умовах дискусій щодо кореляції регіональної і національної стратиграфічних схем плейстоцену; 2) незалежним обґрунтуванням еволюції природного середовища досліджуваної території з подальшою кореляцією виявлених палеогеографічних подій із такими у регіональних схемах палеогеографічної етапності.

4.2. Детальна характеристика основних стратиграфічних підрозділів

4.2.1. Лес IV («L₄», шар 19)

Розкрито тільки у розрізі Новий Тік, де він представлений складною пачкою глейових лесоподібних суглинків загальною потужністю 1,2–1,4 м, усередині яких виділяються такі підгоризонти (зверху вниз).

Педоседименти дерново-глейового ґрунту (0,12–0,15 м) з ознаками диференціації ґрунтового профілю на генетичні горизонти HGL та IPGL. На мікрорівні фіксується зростання піщаних часточок зі слідами їх механічного руйнування, хімічного вивітрювання та криогенної ротації (Додаток Д.1.2). Ґрунтовий матеріал гумусований, інтенсивно озалізнений із кільцевою формою оптичної орієнтації плазми (Додаток Д.1.1).

Глейовий суглинок (0,75 м) із рясними Fe-Mn новоутвореннями і пластичними деформаціями. На мікрорівні фіксується помітне зменшення вмісту піщаних часточок та органічної речовини, проте зростає загальна пористість. Матеріал інтенсивно озалізнений (Додаток Д.1.4; 5), оглинений, із тонкошаруватими

гумусово-глинистими і глинисто-залізистими кутанами ілювіювання (Додаток Д.1.3).

Лесоподібний оглеєний суглинок (0,2 м) характеризується неміцною плитчастою окремістю, яка фіксується і на мікрорівні. Матеріал інтенсивно озалізнений (плями, гіпокутани) (Додаток Д.1.7), у порах дещо зростає кількість різних за складом кутан: глинистих із домішкою гумусу, залізо-глинистих, залізистих, що відображає багатофазність їх акумуляції (Додаток Д.1.6; 8; 9).

Глейовий суглинок (0,1–0,25 м) із бурими смугами озалізнення. На мікрорівні матеріал злитий, дещо запіщанений (Додаток Д.1.10; 11), із рясними Fe-Mn новоутвореннями у формі стягнень і гіпокутан (Додаток Д.1.12).

Соліфлюкційний горизонт із включеннями ґрунтового матеріалу, фрагментами кременю, дутиками і численними черепашками наземних молюсків.

4.2.2. Педокомплекс III («S₃», шар 18)

Педокомплекс III вивчено у розрізі Новий Тік, де він складений потужним ілювіальним і малопотужним, денудованим, гумусовим горизонтом. Система морозобійних структур, глибиною 1,0–1,2 м, які відкриваються із HE₁g₁ горизонту, дозволяє виділити ґрунти різних стадій педогенезу. Складність педокомплексу додатково доводиться мікроморфологічними і палінологічними даними, а також численними біотурбаціями у підґрунті, утворення яких не можна пов'язувати із лісовим педогенезом.

Нижній ґрунт (S₃-II, шар 18b), потужністю 0,9–1,1 м, інтерпретовано як бурий псевдоопідзолений оглеєний, середньосуглинковий (рис. 4.3), інтенсивно оглеєний (особливо у давньому зниженні рельєфу) (Додаток Г.2.20), із рясними Fe-Mn новоутвореннями, місцями із добре розвиненою мережею сітчастих посткріогенних текстур.

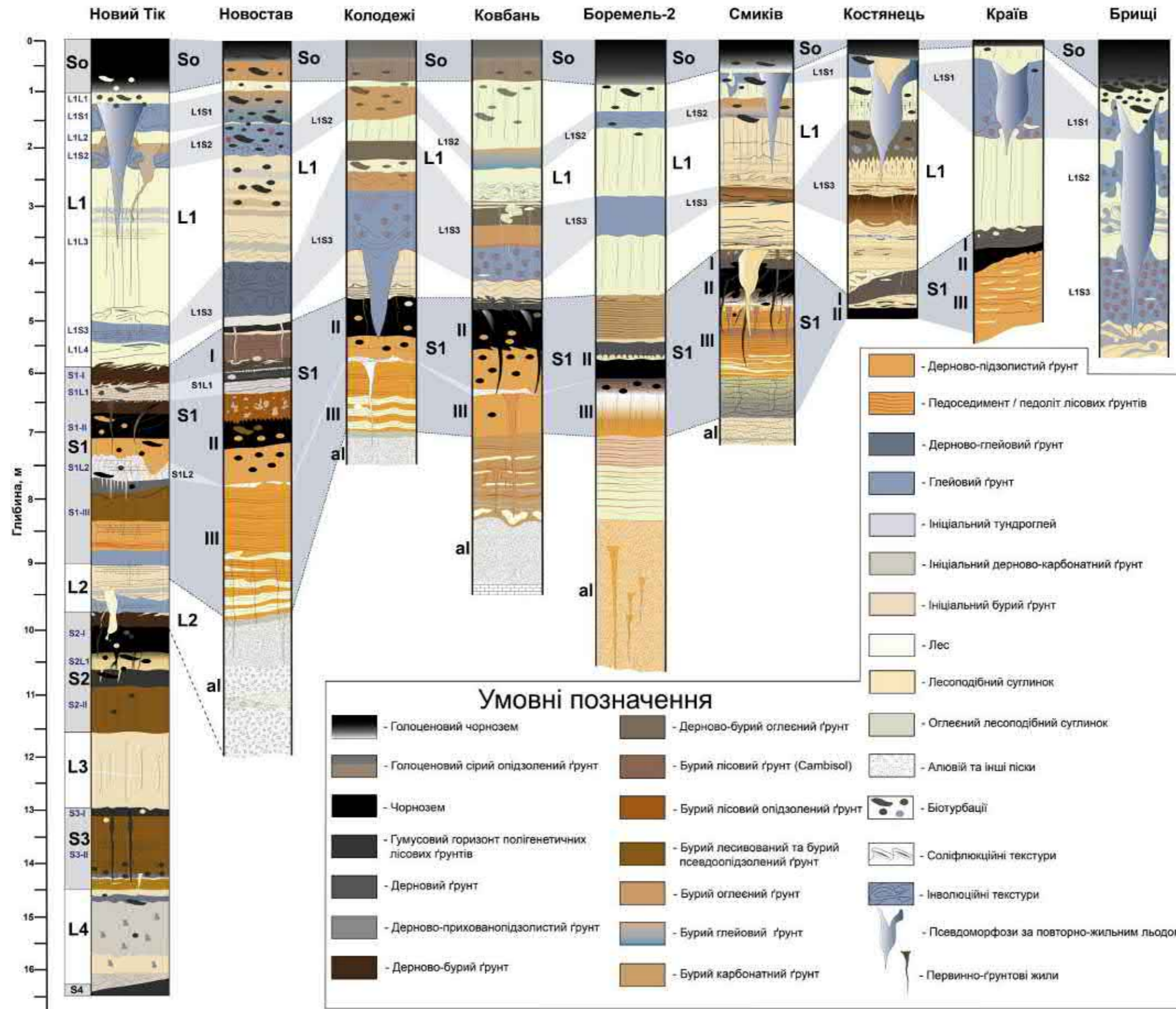


Рис. 4.2. Кореляція вивчених лесово-ґрунтових розрізів Волинської височини.

Горизонт NEgl характеризується неміцною плитчасто-горіхуватою структурою, плямами SiO₂, підвищеним умістом Mn, V і Ti (рис. 4.5). На мікрорівні у горизонті фіксуються домени бурого і темного мулевого гумусу (Додаток Д.2.7), складні мікроагрегати і біогенні пори, заповнені зоогенними інфілінгами (Додаток Д.2.8; 9). Усі з перерахованих ознак фіксують гумусовий горизонт, тоді як «відмиті» мікрозони – процеси лесиважу / псевдоопідзолення.

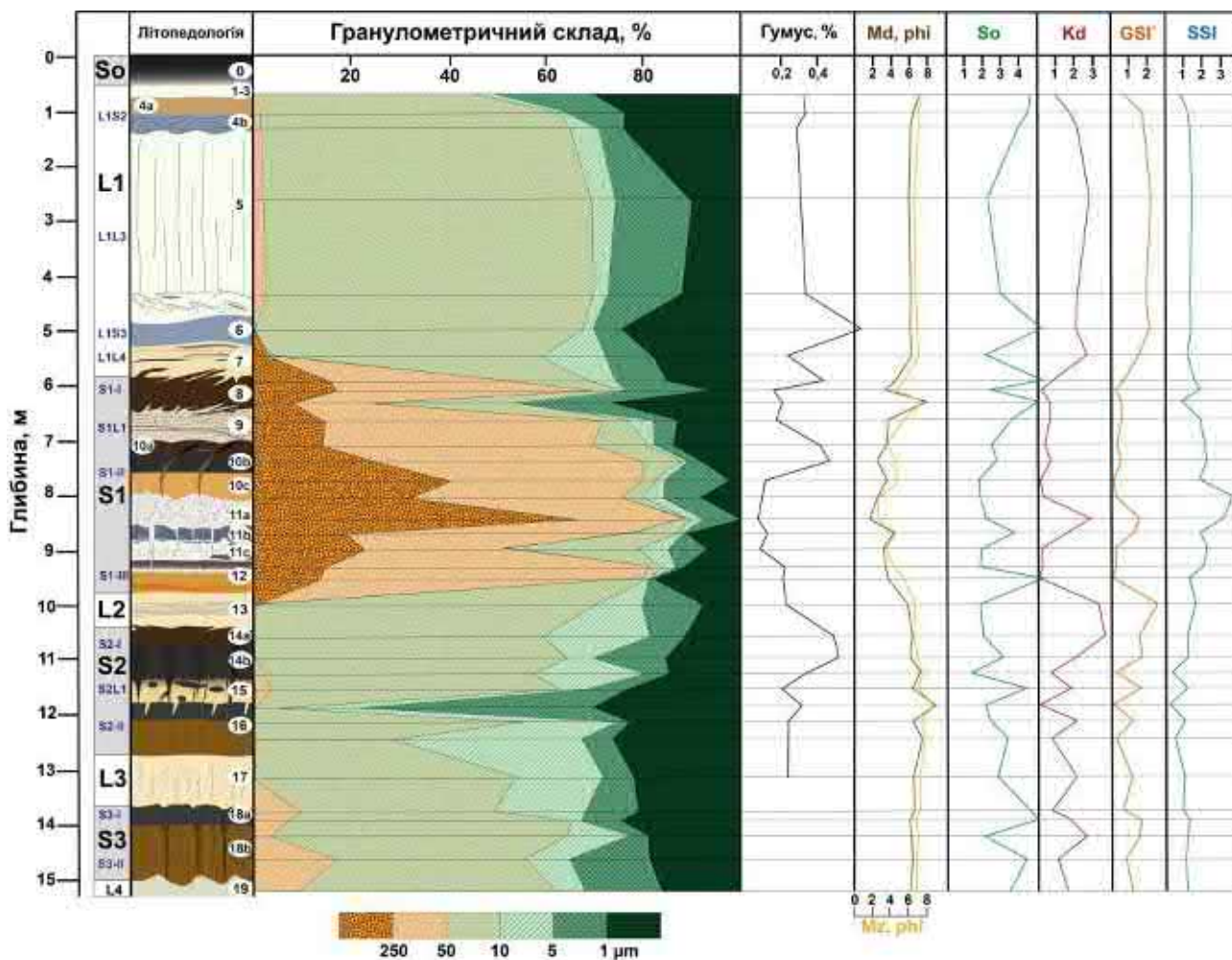


Рис. 4.3. Гранулометричний склад відкладів розрізу Новий Тік (розчистки №1, 2).

У гор. Igl(e) та IPgl з'являється дрібногоріхувата структура із присипкою SiO₂ за гранями педів, а також підкреслені оглеєнням ходи давніх коренів. У горизонті IPgl фіксуються численні біотурбації, заповнені гумусованим матеріалом, подібним до верхнього ґрунту. На мікрорівні в ілювіальних горизонтах зростає

кількість залізо-глинистих кутан ілювіювання (Додаток Д.2.11; 12) із прошарками гумусу та мангану, що свідчить про складну історію їхнього формування. Дисперсні форми заліза утворюють домени дифузної форми у ділянках максимальної концентрації зруйнованих кутан ілювіювання.

У нижньому ґрунті виявлено три спорово-пилкові комплекси (СПК), два верхні із яких лісового типу (рис. 4.4). В HEig1 горизонті домінує пилки *Pinus sylvestris* L. (44,3 %), проте вміст широколистих порід, зокрема *Quercus* sp., *Ulmus* sp. і *Corylus avellana* L. також високий. Багато пилку *Picea abies* (L.) Karst. В Igl(e) горизонті також домінує *Pinus sylvestris* L. (55,9 %), проте пилки широколистих порід відсутні. В IPgl горизонті зростає вміст пилку трав (NAP), особливо злаків (33,3 %), з'являється пилки *Picea abies* (L.) Karst. (4,8 %) і *Ephedra distachya* L. (4,8 %).

У давній балці педокомплекс підстеляється педоседиментами лісових ґрунтів, у яких на мікрорівні фіксується бурий мулевий гумус та екскременти дощових черв'яків.

Верхній ґрунт (S₃-I, шар 18a) змінюється за палеокатеною від дернового опідзоленого на підвищенні до дерново-глейового опідзоленого у балці (Додаток Г.2.21). Ґрунти розбиті мережею ПГЖ, глибиною до 1,5 м, заповнені матеріалом цього ж ґрунту. Морозобійні структури утворюють полігони шириною 0,8–1,0 м. На схилах верхня частина ґрунту деформована соліфлюкцією. Автоморфний варіант ґрунту хоч і відмитий значною мірою від плазми (Додаток Д.2.1), проте характеризується гумусово-глинистим її складом, поодинокими включеннями напіврозкладених органічних решток (Додаток Д.2.2) і деревного вугілля. Ґрунтовий матеріал середньоагрегований – прості округлі мікроагрегати (Додаток Д.2.1) чергуються зі складними біогенними (II–III порядків) мікроагрегатами.

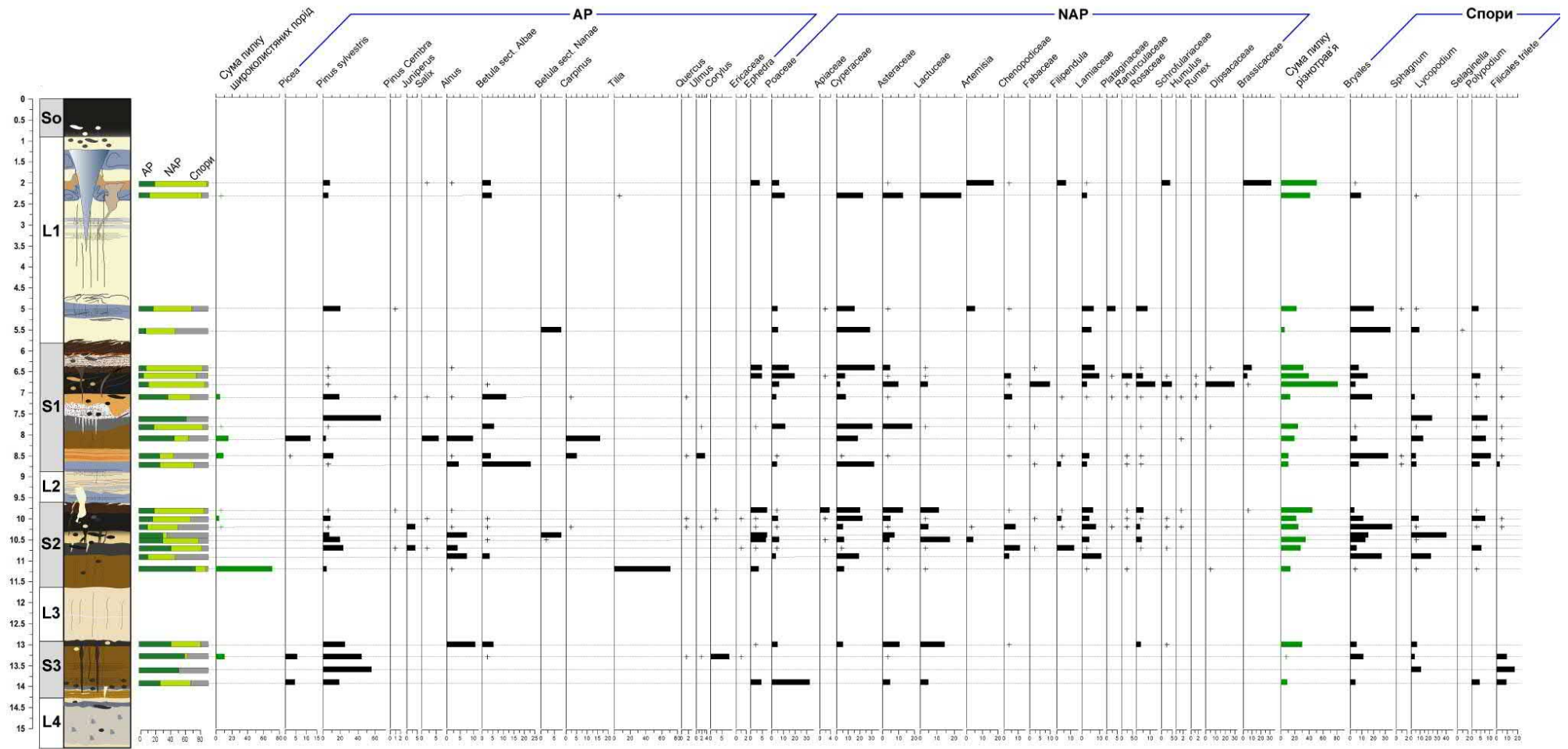


Рис. 4.4. Спорово-пилкова діаграма розрізу Новий Тік.

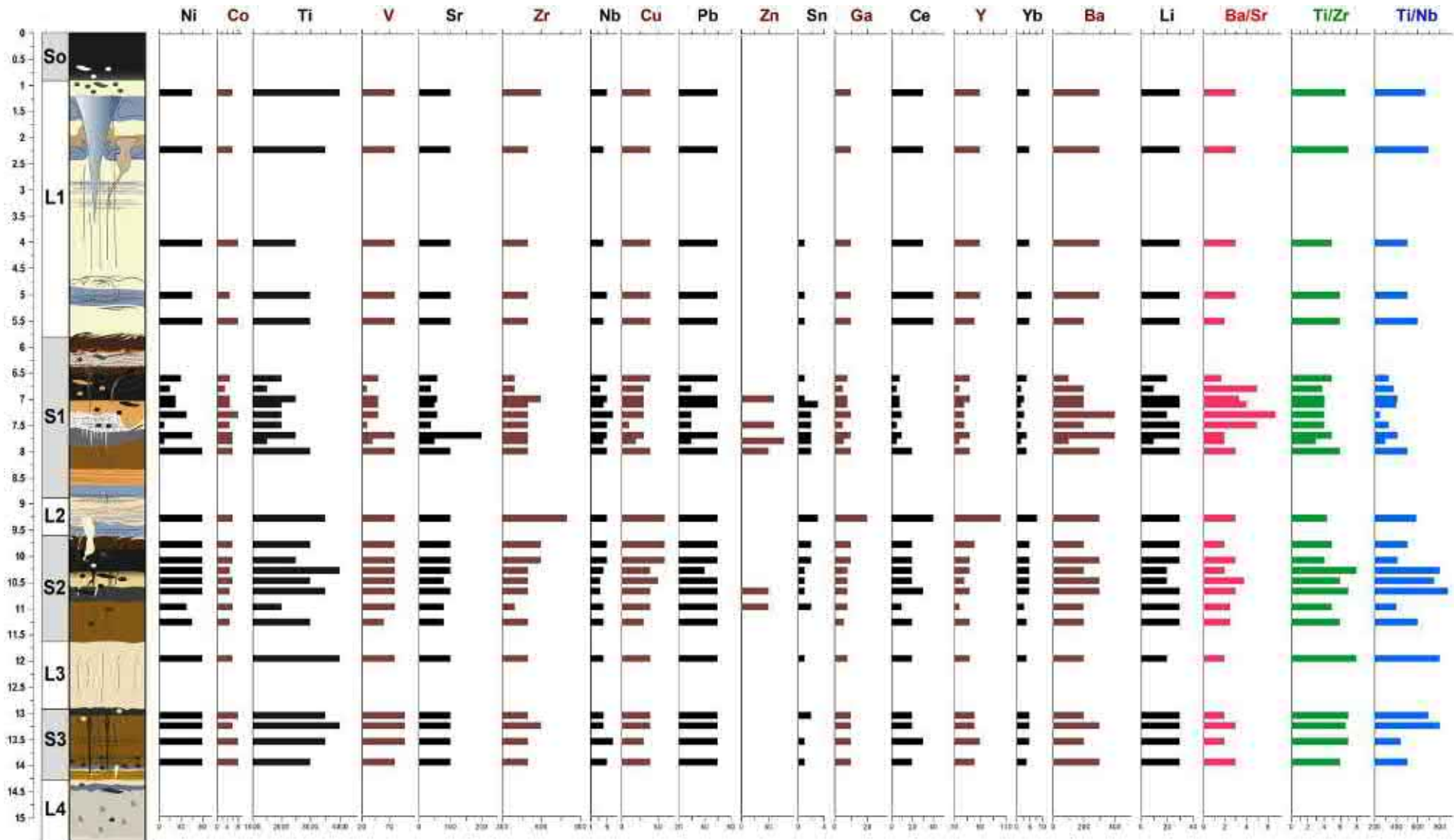


Рис. 4.5. Вміст деяких хімічних елементів (ppm) у лесово-грунтового розрізі Новий Тік.

Гідроморфний (западинний) варіант ґрунту містить ознаки мікросхаруватості, включення морозобійного кременю, дутиків (ймовірно, перевідкладених), зрідка червоточини в IGL горизонті. Біля покрівлі фіксуються дрібні фрагменти вугілля та вуглефіковані рештки рослин. HGLe горизонт характеризується зливою мікробудовою, численними Fe-Mn плямами (Додаток Д.2.3), гіпокутанами і глинистими папулами.

На мікрорівні фіксуються ознаки інтенсивного кріогенезу: кільцева форма оптичної орієнтації плазми (Додаток Д.2.4), сортування зерен мінерального скелету уздовж тріщин та ланцюжкові асоціації замкнутих округлих пор. У гор. IGL на фоні збідненого на плазму ґрунтового матеріалу зростає загальна пористість і з'являються мікросхаруваті кутани ілювіювання (Додаток Д.2.6).

Спорово-пилковий комплекс (СПК) ґрунту є лісостеповим. Серед пилку дерев (AP) домінують *Pinus sylvestris* L. (25,5 %), *Alnus* sp. (10,9 %) і *Betula* sp. (5,5 %), а серед трав – рослини порушених субстратів: айстрові (10,9 %) та цикорієві (14,5 %). З'являється пилко ксерофітів (ефедри та лободових).

4.2.3. Лес III («L₃», шар 17)

Лесовий горизонт злегка оглеєний, із дендритами мангану, високим вмістом фракції крупного пилу (55,5 %) і титану (4000 ppm). (рис. 4.3; 4.5). На фоні вилугуваного суглинку зустрічаються поодинокі карбонатні нодулі ($d < 5$ см), а на плакорі у його нижній частині локалізується карбонатний горизонт Педокомплексу II. На схилах нижня частина лесу деформована соліфлюкційними текстурами.

4.2.4. Педокомплекс II («S₂», шари 14–16)

Вивчено у розрізі Новий Тік, де представлений двома полігенетичними ґрунтами (S₂-I, S₂-II), розділеними прошарком лесоподібного суглинку (S₂L₁) (Додаток Г.2.16). Нижній ґрунт (S₂-II, шар 16), потужністю 1,2–1,5 м, інтерпретується як бурий лесивований. Горизонт H(e) зберігається не завжди, він важкосуглинковий (Mz=8,73 φ), злегка оглеєний, із численними дендритами

мангану. На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий тріщинами на кутуваті блокові мікроагрегати (Додаток Д.3.7), які локально змінюються округлими мікроагрегатами I–II порядків. Органічна речовина мономорфна – домінує бурий мулевий гумус, щільно зв'язаний із залізо-глинистою плазмою. У каналоподібних порах трапляються вторинні залізо-глинисті кутани ілювіювання (Додаток Д.3.8), фіксуються глинисті папули, сформовані шляхом перевідкладення кутан або хімічного вивітрювання *in situ*.

СПК горизонту має лісостеповий вигляд (рис. 4.4). Серед пилку дерев (AP) домінує *Pinus sylvestris* L. (23,4 %) та *Alnus* sp. (4,2 %). Пилок широколистяних порід відсутній, натомість з'являється пилок ксерофітів таких як *Chenopodiaceae* (11,3 %) та *Ephedra distachya* L. (1,4 %).

Eg1 горизонт середньосуглинковий, безструктурний, із присипкою SiO₂, рясними дендритами мангану, карбонатними нодулями (d<5 см). На мікрорівні ґрунт розбитий тріщинами на гострокутні блоки (Додаток Д.3.10). Помітно зменшується вміст гумусу в залізо-глинистій плазмі, натомість зростає кількість мікрошаруватих залізо-глинистих кутан ілювіювання (Додаток Д.3.11).

В Eg1 горизонті виявлено невелику кількість пилку, серед якого домінують *Alnus* sp. (7,7 %), *Syringaceae* (19,2 %) і *Lamiaceae* (11,5 %). Високим є вміст спор *Bryales* (26,9 %) та *Lycoperdaceae* (23,1 %) (рис. 4.4).

В I(e) горизонті з'являється горіхувата структура, яка до низу поступово переходить у горіхувато-призматичну. За гранями педів присипка SiO₂. На мікрорівні ґрунтовий матеріал агрегований у кутуваті блокові мікроагрегати або округлі ооїди. По периферії мікроагрегатів велика кількість коломорфних глин, які, очевидно, являють собою зруйновані та асимільовані мікроагрегатами кутани ілювіювання (Додаток Д.3.12). Кутани фіксуються тільки у внутрішньоагрегатних макропорах, що свідчить про діагенетичний характер міжагрегатного порового простору. Присутні численні новоутворення заліза.

СПК I(e) горизонту має типовий лісовий вигляд (див. рис. 4.4): абсолютно домінує пилок *Tilia cordata* Mill. (71,8 %) із поодинокими пилковими зернами *Pinus*

sylvestris L. та *Alnus* sp. Спостерігається невеликий вміст пилку *Syringaceae* (6,4 %) та *Ephedra distachya* L. (3,6 %).

Лесоподібний суглинок (S_2L_1 , шар 15), потужністю 0,2–0,4 м, жовтуватий, вилугуваний, безструктурний, із рясними дендритами мангану і численними вторинними біотурбаціями (Додаток Г.2.16; 19). Він середньосуглинковий, із високим умістом фракції крупного пилу (59,5 %) та підвищеним значенням індексу GSI (1,62) (рис. 4.3). Із лесу відкриваються дрібні морозобійні клини, глибиною <0,5 м. На мікрорівні матеріал пухкий, неагрегований, із невеликою кількістю пустих макропор, навколо яких подекуди спостерігаються «відмиті» мікрозони. У глинистій плазмі помітний пігмент гумусу (Додаток Д.3.6). Зрідка зустрічаються глинисті папули, ймовірно, утворені шляхом перевідкладення кутан ілювіювання (Додаток Д.3.5).

СПК шару має тундростеповий вигляд (див. рис. 4.4): високий вміст пилку *Betula sect. Nanae* (2,2–7,8 %) та *Ephedra distachya* L. (6,7–7,8 %). У верхній частині лесу зростає вміст спор плаунів (41,2 %), а в нижній частині – пилку *Pinus sylvestris* L. (20,0 %), *Betula sect. Albae* (2,2 %) і *Artemisia* (4,4 %).

Верхній ґрунт (S_2-I , шар 14) близький до сучасних чорноземів вилугуваних. Ґрунт інтенсивно деформований кріогенезом: щільною мережею ПГЖ / тріщин кріогенного усихання глибиною 1,0–2,0 м, заповнених матеріалом чорнозему; кріотурбаціями морфологічного типу 4 за [450], а на схилах – соліфлюкційними текстурами (Додаток Г.2.16-19).

Аналіз заповнення морозобійних структур у розчистках, де вони не порушені соліфлюкцією, показує, що частина з них заповнена темним матеріалом гор. Н, а частина – буруватим матеріалом поверхневого гор. Нgl. Це дозволяє припустити полігенетичний характер чорнозему, тобто його диференціацію на два окремих ґрунтових тіла – нижній власне чорнозем вилугуваний та верхній дерново-бурий ґрунт. Така стратифікація додатково підтверджується мікроморфологічними та палінологічними даними.

Нижній ґрунт (шар 14b) безструктурний, середньосуглинковий, із підвищеним умістом гумусу (0,49–0,51 %), Ti та Cu , численними біотурбаціями у

низах генетичного профілю та підґрунті (рис. 4.3; 4.5). Для гор. Н властива губчаста мікробудова зі складними (переважно II–III порядків) копрогенними мікроагрегатами (Додаток Д.3.2). Плазма гумусово-глиниста, ізотропна. Проте, у макропорах зустрічаються поодинокі вторинні мікрошаруваті залізо-глинисті кутани ілювіювання (Додаток Д.3.3). В НР горизонті з'являється блокова мікроструктура, біогенні мікроагрегати зникають. Домішка органічної речовини у плазмі, представленої бурим мулом, суттєво знижується, проте зростає кількість біогенних, переважно пустих, макропор (Додаток Д.3.4).

У СПК ґрунту домінує пилок трав (NAP) (від 42,1 % в НР горизонті до 52,2 % в Н горизонті). До верху ґрунту зростає (від 1,6 % до 4,4 %) вміст пилку широколистяних порід (*Quercus* sp., *Ulmus* sp., і *Corylus avellana* L.), ксерофітів (*Ephedra distachia* L.) та гідрофітів (Cyperaceae) (рис. 4.4).

Дерново-бурий ґрунт (шар 14а) виділяється за буруватим відтінком (Додаток Г.2.18), оглеєністю профілю, зниженням вмісту мулу (12,2 %), появою плитчастої структури і неповносітчастої посткріогенної текстури. Ґрунт характеризується губчастою мікробудовою – біогенними мікроагрегатами II–III порядків, чергуванням доменів бурого і темного мулю. Ознаки кріогенного педометаморфізму проявляються за плитчастими мікроагрегатами (Додаток Д.3.1) і кільцевою формою оптичної орієнтації гумусово-глинистої плазми.

У СПК домінує пилок різнотрав'я (див. рис. 4.4), особливо рослин порушених субстратів – Asteraceae (13,1 %) і Lactuceae (11,2 %). Високим є вміст Cyperaceae (20,6 %) та *Ephedra distachya* L. (14,0 %). Пилок деревних порід представлений поодинокими пилковими зернами *Corylus avellana* L., *Alnus* sp., *Pinus sylvestris* L. і *P. cembra* L.

4.2.5. Лес II («L₂», шар 13)

У розрізі Новий Тік представлений легкими пилюватими лесоподібними суглинками (потужністю 0,9–1,2 м) з ознаками тонкої шаруватості (Додаток Г.2.15), поодинокими дутиками на фоні вилугуваної маси та високими значеннями

гранулометричних ($K_d=3,43$; $GSI'=2,57$) індексів, індикаторів інтенсивності процесів еолової седиментації (рис. 4.3). На пологих схилах (крутизною $2-3^\circ$) нижня частина лесу деформована соліфлюкцією, яка на схилах крутизною понад 5° змінюється делювіальними текстурами. Лесоподібні суглинки пронизані мережею неповносітчастих посткріогенних текстур, розміром комірки $1-2$ см х $2-3$ см. Із середньої частини горизонту відкривається ППЖЛ, глибиною $1,5$ м, заповнена лесовим матеріалом, що не зберігся у розрізі (Додаток Г.2.17). Із кривлі горизонту відкриваються дрібні ППЖ химерної форми, глибиною до $0,7$ м. Така їх форма обумовлена кріотурбаціями, що фіксуються на цьому рівні.

На мікрорівні лесовий матеріал розбитий субперпендикулярними тріщинами на гострокутні блоки. Зафіксовано ознаки діагенетичних процесів педогенезу у вигляді просочення плазми дисперсними формами заліза, глинистими папулами й слідами хімічного вивітрювання зерен первинних мінералів.

У нижній частині лесу розкрито глейовий горизонт, деформований соліфлюкцією і кріотурбаціями (Додаток Г.2.15).

У розрізі Боремель-2 над перигляціальним алювієм залягає лесоподібний суглинок (потужністю біля 1 м), перешарований із тонкими піщаними прошарками, які до покрівлі змінюються озалізненими шаруватими дрібно- та середньозернистими пісками (Додаток Г.6.1). Виходячи із літологічних особливостей і гранулометричних даних ($K_d=4,93$; $GSI'=3,13$) лесоподібні суглинки і шаруваті піски, вірогідно, мають еоловий генезис (рис. 4.6).

Перигляціальний алювій, який залягає нижче, порушений різноманітними кріогенними утвореннями: сингенетичними (глибиною понад 2 м) та епігенетичними (до $1,5-2,0$ м) ПГЖ і ППЖ, а також різними формами інволюцій. Впевнені докази, щодо кріогенного походження останніх відсутні, особливо у світлі останніх дискусій стосовно подібності сейсмів та інволюцій кріогенного навантаження [453]. Крім того, у різних розчистках на цьому рівні зустрічаються дрібні розривні порушення (мікроскиди), що іноді деформують лесоподібні відклади і навіть покривний ґрунт (Додаток Г.6.4). На думку Р. Гнатюка [105] вони утворилися внаслідок зневоднення піщаної товщі. Проте, такого типу порушення

можуть мати криогенне (термокарстове) [458, 478] або тектоногенне / сейсмогенне [261, 394] походження.

В алювіальних відкладах виявлено рештки давніх тварин (визначення Б. Рідуша), зокрема уламок кістки птаха (*Aves*), друга фаланга та верхні зуби коня (*Equus ferus*).

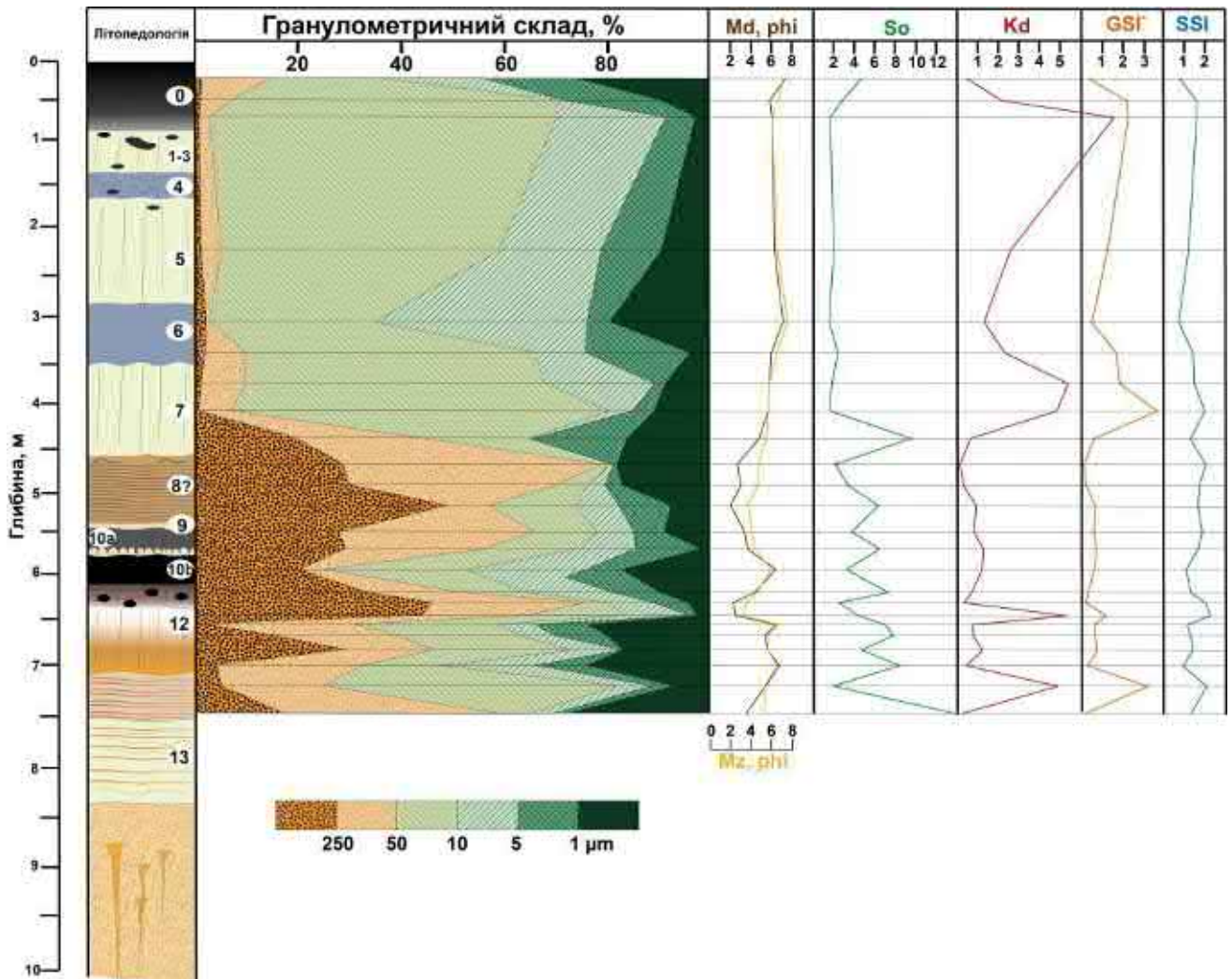


Рис. 4.6. Гранулометричний склад відкладів розрізу Боремель-2.

4.2.6. Педокомплекс I («S₁», шари 8–12)

У розрізах, розташованих на плакорах або денудаційних частинах схилів, Педокомплекс I переважно двочленний: верхній дерново-чорноземний ґрунт та нижній лісовий (дерново-підзолистий або бурий лесивований) ґрунт. Однак, результати досліджень ґрунтового комплексу за катенами показали, що будова

Педокомплексу I складніша. Він включає щонайменше три полігенетичні ґрунти (субпедокомплекси), розділені неґрунтовими прошарками, з якими пов'язані рівні кріогенезу.

Нижній субпедокомплекс («S₁-III», шар 12) у кількох розрізах (Колодежі, Новостав, Смиків) представлений педоседиментами (потужністю до 2 м) з ознаками лісового ґрунтоутворення – ортзандами та горіхуватою структурою. У розрізах Новостав (рис. 4.7), Ковбань (рис. 4.8), Смиків (рис. 4.9) педоседименти перекриті дерново-слабопідзолистим ґрунтом, який хоч і несе ознаки осадо накопичення (SSI=1,5–2,0), проте чітко диференційований на генетичні горизонти HE, EI, I_{pgl} / IR (Додаток Г.5.1; Г.7.2). Дерново-слабопідзолисті ґрунти супіщані або піщано-легкосуглинкові (Mz=3,5–5,0 ф), із плитчастою структурою в гор. HE та горіхуватою в I_{pgl} / IR. На мікрорівні горизонт HE характеризується зливою мікробудовою, чергуванням «відмитих» від плазми мікроділянок із гумусово-глинистими доменами (Додаток Д.4.11). Ілювіальний горизонт на мікрорівні складений гострокутними блоками, у порах зростає кількість залізо-глинистих або гумусово-залізо-глинистих кутан різного ступеня руйнування (Додаток Д.4.4; 12). Місцями кутани заповнюють майже увесь видимий поровий простір.

У розрізі Боремель-2 виявлено лісовий ґрунт із потужним горизонтом E (0,3 м), що дозволяє віднести його до дерново-сильнопідзолистого (Додаток Г.6.1). Однак, детальний макро- та мікроморфологічний аналіз дозволив встановити, що ґрунт полігенетичний. Припускаємо, що тільки ілювіальний горизонт, пронизаний посткріогенними текстурами і деформований дрібномасштабними інволюціями, слід розглядати як еквівалент ґрунту S₁-III в інших розрізах. Простежено фаціальну зміну полігенетичного ґрунту двома дерново-слабопідзолистими ґрунтами (Додаток Г.6.5).

У розрізі Новий Тік ґрунт S₁-III характеризується значною фаціальною мінливістю. У більшості розчисток він представлений педоседиментами (Додаток Г.1), які місцями диференціюються на генетичні горизонти H/I, IE_{gl} та I, з яких останній несе ознаки перевідкладення, а перші два – педогенезу *in situ* (Додаток

Г.2.9). У педоседименті з'являється призматична структура, колоїдні плівки за гранями педів і сітчаста посткриогенна текстура.

У паліноспектрі гор. Н/І (див. рис. 4.4) домінує AP, зокрема *Pinus sylvestris* L. (12,1 %), *Carpinus betulus* L. (5,2 %), *Ulmus* sp. (3,4 %), *Betula* sp. (4,3 %). Зростає вміст пилку різнотрав'я (11,2 %).

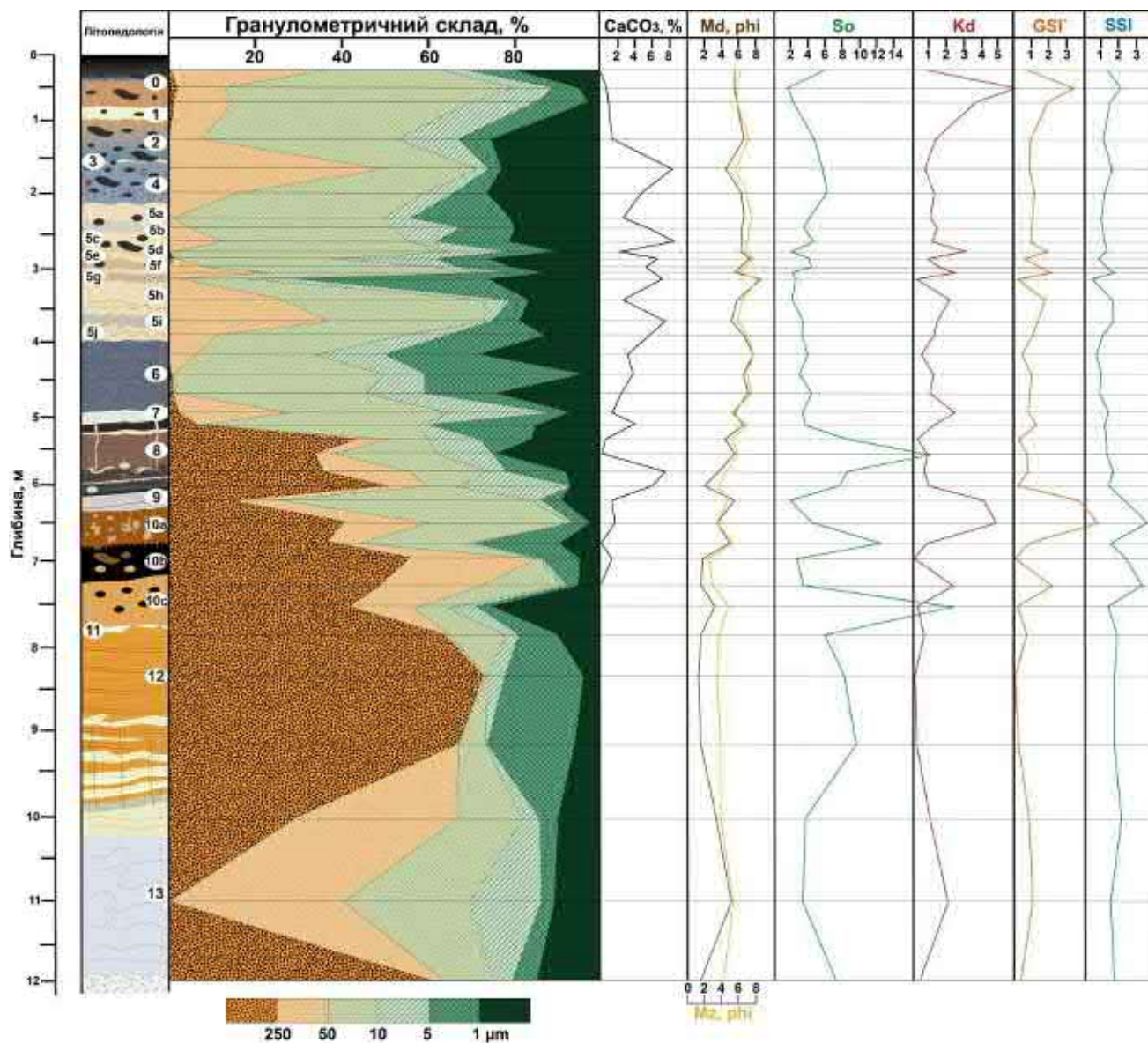


Рис. 4.7. Гранулометричний склад відкладів розрізу Новостав.

У напрямку річкової долини пачка педоседиментів зрізається двома ґрунтами лісового габітусу (Додаток Г.2.10). Верхній ґрунт (шар 12а) інтерпретовано як супіщаний дерновий опідзолений. На мікрорівні фіксується чергування «відмитих»

і агрегованих у прості мікроагрегати доменів. По порах присутні рясні Fe-Mn новоутворення, вторинні шаруваті гумусово-глинисті і глинисті кутани. У СПК ґрунту домінує *Pinus sylvestris* L. (66,7 %) (див. рис. 4.4).

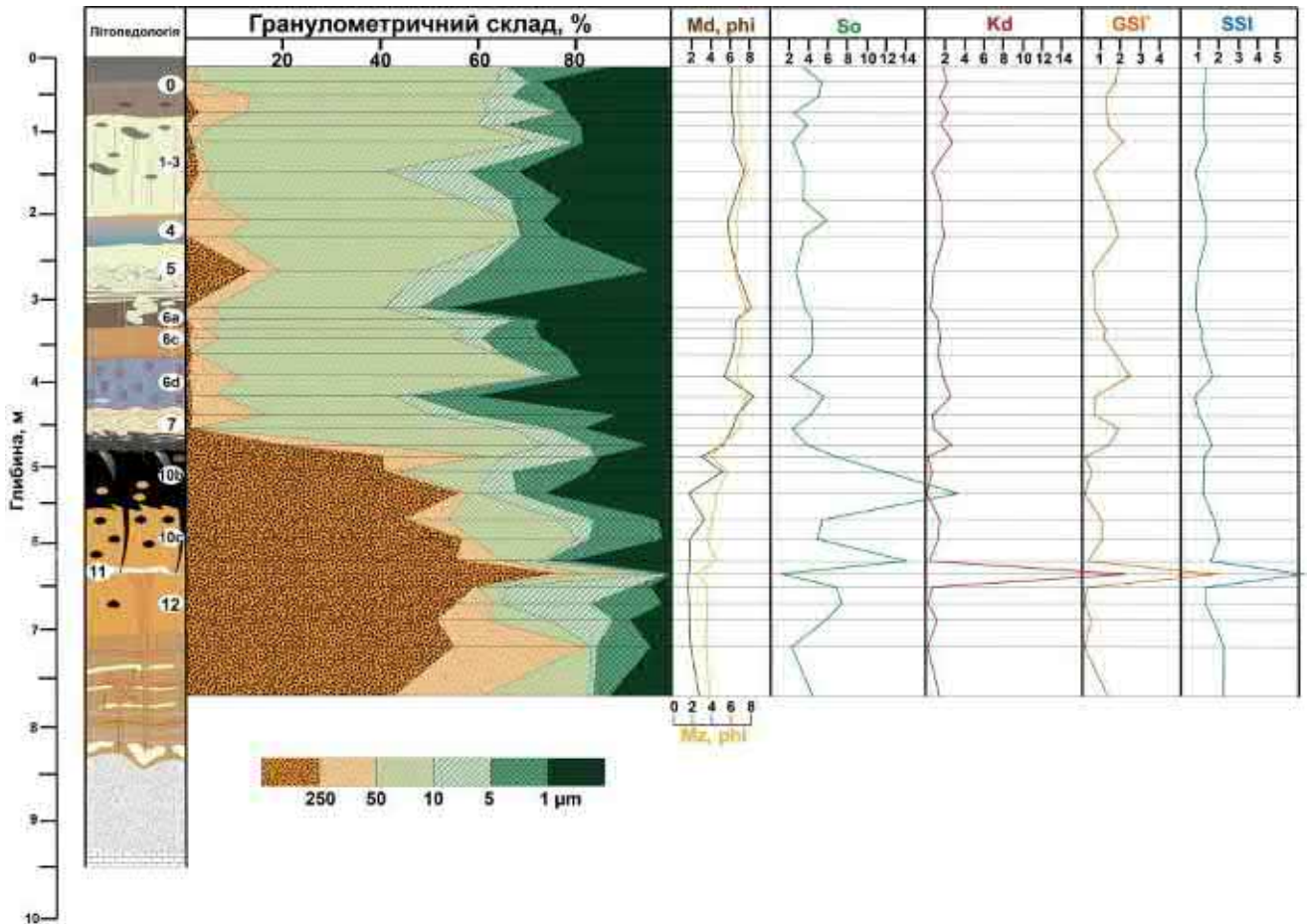


Рис. 4.8. Гранулометричний склад відкладів розрізу Ковбань.

Нижній ґрунт (шар 12b) інтерпретовано як бурий лесивований оглеєний. У гор. Egl зустрічаються карбонатні нодулі ($d < 4$ см). На мікрорівні «відмиті» мікрозони чергуються із гумусованими, агрегованими у прості мікроагрегати. Для горизонту Igl властива виразна горіхувато-призматична структура, великі сизі плями оглеєння, а на мікрорівні блокова мікробудова. Вздовж каналоподібних пор фіксуються смуги збіднені на плазму або дисперсні форми заліза. З'являється велика кількість шаруватих залізо-глинистих і глинистих кутан ілювіювання.

Для генетичних горизонтів ґрунту 12b властиві різні СПК (див. рис. 4.4). Зокрема, в Igl горизонті виявлено СПК лісового типу, у якому серед AP домінує

Carpinus betulus L. (16,3 %), *Picea abies* (L.) Karst. (12,2 %), *Alnus* sp. (10,2 %) і *Salix* sp. (6,1 %). Високою є частка пилку Сурерасеае (18,4 %), спор папоротей, плаунів й мохів (30,6 %). У горизонті Egl1 навпаки переважає пилок NAP (70,6 %), серед якого високим є вміст пилку Роасеае (11,8 %), Сурерасеае (30,9 %) й Asteraceae (19,1 %). Серед пилку дерев домінує *Betula* sect. *Albae* (5,9 %), зрідка трапляється *Ulmus* sp. та *Pinus sylvestris* L.

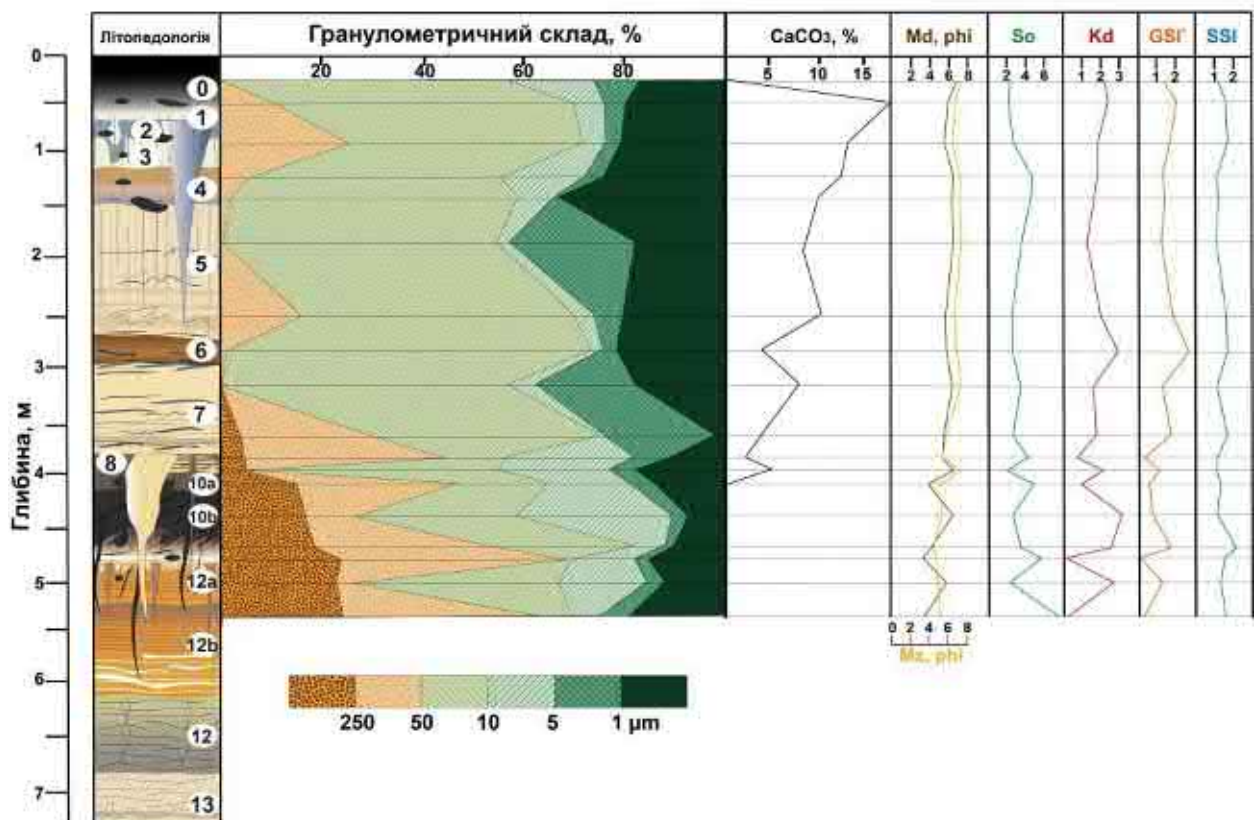


Рис. 4.9. Гранулометричний склад відкладів розрізу Смиків.

У розчистві № 11 (схил палеобалки) під пачкою педоседиментів (шар 12с) розкрито глейовий ґрунт (шар 12d), для якого властива горіхувата структура, залізисті плівки за гранями педів і сітчаста посткріогенна текстура. У паліноспектрі домінує пилок *Betula* sect. *Albae* (23,1 %) і Сурерасеае (32,3 %) (див. рис. 4.4).

Нижній неґрунтовий підгоризонт («S₁L₂», шар 11) розкрито у кількох розрізах (Новий Тік, Колодежі, Ковбань), в той час як криогенні утворення цього рівня фіксуються майже повсюдно (Новий Тік, Ковбань, Колодежі, Смиків,

Боремель-2, Шибена гора). Останні найчастіше представлені ПГЖ, глибиною 1,0–1,5 м (зрідка до 2 м), заповнені матеріалом ґрунту S_1 -III (Додаток Г.5.1). У розрізі Колодежі розкрито ППЖ глибиною до 2 м (Додаток Г.4.3). На палеосхилі північної експозиції крутизною близько 5° у розрізі Новостав виявлено соліфлюкційні текстури. У розрізі Боремель-2 у ґрунті S_1 -III зафіксовано різномасштабні кріотурбації: від дрібних (кілька см) до крупних (до 0,5 м) інволюцій (Додаток Г.6.3) кріогенного навантаження (2 та 3 типи за Ванденбергом [447]). Останні місцями утворюють регулярну мережу за первинними кріогенними структурами.

У палеобалці в розрізі Новий Тік відклади цього підгоризонту представлені пачкою балкового алювію ($Mz=2,78$; $SSI=3,59$; $So=1,88$) потужністю до 1 м із ембріональним глейовим ґрунтом усередині (шар 11b), порушеним кріотурбаціями (Додаток Г.2.9). Вище за схилом піски змінюються лесоподібними супісками потужністю до 0,3 м (Додаток Г.2.13).

Горизонти білястих супісків потужністю 0,1–0,3 м у розрізах Колодежі та Ковбань, що на перший погляд являють собою елювіальні горизонти нижче розташованих педоседиментів, на нашу думку, варто розглядати як утворення холодного етапу. По-перше, з цих горизонтів відкриваються кріогенні структури; по-друге, у них зустрічаються включення перевідкладеного кременю, що свідчить про окрему фазу акумуляції матеріалу; по-третє, горизонт виділяється підвищеним вмістом фракції крупного пилу (до 47 %) і значенням GSI' (до 2,5) (рис. 4.8; 4.10).

Середній субпедокомплекс (« S_1 -II», шар 10) у розчистках із високим топографічним положенням представлений дерново-чорноземним або чорноземоподібним ґрунтом, який в акумулятивних частинах рельєфу розкладається на два-три самостійні ґрунти, з яких нижній (шар 10c) лісовий, середній (шар 10b) чорноземний, а верхній (шар 10a) ембріональний. Як правило, досліджені ґрунти характеризується супіщаним або піщано-легкосуглинковим гранулометричним складом ($Mz=2,5$ – $5,3$ ф), ознаками синседиментного педогенезу ($SSI=1,2$ – $3,2$) і широким співвідношенням Ba/Sr (3,3–6,7).

У розрізі Новий Тік чорнозем (шар 10b) змінюється залежно від гранулометричного складу материнської породи. На лесоподібних супісках

сформувався чорнозем опідзолений (Додаток Г.2.11), агрегований на мікрорівні в округлі складні (II–IV порядків) біогенні мікроагрегати (Додаток Д.6.9). У горизонті НР(i) з'являються поодинокі глинисто-гумусові кутани ілювіювання. На дренаваному схилі сформувався чорнозем вилугуваний, агрегований на мікрорівні в округлі та ізометричні, переважно біогенні, мікроагрегати (Додаток Д.6.7). У палеобалці на супісках розкрито чорноземоподібний ґрунт із найвиразнішими ознаками опідзолення (Додаток Г.2.9).

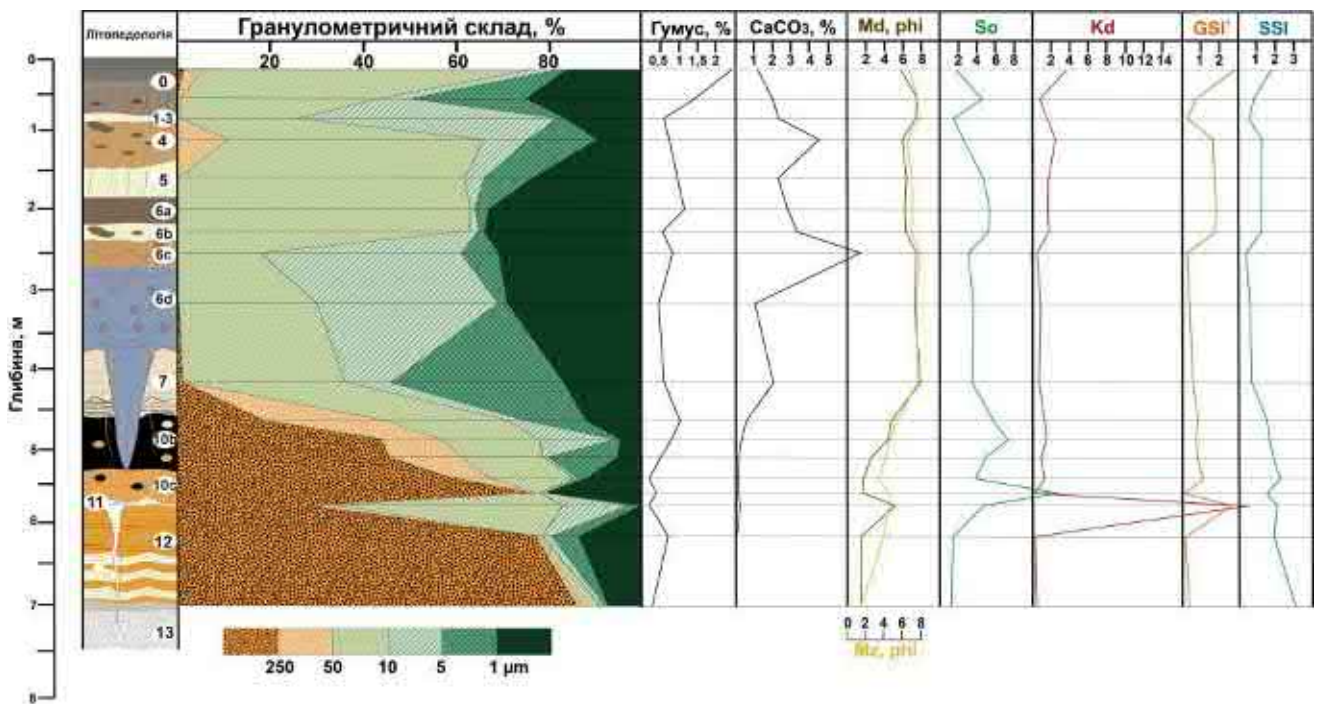


Рис. 4.10. Гранулометричний склад відкладів розрізу Колодежі.

У розрізах Боремель-2 (Додаток Г.6.2), Ковбань (Додаток Г.5.5), Новостав (Додаток Г.3.3), Колодежі (Додаток Г.4.3) та Смиків (Додаток Г.7.2) найчастіше виділяється дерново-чорноземний (чорноземоподібний) супіщаний ($Mz=2,5-6,0$ ф) опідзолений ґрунт, ступінь опідзолення якого зростає до низу генетичного профілю. У підґрунті фіксуються численні біотурбації. На мікрорівні ґрунтовий матеріал агрегований у біогенні мікроагрегати I–III порядків, розміщені між піщаними зернами мінерального скелету (Додаток Д.6.1). Зустрічаються дезагреговані домени, вторинні блокові мікроагрегати, а в найбільш запіщанених

грунтах (Новостав) ознаки шаруватоподібних текстур (Додаток Д.6.14). Ґрунт характеризується гумусово-глинистою ізотропною плазмою, збідненими на плазму смугами (Додаток Д.6.3), ознаками хімічного вивітрювання зерен первинних мінералів (Додаток Д.6.16), а також рясними Fe-Mn новоутвореннями (Додаток Д.6.12; 13).

У розрізі Новий Тік СПК НР(i) горизонту чорнозему характеризується абсолютним домінуванням пилку трав, особливо різнотрав'я: Dipsacaceae (29,8 %), Fabaceae (14,3 %), Rosaceae (13,9 %), Schrophulariaceae (4,9 %) та ін. У горизонті Н(е) залишається високим вміст NAP (72,5 %), однак зростає частка Poaceae (20 %). Дещо знижується роль пилку різнотрав'я, проте з'являються ксерофіти *Ephedra distachya* L. і Chenopodiaceae (див. рис. 4.4). Абсолютно домінує NAP також у палінокомплексі чорнозему із розрізу Колодежі, в якому високим є вміст Poaceae (10,4 %) та різнотрав'я. З'являється пилки ксерофіту *Ephedra distachya* L. (8,3 %), проте залишається помітною домішка *Pinus sylvestris* L. (14,6 %).

У більшості розрізів у низах чорнозему простежуються ознаки лісового педогенезу, а в сприятливих седиментаційних умовах виділяється окремий ґрунт. У давній балці в розрізі Новий Тік розкрито дерново-підзолистий (Додаток Г.2.9), а поза її межами дерново-криптопідзолистий оглеєний ґрунт (Додаток Г.2.10). НЕ(gl) гор. останнього характеризується неміцною плитчасто-горіхуватою структурою, рясною присипкою SiO₂ і Fe-Mn новоутвореннями, а на мікрорівні – глинистими навколоскелетними плівками. В гор. Нpргl з'являється горіхувато-призматична структура. На мікрорівні по порах і тріщинах залізо-глинисті і гумусово-глинисті кутани ілювіювання (Додаток Д.5.10). СПК ґрунту має лісостеповий вигляд. Серед AP домінує пилки *Pinus sylvestris* L. (19 %) і *Betula sect. Albae* (11,7 %). Зустрічається пилки широколистяних порід, зокрема *Carpinus betulus* L. (2,9 %) і *Quercus robur* L. (2,2 %). Серед NAP домінує різнотрав'я, особливо Rosaceae, Lamiaceae, *Filipendula* та ін (див. рис. 4.4).

В акумулятивних частинах схилів або в западинах розкрито дерново-крипто- (Колодежі), слабо- (Ковбань, Боремель-2) або середньопідзолистий (Новостав, Ковбань) ґрунти.

У мікрозниженнях в дерново-криптопідзолистому ґрунті подекуди з'являється самостійний гор. Е. На фоні «відмитого» від плазми ґрунтового матеріалу гор. HE(f) (Додаток Д.5.7) фіксується велика кількість Fe-Mn нодулів і домени бурого мулевого гумусу. Натомість в I(e) спостерігається помітне накопичення гумусово-глинистих кутан ілювіювання, інтенсивне озалізнення і педорелікти. У паліноспектрі HE(f) горизонту домінує AP, особливо *Pinus sylvestris* L. (44,7 %), значно менше *Betula* sp. (5,3 %) (рис. 4.11).

В гор. HE дерново-слабопідзолистого ґрунту зустрічаються поодинокі округлі мікроагрегати I–III порядків, в гор. Е практично увесь матеріал відмитий від плазми, а в IE горизонті спостерігається накопичення глинистих кутан із домішкою гумусу, заліза та прошарками грубих глин.

Ілювіальний горизонт дерново-середньопідзолистих ґрунтів накладений на елювіальний горизонт ґрунту S₁-III або піщані прошарки S₁L₂ (Додаток Г.3.4; Г.5.4), тому часто представлений псевдофібрами або ортзандами. У шліфах із гор. HEf матеріал частково «відмитий» від плазми, агрегований у плитчасті (Додаток Д.5.3), рідше прості біогенні мікроагрегати. Гумус у формі бурого мулю утворює окремі домени, місцями містить ознаки перегрупування та мобільності. В гор. Eif зростає ступінь «відмитості» матеріалу від плазми та вивітрілості зерен первинних мінералів. В гор. IEр зростає кількість кутан (Додаток Д.5.5; 6) двох генерацій (фаз): ранньої – гумусово-глинистих в округлих внутрішньоагрегатних макропорах, та пізньої – глинистих, рідше залізо-глинистих кутан, в міжагрегатних каналоподібних порах.

У кількох розрізах (Новий Тік, Боремель-2, Новостав) над маркерним чорноземом фіксується ембріональний ґрунт (шар 10a), відділений від чорнозему тонким лесоподібним прошарком (Додаток Г.6.1; 2). У розрізі Новий Тік простежено зміну ґрунту за палеокатеною: від бурозему (Cambisol) на підвищенні (Додаток Г.2.11) до дернового опідзоленого в зниженні. Бурозем на мікрорівні добре агрегований в округлі біогенні мікроагрегати (I–III порядків) (Додаток Д.6.19). У СПК ґрунту домінує NAP (80 %), особливо Poaceae (15 %) та Cyperaceae (32,5 %). Серед AP зустрічаються одиничний пилочок *Pinus sylvestris* L. і *Alnus* sp.

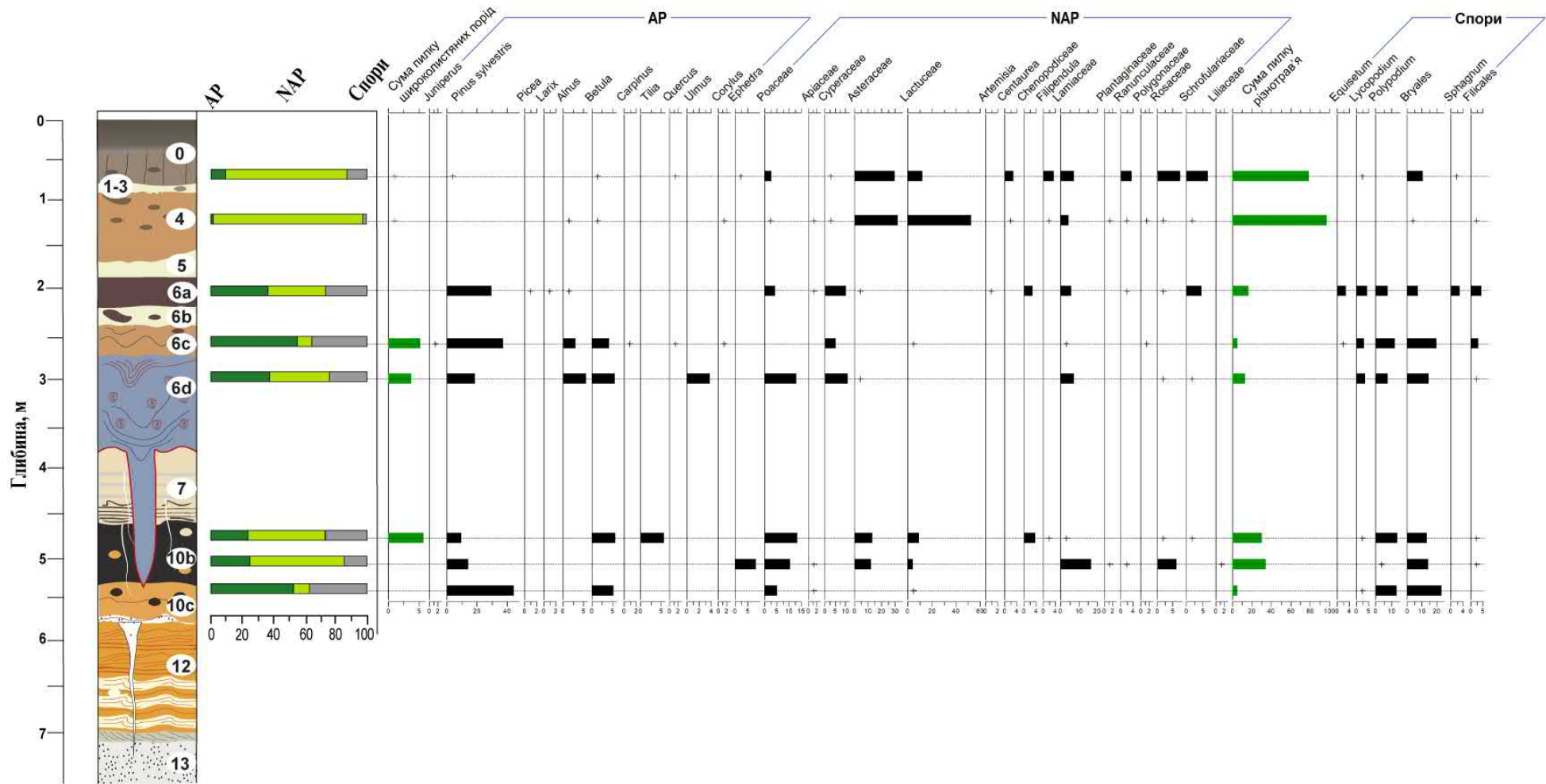


Рис. 4.11. Спорово-пилкова діаграма розрізу Колодежі.

Специфічний ґрунт вивчено у розрізі Новостав, де він перекривається лесоподібним прошарком (вірогідно, S_1L_1) і ґрунтом S_1-I та підстеляється чорноземним ґрунтом (шар 10b), що аналогічно до положення шару 10a у розрізах Новий Тік і Боремель-2. Проте, на відміну від згаданих ґрунтів, цей являє собою типовий бурозем, супіщаний, безструктурний, із великою кількістю червоточин, нижньою біогенною межею та крупними палевими плямами (Додаток Г.3.4).

У шліфах із гор. Н виявлено збережені залізо-глинисті кутани ілювіювання, очевидно, акумульовані *in situ* (Додаток Д.6.20; 21). Локалізація кутан у верхній частині генетичного профілю свідчить про їх вторинну акумуляцію. Перекриття ґрунту лесоподібним прошарком і пачкою педоседиментів, дозволяє припустити, що вище розташований ґрунт лісового габітусу було змито. Таким чином, кореляція цього ґрунту із шаром 10a є дещо сумнівною.

Верхній неґрунтовий підгоризонт (« S_1L_1 », шар 9) розкрито у розрізах Новий Тік, Новостав, Костянець і Боремель-2, проте частіше підгоризонт підкреслюється рівнем криогенезу, особливо соліфлюкційними текстурами (Новий Тік, Смиків), які вигинають ПГЖ (глибиною 0,5–1,5 м), надаючи їм подекуди субгоризонтальне положення (Додаток Г.7.2). У розрізі Боремель-2 ґрунт S_1-II порушений системою дрібних тріщин усихання, які утворюють пентагональні у плані полігони шириною 25–30 см.

У розрізі Новий Тік підгоризонт представлений горизонтально-шаруватими супісками, потужністю 0,5 м, із прошарками та лінзами ґрунтового матеріалу, а також численними біотурбаціями, заповненими покривним (S_1-I) і підстельним (S_1-II) ґрунтами (Додаток Г.2.8). У розрізі простежується фаціальна зміна супісків оглеєним лесоподібним прошарком на підвищенні, потужністю 0,1 м. Подібний лесоподібний прошарок розкрито у розрізі Боремель-2 над шаром 10a. У розрізі Новостав на схилі виявлено карбонатний лесоподібний оглеєний делювіальний суглинок ($GSI'=3,73$), потужністю 0,4 м (Додаток Г.3.4).

Верхній субпедокомплекс (« S_1-I », шар 8) у розрізі Країв представлений педоседиментом бурозему (Додаток Г.11.1), а в розрізі Боремель-3 – педолітом бурозему, горизонтально- і косо-шаруватого, карбонатного, із рясними

біотурбаціями. У розрізі Новий тік соліфлюкційно деформований педоседимент дерново-бурого ґрунту із рясними біотурбаціями у підґрунті має ознаки диференціації профілю на генетичні горизонти Н та НРglk (Додаток Г.2.7; 8). У днищі давньої западини педоседимент змінюється буроземом із менш виразними ознаками перевідкладення (Додаток Г.2.12). На мікрорівні ґрунт агрегований в крупні прості (рідше II порядку) мікроагрегати (Додаток Д.7.1), по периферії яких локалізуються піщинки, а всередині пилюваті зерна. В НРglk горизонті у ґрунтовому матеріалі розсіяні кристали спариту і мікроспариту (Додаток Д.7.4).

Дерново-бурий ґрунт з ознаками перевідкладення розкрито також у розрізі Костянець. У розрізі Новостав виявлено бурозем (Додаток Г.3.4), який несе ознаки перевідкладення, але на відміну від інших ґрунтів Педокомплексу I характеризується підвищеним вмістом мулу (до 24 %) (рис. 4.7). Ґрунт не містить ознак лесиважу, він безструктурний, із поодинокими червоточинами і вторинними карбонатами. На мікрорівні ґрунт розбитий тріщинами на гострокутні блоки (Додаток Д.7.5). У гор. Н спостерігається високий вміст бурого мулевого гумусу, локально коагульованого у грудочки та пластівці. Нижче за профілем з'являються розсіяні у плазмі кристали мікриту та мікроспариту, карбонатні нодулі і глинисті папули – перевідкладені фрагменти глинистих кутан (Додаток Д.7.8).

У розрізі Смиків розкрито два ембріональні ґрунти, не порушені соліфлюкційною пачкою, яка деформує чорноземоподібний ґрунт S₁-II (Додаток Г.7.3). Нижній із ембріональних ґрунтів інтерпретуємо як ініціальний дерново-бурий із неміцною плитчасто-горіхуватою структурою і палевими плямами. На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий субпаралельними тріщинами, які утворюють шаруватоподібну текстуру. Гумусово-глиниста плазма місцями коагульована у грудочки і пластівці. Вище залягає педоседимент дерново-карбонатного ґрунту, диференційованого на генетичні горизонти Нk(gl) та НРk. Від решти ґрунтів педокомплексу він відрізняється легкосуглинковим гранулометричним складом (Mz=5,3–7,2 φ) та високим вмістом карбонатів (особливо у гор. НРk – 5,2 %). На мікрорівні ґрунт розбитий каналоподібними порами на блоки та прості округлі крупні мікроагрегати (Додаток Д.7.9). Уздовж

пор Fe-Mn гіпокутани (Додаток Д.7.10), а всередині пор зустрічаються карбонатні нодулі, кальцитові гіпокутани (Додаток Д.7.11) і стягнення люблініту (полікристалічні ланцюжки).

4.2.7. Лес I («L₁», шари 1–7)

Лес I – найпотужніший (до 10 м) стратиграфічний підрозділ, розкритий майже у всіх розрізах. У найповніших розрізах Лес I стратифікується на три глейових ґрунти (L₁S₁, L₁S₂, L₁S₃) і чотири лесових горизонти між ними (L₁L₁, L₁L₂, L₁L₃, L₁L₄).

Нижній лесовий підгоризонт («L₁L₄», шар 7) відрізняється від інших підгоризонтів буруватими тонами забарвлення, важчим (середньосуглинковим – Mz=6,8–7,7 ф) гранулометричним складом, високим вмістом дрібного пилу (до 38 %), карбонатів (до 8 %) і переважно невисокими гранулометричними індексами інтенсивності еолової седиментації (GSI'=1,54). У більшості розрізів лес помітно оглеений, а його потужність зрідка перевищує 1 м. У розрізі Боремель-2 підгоризонт представлений винятково типовим лесом палевого забарвлення (Додаток Г.6.6) із високим вмістом фракції крупного пилу (59–73 %) і високими значеннями GSI'=1,9–3,7. Така особливість лесу пов'язана із локальними умовами осадо накопичення у річковій долині Стиру, яка, вірогідно, була місцевим джерелом пилюватого матеріалу.

У лесі мають місце ініціальні процеси педогенезу, зокрема виявлено підвищений вміст гумусу (до 0,58 %), а на мікрорівні фіксуються згустки аморфного мулевого гумусу в комплексі із гумусом типу модер або ж помітна домішка бурого мулевого гумусу в карбонатно-глинистій плазмі (Додаток Д.8.3; 4). У розрізі Костянець усередині підгоризонту виявлено малопотужний (0,1 м), порушений кріотурбаціями тундроглей (шар 7b) (Додаток Г.8.2).

На мікрорівні лес неагрегований, іноді із шаруватоподібною текстурою або структурою розтріскування (Додаток Д.8.5; 10). Плазма просочена мікритом та мікроспаритом (Додаток Д.8.7). В оглеєних відмінах лес просочений дисперсними

формами заліза, локально цементований залізом, а вздовж деяких пор збіднений на карбонатно-глинисту плазму. Фіксуються численні Fe-Mn (частіше плями і дифузні стягнення) і карбонатні (переважно нодулі та гіпокутани) новоутворення (Додаток Д.8.2; 3; 8; 11; 12). Характерною рисою лесу є присутність кристалів кальциту кільцевої форми, що утворюють ланцюжки та грона. Очевидно, що такі утворення є біогенними та можуть являти собою скелети мікроскопічних організмів.

Нижня частина лесу деформована соліфлюкцією навіть на схилах крутизною близько 2°. У соліфлюксії зростає вміст піску (до 40 %), з'являється плитчаста структура і неповносітчаста посткріогенна текстура. З підшви горизонту відкриваються ПГЖ, глибиною до 2 м (Додаток Г.5.1), заповнені матеріалом ґрунтів Педокомплексу I. У розрізі Боремель-2 за ПГЖ, як ослабленими зонами, сформувалися текстури кріогенного навантаження (Додаток Г.6.7). У розрізі Смиків невеликі ПГЖ, глибиною 0,9–1,1 м, відкриваються з підшви соліфлюкційного горизонту, утворюючи полігони шириною 1,5 м. З кривлі соліфлюкції відкривається заповнена лесом ППЖЛ, глибиною 1,8 м, злегка вигнута вниз за схилом (Додаток Г.7.2). У розрізі Шибин підстельний ґрунт деформований плямами-медальйонами, ширина осередків яких складає близько 1 м.

СПК лесу L₁L₄ має типовий тундровий вигляд, що виражено у присутності кріофітів, зокрема *Betula sect. Nanae* (7,7 %), *Alnaster fruticosus* Ledeb. (1,9 %) та *Selaginella selaginoides* (L.) Link. (1,9 %). Помітно зростає загальний вміст спор (50 %) (див. рис. 4.4).

Нижній ґрунт («L₁S₃», шар 6) найвиразніший із ґрунтових підгоризонтів Лесу I. Він найчастіше (розрізи Новий Тік (Додаток Г.2.4), Боремель-2 (Додаток Г.6.6), Новостав (Додаток Г.3.3), Брищі (Додаток Г.9.1), Шибин) представлений глейовим ґрунтом, слабо диференційованим на генетичні горизонти, що наближає його до гомогенно-глейового (тундроглейового) ґрунту. Відміни глейових ґрунтів із гумусовим горизонтом і високим вмістом гумусу (до 0,6 %) відносимо до дерново-глейових (Додаток Г.2.6; 7). Глейові і дерново-глейові ґрунти карбонатні (2,4–3,8 %), середньо- або важкосуглинкові (Mz=6,4–7,5 ф), із рясними Fe-Mn

(переважно кільця Лізеганга та вохристі плями) і карбонатними (переважно борошно і нодулі) новоутвореннями. Потужність ґрунтів не перевищує 1,5 м.

На мікрорівні ґрунт агрегований у блокові, рідше плитчасті мікроагрегати та ооїди (Додаток Д.9.2; 3; 33). Органічна речовина представлена переважно бурим мулом з ознаками його мобільності та перегрупування, проте зростає частка грубих форм гумусу. Зустрічаються панцирі наземних молюсків та мікроскопічних організмів (Додаток Д.9.38). Карбонатно-гумусово-глиниста плазма іноді має ознаки роздільно-волокнистої і кільцевої форм оптичної орієнтації. Ґрунтовий матеріал просочений мікритом, рідше мікроспаритом і спаритом (Додаток Д.9.1), які сегрегуючись утворюють гіпокутани і нодулі (Додаток Д.9.1; 35; 37).

Глейові ґрунти деформовані епігенетичними (місцями, можливо сингенетичними) кріогенними утвореннями. Переважають кріотурбації різного масштабу та морфології: пластичні деформації, діапіри і псевдонодулі головним чином 3, 4 та 6 морфологічних типів за [448]. Добре виражені й мікроморфологічні ознаки процесів кріогенезу: ооїди (Додаток Д.9.2), плитчасті мікроагрегати (Додаток Д.9.33; 41), різноманітні форми сортування мінерального скелету (кільцеві, дугоподібні і навколопорові), сліди кріогідратаційного вивітрювання мінерального скелету і округлі пори типу vesicles (Додаток Д.9.36).

У СПК ґрунту домінує NAR (52 %), особливо пилки *Superaceae* (15,7 %), *Rosaceae* (8,2 %), *Lamiaceae* (6,8 %) і *Poaceae* (5,5 %). Високим є вміст спор (27,4 %) та пилку ксерофітів, зокрема *Artemisia* sp. (5,5 %) і *Chenopodiaceae* (2,7 %). Серед пилку дерев присутні *Pinus sylvestris* L. (20,6 %) і *Pinus cembra* L. (1,4 %) (див. рис. 4.4).

У розрізах Смиків (Додаток Г.7.1) і Шибена Гора підгоризонт представлено бурим глейовим ґрунтом з помітними ознаками його перевідкладення ($SSI=1,62$), крупнопилувато-середньосуглинковим гранулометричним складом і підвищеним вмістом карбонатів (4,4 %). На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий каналоподібними порами на гострокутні блоки. Уздовж пор карбонатно-глинисті гіпокутани, а всередині блоків багато гумусово-залізистих або залізистих нодулів (Додаток Д.9.43; 44).

У кількох розрізах підгоризонт представлений педокомплексом (потужністю 1,4–2,0 м), складений двома (Костянець) або трьома (Колодежі, Ковбань) ґрунтами. Нижній ґрунт (шар 6d), інтерпретовано як тундроглейовий (Колодежі) або дерново-глейовий (Ковбань) (Додаток Г.4.1; Г.5.2), надзвичайно подібний за макро- та мікроморфологічними ознаками до глейових ґрунтів, описаних вище (Додаток Д.9.14-17; 23-24). У розрізі Колодежі в профілі ґрунту виявлено декілька перегнійно-акумулятивних горизонтів і ППЖЛ, глибиною понад 2 м, заповнену матеріалом цього ґрунту (Додаток Г.4.1).

СПК верхнього перегнійно-акумулятивного горизонту із розрізу Колодежі є лісостеповим. З АР домінує пилок *Pinus sylvestris* L. (18,9 %), менше *Alnus* sp. (5,7 %), *Betula* sp. (5,7 %) та *Ulmus* sp. (3,8 %). Серед НАР повністю переважають Роасеae (13,2 %) і Сурегасеae (11,3 %) (див. рис. 4.11).

Середній ґрунт (шар 6с), потужністю 0,3–0,4 м, інтерпретовано як бурий глейовий (Колодежі, Ковбань) або бурий оглеєний (Костянець) (Додаток Г.4.2; Г.5.2; Г.8.2). Ґрунти важкосуглинкові ($Mz=7,0-7,7$ ф), у них зростає вміст гумусу (до 0,78 %) але зменшується кількість Fe-Mn новоутворень. У розрізі Костянець в ґрунті виявлено німіцну плитчасту структуру і прошарок деревного вугілля. Місцями ґрунти несуть ознаки незначних кріотурбацій.

На мікрорівні ґрунт агрегований у прості мікроагрегати переважно коагуляційної природи, розділені мережею тріщин (Додаток Д.9.31). З'являються крупні біогенні пори із залізистими або карбонатними гіпокутанами (Додаток Д.9.10; 12; 30). Ґрунтовий матеріал помітно гумусований, органічна речовина представлена поліморфним диспергованим бурим мулевим гумусом із доменами грубих форм гумусу. Карбонатно-гумусово-глиниста плазма має ознаки кільцевого та роздільно-волокнистого оптичного орієнтування (Додаток Д.9.11). Багато карбонатних (гіпокутани, нодулі, ризоліти) (Додаток Д.9.10; 12; 21) і Fe-Mn (гіпокутани, нодулі, плями) новоутворень (Додаток Д.9.8; 9; 11; 31).

СПК ґрунту типово лісовий, проте з підвищеним вмістом спор (39,4 %). Серед АР домінує *Pinus sylvestris* L. (37,2 %), дещо менше *Betula* sp. (4,3 %). Зростає

вміст пилку широколистяних порід, зокрема *Quercus robur* L. (2,1 %), *Corylus avellana* L. (2,1 %) і *Carpinus betulus* L. (1,1 %) (див. рис. 4.11).

Верхній ґрунт (шар 6а) залягає безпосередньо на шарі 6б (Ковбань) або ж відділений від нього прошарком неґрунтових відкладів: лесоподібних суглинків (Додаток Г.4.2) потужністю 0,2 м (Колодежі) або делювіальних шаруватих суглинків (Додаток Г.8.1) потужністю 0,5 м (Костянець). Верхній ґрунт інтерпретовано як дерново-бурий оглеєний карбонатний (Додаток Г.4.2; 5.2; Г.8.1), важкосуглинковий ($Mz=7,0-7,7$ ф), із найвищим вмістом гумусу (до 1,2 %) і карбонатів (до 3 %). На схилах ґрунт порушений соліфлюкційними текстурами. У розрізі Костянець фіксуються численні біотурбації у формі червоточин та ходів коренів мичкуватого типу.

На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий тріщинами на гострокутні блоки або агрегований в округлі переважно біогенні мікроагрегати I–II порядків (Додаток Д.9.18). Ґрунтовий матеріал просочений мікритом, однак зустрічаються також зерна мікроспариту і спариту, кристали яких подекуди мають радіально-променеву структуру (Додаток Д.9.25). У ґрунті багато карбонатних (дрібні нодулі, гіпокутани, рідше ризоліти) і Fe-Mn (гіпокутани, інфілінги, нодулі) новоутворень (Додаток Д.9.6; 19; 28). Уздовж деяких пор смуги вилуговування.

У СПК ґрунту зростає вміст пилку NAR (35,8 %), серед якого домінує різнотрав'я: Сурегасеае (10,4 %), Lamiaceae (6,0 %), Schrofulariaceae (4,5 %) та ін. Серед AP переважає *Pinus sylvestris* L. (29,9 %) (див. рис. 4.11).

Лесовий підгоризонт («L₁L₃», шар 5) представлений лесоподібним суглинком (Новий Тік (Додаток Г.2.1; 2), Ковбань (Додаток Г.5.3), Колодежі, Новостав (Додаток Г.3.1; 3), Смиків (Додаток Г.7.1), Шибин, Брищі (Додаток Г.9.1) або типовим лесом (Шибена Гора (Додаток Г.12.1), Боремель-2 (Додаток Г.6.1), Костянець (Додаток Г.8.1), Баківці), із високим вмістом фракції крупного пилу (40–70 %) і високими значеннями $GSI'=1,6-2,2$. Шар 5 – найпотужніший серед лесових підгоризонтів (до 3–4 м).

Повсюдно підгоризонт дуже карбонатний (вміст $CaCO_3$ до 10 %), переважають карбонати у формі борошна і дутиків (до 10–15 см у діаметрі). Багато

Fe-Mn новоутворень, зокрема пунктуація, мікроортштейни, вохристі плями. У розрізі Костянець виявлено 3 супіщаних прошарки товщиною всього 3–4 мм, які фіксуються також на мікрорівні, і можуть ідентифікувати короткі фази динамічнішого осадонакопичення. Біля підошви підгоризонту в розрізі Новий Тік виявлено кістку *Mammuthus primigenius*.

На мікрорівні лесовий матеріал переважно неагрегований (Додаток Д.10.2), місцями розбитий каналоподібними порами (Додаток Д.10.5) та тріщинами на блокові або плитчасті мікроагрегати. Зустрічаються округлі біогенні пори (Додаток Д.10.5; 11; 12). Плазма карбонатно-глиниста або глинисто-карбонатна, ізотропна, просочена мікритом, який подекуди цементує лесовий матеріал. Карбонати представлені дрібними недиференційованими нодулями, гіпокутанами, ризолітами і поодинокими кристалами спариту (Додаток Д.10.1; 4; 5; 7).

Нижня частина лесу зазвичай порушена соліфлюкційними або соліфлюкційно-делювіальними текстурами, які подекуди (Смиків, Шибин, Ковбань) деформують весь підгоризонт. У соліфлюксії зростає частка піску (до 20–25 %), з'являються неповносітчасті посткріогенні текстури. У розрізі Смиків із середини та кривлі соліфлюкційного шару відкриваються дрібні тріщини усихання (до 0,7 м). Виявлено кріотурбації на контакті лесу та підстельного ґрунту (Ковбань) з амплітудою деформацій до 0,5 м (Додаток Г.5.6) і термоерозійну борозну (Додаток Г.2.4), заповнену шаруватими суглинками (Новий Тік).

Місцями усередині лесу простежуються ембріональні ґрунти. У розрізі Новий Тік виявлено два кріотурбовані тундроглеї (по 0,1–0,15 м кожен), із карбонатними горизонтами у їх підґрунті. В акумулятивній частині схилу в розрізі Новостав (Додаток Г.3.1) виявлено 5 ембріональних ґрунтів потужністю 0,15–0,2 м, з яких верхній (шар 5b) – тундроглей; наступні два (шари 5d, 5f) – ініціальні бурі карбонатні; нижні – дерново-карбонатний (шар 5g) та дерново-глейовий (шар 5i).

Середній ґрунт («L₁S₂», шар 4), потужністю 0,3–1,1 м, інтерпретовано як гомогенно-глейовий (Новостав (Додаток Г.3.1), Боремель-2, Брищі (Додаток Г.9.1) або бурий карбонатний оглеєний (Ковбань (Додаток Г.5.3), Колодежі (Додаток Г.4.2), Смиків (Додаток Г.7.1)). Гомогенно-глейовий ґрунт місцями має буруваті

тоні забарвлення та ініціальний горизонт вивітрювання (Вw), він пилувато-середньосуглинковий ($Mz=5,7-6,9$ ф), інтенсивно карбонатний (до 8 %), місцями порушений кріотурбаціями.

На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий тріщинами на гострокутні блоки (Додаток Д.11.9), помітно збіднені на плазму. Плазма карбонатно-глиниста з домішкою бурого мулевого гумусу й ознаками паралельно-волокнистої оптичної орієнтації. У порах зустрічаються карбонатні гіпокутани і манганові інфілінги.

Бурий карбонатний оглеєний ґрунт зустрічається на схилах і характеризується незначною потужністю (переважно 0,3 м), буруватим відтінком, легко- або середньосуглинковим гранулометричним складом ($Mz=6,5-7,1$ ф), дуже високим вмістом карбонатів (до 13 %) і підвищеними значеннями індексу GSI (1,2–1,6).

Бурий ґрунт більше гумусований – бурий мулевий гумус, сегрегований у пластівці та згустки, а місцями агрегований у біогенні мікроагрегати I–III порядків. Проте, переважає структура розтріскування (Додаток Д.11.1; 10), а всередині блокових мікроагрегатів зустрічаються біогенні пори, заповнені карбонатними гіпокутанами і ризолітами (Додаток Д.11.4; 5; 11). Ґрунтовий матеріал мікрональний за карбонатами і залізом (Додаток Д.11.1), вздовж пор зустрічаються вилугувані смуги.

У СПК ґрунту в розрізі Колодежі абсолютно домінує NAP (98 %), серед яких найбільше пилку рослин порушених субстратів – Asteraceae (32,7 %) і Lactuceae (52,4 %). З AP зустрічаються одиничні пилкові зерна *Betula* sp., *Alnus* sp. і *Corylus avellana* L. (див. рис. 4.11).

У розрізі Новий Тік (Додаток Г.2.1) вивчено полігенетичний глейовий ґрунт, який у невеликій западині диференціюється на два ембріональні ґрунти, розділені тонким лесовим прошарком – верхній бурий оглеєний карбонатний (шар 4a) і нижній – глейовий (шар 4b). На схилі ґрунти деформовані соліфлюкційними текстурами. Нижній ґрунт (шар 4b) пилувато-середньосуглинковий ($Mz=7,0$ ф), деформований кріотурбаціями (Додаток Г.2.5). На мікрорівні ґрунт розбитий тріщинами на блокові мікроагрегати. Плазма карбонатно-гумусово-глиниста з

ознаками навколопорової та кільцевої оптичної орієнтації, мікрональна за вмістом заліза. Ґрунтовий матеріал рівномірно просочений мікритом, який у порах утворює гіпокутани (Додаток Д.11.8).

У СПК ґрунту домінує NAR (76,0 %), особливо пилок рослин порушених субстратів – Asteraceae (12,9 %) і Lactuceae (24,2 %). Високим є вміст пилку Poaceae (11,3 %) і Cyperaceae (22,6 %). Серед дерев присутній пилок *Betula sect. Albae* (4,8 %) і *Tilia cordata* Mill. (1,6 %) (див. рис. 4.4).

Верхній ґрунт (шар 4а) карбонатний, середньосуглинковий ($Mz=7,0$ ф), із неміцною плитчастою окремістю і дещо меншою кількістю Fe-Mn новоутворень. З кривлі ґрунту відкриваються невеликі ППЖЛ, глибиною до 2 м, заповнені матеріалом лесу (Додаток Г.2.3). На мікрорівні ґрунт агрегований в округлі біогенні (I–II порядків) і коагуляційні (ооїди) мікроагрегати. Ґрунтовий матеріал просочений мікритом, який утворює карбонатні гіпокутани у біогенних порах. Рідше зустрічаються карбонатні ризоліти (Додаток Д.11.7).

У СПК ґрунту домінує NAR (78,4 %), особливо Brassicaceae (32,4 %). Зростає вміст пилку ксерофітів, зокрема *Artemisia* sp. (17,6 %), *Ephedra distachya* L. (4,1 %) і Chenopodiaceae (2,7 %) (див. рис. 4.4).

Лесові підгоризонти («L₁L₂» та «L₁L₁», шари 1 та 3). Підгоризонт L₁L₂ (шар 3) виявлено у розрізах Новий Тік, Новостав, Брищі, Баківці та Смиків між ґрунтовими підгоризонтами «L₁S₁» та «L₁S₂». Підгоризонт, потужністю не більше 0,5 м, представлений лесами або лесоподібними карбонатними, місцями оглеєними, суглинками. У розрізі Новий Тік (Додаток Г.2.2) нижня частина лесу деформована соліфлюкційними текстурами, а в розрізі Брищі – кріотурбаціями. На мікрорівні для лесу характерна структура розтріскування (Додаток Д.13.6; 8), карбонатно-глинистий склад плазми, просочення матеріалу мікритом і численні карбонатні новоутворення (Додаток Д.13.4).

Верхній лесовий підгоризонт «L₁L₁» (шар 1) інтенсивно перероблений процесами педогенезу у голоцені, тому його виділення ускладнене. Впевнено підгоризонт простежується у розрізах Новий Тік, Новостав (Додаток Г.3.1), Смиків, Країв (Додаток Г.11.2), Брищі (Додаток Г.9.1; 2), де він представлений типовим

пилюватим палевим лесом, потужністю не більше 0,7 м. У лесі присутні численні голоценові біотурбації, карбонати (в т. ч. карбонатні нодулі), а подекуди дрібні плями оглеєння.

Відсутність ґрунту «L₁S₁» у деяких розрізах (розрізи Ковбань (Додаток Г.5.3), Смиків (Додаток Г.7.1), Боремель-2) не дозволяє виділяти окремі підгоризонти у верхах Лесу І. У такому разі верхній лесовий підгоризонт позначено як «L₁L₁ / L₁L₂».

Верхній ґрунт («L₁S₁», шар 2) залягає безпосередньо під голоценовим ґрунтом (розрізи Колодежі, Костянець, Баківці) або відокремлений від нього малопотужним лесовим горизонтом «L₁L₁» (розрізи Новий Тік, Новостав (Додаток Г.3.1), Смиків, Брищі (Додаток Г.9.1), Країв (Додаток Г.11.2)). Підгоризонт «L₁S₁» несе слабкі сліди педогенезу, тому він іноді представлений рівнем оглеєння або кріотурбованим оглеєним лесоподібним матеріалом (Смиків, Брищі), які важко інтепретувати як ґрунт. У всіх інших розрізах підгоризонт репрезентований тундроглеєм, слабо або не диференційованим на генетичні горизонти, середньосуглинковим (Mz=7,0 ф), місцями із неміцною плитчастою структурою, рясними новоутворення заліза (особливо кільця Лізеганга) і карбонатів (в т. ч. нодулі до 5 см у діаметрі). У розрізі Новостав ґрунту властиві буруваті тони забарвлення (Додаток Г.3.1).

На мікрорівні ґрунт розбитий тріщинами на блокові (Додаток Д.12.9), рідше плитчасті мікроагрегати, усередині яких багато округлих пустих газових (кріогенних) пор (Додаток Д.12.7). Зустрічаються зоогенні інфілінги біогенних пор, ймовірно, голоценового віку (Додаток Д.12.5). Плазма карбонатно-глиниста, мікрозональна за залізом, яке утворює гіпокутани навколо пор (Додаток Д.12.6). Багато мангану (Додаток Д.12.11) і кальциту (Додаток Д.12.3; 10), а навколо деяких пор присутні локальні вилугувані смуги (Додаток Д.12.4).

З підгоризонту відкриваються найбільші у вивчених розрізах (Новий Тік, Брищі, Країв, Смиків, Костянець) ППЖЛ, глибиною 2–4 м і шириною у гирлі 1,0–2,5 м (Додаток Г.8.3; Г.9.2; 3; Г.11.2). ППЖЛ утворюють полігони шириною 25–30 м, вони заповнені матеріалом глейового ґрунту і покривного лесу. Усередині

крупних полігонів у розрізі Брищі виділяються ПГЖ глибиною 1,5–1,8 м, які утворюють полігони шириною до 8 м. Присутність піску у заповнювачі ПГЖ дозволяє віднести їх до перехідних структур між ПГЖ і ППЖ. У розрізах Смиків, Костянець і Новостав з покрівлі або підосви ґрунту відкриваються кріогенні тріщини усихання, глибиною до 1,0–1,5 м, а в розрізах Баківці і Боремель-4 – дрібні ПГЖ, підкреслені озалізненням. Крім того, ґрунт порушений несиметричними і нерегулярними кріотурбаціями, які подекуди набувають кишене- або краплиноподібної форми з амплітудою деформацій до 0,5 м, що дозволяє їх віднести до 4 та 6 морфологічних типів за [448].

4.3. Кореляція досліджених розрізів

Як показано вище, верхні стратиграфічні підрозділи (Педокомплекс I, Лес I і II), виділені в опорному розрізі Новий Тік, простежено й в інших розрізах Волинської височини, а виявлені відмінності полягають передусім у складності їхньої будови. Нижні педокомплекси і лесові горизонти описано тільки в опорному розрізі.

Ми скорелювали розріз Новий Тік із близько розташованими і детально вивченими розрізами Коршів та Бояничі [36, 37, 283, 361], з одного боку, і з детально стратифікованими розрізами Центральної України [85, 94, 134, 255, 298, 302, 316, 427], з іншого боку (рис. 4.12). В Україні використовують різні стратиграфічні схеми плейстоцену: стратиграфічна схема НСК України [84] та її модифікований варіант [96, 159, 308, 310] і регіональна стратиграфічна схема Західної України [22, 251]. У кореляції стратиграфічних схем є розбіжності, які стосуються головно положення кайдацького і дніпровського кліматолітів. Група авторів [39, 84, 123, 140, 308, 310, 376, 377] вважає, що морській ізотопній стадії MIS 5 відповідає прилуцький горизонт, MIS 6 – тясминський, MIS 7 – кайдацький, MIS 8 – дніпровський. Таким чином, увесь горохівський ґрунтовий комплекс регіональної стратиграфічної схеми корелюється із прилуцьким, а коршівський – із кайдацьким кліматолітом [30, 39, 254].

Інша група дослідників [96, 159, 308, 316, 427] вважає, що прилуцький горизонт відповідає підстадії MIS 5a-c, тясминський – MIS 5d, кайдацький – MIS 5e, дніпровський MIS 6. Стадіям MIS 7 і MIS 8, на думку деяких авторів, відповідають потягайлівський та орільський кліматоліти [96, 98, 303, 307]. Автор дисертації дотримується думки останньої групи дослідників.

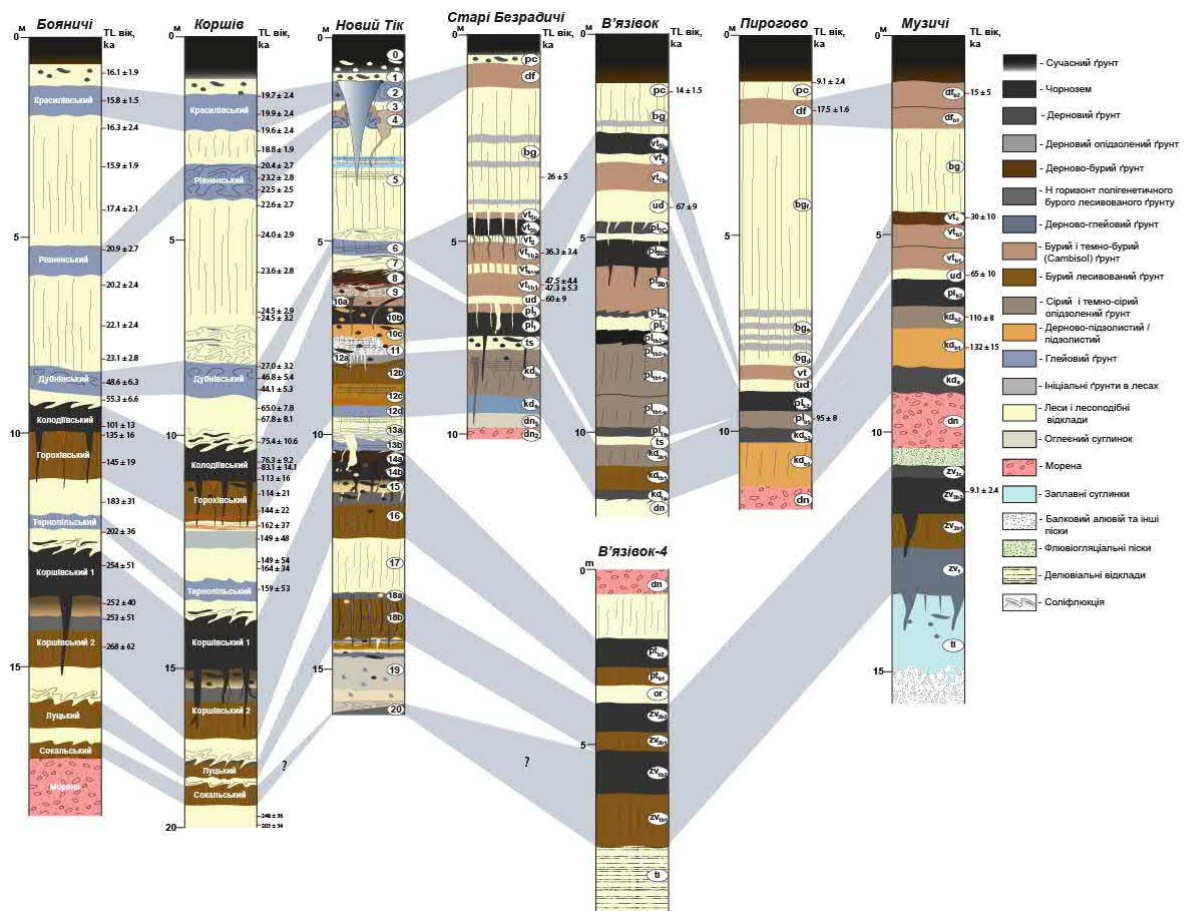


Рис. 4.12. Кореляція опорного розрізу Новий Тік з іншими розрізами Західної і Центральної України. Розріз Бояничі за [37, 361]; розріз Коршів за [283]; розріз Старі Безрадичі за [94, 255, 298]; розріз В'язівок-1 за [85, 316, 427]; розріз В'язівок-4 за [94]; розріз Пирогово за [134, 255, 302]; розріз Музичі за [94, 134].

4.3.1. Педокомплекс I

Одним із шляхів досягнення надійної кореляції розрізів є порівняння їхніх маркерних горизонтів. Найбільш виразним стратиграфічним маркером в ЛГР як

Західної, так і Центральної України є чорнозем, підстелений лісовим ґрунтом. Ці ґрунти утворюють перший від поверхні витриманий у різних розрізах ґрунтовий комплекс. Ґрунти розділяються криогенними структурами, рідше лесоподібними утвореннями. У седиментаційних пастках будова ґрунтової світи стає суттєво складнішою [369].

Перший від поверхні ґрунтовий комплекс (Педокомплекс I) у розрізі Новий Тік та інших вивчених розрізах характеризується схожою будовою: чорнозем підстеляється лісовим ґрунтом на давньому підвищенні. Педокомплекс у седиментаційній пастці (похованій балці) переходить у складно побудовану ґрунтову світу).

У розрізах Коршів та Бояничі педокомплексу S_1 відповідає горохівський педокомплекс, в якому верхній ґрунт (чорнозем) позначено як колодіївський [283, 361]. У найповніших розрізах Західної України (Колодіїв, Пронятин, Маріямпіль, Галич) виділено три колодіївських ґрунти, розділені рівнями криогенезу та лесоподібними прошарками [43, 369, 371, 372, 374]. Нижній колодіївський ґрунт (Колодіїв-3) має ознаки лісового педогенезу [371], а молодші ґрунти (Колодіїв-1 і Колодіїв-2) є степовими [374]. На основі численних TL та OSL дат горохівський ґрунтовий комплекс скорельовано із 5 киснево-ізотопною стадією наступним чином: верхній колодіївський ґрунт – MIS 5a; середній та нижній колодіївський ґрунти – MIS 5c; нижній горохівський ґрунт – MIS 5e [369]. Таким чином, нижній горохівський ґрунт відповідає останньому міжзледенінню, що підтверджується й палінологічними даними [16, 345].

У розрізі Новий Тік палінокомплекс типовий для міжзледеніння виявлено у лісових ґрунтах (шар 12b-c) під верствами балкового алювію. На основі цього, корелюємо нижні ґрунти (шар 12) Педокомплексу I із нижнім горохівським ґрунтом регіональної стратиграфічної схеми Західної України. Крім того, бурий лесивований ґрунт (шар 12b) у розрізі Новий Тік за макро- та мікроморфологічними ознаками надзвичайно подібний до нижнього горохівського ґрунту у розрізах Коршів та Бояничі, де він був інтерпретований як бурий псевдоопідзолений або бурий лесивований (Luvisol) [164, 219, 283]. Ґрунти, що залягають над горизонтом

балкового алювію (шари 8 та 10) характеризуються типово інтерстадіальними палінокомплексами. Присутність між окремими ґрунтовими горизонтами неґрунтових відкладів із кріогенними структурами й різночасовими соліфлюкційними деформаціями дозволяє припустити формування ґрунтів (принаймні шарів 8 та 10) упродовж різних інтерстадіалів, розділених стадіальним похолоданням. Таким чином, пропонуємо корелювати верхні ґрунти Педокомплексу I із колодіївськими ґрунтами, зокрема, лісовий ґрунт (шар 10с), ймовірно, відповідає ґрунту Колодіїв-3, чорнозем (шар 10b) – ґрунту Колодіїв-2, а дерново-бурий ґрунт (шар 8) – ґрунту Колодіїв-1.

У розрізах Центральної України нижній лісовий ґрунт, який сформувався упродовж інтергляціалу, відноситься до кайдацького кліматоліту, а верхній (чорнозем) – до прилуцького [80–82, 85, 96, 159, 298]. Нижній лісовий ґрунт у розрізах Київського Придніпров'я (Старі Безрадічі, Пирогово, Музичі) залягає над горизонтом морени дніпровського часу. За палеопедологічними і палінологічними даними встановлено, що ґрунт формувався упродовж останнього (микулинського) міжзледеніння [94, 298, 316, 427]. Опіраючись на палінологічні та палеопедологічні дані з розрізу Новий Тік, корелюємо лісові ґрунти (шар 12) під горизонтом балкового алювію із кайдацьким кліматолітом, а верхні ґрунти (шари 8–10) – із прилуцьким кліматолітом стратиграфічної схеми НСК України.

У зниженні палеорельєфу досліджуваного розрізу Педокомплекс I являє собою ґрунтову світу, подібну до тієї, яку описано у розрізах Центральної України [298, 427]. Крім того, вдається ідентифікувати окремі пилкові зони, виділені у микулинському міжзледенінні на Східноєвропейській рівнині [109]. Палінокомплекс найнижчого ґрунту (шар 12d), ймовірно, корелюється із пилковою зоною M2, яка відповідає початковій фазі кайдацького етапу («kd_{1a}») [96]. Враховуючи відносно високий вміст пилку широколистих порід (граба, дуба і в'яза) у верхах шару 12с, попередньо корелюємо відповідний палінокомплекс із зоною M4 микулинського міжзледеніння [109], яку в Центральній Україні виявлено у ґрунтах фази «kd_{1b1}» [96]. Палінокомплекс ілювіального горизонту бурого

лесивованого ґрунту (шар 12b), очевидно, відповідає зоні М6 (зона граба) микулинського міжзледеніння [109], а в Центральній Україні фазі «kd_{3b1}» [96].

Дерновий опідзолений ґрунт (шар 12a), ймовірно, є наймолодшим ґрунтом останнього міжзледеніння. Палінокомплекс його підґрунтя мезофітно-степового типу, а палінокомплекс безпосередньо ґрунту – бореально-лісового типу. Така зміна рослинності відображає поступове похолодання й аридизацію наприкінці міжзледеніння, що виявлено наприкінці єму в розрізах Західної Європи [268, 359]. Ґрунт із краще розвиненим гумусовим горизонтом, ніж у інших ґрунтах останнього міжзледеніння, позначений в Центральній Україні як «kd_{3b2}» [298].

У розрізі Новий Тік чорноземний ґрунт (шар 10b) у зниженні палеорельєфу переходить у розвинену ґрунтову світу. Ґрунтова сукцесія цієї світи дуже подібна до прилуцького педокомплексу в розрізі В'язівок [316, 427], в якому чорнозем позначений як «pl_{1b2}», а підстильний лісовий ґрунт як «pl_{1b1}». У розрізі Новий Тік палінокомплекс лісового ґрунту (шар 10c) включає пилок широколистих порід (*Quercus robur* L. та *Carpinus betulus* L.), що є загалом типовим для ґрунту «pl_{1b1}» у Центральній Україні [298]. Питання кореляції ембріонального ґрунту (шар 10a), який залягає над чорноземом у кількох розрізах, залишається відкритим. Умовно відносимо його до заключної стадії раннього підетапу – «pl_{1c}».

Горизонт балкового алювію і лесоподібного суглинку із рівнем кріогенних утворень (шар 9), ймовірно, корелюється із лесовим горизонтом «pl₂» у розрізі В'язівок, тоді як дерново-бурий ґрунт (шар 8) може відповідати ґрунту «pl_{3b}» [298, 316, 427]. Лес між кайдацькою та прилуцькою ґрунтовими світами виділяється як тясминський кліматоліт [84, 85, 159, 298]. Таким чином, горизонт балкового алювію та лесоподібного супіску (шар 11) із кріогенними утвореннями у розрізі Новий Тік попередньо корелюємо із тясминським кліматолітом. Однак, стратиграфічне положення глейового ґрунту (шар 11b) усередині балкового алювію залишається невизначеним.

На основі вищесказаного попередньо корелюємо Педокомплекс I із 5-ою киснево-ізотопною стадією, зокрема, шар 8 із MIS 5a; шар 9 – MIS 5b; шар 10 – MIS 5c; шар 11 – MIS 5d; шар 12 – MIS 5e.

4.3.2. Лес І

В Новому Тоці, педокомплекс І, як і у розрізах Коршів та Бояничі горохівський педокомплекс, перекриваються потужним лесом із трьома горизонтами глейових ґрунтів [22, 36, 37]. Нижній найбільш гумусований глейовий ґрунт («L₁S₃», шар б), перекритий найпотужнішим лесовим горизонтом, вірогідно корелюється із дубнівським ґрунтом [22], який у розрізі Коршів датовано 27,0±3,2, 46,8±5,4, 46,8±5,4 тис. р. т. [283], а в розрізі Бояничі 44,1±5,4 тис. р. т. [361]. Такі ж дані отримано із витачівського ґрунту у розрізі Старі Безрадиці у Київському Придніпров'ї, зокрема 36,3±3,4, 47,4±4,4 і 47,3±5,3 тис. р. т. [255]. Таким чином, дубнівський ґрунт і ґрунт «L₁S₃» у розрізі Новий Тік відповідають витачівському кліматоліту у Центральній Україні [200, 298].

У декількох вивчених розрізах (Колодежі, Ковбань, Костянець) ґрунт «L₁S₃» представлений педокомплексом, складений 2–3 ґрунтами, з яких тільки нижній є глейовим. Складну будову дубнівського ґрунту описано й у кількох розрізах Західної України, у яких виділено від двох-трьох ґрунтів (Єзупіль, Галич, Муроване, Довге) [366, 370, 372] до двох субпедокомплексів, кожен із яких включає по декілька накладених ґрунтів (Колодіїв) [369]. При цьому, у розрізі Колодіїв верхні ґрунти схожі до буроземів [365], що властиво для ґрунтової сукцесії цього часу у розрізах Колодежі та Ковбань.

Надзвичайно подібною є ґрунтова сукцесія витачівського кліматоліту у розрізі Старі Безрадиці у Київському Придніпров'ї із такою у розрізах Колодежі та Ковбань, у яких нижній ґрунт характеризується найбільшим ступенем оглеєння, середній – буроземоутворення, а верхній – гумусонакопичення. При цьому, палінокомплекси ґрунтів цих розрізів також корелюють між собою, зокрема найбільший вміст пилку широколистих порід зафіксовано у середньому ґрунті («vt_{1b2}»), а трав і ксерофітів у верхньому ґрунті («vt_{3b}») [298]. Таким чином, ґрунтові комплекси у розрізах Колодежі та Ковбань корелюємо із витачівським кліматолітом наступним чином: верхній ґрунт (шар ба) – «vt_{3b}»; лес (шар бb) – «vt₂»; середній ґрунт (шар бc) – «vt_{1b2}»; нижній ґрунт (шар бd) – «vt_{1b1}».

Головний лесовий горизонт («L₁L₃», шар 5) із двома тундроглеями у розрізі Новий Тік безсумнівно корелюється із найпотужнішим лесом бузького кліматоліту в Центральній Україні, де він включає від кількох до понад десяти ембріональних ґрунтів [302, 425, 466]. У розрізах Коршів та Бояничі над бузьким лесом залягають два глейових горизонти, що аналогічно до розрізу Новий Тік. Нижній, рівненський, підгоризонт несе ознаки інтенсивнішого ґрунтоутворення і датований у розрізі Коршів 20,4±2,7, 23,2±2,7 тис. р. т., а в розрізі Бояничі 22,5±2,5 тис. р. т. [283, 361]. Верхній підгоризонт (красилівський) датований у розрізі Бояничі 15,8±1,5 тис. р. т. [361]. З красилівського підгоризонту відкриваються найбільші у плейстоцені ППЖЛ [29, 167, 279, 331], так само як із ґрунту «L₁S₁» (шар 2) у вивчених нами розрізах.

У розрізах Центральної України бузький лес перекривається дофінівським кліматолітом [84], який у розрізі Пирогово датований 17,5±1,6 тис. р. т. [255]. Загальноприйнятою є думка про кореляцію дофінівського кліматоліту із рівненським підгоризонтом, а красилівського – із середньопричорноморським субкліматолітом [39, 159, 369]. Враховуючи численні датування рівненського і красилівського підгоризонтів у Західній Україні та дофінівського у Центральній Україні питання кореляції цих стратиграфічних одиниць досить проблематичне, що зазначалося вже раніше [332]. По-перше, численні дати дофінівського кліматоліту у розрізах Східної та Південної України коливаються у межах 15–18 тис. р. т. [95, 96, 298], що відповідає датам красилівського підгоризонту [283, 284, 361, 372], однак не рівненського, який видається дещо давнішим і датується переважно 19–23 тис. р. т. [42, 283, 361, 372].

По-друге, середньопричорноморський субкліматоліт, корелюється з інтерстадіалами белінг-алеред [96, 159], утворення яких зафіксовано стратиграфічно вище у вивчених нами (Брищі, Острог) та інших розрізах Західної України [366]. При цьому, вік заповнювача ППЖЛ, яка відкривається із красилівського підгоризонту, відповідає віку ранньопричорноморського лесу [284]. Таким чином, красилівський підгоризонт однозначно давніший від інтерстадіалів белінг-алеред.

З великою обережністю можна припустити, що красилівський і рівненський підгоризонти можна скорелювати із дофінівським кліматолітом наступним чином: «df₁» – рівненський підгоризонт; «df₃» – красилівський підгоризонт. Вірогідно, дофінівський кліматоліт у розрізах Західної України представлений утвореннями різних інтерфазіалів / інтерстадіалів. Однак, доведення або спростування такої кореляції потребує окремих детальних досліджень ЛГР у різних регіонах.

4.3.3. Педокомплекс II

Коршівський ґрунтовий комплекс – це інший важливий стратиграфічний маркер в ЛГР Західної України, який включає верхній чорноземний та нижній бурий лесивований ґрунт [22, 30, 176, 283, 373]. Локально між ґрунтами зустрічається лесовий прошарок [233, 372]. Кореляція Педокомплексу II і коршівського ґрунтового комплексу у розрізах Новий Тік і Коршів є беззаперечною. Зокрема, Педокомплекс II включає верхній чорноземний ґрунт, розбитий щільною мережею морозобійних тріщин, а також нижній бурий лесивований ґрунт. Як і в розрізі Коршів [283], нижній ґрунт Педокомплексу II характеризується помітним гумусовим горизонтом, який зустрічається не всюди. Вважається, що коршівський ґрунтовий комплекс сформувався упродовж MIS 7 [30]. У Центральній Україні із MIS 7 корелюють потягайлівський кліматоліт [96, 98, 307], який визначають як перший ґрунтовий комплекс під горизонтом дніпровської морени [80, 307]. Потягайлівський педокомплекс у розрізах В'язівок-4 [94] і Старі Кайдаки [300] репрезентує аридизацію і деградацію лісової рослинності до кінця теплого етапу. Педокомплекс II у розрізі Новий Тік включає два полігенетичні ґрунти («S₂-I» і «S₂-II») і лесовий прошарок між ними (шар «S₂L₁»), які відповідно позначено як «pt₃» і «pt₁» для ґрунтів, а також «pt₂» для лесового прошарку.

4.3.4. Лес II

Еродований Лес II у розрізі Новий Тік відповідає потужному лесовому горизонту («L2» відповідно до [254]) між горохівським і коршівським педокомплексами у Західній Україні. Плікативно деформований рівень оглеєння (тернопільський підгоризонт), відкритий у нижній частині «L2», у розрізах Коршів і Бояничі датовано 159 ± 53 тис. р. т. [283, 361]. Схожий глейовий ґрунт (шар 13b), розкритий у розрізі Новий Тік, вірогідно відповідає тернопільському підгоризонту. Потужний лес між кайдацьким і потягайлівським кліматолітами у Центральній Україні позначено як дніпровський кліматоліт [80, 96]. У Північній Україні лес включає горизонт морени, який вважають стратиграфічним маркером [81, 307]. Вірогідно, Лес II у розрізі Новий Тік відповідає дніпровському кліматоліту.

Палеонтологічний матеріал із алювіальних відкладів розрізу Боремель дозволяє датувати алювій, який залягає під Педокомплексом I. За визначенням Б. Рідуша верхні зуби *Equus ferus* могли належати коням, які проживали упродовж MIS 6 або MIS 7.

4.3.5. Педокомплекс III, Лес III і IV

Перший викопний ґрунт під коршівським педокомплексом у Західній Україні є луцький ґрунт [22]. Педологічні особливості луцького ґрунту дуже схожі до таких у Педокомплексі III у розрізі Новий Тік: ґрунти інтенсивніше опідзолені та із менш виразним гумусовим горизонтом, ніж коршівський ґрунт. Луцький ґрунт раніше було скорельовано із MIS 9 [233, 376, 377].

У Центральній Україні із MIS 9 скорельовано верхньозавадівський субкліматоліт («zv₃») [96, 98, 307]. Субкліматоліт «zv₃» включає два ґрунти: верхній чорноземний і нижній лісовий. Ґрунтова сукцесія Педокомплексу III у розрізі Новий Тік є подібною до такої у субкліматоліті «zv₃», проте верхній ґрунт у розрізі Новий Тік менш виражений. Лес IV, який підстеляє Педокомплекс III, вірогідно, відповідає лесовому субкліматоліту «zv₂» у Центральній Україні [89,

307]. Таким чином, Лес III, вірогідно, корелюється із орільським кліматолітом, який відокремлює верхньозавадівський і потягайлівський педокомплекси [80, 98, 310].

На основі вище викладеного запропоновано наступну кореляцію вивчених розрізів із регіональною стратиграфічною схемою Західної України [22, 251, 369] і стратиграфічною схемою НСК України [84] та її модифікованого варіанту [96, 159], відображену на рис. 4.13. Це дає змогу скорелювати основні стратиграфічні одиниці вивчених розрізів із кривою LR04 [378] (рис. 4.14).

4.4. Розріз Дерев'янче

4.4.1. Стратиграфічне розчленування розрізу Дерев'янче

Аналогів більшості стратиграфічних одиниць розрізу Дерев'янче не знайдено в інших ЛГР Волинської височини, що актуалізує його окремий аналіз. Всього у розрізі виділено 12 шарів, об'єднаних у чотири основні стратиграфічні підрозділи: два педокомплекси і два лесових горизонти, коротку характеристику яких подаємо нижче (рис. 4.15).

Лес DL-I (шари D1–D5) включає три лесових (D1, D3, D5) і два ґрунтових (D2, D4) підгоризонти. Верхній *лесовий підгоризонт* (D1) двочленний: D1a – типовий палевий карбонатний лес із голоценовими біотурбаціями; D1b – буруватий карбонатний лес із плямами оглеєння, тріщинами усихання і включеннями артефактів верхнього палеоліту (Додаток Г.13.6). *Середній лесовий підгоризонт* (D3), потужністю всього 0,1 м, деформований кріотурбаціями або соліфлюкцією, розділяє два ґрунти холодних фацій. *Нижній лесовий підгоризонт* (D5) інтенсивно деформований соліфлюкційними текстурами, оглеєний і карбонатний (Додаток Г.13.2). З підшви горизонту відкриваються ПГЖ, глибиною до 1,7 м.

У середині Лесу D-I виділяється два ґрунтових підгоризонти. *Верхній ґрунт* (D2) інтерпретовано як бурий оглеєний, інтенсивно кріотурбований, із кріогенною плитчастою структурою і неповносітчастими посткріогенними текстурами (Додаток Г.13.6). У напрямку палеосхилу ґрунт переходить у шаруватий педоседимент.

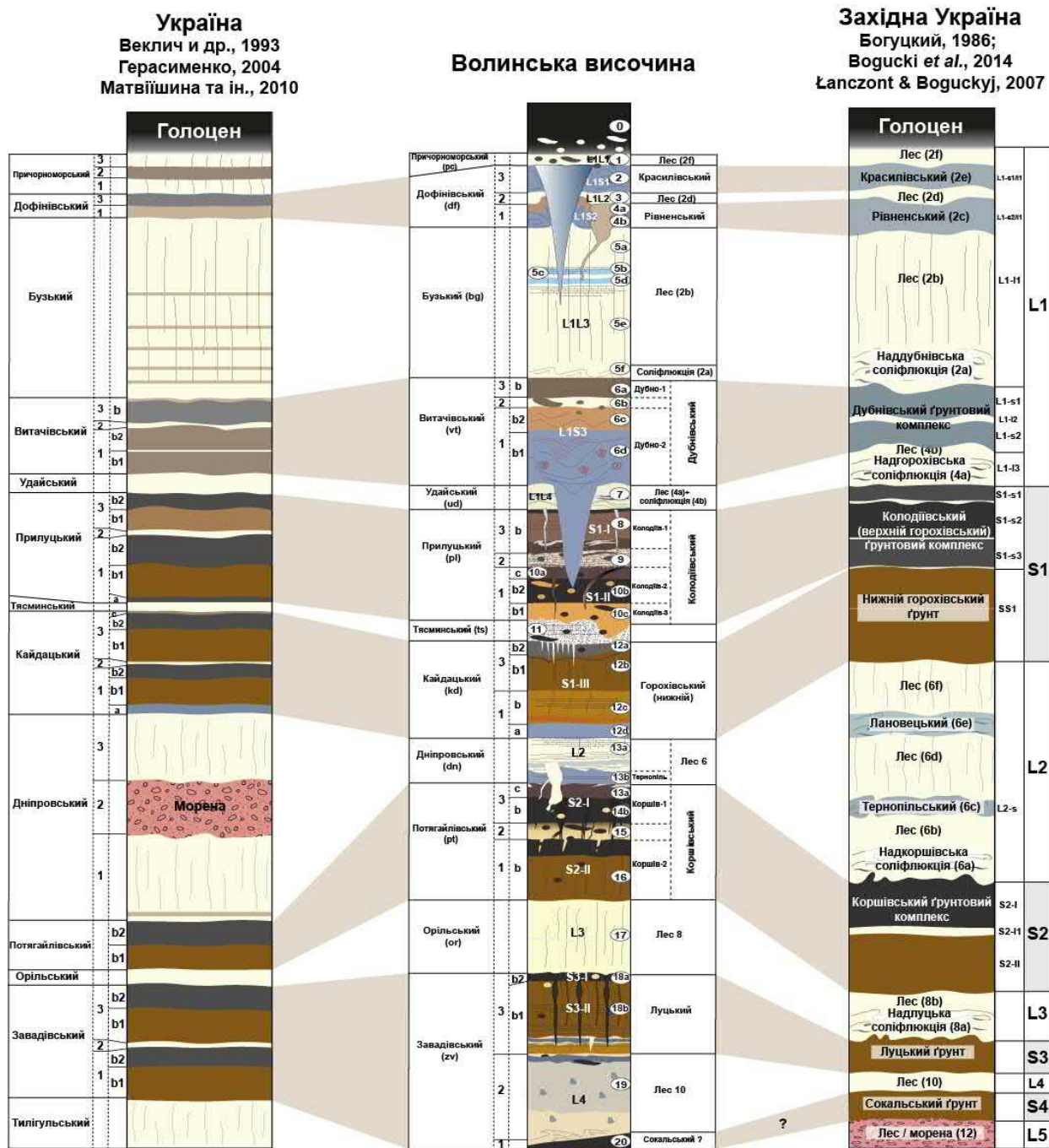


Рис. 4.13. Кореляція синтетичного лесово-грунтового розрізу Волинської височини зі стратиграфічними схемами Західної України і з модифікованим варіантом схеми НСК України.

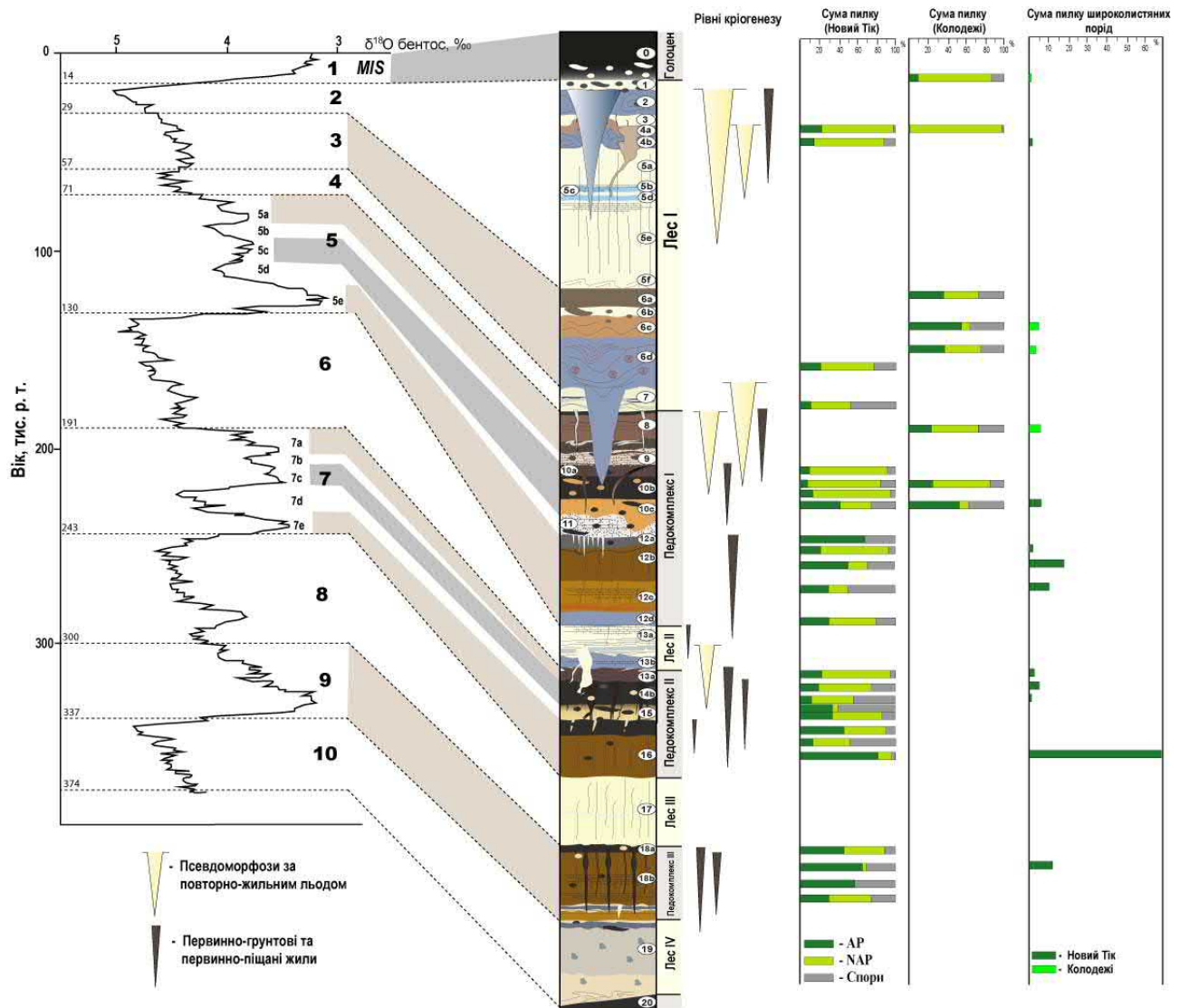


Рис. 4.14. Пропонована кореляція синтетичного розрізу лесово-грунтових відкладів Волинської височини із кривою LR04.

Нижній ґрунт (D4) визначено як тундроглей, порушений кріотурбаціями, які утворюють по верхній межі текстури псевдонодулів (Додаток Г.13.2). Ґрунт дуже карбонатний і озалізнений, карбонати підкреслюють неповносітчасті посткриогенні текстури.

Педокомплекс DS-I (шари D6-D8) включає три накладених один на одного лісових ґрунти.

Верхній ґрунт (шар D6) інтерпретовано як сірий опідзолений оглесний (Додаток Г.13.1; 4). В його гор. NEgl фіксуються плитчаста структура і рясні Fe-Mn

новоутворення. На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий тріщинами на блоки, у яких зустрічаються «відмиті» від плазми мікрозони. Ґрунтова маса помітно гумусована: переважно темний мулевий гумус (Додаток Д.14.2). Плазма ізотропна, мікрозональна за вмістом дисперсного заліза. Фіксуються вугілля (Додаток Д.14.3) і рясні Fe-Mn новоутворення (Додаток Д.14.1). В гор. Iegl(h) з'являється горіхувата структура, сизі плями оглеєння, дендрити мангану і поодинокі кротовини. На мікрорівні ґрунтовий матеріал розбитий каналоподібними порами і тріщинами на блоки. У горизонті зростає кількість глинистих кутан ілювіювання із домішкою гумусу (Додаток Д.14.4), подекуди складної багатофазної будови (Додаток Д.14.5).

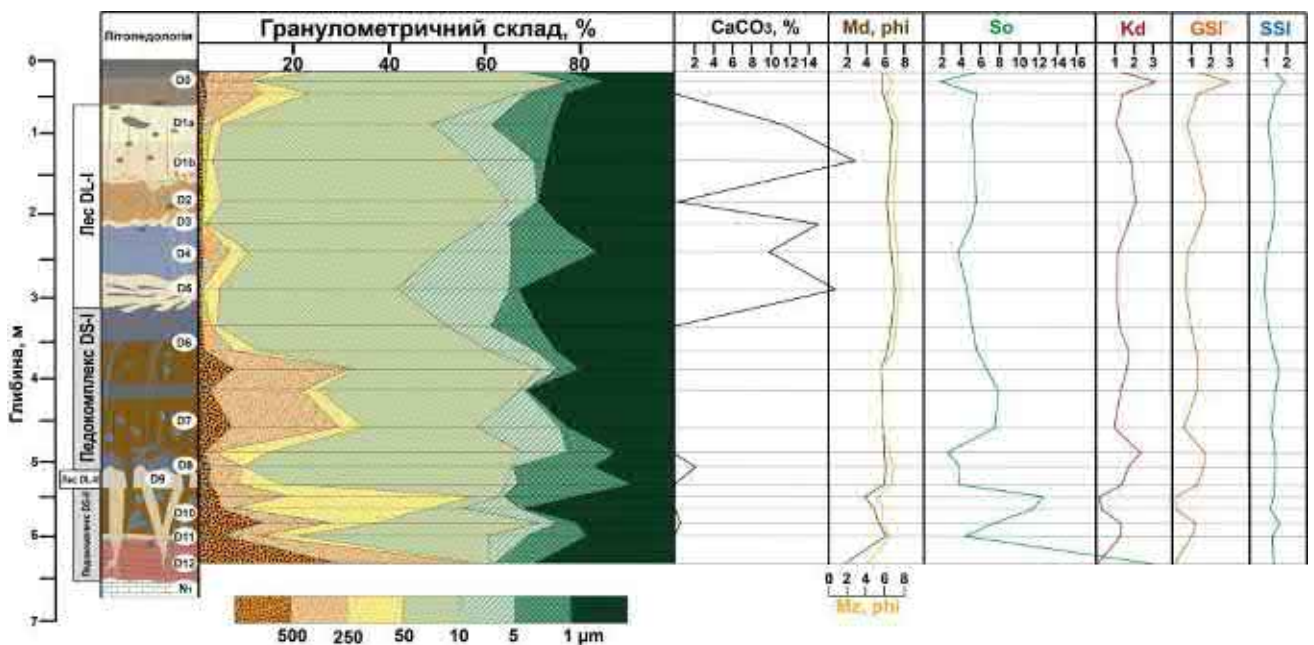


Рис. 4.15. Гранулометричний склад відкладів розрізу Дерев'янке.

Середній ґрунт (шар D7) інтерпретовано як бурий лесивований важкосуглинковий зі збільшеним вмістом піску (25,3–34,6 %). З кривлі ґрунту відкриваються ПГЖ, глибиною до 1 м. NEgl/I гор. виділяється за зростанням гумусованості і присипки SiO₂, проте за всіма іншими параметрами він подібний до ілювіального горизонту верхнього ґрунту (Додаток Г.13.4). Первинний гумусовий горизонт краще ідентифікується на мікрорівні за помітною мікроагрегованістю ґрунтової маси в округлі мікроагрегати I–II порядків, в т. ч.

копрогенного походження (Додаток Д.14.8), появою біогенних пор і зростанням вмісту мулевого гумусу. Уздовж пор зустрічаються смуги збіднені на плазму або ж вторинні мікросхаруваті глинисті кутани ілювіювання з домішкою гумусу (Додаток Д.14.7).

Горіхувата структура в гор. Iegl переходить у горіхувато-призматичну в гор. I(gl). В останньому з'являються карбонатні нодулі (до 4 см в діаметрі). На мікрорівні горизонти характеризуються структурою розтріскування (Додаток Д.14.10) і зростанням кількості залізо-глинистих кутан ілювіювання (Додаток Д.14.11), асимільованих у блокові мікроагрегати в гор. I(gl) (Додаток Д.14.12).

Нижній ґрунт (шар D8) виявлено тільки у розчистці №1 (Додаток Г.13.1), де він представлений інтенсивніше гумусованою частиною ілювіального горизонту середнього ґрунту, деформованою кріотурбаціями і неповносітчастою посткріогенною текстурою. Крім того, цей прошарок інтенсивніше оглеєний, карбонатний і з його кривлі відкриваються вузькі ПГЖ, глибиною до 1,1 м. Вірогідно, вище згаданий шар доцільно визначати як гор. HGLe/I псевдоглею, гор. EGLh якого накладено на лесоподібний прошарок (D9). На мікрорівні у гор. HGLe/I простежується зростання вмісту бурого мулевого гумусу (Додаток Д.14.15), концентрованого у пластівцях і згустках. Уздовж тріщин і каналоподібних пор фіксуються смуги «відмиті» від плазми. З'являються карбонати у формі гіпокутан і ризолітів (Додаток Д.14.14).

Лес DL-II (D9), потужністю всього 0,3 м, оглеєний, деформований кріотурбаціями, пронизаний сітчастими посткріогенними текстурами, із карбонатними нодулями. З його підшви відкриваються ПГЖ глибиною до 1,5 м, заповнені лесом (Додаток Г.13.3). На мікрорівні лес неагрегований або розбитий тріщинами на плитчасті мікроагрегати (Додаток Д.14.18), відносно збіднені на плазму. Помітно зростає кількість Fe-Mn новоутворень (Додаток Д.14.17), подекуди зустрічаються карбонатні нодулі і педорелікти (Додаток Д.14.16).

Педокомплекс DS-II (шари D10-D12) включає бурий лесивований ґрунт зверху і педоседимент червонуватого забарвлення (Додаток Г.13.1; 5).

Верхній ґрунт (D10) слабо диференціюється на генетичні горизонти Ehgl/I та Iegl, у верхньому з яких зростає вміст піску (57,9 %), з'являються плями SiO₂ і плями оглеєння за ходами давніх коренів. На мікрорівні матеріал помітно збіднений на плазму, особливо уздовж тріщин та пор. Присутні ознаки паралельно-волокнистої (Додаток Д.14.20), навколопорової і навколоскелетної оптичної орієнтації гумусово-глинистої плазми. В гор. Iegl зростає вміст мулу (31,9 %), властива горіхувато-призматична структура. На мікрорівні матеріал мікрозональний за вмістом заліза – навколо пор потужні гіпокутани (Додаток Д.14.21). Різко зростає кількість кутан ілювіювання двох генерацій: рання – залізо-глинисті кутани, переважно у внутрішньоагрегатних порах; пізня – залізо-глинисті кутани із помітною домішкою гумусу та пилюватих зерен скелету, переважно у міжагрегатних тріщинах і порах (Додаток Д.14.22).

Нижній ґрунт (D12) – це педоседимент червонуватого кольору (у розчистці №1 – темно-червоного), який залягає на покрівлі сарматських вапняків. У горизонті зростає вміст грубого піску (29,6 %). Місцями він шаруватий, із рясними новоутвореннями мангану і карбонатними нодулями. На мікрорівні коломорфні озалізовані глини цементують запіщанений ґрунтовий матеріал (Додаток Д.14.24). Місцями між верхнім ґрунтом і педоседиментом простежується лесоподібний прошарок (D11), з якого відкриваються дрібні тріщини (усихання ?).

4.4.2. Кореляція розрізу Дерев'янче із розрізами інших регіонів

Присутність у шарі D1 артефактів верхнього палеоліту дозволяє скорелювати його із бузьким кліматолітом. Кореляція інших стратиграфічних одиниць досить проблематична, оскільки їх аналогів у розрізах Волинської височини ми не знаходимо. Це дозволяє припустити давність педокомплексів DS-I та DS-II. Це підтверджують яскраві червонуваті тони забарвлення педоседименту D12, що не властиво для ґрунтів середнього і верхнього неоплейстоцену Волинської височини. З іншого боку, червонуваті тони забарвлення педоседиментів могли бути наслідком хімічного вивітрювання вапняків. Таким чином, корелювати розріз Дерев'янче за

умови відсутності надійних стратиграфічних маркерів досить складно, а запропонована нами нижче кореляція потребує подальшого уточнення. Однак, унікальність розрізу у досліджуваному регіоні не дозволяє залишити його поза увагою.

Попередньо корелюємо нижній педокомплекс (DS-II) із мартоносським кліматолітом у розрізах Середнього Придніпров'я, у яких простежується його трьохчленна будова: нижній лісовий ґрунт теплих фацій, середній – червоночорний, найінтенсивніше гумусований; верхній – лісовий ґрунт помірного клімату [203, 307, 321], позначені як «mг_{1b1}», «mг_{1b2}», «mг_{3b}» відповідно до [96]. У розрізі Дерев'янче Педокомплекс DS-II включає тільки два ґрунти: верхній бурий лесивований і нижній педоседимент, вірогідно, червонувато-бурого ґрунту. Попередньо корелюємо верхній ґрунт із підетапом «mг_{3b}», а нижній із – «mг_{1b}».

Верхній педокомплекс (DS-I) корелюємо із лубенським кліматолітом у розрізах Середнього Придніпров'я, де він включає два субпедокомплекси, у яких нижні («lb_{1b1}»; «lb_{3b1}») ґрунти лісові, а верхні («lb_{1b2}»; «lb_{3b2}») чорноземоподібні [96, 307, 321]. У розрізах Поділля та Побужжя лубенський педокомплекс характеризується трьохчленною будовою: нижній ґрунт лісовий; середній – чорноземний; верхній – ембріональний [121, 201, 202]. Відсутність у Педокомплексі DS-I чорнозему, який є стратиграфічним маркером лубенського кліматоліту, вірогідно, обумовлено більшим зволоженням Волинської височини порівняно з іншими територіями України, що й могло визначати зміну чорнозему сірим опідзоленим ґрунтом. Таким чином, лесоподібний прошарок DL-II можна корелювати із сульським кліматолітом.

4.5. Розрізи пізньольодовиків'я

4.5.1. Багатошарова археологічна пам'ятка Острів Дубовець

Археологічна пам'ятка знаходиться на підвищенні посеред заплави Ікви. Заплавна фація алювію, місцями порушена морозобійними структурами, на схилах Острова перекривається ґрунтовим комплексом двочленної будови. В інших

розрізах урочища цей педокомплекс відсутній, а голоценові відклади підстиляються верствами еолових пісків або заплавних суглинків (рис. 4.16). Попередньо вік ґрунтового комплексу визначається останніми інтерстадіалами плейстоцену – белінг-алеред.

Доголоценовий вік викопних ґрунтів, підтверджується, по-перше, тим, що вони порушені системою кріотурбацій, ПГЖ та шлірових посткріогенних текстур (Додаток Г.14), які могли утворитися тільки у холодному кліматі. Востаннє такі умови мали місце упродовж стадіалу пізній дріас [96].

По-друге, сліди кріогенної трансформації викопних ґрунтів прослідковуються і на мікрорівні: різноманітні форми сортування піщаних часточок – кластерні, ланцюжкові, кільцеві і концентрації піщинок по стінках каналоподібних пор. Крім цього, мінеральний скелет ґрунтів містить ознаки кріогідратаційного вивітрювання.

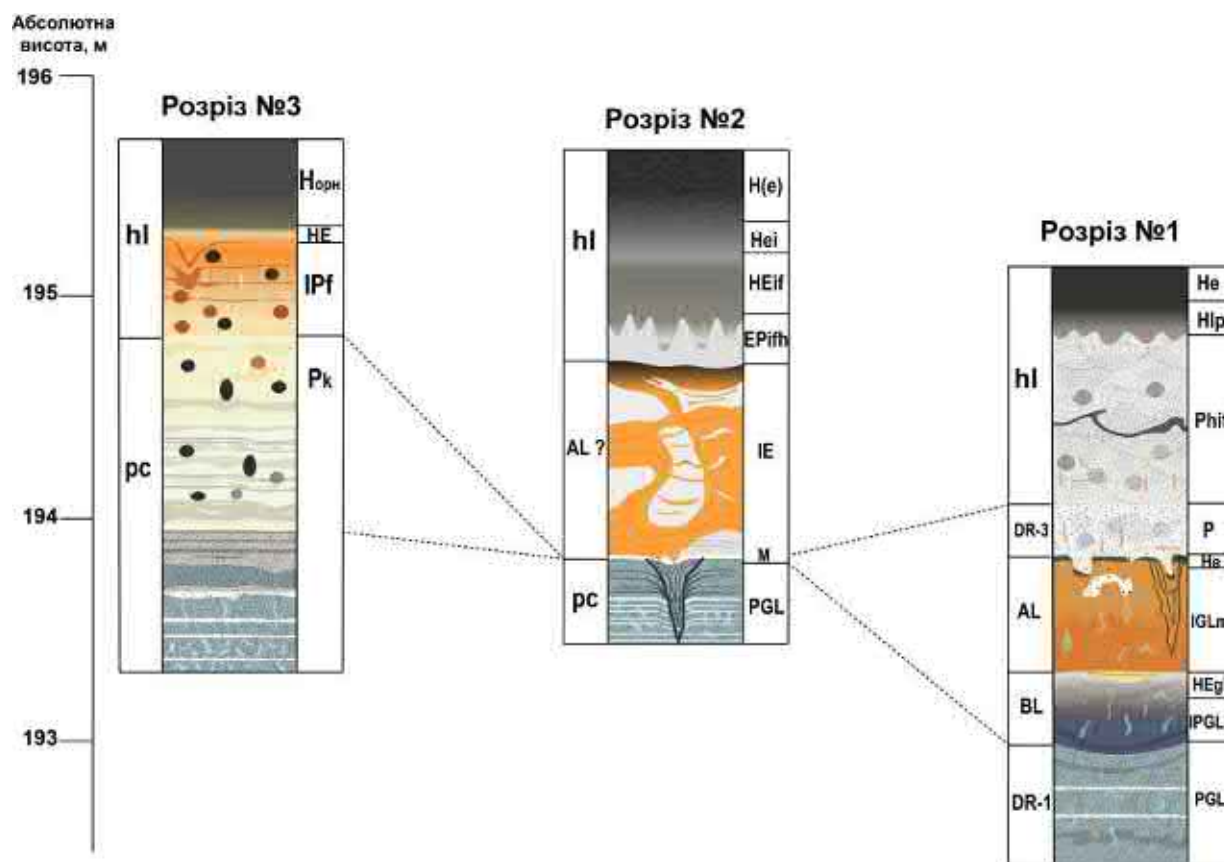


Рис. 4.16. Кореляція розрізів на археологічній пам'ятці Острів Дубовець.

По-третє, навіть найдавніші знахідки у культурному шарі, датовані неолітом (мезолітом ?), залягають вище ґрунтового комплексу і покривного піску, порушеного наймолодшими кріогенними утвореннями [74].

Викопний педокомплекс складається із двох ґрунтів, розділених іноді рівнем кріоструктур і прошарком піску (Додаток Г.14.1). У ґрунтах зникає грубозернистий пісок (рис. 4.17), зростає вміст мулу (до 25 %) і з'являються рясні новоутворення заліза. *Нижній ґрунт (белінг)*, потужністю 0,3 м, інтерпретовано як заплавний псевдооглеєний, диференційований на генетичні горизонти HEgl та IPGLh. На мікрорівні фіксується підвищений вміст диспергованого бурого мулевого гумусу (Додаток Д.15.7), навколоскелетні глинисті плівки і мікрозональність за вмістом дисперсного заліза.

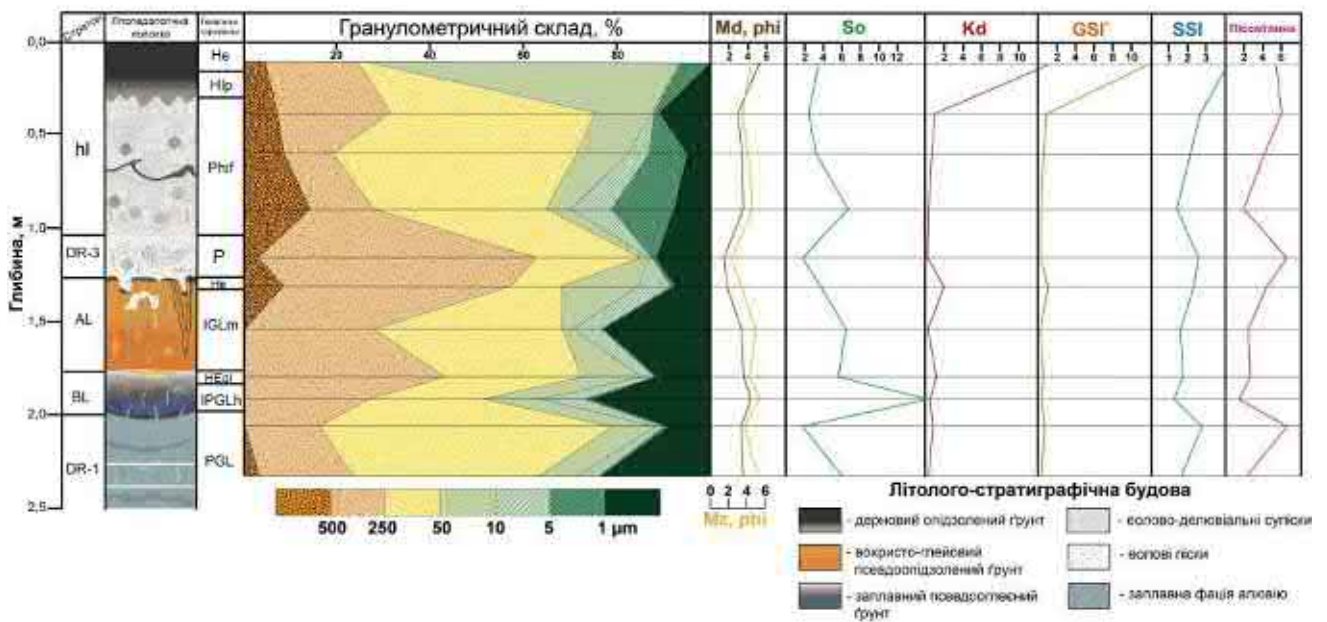


Рис. 4.17. Гранулометричний склад відкладів археологічної пам'ятки Острів Дубовець (розріз №1).

Верхній ґрунт (алеред) краще розвинений і чіткіше диференційований на генетичні горизонти HE та IGLm, у палеозниженнях з'являється гор. Egl. Ґрунт деформований кріотурбаціями двох генерацій (Додаток Г.14): ранньої – дрібні краплиноподібні проникнення гор. HE в IGLm; пізньої – краплино- і кишенеподібні

проникнення покривного піску в ґрунт, а також ізольовані включення піску в ґрунті. В гор. IGLm з'являється горіхувато-призматична структура, а на мікрорівні фіксуються фрагменти залізо-глинистих коломорфних глин (Додаток Д.15.5). Ґрунтовий матеріал цементований дисперними формами заліза (Додаток Д.15.6). В гор. HE скелет характеризується строкатим мінералогічним складом, а ґрунтова маса сильно збіднена на плазму (Додаток Д.15.1).

Таким чином, прошарок білястих пісків, що перекриває викопний ґрунт, сформувався упродовж пізнього дріасу. Вірогідно, пісок має еоловий генезис.

4.5.2. Лесово-ґрунтові розрізи Брищі та Острог

У розрізах Брищі та Острог під голоценовим ґрунтом помітна смугаста товща із так званою «зебристою» текстурою: між ґрунтовими прошарками залягають лінзи неґрунтового лесоподібного або оглеєного матеріалу (Додаток Г.9.4). У ґрунтових прошарках фіксуються вуглефіковані рештки рослин, а в неґрунтових – борошністі карбонати. У розрізі Брищі ця товща заповнює ППЖЛ красилівського часу (Додаток Г.9.3), а в середині полігонів відділена від голоценового ґрунту лесоподібним прошарком потужністю до 0,4 м. Усе це свідчить про доголоценовий вік вище згаданої товщі.

У розрізі Острог смугаста товща, потужністю до 2 м, залягає відразу під глибоким (1,5–2,0 м) полігенетичним голоценовим чорноземом і характеризується численними плямами оглеєння за давніми коренями і дендритами мангану. На мікрорівні в ґрунтових прошарках у біогенних порах зустрічаються мікрошаруваті глинисті кутани ілювіювання (Додаток Д.15.8; 11).

Подібну смугасту товщу у низах або під голоценовим ґрунтом описано у багатьох розрізах Східноєвропейської рівнини [86, 88, 152, 181]. А. Величко і Т. Морозова вважали, що ґрунтовий матеріал, який складає смугасту товщу сформувався упродовж інтерстадіалів белінг-алеред, а сама смугастість є результатом деградації шлірових криогенних текстур [88]. Проте, О. Макеев заперечує таку гіпотезу, він вважає, що смугасті текстури є результатом

перевідкладення лесоподібного матеріалу і синлітогенного ґрунтоутворення на схилах западин в умовах холодного клімату [152].

Отже, попри відмінні погляди на генезу смугастої товщі, різні автори приходять до висновку, що ці утворення є доголоценовими і педогенними. Враховуючи те, що у розрізах Острог і Брищі смугасті товщі досить потужні, припускаємо, що вони могли сформуватися упродовж інтерстадіалів белінг-алеред.

Висновки до розділу 4

1. У досліджених ЛГР Волинської височини виділено 20 горизонтів, згрупованих у три педокомплекси і чотири лесових горизонти. Педокомплекс III включає два ґрунти, розділені рівнем кріогенезу; Педокомплекс II – два полігенетичні ґрунти, розділені прошарком лесоподібного суглинку. Педокомплекс I характеризується найскладнішою будовою і латеральною відмінністю. У найповніших розрізах він диференційований на три окремих субпедокомплекси, розділені неґрунтовими прошарками і рівнями кріогенезу. Серед лесових горизонтів найскладніше побудованим є Лес I, який стратифікований на чотири лесових і три ґрунтових підгоризонти. При цьому нижній ґрунт («L₁S₃») місцями формує педокомплекс.

2. На основі педологічних, палінологічних і кріолітологічних даних вивчені розрізи порівняно із датованими і стратифікованими розрізами Волинської височини і Центральної України, що дозволило скорелювати виділені стратиграфічні одиниці із регіональною і національною стратиграфічними схемами плейстоцену України, а на основі цього із глобальною киснево-ізотопною шкалою. Запропоновано таку кореляцію: Педокомплекс III відповідає луцькому ґрунту і верхньозавадівському субкліматоліту; Педокомплекс II – коршівському ґрунтовому комплексу і потягайлівському кліматоліту; Педокомплекс I – горохівському ґрунтовому комплексу і кайдацькому, тясминському та прилуцькому кліматолітам. Тобто, у розрізах виявлено лесово-ґрунтові утворення від першої до десятої морської киснево-ізотопної стадії.

3. Більшість стратиграфічних одиниць у розрізі Дерев'янче не мають своїх аналогів в інших розрізах Волинської височини, що дає змогу припустити їх давній вік. У розрізі виділено два лесових горизонти і два педокомплекси. Попередньо нижній педокомплекс скорельовано із мартоносським кліматолітом, а верхній – із лубенським. Присутність артефактів верхнього палеоліту у першому від поверхні лесовому шарі (D1) дозволяє надійно корелювати його із бузьким кліматолітом.

4. На археологічній пам'ятці Острів Дубовець над заплавною фацією алювію виділено два порушені кріотурбаціями ґрунти, сформовані упродовж інтерстадіалів белінг-алерд. У розрізах Брищі та Острог утворення цього часу представлені смугастою товщею педоседиментів, які включають прошарки або лінзи світлого лесоподібного матеріалу. Вірогідно, товща педоседиментів утворилася шляхом синлітогенного ґрунтоутворення у прохолодних умовах.

РОЗДІЛ 5

КОРОТКОПЕРІОДИЧНА ЕТАПНІСТЬ ПЛЕЙСТОЦЕНУ, ВІДОБРАЖЕНА В УТВОРЕННЯХ ЛЕСОВО-ГРУНТОВИХ РОЗРІЗІВ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

5.1. Ранній неоплейстоцен

Ранній неоплейстоцен у схемі палеоетапності антропогену України включає мартоносський, сульський, лубенський і тилігульський етапи [84]. На досліджуваній території утворення раннього неоплейстоцену виявлено тільки в розрізі Дерев'янче (див. розділ 4.4.). Хронологічні рамки етапів подано за [96], проте відповідно до останніх дискусій стосовно положення палеомагнітної границі Матуяма-Брюнес у розрізах України, наведені хронологічні рамки мартоносського етапу, вірогідно, задавлені [320]. Узагальнену схему палеогеографічних реконструкцій для раннього неоплейстоцену подано на рис. 5.1.

5.1.1. Мартоносський етап (780–650 тис. р. т.)

У розрізі Дерев'янче утворення раннього підетапу «**mr₁**» представлені педоседиментами, вірогідно, червонувато-бурих ґрунтів. Поряд зі значною запіщаненістю педоседиментів, вони характеризуються високим вмістом мулу, що може свідчити про активні процеси хімічного вивітрювання у цей час. У пізній підетап «**mr₃**» під лісовою рослинністю вологого помірного клімату формувалися бурі лесивовані оглеєні ґрунти. За кутанним комплексом ґрунту вдається реконструювати дві фази розвитку ілювіальних процесів. У ранню фазу домінували ілювіально-залізисті та ілювіально-глинисті процеси незначної інтенсивності. У пізню фазу зроста інтенсивність процесів транслокації пилюватих часточок і сполук гумусу. Останнє може відображати певну активізацію гумусонакопичення. У фінальну фазу формування ґрунту, ймовірно, мало місце поверхнєве оглеєння, яке додатково посилює елювіальні процеси.

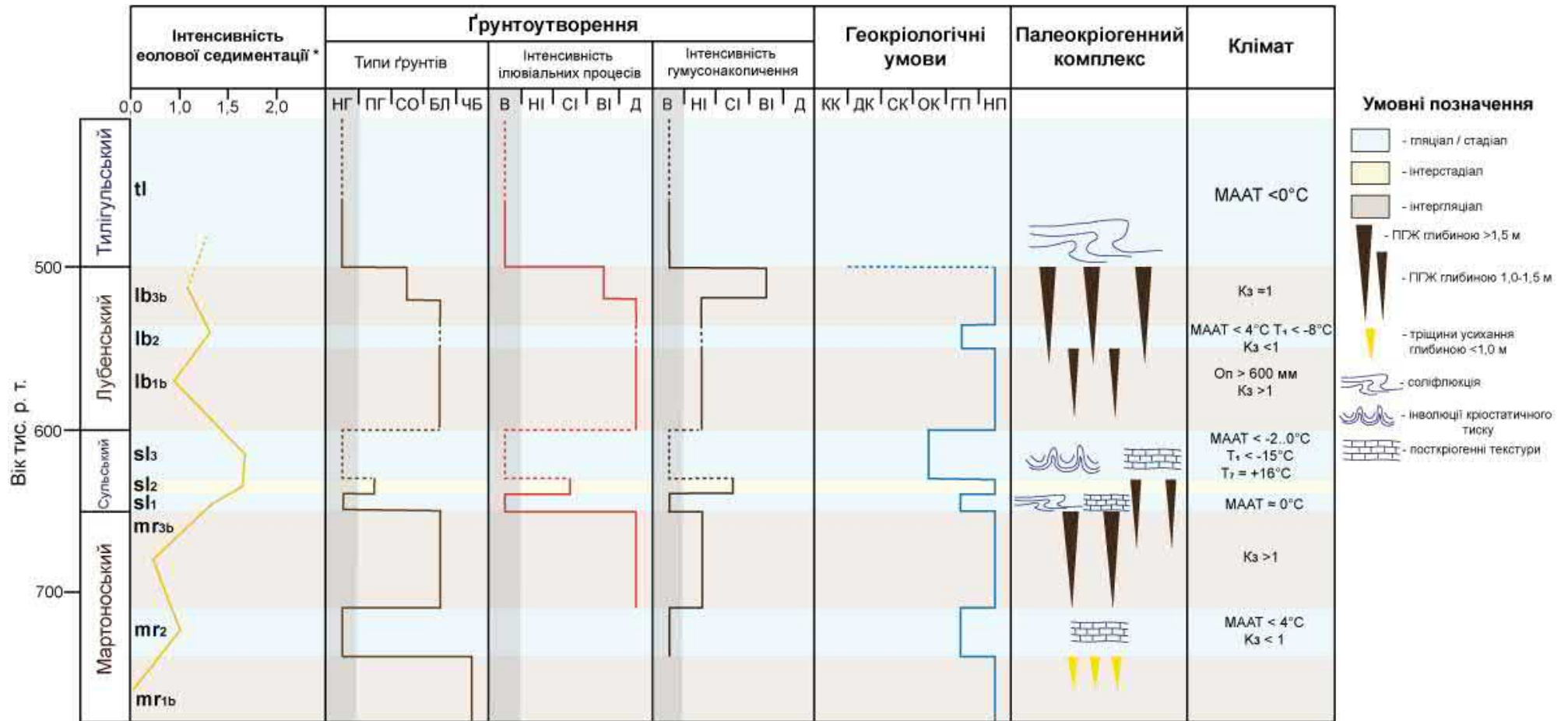


Рис. 5.1. Палеогеографічні реконструкції раннього неоплейстоцену. *Інтенсивність еолової седиментації подано у показнику GSI. Типи ґрунтів: НГ – неґрунтові відклади; ПГ – псевдоглей; СО – сірий опідзолений; БЛ – бурий лесивований; ЧБ – червонувато-бурий. Інтенсивність ілювіальних процесів та гумусонакопичення: В – відсутні; НІ – низької інтенсивності; СІ – середньої інтенсивності; ВІ – високої інтенсивності; Д – домінуючі. Геокріологічні умови: КК – континуальна криолітозона; ДК – дискретна криолітозона; СК – спорадична криолітозона; ОК – острівна криолітозона; ГП – глибоке сезонне промерзання; НП – неглибоке сезонне промерзання. Клімат: МААТ – середньорічна температура повітря; T₁ – середня температура найхолоднішого місяця; T₇ – середня температура найтеплішого місяця; Оп – середньорічна кількість опадів; Кз – коефіцієнт зволоження.

За освітленим прошарком між верхнім та нижнім ґрунтами, до якого приурочені дрібні тріщини (усихання ?), фіксується прохолодний і посушливий підетап «**mr₂**».

5.1.2. Сульський етап (650–600 тис. р. т.)

В сульський етап сформувався малопотужний горизонт оглеєних лесоподібних суглинків, сильно змінених вторинними процесами педогенезу (псевдооглеєння). Вираженість на мікрорівні педореліктів свідчить про активність делювіальних процесів, а велика кількість Fe-Mn новоутворень із різкими межами – про контрастний режим зволоження. Важкий гранулометричний склад мартоносських ґрунтів призводив до стояння вологи й розвитку процесів оглеєння. На схилах мали місце слабкі соліфлюкційні процеси. Палеокріогенний комплекс сульського часу (соліфлюкція, ПГЖ, посткріогенні текстури) не містить впевнених ознак існування багаторічної мерзлоти і дає змогу реконструювати середньорічні температури близькі до 0°C.

Лесоподібний прошарок сульського часу (шар D9) і перекриваючий його ґрунт (шар D8) деформовані потужними кріотурбаціями у вигляді асиметричних хвиль висотою до 0,5 м. Із кривлі шару D8 відкривається мережа ПГЖ. Такий палеокріогенний комплекс міг сформуватися у суворох кліматичних умовах, що не були раніше реконструйовані для лубенського часу на території України. Це наводить на думку, що описаний ґрунт, інтерпретований як псевдоглей, міг сформуватися під час інтерстадіалу усередині сульського етапу «**sl₂**», виділеного в інших розрізах України [96].

У пізньому підетапі «**sl₃**» могла існувати острівна багаторічна мерзлота, а лесоподібний прошарок, який можливо тоді сформувався, був повністю змінений процесами педогенезу у лубенський час. Про первинне накопичення еолового пилу свідчать підвищені значення індексів Kd та GSI. Існує думка про те, що у цей час льодовик міг просуватися на південь аж до передгір'я Карпат, займаючи крайню західну частину Волинської і Люблінську височину [309].

5.1.3. Лубенський етап (600–500 тис. р. т.)

Лубенський кліматоліт складається з двох ґрунтів, вірогідно, різних підетапів. У ранній підетап «**lb₁**» формувалися бурі лесивовані ґрунти зі слабо розвиненим гумусовим горизонтом, однак мікроморфологічні дослідження відображають помітні (краще виражені, ніж у мартоноському ґрунті) процеси гумусонакопичення та біогенної агрегації в гор. HEgl/I. Проте, домінуючими у педогенезі були ілювіально-залізисті та ілювіально-глинисті процеси. Макро- та мікроморфологічні дані ґрунту свідчать, що у ранній підетап панували гумідні умови помірного клімату із контрастним режимом зволоження, а підвищений вміст піщаної фракції – про педогенез в умовах повільного осадонакопичення.

У пізній підетап «**lb₃**» дещо зросла континентальність клімату, що позначилося у формуванні сірих опідзолених ґрунтів. За мікроморфологічними даними у формуванні ґрунтів виділяються щонайменше дві фази педогенезу. У ранню, очевидно, більш вологу фазу, домінували ілювіально-залізисті та ілювіально-глинисті процеси, тоді як у пізню фазу – ілювіально-гумусові. Це свідчить про первинний розвиток ґрунту як бурого лесивованого, а в подальшому – сірого опідзоленого, що фіксує поступову аридизацію клімату до кінця підетапу. На основі підвищеного вмісту піску та індексу SSI, вірогідно, у ранню фазу розвитку ґрунту ще були активними процеси делювіального осадонакопичення. Більшість ознак оглеєння інтерпретуємо як вторинні. Відсутність у лубенський час чорноземів на цій території, описаних в інших розрізах України [81, 158, 200, 253], вірогідно обумовлена більшою зволоженістю клімату Волинської височини.

За ПГЖ, що відкриваються із кривлі нижнього лубенського ґрунту, виділяємо холодний підетап «**lb₂**».

5.1.4. Тилігульський етап (500–410 тис. р. т.)

Утворення тилігульського часу представлені денудованим оглеєним дуже карбонатним лесоподібним суглинком, деформованим соліфлюкційними текстурами, які, вірогідно, репрезентують початок тилігульського етапу. На

початку тилігульського часу формувалися ПГЖ, активними були соліфлюкційні процеси та відбувався кріогенний метаморфізм верхнього лубенського ґрунту, який позначився в його оглеєнні, дезагрегації, сортуванні і кріогідратаційному вивітрюванні мінерального скелету. Останнє, вірогідно, обумовило зростання у верхньому ґрунті вмісту пилуватої і зменшення – піщаної фракції. Усе це свідчить про холодний та вологий клімат.

Матеріали інших дослідників показують, що західну частину Волинської височини у максимум зледеніння займав язик льодовика, який просувався на південь до передгір'я Карпат [22, 102, 309]. Талі льодовикові води стікали по річкових прадолинах Луга-Липа та Луга-Чорногузка у долину Стиру [21]. Не виключено, що в умовах близькості льодовика на досліджуваній території могла існувати багаторічна мерзлота.

5.2. Середній неоплейстоцен

До середнього неоплейстоцену входять два теплих (завадівський і потягайлівський) та холодних (орільський і дніпровський) етапи [96, 159, 307], які відповідають MIS 11–6. Відповідно до власних досліджень і згаданих вище джерел кайдацький і тясминський етапи розглядаємо у складі пізнього неоплейстоцену. Хронологічні рамки етапів визначено на основі кореляції ЛГР Волинської височини із кривою LR04 [378]. Верхню межу MIS 9, яка відповідає пізньозавадівському підетапу, визначено відповідно до [419]. Узагальнену схему палеогеографічних реконструкцій середнього неоплейстоцену подано на рис. 5.2.

5.2.1. Завадівський етап (424–277 тис. р. т.)

Ґрунти ранньозавадівського підетапу «zv₁» (424–374 тис. р. т.), які відповідають сокальському ґрунту в регіональній стратиграфічній схемі [22], у вивчених нами розрізах відсутні. Виходячи із літературних даних у ранньозавадівський час на цій території формувалися бурі лесивовані ґрунти [283,

367]. В області Малого Полісся поширювалися сосново-широколистяні ліси із домішкою третинних реліктів [8].

У середньозавадівській час «zv₂» (374–337 тис. р. т.) сформувалася пачка оглеєних лесоподібних суглинків потужністю до 1,2–1,4 м. На початку підетапу на схилах розвивалися соліфлюкційно-делювіальні процеси. Інша фаза активного делювіального осадонакопичення фіксується наприкінці підетапу.

Глейовий підгоризонт, виявлений усередині лесу, може фіксувати рівень ініціального педогенезу за тундроглейовим типом, тобто фазу зниження інтенсивності еолової акумуляції пилу, а, можливо, і незначне потепління інтерстадіального рангу. Тундроглейовий шар зазнав кріотурбацій, вірогідно, у процесі педогенезу. Кріогенних утворень безпосередньо у лесоподібному суглинку не виявлено, проте зафіксовано численні мікроскопічні ознаки активних процесів кріогенезу, особливо у другій половині підетапу: кріогенне сортування та вимерзання мінерального скелету, кріогідратаційне вивітрювання, кріогенне оструктурення та формування тонких лінзочок льоду.

Наприкінці підетапу поширювалися бореальні ландшафти із контрастними умовами зволоження: на фоні різнотравно-злакових степів із високою участю ксерофіту ефедри існували окремі масиви ялиново-соснових лісів із розвиненим папоротевим покривом (рис. 5.3). Для кінця підетапу за палінологічними даними реконструюються такі кліматичні параметри: МААТ – +2,6°C, T₁ – -14,5°C, T₇ – +16,9°C, кількість опадів – 650 мм (рис. 5.2). Це свідчить про виражену сезонність у кліматі та, вірогідно, інтенсивні літні опади.

Пізній підетап «zv₃» (337–277 тис. р. т.) характеризувався значними осциляціями клімату, що відобразилися у ландшафтних змінах на досліджуваній території. На початку підетапу активні делювіальні процеси спричинили накопичення у зниженнях рельєфу педоседиментів.

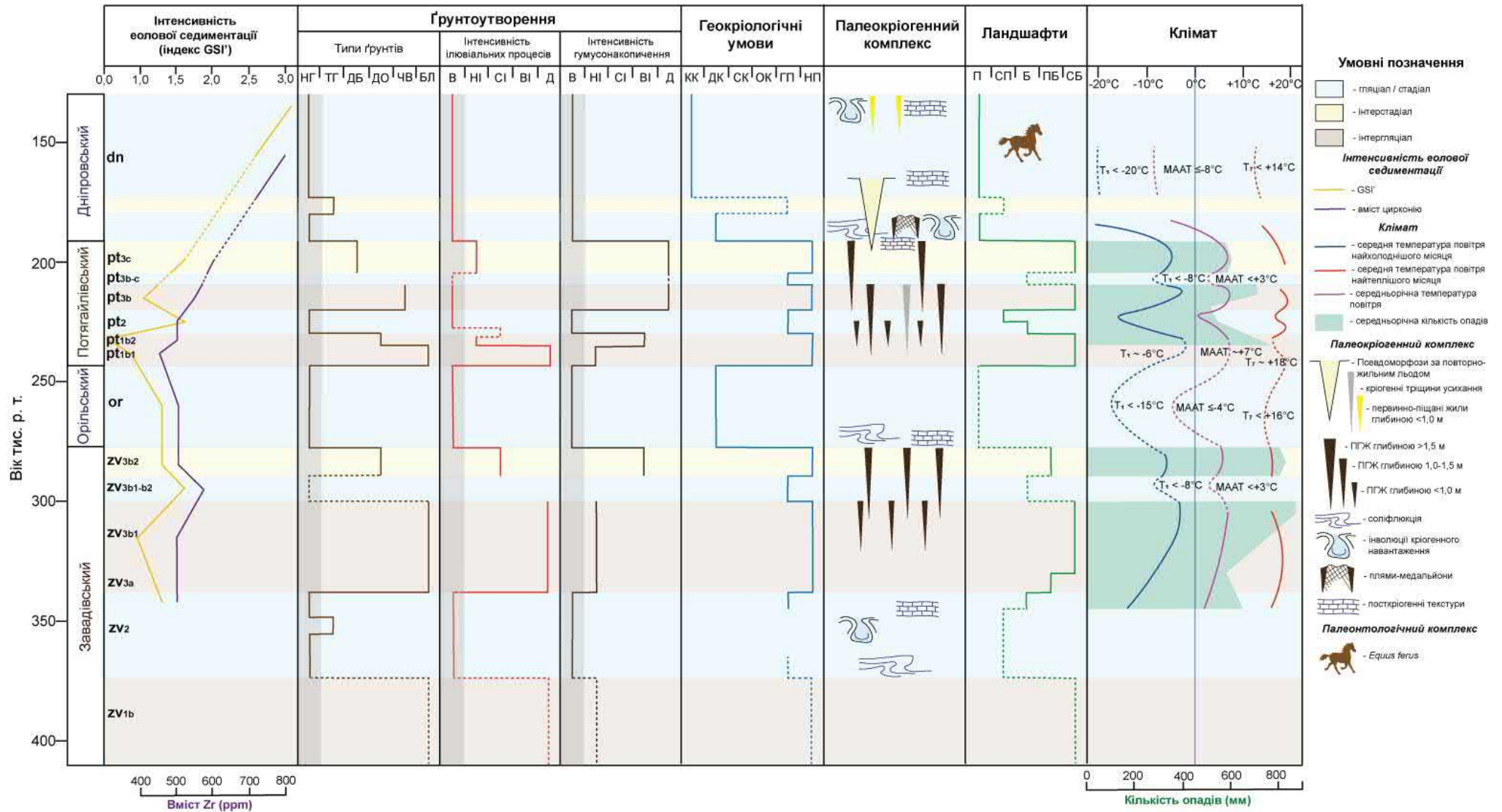


Рис. 5.2. Палеогеографічні реконструкції середнього неоплейстоцену. *Типи ґрунтів*: НГ – неґрунтові відклади; ТГ – тундроглей; ДБ – дерново-бурий; ДО – дерновий опідзолений; ЧВ – чорнозем вилугуваний; БЛ – бурий лесивований та бурий псевдоопідзолений. *Інтенсивність ілювіальних процесів та гумусонакопичення*: В – відсутні; НІ – низької інтенсивності; СІ – середньої інтенсивності; ВІ – високої інтенсивності; Д – домінуючі. *Геокріологічні умови*: КК – континуальна кріолітозона; ДК – дискретна кріолітозона; СК – спорадична кріолітозона; ОК – острівна кріолітозона; ГП – глибоке сезонне промерзання; НП – неглибоке сезонне промерзання. *Ландшафти*: П – перигляціальні; СП – субперигляціальні; Б – бореальні; ПБ – південно-бореальні; СБ – суббореальні. *Клімат*: МААТ – середньорічна температура повітря; T_1 – середня температура повітря найхолоднішого місяця; T_7 – середня температура повітря найтеплішого місяця.

У ранній оптимум «zV3b1» під мішаними лісами формувалися бурі псевдоопідзолені ґрунти. У складі лісів домінували сосна, ялина, дуб, в'яз, у підліску з ліщиною, добре розвиненим був папоротевий покрив. За палінологічними даними для цього часу реконструйовано подібний до сучасного, проте вологіший клімат: МААТ – $+6,9^{\circ}\text{C}$, T_1 – $-3,0^{\circ}\text{C}$, T_7 – $+16,9^{\circ}\text{C}$, кількість опадів – 860 мм.

Бурі псевдоопідзолені ґрунти формувалися в умовах погіршеного дренажу, що викликало процеси поверхневого оглеєння і утворення глейових плям за ходами коренів. Домінуючими у ранню фазу педогенезу були ілювіально-залізисті та ілювіально-глинисті процеси і процеси псевдоопідзолення. У пізню фазу педогенезу помітно зростає роль ілювіально-гумусового процесу, що міг супроводжуватися посиленням процесів гумусонакопичення, помітні мікроморфологічні ознаки якого присутні в гор. НЕ. У пізню фазу педогенезу ілювіально-глинисті та ілювіально-залізисті процеси сезонно могли змінюватися ілювіально-гумусовими, що вірогідно пов'язано із режимом зволоження, який обумовлював розвиток процесу опідзолення в умовах вільного дренажу та

псевдоопідзолення в умовах погіршеного дренажу. В цілому, ілювіальні процеси були настільки інтенсивними, що коломорфні глини проникали на глибину 2,0–2,5 м від денної поверхні.

За палінологічними матеріалами вдається виокремити початкову більш посушливу стадію «*zv_{3a}*», коли поширювалися південно-бореальні соснові ліси із розвиненим папоротевим покривом. Палеокліматичні реконструкції відображають для цього часу зростання континентальності клімату: МААТ – +4,7°C, T_1 – -8,6°C, T_7 – +18,0°C, кількість опадів – 590 мм.

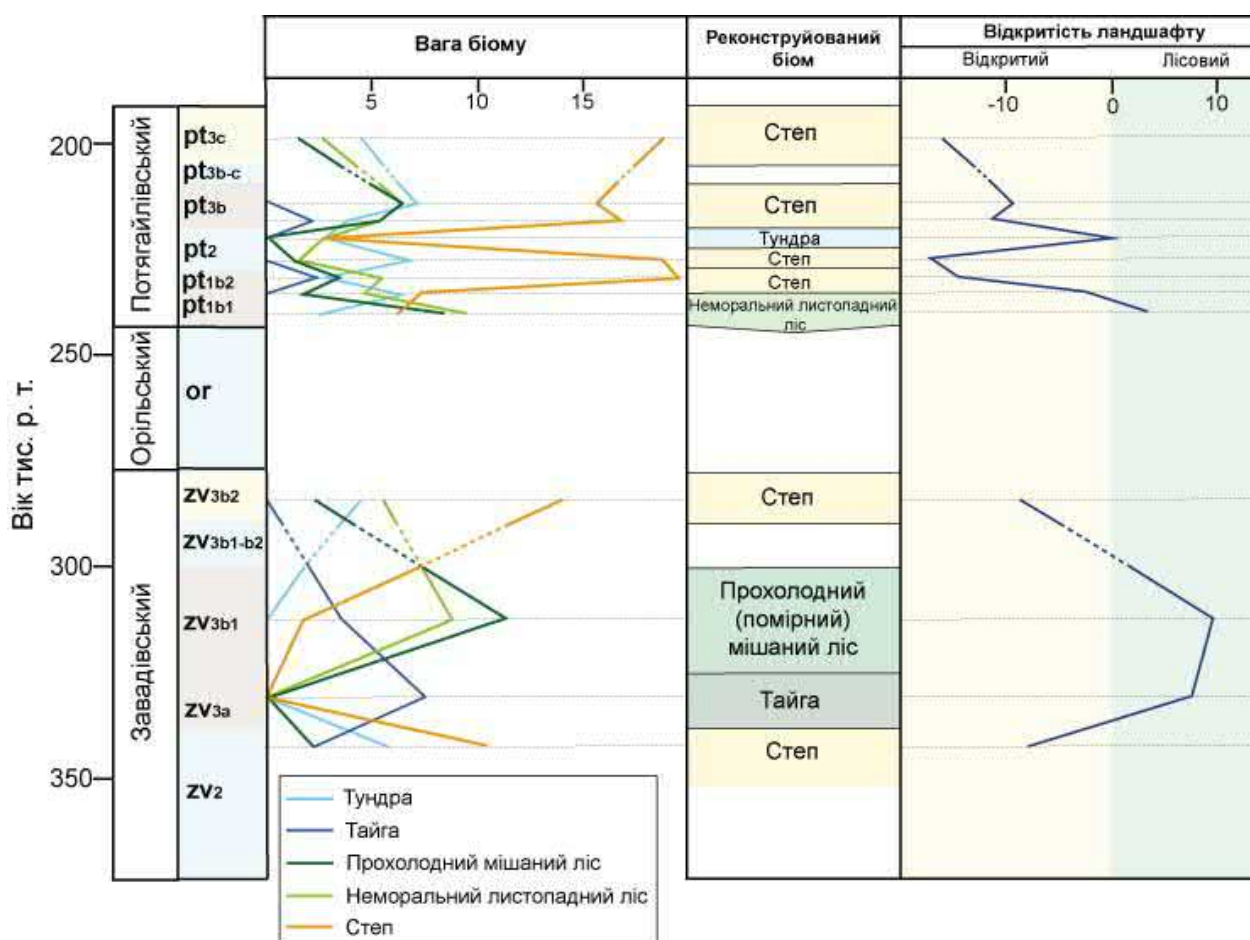


Рис. 5.3. Реконструкція біомів середнього неоплейстоцену.

У пізній оптимум «*zv_{3b2}*» відбулася аридизація клімату, що призвело до зміни лісових ландшафтів лісостеповими – березово-соснові ліси чергувалися зі злаково-різнотравними степами, у яких зросла роль рослин порушених субстратів (айстрових і цикорієвих). Останні разом зі зростанням вмісту піску і присутністю

перевідкладених фрагментів кутан можуть фіксувати незначну активізацію делювіальних процесів. У зволжених балках зростали вільхові асоціації, а на дренованих ділянках – ксерофіти (ефедра і лободові). На фоні ксерофітизації рослинних угруповань збільшилася інтенсивність процесів гумусонакопичення й активізувалася діяльність ґрунтової мезофауни. Це обумовило формування на дренованих ділянках дернових опідзолених ґрунтів, а у зниженнях рельєфу – дерново-глейових опідзолених ґрунтів. Ілювіальні процеси також відігравали помітну роль у перетворенні гор. НЕ ґрунту раннього оптимуму, обумовлюючи його оглинення. Транслокації зазнавали глини, сполуки заліза та мангану, гумусу і зрідка пилюваті часточки.

Відсутність пилку широколистих порід у ґрунті свідчить про те, що у пізній оптимум порівняно із раннім відбулося деяке похолодання клімату, що дозволяє інтерпретувати «ZV_{3b2}» як інтерстадіал. Зокрема, для цього часу реконструйовано дещо холодніший від сучасного клімат: МААТ – +5,4°C, T₁ – -5,6°C, T₇ – +16,0°C. Ранній оптимум «ZV_{3b1}» інтерпретуємо як міжзледеніння, що корелюється із підстадією MIS 9e.

За ПГЖ усередині пізнього підетапу фіксується похолодання «ZV_{3b1-b2}».

5.2.2. Орільський етап (277–243 тис. р. т.)

В умовах холодного і вологого клімату на початку етапу на схилах активізувалися ерозійні та соліфлюкційні процеси. У цей час формувалися ПГЖ, глибиною до 1,5 м. Заповнення їх ґрунтовим матеріалом і деформація соліфлюкційними процесами свідчить про те, що морозобійні структури сформувалися раніше, ніж соліфлюкційні текстури. Це засвідчує існування на початку орільського етапу холодної та посушливої фази. Досліджений нами палеокріогенний комплекс орільського часу не свідчить про його формування в умовах багаторічної мерзлоти, однак описані в інших розрізах Волинської височини ППЖЛ [248, 445] дозволяють припустити, що у цей час існувала щонайменше дискретна кріолітозона. Упродовж другої половини орільського часу

криогенні та схиліві процеси припинилися, в той час як активізувалися процеси лесонакопичення. Відсутність карбонатів у лесоподібному суглинку (не враховуючи окремих дутиків) обумовлена вторинними процесами вилуговування, що відбувалися у потягайлівський час.

5.2.3. Потягайлівський етап (243–191 тис. р. т.)

У ранній підетап «**pt_{1b}**» формувалися бурі лесивовані ґрунти. Мікроморфологічні та палінологічні матеріали дозволяють припустити, що ілювіальний і гумусовий горизонти цього ґрунту формувалися у різний час, ймовірно, маркуючи ранній («**pt_{1b1}**») та пізній («**pt_{1b2}**») кліматичні оптимуми. Двофазність розвитку нижнього коршівського ґрунту, що відповідає «**pt₁**», простежено й у інших розрізах Західної України [283, 373].

У ранній оптимум «**pt_{1b1}**» під липовими лісами із мезофітним трав'яним покривом формувалися бурі лесивовані ґрунти. Основними педогенними процесами були лесиваж, ілювіально-залізистий та ілювіально-глинистий, другорядним – псевдоопідзолення. Високий ступінь руйнування кутанного комплексу в ілювіальному горизонті (в той час як в гумусовому горизонті він добре збережений), разом із ооїдами та системою тріщин, може свідчити про фазу контрастного режиму зволоження наприкінці стадії педогенезу. Виходячи із високого вмісту пилку широколистих порід, припускаємо, що ранній оптимум відповідає інтергляціалу і корелюється із підстадією MIS 7e.

Гумусовий горизонт бурого лесивованого ґрунту сформувався на фоні аридизації клімату у пізній кліматичний оптимум «**pt_{1b2}**». У цей час поширювалися мезофітні степи із домішкою ксерофітів (ефедри і лободових) та окремими ділянками соснових лісів, у складі яких зустрічалася європейська кедрова сосна (*Pinus cembra*). Місцями існували асоціації вересу та ялівцю. Зволожені зниження рельєфу займали угруповання верби та вільхи. Попри це, гумусовий горизонт містить ознаки лесиважу і транслокації колоїдів у гор. НЕ бурого лесивованого ґрунту. Велика кількість Fe-Mn нодулів може фіксувати контрастний режим

зволоження, а глинисті псевдоморфози по поверхні мінеральних зерен – процеси внутрішньогрунтового вивітрювання. На основі палінологічних даних для цього часу реконструйовано вологий помірний клімат: МААТ – +6,7°C, T₁ – -2,4°C, T₇ – +16,6°C, кількість опадів – 690 мм. Найвірогідніше, опади мали сезонний характер, що не призводило до формування лісових ґрунтів.

У підетап «pt₂» відбулося значне похолодання, яке позначилося у формуванні лесоподібного прошарку. На початку підетапу поширювалися холодні злаково-різнотравні степи із високою участю ксерофітів (ефедри та полину), які чергувалися із ділянками березово-соснових лісів. Вперше у потягайлівському етапі з'явився типовий кріофіт – чагарникова береза (*Betula* sect. *Nanae* et *Fruticosae*). За мікроморфологічними даними на початку підетапу «pt₂» або на фінальній фазі «pt₁» мав місце незначний розвиток процесів лесиважу і транслокації колоїдів, що призвело до додаткового оглинення гумусового горизонту бурого лесивованого ґрунту раннього підетапу. Не виключено, що додатковим трігером транслокації колоїдів могли виступати процеси кріогенезу [454].

У другій половині підетапу «pt₂» клімат став ще суворішим і посушливішим, активізувалися процеси лесонакопичення. При цьому, якщо у першу половину підетапу формувалися крупнопилуваті леси, то у другу половину – середньопилуваті. Це може свідчити про більшу віддаленість джерел надходження пилуватого матеріалу [426]. У цей час в умовах глибокого сезонного промерзання закладалися дрібні клиноподібні морозобійні структури. Поширювалися субперигляціальні тундрові ландшафти (рис. 5.3), у яких домінувала чагарникова береза (*Betula* sect. *Nanae* et *Fruticosae*), значні площі вкривали угруповання ефедри (*Ephedra distachya*). Поодинокі зустрічалися асоціації сосни, а в зволжених зниженнях рельєфу зростала вільха.

За палінологічними матеріалами для підетапу «pt₂» реконструйовано досить континентальний, проте не посушливий клімат. При цьому, фіксується зростання суворості клімату до кінця підетапу: МААТ – від +4,7°C у першій половині і до +1°C у другій половині підетапу, T₁ – від -11°C до -15,9°C, T₇ – від +18,7°C до

+17,1°C, кількість опадів – 540–550 мм. Враховуючи вищесказане, корелюємо підетап «pt₂» із першим стадіалом MIS 7 (підстадія 7d), датованим у Європі ~ 220–230 тис. р. т. [245, 419].

Утворення пізнього підетапу представлені ґрунтами оптимуму («pt_{3b}») і заключної стадії педогенезу («pt_{3c}»), розділеними утвореннями холодної фази («pt_{3b-c}»). Під час оптимуму «pt_{3b}» формувалися ґрунти, подібні до сучасних чорноземів вилугуваних, із великою кількістю біотурбацій у підґрунті, які фіксують одну із найбільш активних у плейстоцені фаз діяльності ґрунтової мезофауни. Ознаки злитизації ґрунту, особливо в його НР горизонті, свідчать про контрастний режим зволоження. Головними елементарними ґрунтоутворними процесами (ЕГП) у формуванні ґрунту були гумусонакопичення, біогенна агрегація та вилуговування.

В оптимум «pt_{3b}» поширювалися мезофітні злаково-різнотравні степи із незначною домішкою ксерофітів. Подекуди зустрічалися масиви широколистих лісів (дуб, граб, в'яз та ліщина) і зарості ялівцю. У першій половині оптимуму клімат був континентальнішим (МААТ – +6,4°C, T₁ – -5,6°C, T₇ – +19,6°C, опади – 520 мм), а в другу – м'якшим і вологішим (МААТ – +7,2°C, T₁ – -3,0°C, T₇ – +17,8°C, опади – 710 мм). На основі вищесказаного корелюємо стадію «pt_{3b}» із другим інтергляціалом MIS 7 (підстадія 7c).

Нами не зафіксовано ранню лісову фазу формування чорнозему, виявлену у кількох розрізах Західної України [283, 372, 373]. Із цього випливає, що у розрізі Новий Тік може існувати стратиграфічна перерва.

У заключну стадію «pt_{3c}» формувалися дерново-бурі ґрунти зі слабкими ознаками ілювіювання. Головними ЕГП у формуванні ґрунту були гумусонакопичення і біогенна мікроагрегація. Як і впродовж оптимальної стадії, панували відкриті ландшафти – різнотравні степи із помітною участю рослин порушених субстратів. Лісові масиви, очевидно, зустрічалися зрідка і були складені ліщиною, сосною звичайною і європейською кедровою. Відкриті ландшафти були сприятливими для акумуляції еолового пилу, що виражено у підвищених значеннях індексів GSI і Kd. Для заключної стадії реконструйовано

подібний до сучасного клімат із прохолоднішою зимою і меншою зволоженістю: МААТ – +6,9°C, T_1 – -5,3°C, T_7 – +18,6°C, опади – 520 мм. Припускаємо, що заключна стадія «pt_{3c}» може відповідати теплому інтерстадіалу кінця MIS 7 (підстадія 7a), який у деяких джерелах розглядається як інтергляціал [276, 473].

Усередині пізнього підетапу мало місце похолодання «pt_{3b-c}», упродовж якого сформувалася густа мережа морозобійних структур або кріогенних тріщин усихання. Такий палеокріогенний комплекс свідчить про посушливий континентальний клімат та умови глибокого сезонного промерзання. Згадане похолодання може відповідати другому стадіалу MIS 7 (підстадія 7b).

5.2.4. Дніпровський етап (191–130 тис. р. т.)

У досліджених нами розрізах не виявлено потужних лесів дніпровського часу, що, очевидно, пов'язано з його ерозією наприкінці дніпровського / початку кайдацького часу. Виходячи із результатів вивчення інших розрізів Волинської височини [22, 36, 37, 283, 361], у цей час мали місце активні процеси лесонакопичення. У розрізі Новий Тік ознаки активної акумуляції еолового пилу типові для першої половини дніпровського етапу. Леси цього часу характеризуються високим вмістом цирконію та унікальним геохімічним складом, зокрема, високим вмістом таких хімічних елементів як галію, церію, ітрію, ніобію, високих значень яких не виявлено у жодному із плейстоценових лесів. Вірогідно, це обумовлено відмінним джерелом надходження еолового пилу, ніж упродовж інших холодних етапів.

У розрізі Боремель-2 вивчено леси другої половини дніпровського етапу, які перекривають фацію перигляціального алювію. Це вказує на зменшення ступеня обводненості долини Стиру до кінця етапу. На заплаві у цей час сформувалися типові леси, перешаровані наприкінці етапу із піщаними прошарками, вірогідно, еолового походження. Це може свідчити про дуже сильні вітри наприкінці етапу, які обумовлювали розвіювання у долині Стиру алювіальних пісків. Таку думку вперше висловлено на основі вивчення лесово-грунтового розрізу Коршів [283], де

описано еолові піски, датовані кінцем MIS 6. Подібні піщані прошарки, з якими пов'язані дрібні кріогенні структури, виявлено також у підшві кайдацького ґрунту у розрізі Новий Тік. Виходячи із цього, можна припустити, що розвіювання пісків у помітно осушених річкових долинах наприкінці дніпровського етапу могло мати регіональний масштаб.

На початку дніпровського часу на схилах активізувалися соліфлюкційні та делювіально-соліфлюкційні процеси, яким передувало утворення ПГЖ. На зволжених ділянках формувалися кріотурбації різного масштабу і плями-медальйони, що свідчить про існування як мінімум дискретної багаторічної мерзлоти при середньорічних температурах $\leq -3^{\circ}\text{C}$. Ініціальний глейовий ґрунт у нижній частині лесового горизонту, вірогідно, ідентифікує незначне інтерстадіальне потепління, датоване у розрізах Західної України близько 180–170 тис. р. т. [283].

Нова фаза кріогенезу відбулася усередині дніпровського етапу, коли формувалися невеликі ППЖЛ. Очевидно, у цей час середньорічна температура була $< -4..-6^{\circ}\text{C}$, а температура найхолоднішого місяця – $< -20^{\circ}\text{C}$. У максимум зледеніння клімат був ще суворішим, а льодовик досягав північно-західних окраїн Волинської височини [309]. В алювіальних відкладах формувалися сингенетичні ПГЖ і ППЖ та перехідні до ППЖЛ структури.

5.3. Пізній неоплейстоцен

Пізній неоплейстоцен включає чотири теплих і чотири холодних етапи, які відповідають MIS 5–2 [96, 159]. Кайдацький етап розглядається як останнє міжзледеніння, тобто корелят микулинського міжзледеніння у Східній Європі та єму у Західній [298]. Решта теплих етапів відповідають інтерстадіалам. Хронологічні рамки етапів подано на основі кореляції палеогеографічної схеми четвертинного періоду України [84] із кривою LR04 [378]. Узагальнену схему виконаних палеогеографічних реконструкцій для пізнього неоплейстоцену подано на рис. 5.4.

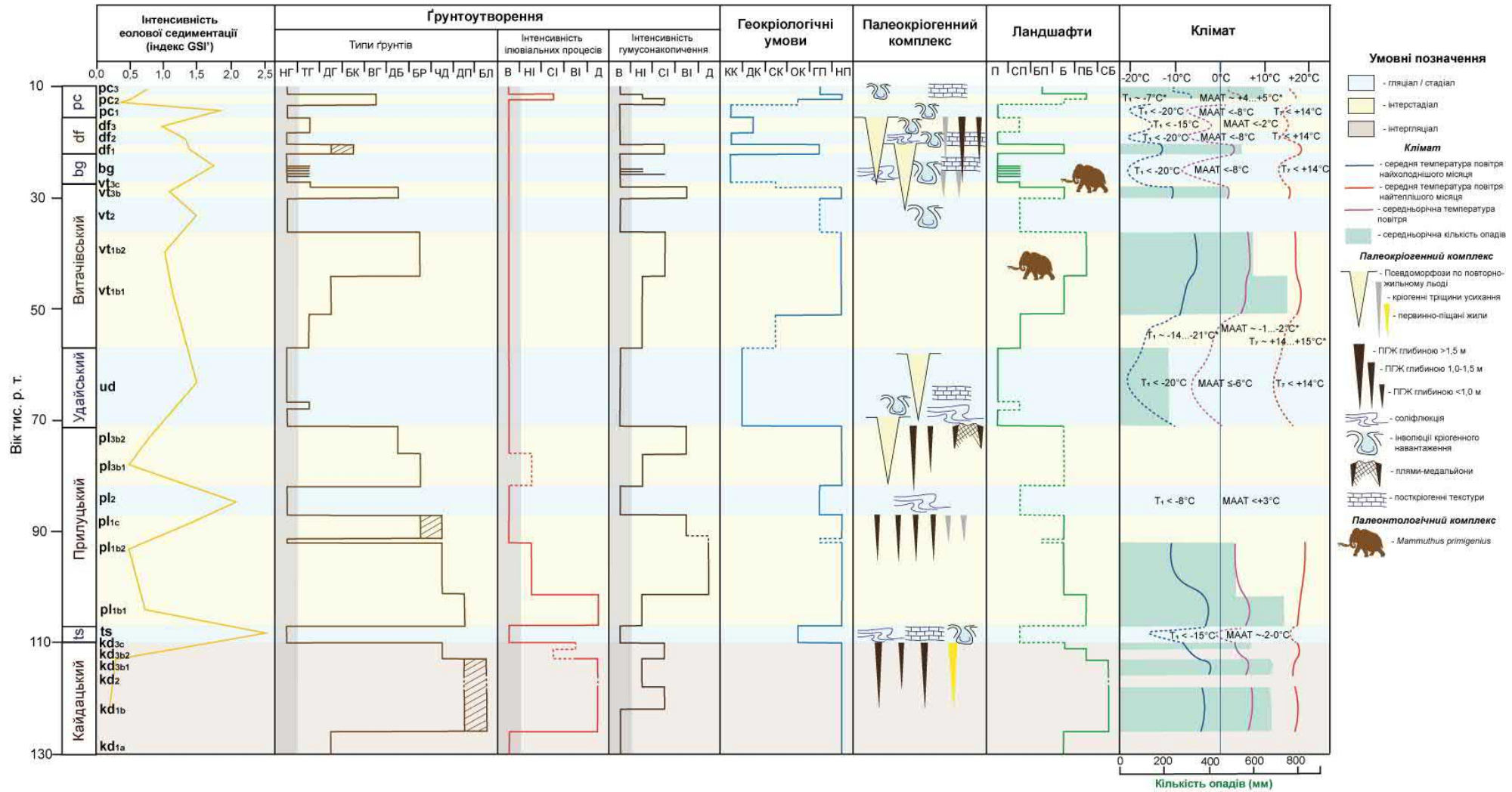


Рис. 5.4. Палеогеографічні реконструкції пізнього неоплейстоцену. *Типи ґрунтів*: НГ – неґрунтові відклади; ТГ – тундроглей; ДГ – дерново-глейовий або глейовий; БК – ініціальний бурий карбонатний; ВГ – заплашний вохристо-глейовий або псевдооглеєний; ДБ – дерново-бурий або дерново-карбонатний; БР – бурий лісовий (Cambisol) або бурий глейовий; ЧД – чорнозем або дерновий, або дерновий опідзолений; ДП – дерново-підзолистий; БЛ – бурий лесивований. *Інтенсивність елювіальних процесів та гумусонакопичення*: В – відсутні; НІ – низької інтенсивності; СІ – середньої інтенсивності; ВІ – високої інтенсивності; Д – домінуючі. *Геокріологічні умови*: КК – континуальна кріолітозона; ДК – дискретна кріолітозона; СК – спорадична кріолітозона; ОК – острівна кріолітозона; ГП – глибоке сезонне промерзання; НП – неглибоке сезонне промерзання. *Ландшафти*: П – перигляціальні; СП – субперигляціальні; БП – північно-бореальні; Б – бореальні; ПБ – південно-бореальні; СБ – суббореальні. *Клімат*: МААТ – середньорічна температура повітря; T_1 – середня температура повітря найхолоднішого місяця; T_7 – середня температура повітря найтеплішого місяця.

5.3.1. Кайдацький етап (130–110 тис. р. т.)

У досліджених нами розрізах ґрунти кайдацького етапу часто еродовані або перевідкладені, що дозволяє припустити щонайменше декілька фаз розвитку ерозійних процесів. Не виключено, що фази ерозії можуть маркувати епохи погіршення кліматичних умов, які встановлено для другої половини останнього міжзледеніння [441]. У кількох із вивчених розрізів педоседименти перекриті дерново-слабопідзолистими ґрунтами, утвореними, вірогідно, у другу половину кайдацького етапу. Високий ступінь опідзолення цих ґрунтів є наслідком легкого гранулометричного складу материнської породи.

На лесових породах у кайдацький час формувалися полігенетичні бурі лесивовані та бурі псевдоопідзолені ґрунти. Бурі лесивовані ґрунти на моренних суглинках мають виразні елювіальні горизонти [164]. Смугаста товща у нижній частині кайдацького ґрунту у розрізі Шибена гора, аналогічно до таких пачок

останнього пізньольодовиків'я [88, 152], відображає ранню фазу педогенезу на початку кайдацького / кінці дніпровського часу. Вірогідно, смугаста товща сформувалася у результаті перевідкладення лесоподібного матеріалу і синлітогенного ґрунтоутворення на давньому схилі в умовах досить прохолодного клімату. Останнє підтверджується приуроченістю до описуваної пачки тріщин, можливо, кріогенного походження.

За матеріалами із розрізу Новий Тік реконструйовано складний тренд розвитку природи у кайдацький час. У початкову стадію «**kd_{1a}**» у зволжених зниженнях рельєфу формувалися глейові ґрунти. У цей час поширювалися бореальні лісостепові ландшафти: ділянки різнотравних степів чергувалися зі світлими березовими лісами (рис. 5.5).

У ранній оптимум «**kd_{1b}**» панували неморальні листопадні ліси (дубово-в'язово-грабові) із розвиненим трав'янистим і папоротевим покривом. Як домішка у складі лісів зустрічалися сосна та береза. У зволжених зниженнях рельєфу зростали асоціації вільхи. Ерозійні процеси, активні на початку етапу, поступово сповільнилися до кінця оптимуму, що обумовило формування HE та E горизонтів синседиментного дерново-підзолистого поверхнево-оглеєного ґрунту. За палінологічними даними для раннього оптимуму реконструйовано подібний до сучасного, проте вологіший, клімат: МААТ – +7,4°C, T₁ – -3,0°C, T₇ – +17,6°C, опади – 680 мм.

У ранній оптимум пізнього підетапу «**kd_{3b1}**» панували гумідні умови, формувалися бурі лесивовані оглеєні ґрунти, основними ЕГП в утворенні яких були ілювіально-залізистий, ілювіально-глинистий, лесиваж і внутрішньогрунтове вивітрювання (оглинення). Накопичення ілювіальних глин у порах в ілювіальному горизонті створило умови погіршеного дренажу і, як наслідок, розвиток вторинних процесів поверхневого оглеєння, які обумовили переміщення колоїдів мангану й акумуляцію їх поверх первинних кутан.

Упродовж «**kd_{3b1}**» домінували суббореальні мішані (ялиново-грабові) ліси із щільним папоротевим і моховим покривом. У долинах зростали асоціації вільхи, верби та осоки. Враховуючи високий вміст пилку гігрофітів у паліноспектрі, для

цього часу реконструйовано вологіший від сучасного клімат, проте із прохолоднішим літом і м'якшою зимою: МААТ – +6,8°C, T_1 – -2,4°C, T_7 – +16,5°C, опади – 690 мм.

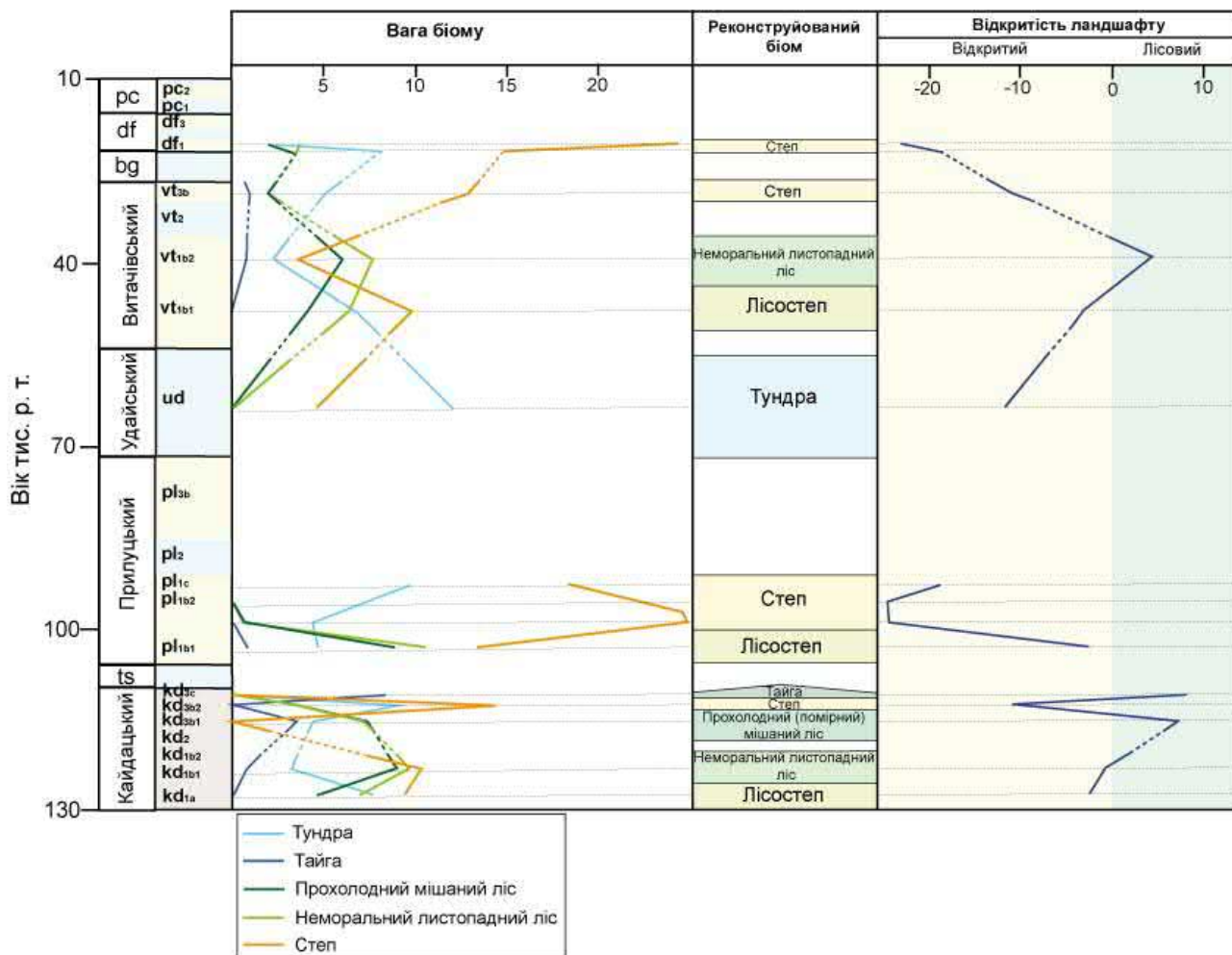


Рис. 5.5. Реконструкція біомів пізнього неоплейстоцену.

У пізній оптимум «**kd_{3b2}**» відбулася помітна ксерофітизація із поширенням злаково-різнотравних степів. У складі рослинності вперше у кайдацькому етапі з'явилися ксерофіти (ефедря та лободові). Поодинокі зустрічалися масиви в'язово-березових лісів, а у вологих балках – асоціації осоки. Практично повне зникнення термофілів у рослинному покриві може свідчити про похолодання у цей час порівняно із раннім оптимумом.

Наприкінці кайдацького етапу «**kd_{3c}**» клімат стає холоднішим і вологішим, що обумовлює поширення бореальних монодомінантних соснових лісів із розвиненим плауновим і папоротевим покривом. Для стадії реконструйовано такі кліматичні параметри: МААТ – +5,0°C, T₁ – -8,3°C, T₇ – +17,6°C, опади – 590 мм.

Дерновий опідзолений ґрунт, який залягає у верхній частині кайдацького кліматоліту, вірогідно, сформований у дві фази, про що свідчать палінологічні дані. Спершу на фоні ксерофітизації ландшафтів у пізній оптимум («**kd_{3b2}**») відбувалося формування гумусового горизонту, а потім («**kd_{3c}**») під сосновими лісами – посилення процесу опідзолення. Значні кліматичні осциляції, відображені у різких ландшафтних змінах наприкінці останнього міжзледеніння, палінологічно зафіксовано у багатьох розрізах Європи [247, 359, 403, 433].

Важливо зазначити, що за палінологічними матеріалами інших дослідників [5, 16, 17] на оптимальних стадіях останнього міжзледеніння у рослинному покриві Волино-Поділля могли зустрічатися такі термофіли як липа широколиста (*Tilia palyphyllos*), дуб пухнастий (*Quercus pubescens*), дерен справжній (*Cornus mas*), тис звичайний (*Taxus baccata*), горіх (*Juglans regia*). Це свідчить про високе теплозабезпечення і м'який клімат.

5.3.2. Тясминський етап (110–107 тис. р. т.)

Погіршення кліматичних умов у тясминський час призвело до активізації процесів ерозії на схилах та акумуляції пролювіальних пісків у балках. Результатом стала денудація кайдацьких ґрунтів і накопичення педоседиментів. Активну ерозійну фазу у перший стадіал пізнього плейстоцену (MIS 5d) зафіксовано по всій Європі [230, 236, 440]. На підвищеннях формувалися малопотужні лесоподібні супіски (не більше 0,3 м), які відображають еолову седиментацію не лише пилу, а й пісків. Джерелом останніх, ймовірно, були алювіальні відклади.

Значне похолодання відображене у формуванні мережі ПГЖ, глибиною переважно 1,0–1,5 м, а місцями до 2 м. Заповнення деяких морозобійних структур піском обумовлена близькістю джерел піщаного матеріалу. Тріщини

інтерпретують як ППЖ. Виходячи із стратиграфічного положення ПГЖ та ППЖ, морозобійне розтріскування, вірогідно, відбувалося на початку тясминського часу.

У зволжених зниженнях формувалися інволюції кріогенного навантаження різного масштабу, які місцями досягали 0,5 м в глибину. При цьому, кріотурбації часто фіксуються по первинних морозобійних тріщинах як ослаблених зонах. Соліфлюкційні процеси мали обмежене поширення і, вірогідно, розвивалися тільки на зволжених схилах. У тясминський час відбувався кріогенний педометаморфізм кайдацьких ґрунтів, який позначився у формуванні мережі посткріогенних текстур, сортуванні і виморожуванні піщаних зерен мінерального скелету, кріогідратаційному вивітрюванні і трансформації порового простору.

Особливості палеокріогенного комплексу тясминського етапу свідчать про досить посушливий клімат, але не дозволяють реконструювати багаторічну мерзлоту, що узгоджується із результатами інших дослідників [279, 331]. Не виключено, що окремі осередки багаторічномерзлих порід все ж могли існувати у зниженнях рельєфу, на схилах північної експозиції або у торфових відкладах, адже формування крупномасштабних кріотурбацій потребує суворих кліматичних умов [448]. За нашими розрахунками, у тясминський час середньорічна температура була близькою до 0..-2°C.

5.3.3. Прилуцький етап (107–71 тис. р. т.)

Для раннього підетапу «р1_{1b}» були характерні значні палеокліматичні осциляції, які позначилися у формуванні трьох ґрунтів, вірогідно, розділених короткими фазами похолодання. Ґрунти раннього підетапу часто формувалися як синлітогенні, із легким гранулометричним складом. Так, легкий гранулометричний склад ґрунтів цього часу виявлено у всіх розрізах в районі Хрінницького водосховища на р. Стир, що може свідчити про специфічні умови седиментації та синлітогенного ґрунтоутворення у цій частині Волинської височини.

Вологий клімат у ранньому оптимумі «р1_{1b1}» і супіщаний гранулометричний склад материнських порід обумовив розвиток дерново-підзолистих ґрунтів із

різним ступенем опідзолення (слабо- або середньопідзолисті відміни). Найпотужніші елювіальні горизонти виявлено у ґрунтах знижень рельєфу або у ґрунтах, сформованих на пісках. На добре дренованих ділянках переважали дерново-криптопідзолисті ґрунти, місцями близькі до сучасних сірих опідзолених ґрунтів. Це підтверджується гумусово-глинистим складом кутан ілювіювання і краще розвиненим гумусовим горизонтом.

На відміну від кайдацьких ґрунтів, у ґрунтах раннього оптимуму прилуцького часу головним процесом формування поверхневих горизонтів був кислотний гідроліз (опідзолення), а не лесиваж. Транслокації зазнавали не лише глини і колоїди заліза, а й сполуки гумусу. У дерново-середньопідзолістому ґрунті із розрізу Ковбань вдається виявити дві фази розвитку ілювіального процесу: рання – ілювіально-гумусово-глиниста і пізня – ілювіально-глинисто-залізіста. Ілювіальні горизонти часто є накладеними на супіски тясминського кліматоліту або на нижні кайдацькі ґрунти, і утворюють псевдофібри або ортзанди. У ґрунтах, сформованих на лесоподібних суглинках, ознаки опідзолення виявляються слабше.

Дерново-підзолисті ґрунти поширювалися навіть на середньосуглинкових материнських породах і добре дренованих ділянках, що відображає достатньо вологий клімат раннього оптимуму. У цей час переважали лісостепові ландшафти: світлі березово-соснові ліси з участю широколистих порід (дуба та граба) чергувалися із лучними степами. У зволжених зниженнях рельєфу існували асоціації верби та вільхи. Виходячи із відносно високої ролі широколистих порід, припускаємо, що клімат був близьким до суббореального, найтеплішим і найвологішим серед інших інтерстадіалів прилуцького часу: МААТ – $+6,7^{\circ}\text{C}$, T_1 – $-2,6^{\circ}\text{C}$, T_7 – $+17,5^{\circ}\text{C}$, опади – 740 мм. Проте ми вважаємо, що реконструйовані палеокліматичні параметри є дещо завищеними.

Ранній оптимум прилуцького етапу як найтепліший визначає також Н. Герасименко [96]. У розрізах Польщі найвищі температури і максимум поширення широколистих порід у відкладах раннього гляціалу зафіксовано для інтерстадіалу амерсфорд [345], що, на нашу думку, відповідає ранньому оптимуму прилуцького часу.

Виявлений нами в гор. IPf дерново-підзолистого ґрунту у розрізі Новий Тік двобічно-альтернативний нуклеус (Додаток Ж) левалуазького технокомплексу (визначення Л. Кулаковської та В. Усика) свідчить про те, що вже на початку прилуцького етапу неандертальці досягли Волинської височини. Наразі це найдавніший артефакт на досліджуваній території [257].

У пізній оптимум «p1_{b2}» відбулася помітна аридизація клімату, яка стала каталізатором процесів гумусонакопичення і ксерофітизації ландшафтів. Результати наших та інших палеопедологічних досліджень [164, 219, 283] показують, що ґрунтовий покрив Волинської височини був гомогенним – повсюдно поширювалися чорноземи. Формування чорноземів відбувалося навіть на материнських породах супіщаного гранулометричного складу, проте ці ґрунти несуть слабкі ознаки опідзолення. У ґрунтах на пісках і в зниженнях рельєфу ступінь опідзолення зростає ще більше, що дозволяє віднести їх до чорноземоподібних опідзолених ґрунтів, у низах генетичного профілю яких виражено псевдофібри. На материнських породах важчого гранулометричного складу утворювалися чорноземи вилугувані. Карбонатних відмін чорноземів, типових для сучасного степу, на території Волинської височини виявлено не було. Відсутність карбонатного горизонту у чорноземах, очевидно, пов'язана не лише із досить активними процесами вилугування, а й із вільним дренажем у ґрунтах легкого гранулометричного складу.

Численні біотурбації цього часу відображають поширення відкритих ландшафтів. Крім того, процеси педогенезу включали активну зоогенну мікроагрегацію. Гумусонакопичення, за О. Цацкіним [219], йшло за гуматним типом. Локально спостерігаються ознаки оглеєння чорноземів (особливо у верхній частині), які ми розглядаємо як вторинні.

За палеопедологічними і палінологічними даними у цей час панували мезофітні степи. У першу половину оптимуму домінувало лучне різнотрав'я, а в другу половину – різнотравно-злакові асоціації. Наростання ксерофітизації до кінця оптимуму простежується за появою ксерофітів (ефедри та лободових). Невеликі площі займали соснові ліси. Зникнення широколистяних порід, ймовірно,

відображає певне похолодання клімату порівняно із раннім оптимумом, описане в інших регіонах України [96]. Для пізнього оптимуму реконструйовано такий клімат: МААТ – +3,1°C, T_1 – -10,5°C, T_7 – +18,7°C, опади – 520 мм.

Нетривала фаза лесонакопичення, зафіксована усередині раннього підетапу, розділяє оптимальну і заключну стадії педогенезу. На відміну від справжніх лесів цей лесоподібний прошарок характеризується дуже світлим відтінком і важчим гранулометричним складом, що уподібнює його до так званих «маркерів» у чеському розрізі Дольні Вестоніце, виявлених у педокомплексі MIS 5 [237, 297, 358]. Така кореляція підтверджується виявленою у розрізах Боремель-2 та Новий Тік ґрунтовою сукцесією, подібною до чеського розрізу, і стратиграфічним положенням цього прошарку: під лесоподібним матеріалом залягає чорнозем, а над ним – малопотужний синлітогенний ґрунт, перекритий ще одним лесоподібним прошарком, але легшого гранулометричного складу. За Дж. Куклюю [357, 358], «маркери» перекриваються педоседиментами із гранульованою структурою. Проте новіші дослідження показують, що педоседименти насправді несуть ознаки синлітогенного ґрунтоутворення [237]. Вважається, що «маркери» формуються у результаті потужних пилових бур [358], які відповідно до [428] могли мати континентальний масштаб. Інтерпретація лесоподібних прошарків цього часу у розрізах Волинської височини є дуже попередньою і потребує подальших досліджень для підтвердження чи спростування цієї гіпотези.

Після нетривалої фази лесонакопичення наприкінці раннього підетапу (фаза «**ph1c**») відновилися процеси ґрунтоутворення, переважно синлітогенного. Формувалися дернові, дернові опідзолені або бурі (Cambisol) ґрунти, спільною рисою яких є велика кількість дрібних біотурбацій (переважно червоточин) у низах генетичного профілю, що, разом зі складними мікроагрегатами, свідчить про активні процеси зоогенної педотурбації та оструктурення. Процеси опідзолення мали місце тільки у западинних варіантах ґрунтів.

У цей час поширювалися бореальні різнотравно-злакові степи. Місцями зустрічалися лісові масиви, складені березою, сосною і липою. У зволжених западинах зростали вільха та осокові. Виходячи з особливостей ґрунтів і

палінокомплексу цього часу, припускаємо, що заключна стадія була вологішою від пізнього оптимуму.

Значне похолодання упродовж середнього підетапу «**pl₂**» відобразилося у формуванні малопотужних лесоподібних прошарків (розрізи Новий Тік, Боремель-2) або делювіальних суглинків (Костянець). У балках накопичувався пролювій, а на схилах активізувалися соліфлюкційні процеси, які вигинали ПГЖ. Вірогідно, ПГЖ були закладені раніше від соліфлюкційних текстур. Такий палеокріогенний комплекс міг сформуватися в умовах глибокого сезонного промерзання.

Ґрунти пізнього підетапу «**pl₃**» переважно є розмитими. Ті з них, які збереглися, на нашу думку, являють собою ґрунти різних стадій педогенезу. Зокрема, два ґрунти пізнього підетапу у розрізі Смиків (вірогідно, ґрунти різних оптимумів) відображають зростання до кінця етапу континентальності клімату й активізацію процесів гумусонакопичення. Враховуючи це, припускаємо, що бурі лісові ґрунти (Cambisol) у розрізах Новий Тік і Новостав сформувалися під час більш вологого раннього оптимуму «**pl_{3y1}**». У пізній оптимум «**pl_{3y2}**» формувалися дерново-бурі або дерново-карбонатні ґрунти, у підґрунті яких присутні численні біотурбації, що відображає поширення степових ландшафтів.

У кількох розрізах у прилуцьких ґрунтах («**pl_{1c}**» або «**pl_{3b}**») виявлено специфічні палеві та світло-коричневі плями, які зустрічаються поодинці або утворюють цілі комплекси довжиною до десятків сантиметрів. Очевидно, що ці утворення є діагенетичними, проте їх генезис та час формування не до кінця зрозумілий. Найправдоподібнішим виглядає припущення про утворення палевих плям внаслідок деструкції органічних речовин (зокрема гумусових) колоніями бактерій [230, 435]. На підтвердження цієї гіпотези чеські дослідники [230] наводять дані про однаковий мінералогічний та геохімічний склад плям і ґрунтів, проте суттєво нижчий вміст органічної речовини у плямах. Відповідно до праці [291] деструкція органічної речовини може відбуватися у глибинних горизонтах ґрунтів або підґрунті внаслідок недостатнього надходження карбону для підтримки мінімальної життєдіяльності колоній бактерій, що веде до споживання ними фосилізованого вуглецю. Це положення доводить гіпотезу про діагенетичний

характер палевих плям, а їх формування лише у прилуцьких ґрунтах свідчить про специфічні умови кругообігу вуглецю і ґрунтоутворення у прилуцький час.

5.3.4. Удайський етап (71–57 тис. р. т.)

В удайський час утворилися малопотужні (переважно <1,0 м) оглеєні лесоподібні суглинки, які відрізняються від інших лесових горизонтів важчим гранулометричним складом (переважно за рахунок зростання фракції дрібного пилу). Це може свідчити про меншу інтенсивність процесів еолової акумуляції. Типові леси виявлено тільки у розрізі Боремель, розташованому на надзаплавній терасі Стиру, де мали місце специфічні умови осадонакопичення. Вірогідно, долина Стиру виступала місцевим джерелом пилюватого матеріалу.

Як наслідок значного зволоження [239], відбувалися ініціальні процеси педогенезу: оглеєння, ініціальне гумусонакопичення і навіть біотурбація. Загалом повільний педогенез не був достатнім для формування ґрунтів на фоні активної кріогенної трансформації лесової мікромаси. Проте внаслідок збільшення вологості клімату й уповільнення еолової седиментації могли складатися умови для формування ініціальних ґрунтів холодних фацій, що підтверджується виявленим нами тундроглейовим ґрунтом у розрізі Костянець. Тундроглеї у лесах цього часу описано й у інших розрізах Західної України [370] та Польщі [332, 479].

На початку етапу набули розвитку ерозійні та соліфлюкційно-делювіальні процеси, а в акумулятивних частинах схилів накопичувалися педоседименти прилуцьких ґрунтів. Соліфлюкційним процесам передувала фаза формування невеликих ПГЖ, глибиною 0,9–1,1 м. На початку етапу формувалися ПГЖ, глибиною до 2 м, проте на сьогодні важко встановити чи їх утворення відбувалося раніше від соліфлюкції. Подальше похолодання обумовило формування невеликих ППЖЛ, глибиною до 1,8 м. На зволжених пласких ділянках місцями формувалися плями-медальйони, а за морозобійними структурами – текстури кріогенного навантаження. Особливості палеокріогенного комплексу дозволяють реконструювати для удайського часу дискретну або континуальну кріолітозону та

середньорічні температури повітря $\leq -6^{\circ}\text{C}$. За таких умов панували тундрові ландшафти, для яких типові кріофіти – плаунок плауноподібний (*Selaginella selaginoides*), чагарникові береза (*Betula* sect. *Nanae et Fruticosae*) та вільха (*Alnaster fruticosus*). Значні території займали перезволожені ділянки, порослі осоковими угрупованнями. Безусько та ін. [16] вважають, що у цей час могли існувати паркові світлохвойні та березові ліси.

Активні процеси кріогенезу трансформували ґрунти прилуцького часу, обумовлюючи їх оглеєння, перерозподіл заліза, ущільнення та дезагрегацію, кріогенне сортування і виморожування мінерального скелету, кріогідратаційне вивітрювання тощо. Найбільших змін зазнали верхні прилуцькі ґрунти або верхня частина профілю полігенетичних прилуцьких ґрунтів.

5.3.5. Витачівський етап (57–27 тис. р. т.)

Найчастіше ґрунти витачівського часу на досліджуваній території представлені глейовими або дерново-глейовими відмінами, що свого часу наводило деяких дослідників на думку про їхнє формування в умовах багаторічної мерзлоти [164, 219, 390]. Такі припущення підтверджували й палінологічні дані [112, 113]. Проте пізніше Л. Безусько встановила, що перигляціальні умови на Волино-Поділлі існували тільки на початковій і заключній стадіях розвитку витачівських ґрунтів, а також під час похолодання усередині теплого етапу [10, 12, 16]. Досліджені нами у кількох розрізах ґрунтового світу витачівського часу показали, що глейові та дерново-глейові ґрунти формувалися на початку витачівського етапу. При цьому, вивчена нами ґрунтова сукцесія дуже подібна до такої у Київському Придніпров'ї [298]. На досліджуваній території ґрунти кліматичних оптимумів переважно розмиті. Це припущення підтверджується результатами абсолютного датування гомогенно-глейового дубнівського ґрунту у багатьох розрізах Західної України, адже отримані дати, зазвичай, вписуються у рамки 40–60 тис. р. т. [283, 361, 370, 371], або ж молодші від 30 тис. р. т. [332, 372]. Враховуючи абсолютні дати і власні спостереження припускаємо, що формування глейових ґрунтів

(тундроглеїв) мало місце на початку («vt_{1b1}») і в кінці витачівського етапу («vt_{3c}»). Відповідно до отриманих нами результатів та їх кореляції із висновками інших дослідників пропонуємо такі палеогеографічні реконструкції для витачівського етапу Волинської височини.

У ранній оптимум «vt_{1b1}» формувалися глейові (тундроглейові) або дерново-глейові ґрунти зі слабо диференційованим генетичним профілем і рясними Fe-Mn новоутвореннями. Подекуди ґрунти містять ознаки заболочення, які фіксуються за грубими формами гумусу, перегнійно-аккумулятивними горизонтами й ортштейнами. Ґрунти як на макрорівні (кріотурбації), так і на мікрорівні (ооїди, плитчасті мікроагрегати, різноманітні форми сортування мінеральних зерен, газові пори) несуть ознаки активних процесів кріогенезу, проте чи відбувалися вони синхронно із педогенезом поки-що сказати важко. У розрізі Колодежі з ґрунту відкривається ППЖЛ, деградація якої, ймовірно, відбулася у ранній оптимум витачівського часу, а формування – наприкінці удайського етапу.

Паліноспектр перегнійно-аккумулятивного горизонту глейового ґрунту дозволяє реконструювати для другої половини «vt_{1b1}» бореальний лісостеп, в якому різнотравно-злакові стеги чергувалися із березово-сосновими лісами. Поодинокі ліси зустрічався в'яз, а на зволжених ділянках – вільха. На основі палінологічних даних для другої половини «vt_{1b1}» реконструйовано гумідний бореальний клімат: МААТ – +5,7°C, T₁ – -8,0°C, T₇ – +17,8°C, опади – 750 мм. Однак палеокліматичні реконструкції, запропоновані іншими дослідниками, суттєво відрізняються і відображають суворіший клімат [13, 112, 113]. Вірогідно, це пов'язано із тим, що ми виконали палінологічний аналіз лише перегнійно-аккумулятивного горизонту, але не вивчали глейового горизонту ґрунту, як це робили інші палінологи. Зокрема, палінологічні дані із витачівського дерново-глейового ґрунту у розрізі Новий Тік дозволяють реконструювати суттєво прохолодніший і континентальніший клімат: МААТ – +1,4°C, T₁ – -16,1°C, T₇ – +18,1°C, опади – 480 мм. Проте, за умови відсутності абсолютних дат, у нас немає певності щодо вираженості у витачівському ґрунті розрізу Новий Тік стадій «vt_{1b1}» чи «vt₃». Враховуючи дані інших дослідників, припускаємо [13, 14, 112, 113], що перша половина «vt_{1b1}»

характеризувалася досить суворим кліматом (МААТ – $-1...-2^{\circ}\text{C}$, T_1 – $-14...-21^{\circ}\text{C}$, T_7 – $+14...+15^{\circ}\text{C}$, опади – 375–400 мм) і близьким до перигляціального рослинним покривом. Вірогідно, у першій половині «vt_{1b1}» як релікт удайського етапу існувала багаторічна мерзлота.

У пізній оптимум «vt_{1b2}» формувалися бурі глейові, а на дренажних ділянках – бурі оглеєні ґрунти. Активізувалися процеси гумусонакопичення, вилугування та озалізнення. Кислі умови педогенезу не сприяли повному розкладу органічних залишок, що призвело до локального накопичення грубих форм гумусу. Значна оглиненість ґрунту, залізо-глинистий склад плазми і повсюдні залізисті плівки навколо зерен мінерального скелету свідчать про активні процеси хімічного вивітрювання і формування Bw горизонтів, типових для ґрунтів типу Cambisol. Виразну оструктуреність ґрунту разом із наявністю рясних Fe-Mn новоутворень розглядаємо як наслідок контрастного режиму зволоження, який викликав процеси набухання й усадки ґрунтової маси із локальним переміщенням глинистої плазми і, можливо, Fe-Mn новоутворень. Карбонатні ризоліти, гіпокутани заліза і карбонатів за біогенними порами розглядаємо як вторинні новоутворення, пов'язані із молодшим підетапом педогенезу «vt_{3b}».

У пізній оптимум «vt_{1b2}» зросла залісненість території – поширювалися південно-бореальні широколисто-березово-соснові ліси із розвиненим мохово-папоротевим покривом і розрідженим різнотрав'ям. У лісах з'явилися типові елементи неморальних лісів – дуб (*Quercus robur*), граб (*Carpinus betulus*) і ліщина (*Corylus avellana*). Реконструйовані кліматичні параметри відображають подібний до сучасного, проте дещо прохолодніший, клімат: МААТ – $+6,7^{\circ}\text{C}$, T_1 – $-5,1^{\circ}\text{C}$, T_7 – $+17,1^{\circ}\text{C}$, опади – 600 мм. Варто зазначити, що іншими палінологами для оптимуму витачівського етапу Західної України реконструйовано значно прохолодніші умови [10, 13, 14]. Таку невідповідність можна пов'язати із відсутністю ґрунтів цього оптимуму у вивчених цитованими авторами розрізах.

У середині витачівського етапу фіксується похолодання «vt₂», упродовж якого формувалися малопотужні карбонатні леси (до 0,2 м) (Колодежі) або накопичувалися делювіальні суглинки (Костянець), у яких прошарки ґрунтового

матеріалу перешаровувалися із лесоподібним. Нижні витачівські ґрунти зазнавали кріотурбацій, які мобілізували глинисту плазму й спричиняли утворення кільцевих форм її оптичної орієнтації.

У пізній підетап «vt_{3b}» відбулася помітна аридизація клімату, позначена у формуванні дерново-бурих оглеєних карбонатних ґрунтів. Активні процеси бореального буроземоутворення, особливо хімічного вивітрювання *in situ*, унеможлилювали утворення типових гумусових горизонтів, проте процеси гумусонакопичення, зоогенного оструктурення і біотурбації почали відігравати ключову роль. Численні червоточини і ходи коренів мичкуватого типу, виявлені у кількох розрізах, відображають поширення відкритих ландшафтів. У біогенних порах формувалися карбонатні гіпокутани і ризоліти. Останні утворені шляхом кристалізації корневих клітин кальцитовими розчинами, що можливе лише за умови контрастного водного режиму [242].

Місцями у дерново-бурому ґрунті сформувався карбонатний горизонт, який залягає на глибині понад 0,5 м від похованої денної поверхні, що відповідно до методики [422] дозволяє реконструювати для цього часу 490–500 ± 147 мм опадів. Це повністю відповідає реконструкціям за палінологічними даними. Аридизація клімату у пізній етап сприяла поширенню відкритих бореальних ландшафтів – соснового рідколісся і злаково-різнотравного степу із незначною домішкою ксерофітів. Поодинокі зустрічалися модрина і ялина. На зволжених ділянках зростали вільха та сфагнум. Одночасна присутність пилку ксерофітів і гігрофітів може свідчити про мозаїчний рослинний покрив у цей час. Схожий палінокомплекс виявлено у верхньому викопному ґрунті палеолітичної пам'ятки Жорнів, у якому залягає культурний шар гравету, датований радіовуглецевим методом 27,3±1,2 тис. р. т. [185]. За нашими палінологічними даними для пізнього підетапу реконструйовано такі палеокліматичні параметри: МААТ – +2,3°C, T₁ – -10,3°C, T₇ – +15,9°C, опади – 490 мм. Наприкінці витачівського етапу «vt_{3c}» формувалися тундроглейові ґрунти.

За літературними даними у витачівський час відбулося освоєння території Волинської височини неандертальцями [182, 184, 185], а пізніше (35–30 тис. р. т.)

– пізньопалеолітичною людиною [184, 185, 221, 386]. Стоянки давніх людей розміщувалися переважно поблизу сировинних баз якісного кременю в районі Мізоцького кряжу [185].

5.3.6. Бузький етап (27–18 (22 ?) тис. р. т.)

У бузький час активна акумуляція еолового пилу обумовила формування лесів потужністю до 3–4 м. На схилах річкових долин і балок утворювалися оглеєні лесоподібні суглинки. Справжні леси приурочені переважно до межиріч або надзаплавних терас і відрізняються від лесоподібних суглинків кращим сортуванням матеріалу.

В умовах перезволоженого клімату на початку бузького етапу навіть на схилах крутизною близько 2° відбувалися соліфлюкційні або делювіально-соліфлюкційні процеси. На контакті витачівського ґрунту і бузького лесу, різних за гранулометричним складом, активізувалися процеси кріотурбації із формуванням текстур кріогенного навантаження, амплітудою до 0,5 м. ПГЖ і ППЖЛ цього часу нами не виявлено, що узгоджується із матеріалами інших дослідників [24, 167, 331]. Незважаючи на це, ми реконструюємо для бузького етапу континуальну багаторічну мерзлоту, про що свідчать масштаби виявлених кріотурбацій і текстурні особливості соліфлюкції.

Подальша аридизація клімату обумовила припинення соліфлюкційних процесів, натомість активізацію процесів лесонакопичення. Посушливість клімату, вірогідно, стала основним лімітуючим фактором для формування повторно-жильних льодів.

На ділянках із погіршеним дренажем формувалися крупні карбонатні нодулі (місцями до 10–15 см у діаметрі) і рясні Fe-Mn новоутворення. Саме у таких умовах подекуди утворилося кілька тундроглеїв, які, на нашу думку, відображають локальні умови ґрунтоутворення і не обов'язково відповідають глобальним кліматичним сигналам. За матеріалами із розрізу Новостав, припускаємо, що на дренажних схилах за сприятливих умов формувалися ембріональні бурі

карбонатні, дерново-карбонатні або дерново-глейові ґрунти, які фіксують не лише послаблення седиментації еолового пилу, а й поліпшення кліматичних умов.

Біогенні пори, карбонатні гіпокутани і ризоліти у бузькому лесі свідчать про значну біологічну активність упродовж і після лесонакопичення. Такий тип біогенних ознак мікробудови дозволяє припустити, що в цей час поширювалися відносно багаті трав'янисті ценози. За матеріалами палінологічних досліджень Безусько та ін. [17] в бузький час панували перигляціальні степи з високою участю мікротермних видів і ксерофітів.

Попри перигляціальні ландшафти, на території Волинської височини проживали давні люди, облаштовуючи стоянки переважно в районі Мізоцького кряжу [172, 184, 185, 196].

5.3.7. Дофінівський етап (18 (22 ?) –15 тис. р. т.)

Виходячи із численних абсолютних дат рівненського підгоризонту в Західній Україні [42, 283, 361, 372], рівненський час, вірогідно, відповідає потеплінню, датованому у Європі 22–23 тис. р. т. [236, 312, 315]. Рівненський час попередньо корелюємо із ранньодофінівським підетапом «df₁», коли на території Волинської височини формувалися гомогенно-глейові ґрунти, розвинені краще від ініціальних ґрунтів бузького часу. На дренажних схилах формувалися ініціальні бурі карбонатні ґрунти, у яких за рахунок кращого дренажу посилювалися процеси гумусонакопичення, ініціального зоогенного оструктурування, проте послабилися процеси оглеєння. Підвищені значення індексу GSI' і сортованість матеріалу уподібнюють рівненські ґрунти до лесів за гранулометричним складом, що свідчить про активну седиментацію еолового пилу у цей час. Проте темпи її були нижчими, ніж у бузький час. Коефіцієнт рангової кореляції гранулометричного складу рівненського ґрунту і бузького лесу досягає 0,76.

У розрізі Новий Тік прослідковується двочленність рівненських ґрунтів, серед яких нижній – глейовий, а верхній – близький до бурих глейових або дерново-глейових. Оглеєння низів генетичного профілю бурого карбонатного ґрунту в

розрізі Смиків також може свідчити про зміну процесів оглеєння гумусонакопиченням. У першу половину рівненського часу панували бореальні злаково-різнотравні степи. Зустрічалися фрагменти світлих сосново-березових лісів, у яких зрідка траплялася липа (*Tilia cordata*). На перезволожених ділянках зростали осоки. У другу половину рівненського часу панували бореальні різнотравні степи, у яких зросла роль ксерофітних фітоценозів (полину, лободових і ефедри), що відображає незначну аридизацію клімату. Зрідка зустрічалися березово-соснові рідколісся, а на зволожених ділянках зростали вільха та верба. Палінологічні дані з розрізів Колодежі та Новий Тік дозволяють реконструювати для рівненського часу бореальний континентальний клімат: МААТ – +2,6–3,4°C, T_1 – -11,7– -14,2°C, T_7 – +18,1–18,5°C, опади – 530–570 мм.

Упродовж значного похолодання у підетап «df₂» сформувався горизонт оглеєних лесоподібних суглинків, потужністю до 0,5 м. На межиріччях акумуляція еолового пилу відбувалася, вірогідно, інтенсивніше, що, за літературними даними [283, 361, 400], призводило до формування лесів потужністю до 2 метрів. Соліфлюкційні процеси, які активізувалися на початку підетапу, не були настільки поширеними як у першу половину бузького часу. Подекуди формувалися ППЖЛ, глибиною до 2 м, маркуючи суцільне поширення багаторічної мерзлоти. Середньорічна температура повітря в цей час складала $\leq -6^\circ\text{C}$, а середня температура найхолоднішого місяця – $\leq -20^\circ\text{C}$. На початку підетапу рівненські ґрунти зазнавали активного кріогенного педометаморфізму: оглеєння, кріогенного оструктурування, перегруповання сполук гумусу та глини, трансформації порового простору, кріотурбації тощо. За даними Л. Безусько [11] на території Волинської височини у цей час панував перигляціальний тундростеп із високою участю ксерогалофітних угруповань.

У красилівський / пізньодофінівський час «df₃» в умовах незначного потепління і зволоження клімату формувалися тундроглейові ґрунти, які, на думку А. Богуцького [22], являють собою похований діяльний шар. Тундроглеї несуть слабкі ознаки педогенезу. У деяких розрізах вони представлені кріотурбованими оглеєними суглинками, які важко інтерпретувати як ґрунтові утворення. На

дренованих ділянках процеси педогенезу відбувалися інтенсивніше, утворюючи ініціальний горизонт вивітрювання (Bw). Вірогідно, процеси кріогенезу відбувалися синхронно із ініціальним ґрунтоутворенням, визначаючи особливості макро- та мікроморфологічної будови тундроглеїв, таких як плитчасті мікроагрегати, газові пори, перегрупування сполук заліза, субпаралельні тріщини і поодинокі – смугасту мікроструктуру («banded fabric»). Виходячи із таких особливостей цих ґрунтів, припускаємо, що під час красилівського потепління багаторічна мерзлота не деградувала повністю, а клімат був близьким до перигляціального / субперигляціального.

5.3.8. Причорноморський етап (15–10 тис. р. т.)

Інтенсивність процесів лесонакопичення у причорноморський час знижується порівняно із попередніми стадіалами пленігляціалу, що позначилося у формуванні малопотужних лесів – за нашими даними <0,7 м. Вірогідно, основна товща лесу сформувалася у ранній дріас «рс₁», а відсутність у багатьох розрізах причорноморського лесу пов'язуємо із ерозійними процесами під час інтерстадіалів белінг-алеред або на початку голоцену. У заплавах річок Стир та Іква у ранній («рс₁») і пізній дріасі («рс₃») мало місце розвіювання алювіальних пісків та подальше формування дюн, що, на думку Л. Дубіс [122], пов'язано не лише із розрідженим рослинним покривом упродовж стадіалів, а й з потужними вітрами. Розвіювання пісків призводило до запіщанення лесів у прилеглих до річкових долин місцевостях.

Із красилівським горизонтом пов'язана найбільша у плейстоцені система ППЖЛ глибиною 2–4 м (за літературними даними – до 6 м [24, 167]), які утворюють полігони шириною 20–30 м. На думку [284], ППЖЛ могли сформуватися упродовж події Хайнріха Н1. Проте проблема часу формування ППЖЛ цієї генерації не розв'язана. Вірогідно, пройшовши тривалу історію свого формування, ППЖЛ досягли найбільших розмірів у ранньому дріасі. Танення льодяних клинів супроводжувалося термокарстовими процесами, які місцями призводили до

розширення ППЖЛ, надаючи їм увігнутої форми. Припускаємо, що деградація льодяних клинів відбулася ще до початку голоцену – упродовж інтерстадіалів белінг-алеред. Це підтверджують педоседименти зі специфічною «зебристою» текстурою, які заповнюють ППЖЛ. Усередині крупних полігонів формувалися ПГЖ глибиною 1,5–1,8 м, заціпанений заповнювач яких наближає ці структури до ППЖ. Місцями утворювалися кріогенні тріщини усихання.

Палеокріогенний комплекс раннього дріасу міг сформуватися в умовах суцільного поширення багаторічної мерзлоти у суворому (МААТ <-8°C) і посушливому (<500 мм опадів) кліматі, для якого характерними були малосніжні зими і сильні зимові вітри.

Упродовж інтенстадіалів белінг-алеред («рс₂») на схилах сформувалася смугаста товща педоседиментів. Відбулося зниження водності (або врізання річки Ікви), яке виражено у припиненні акумуляції заплавного алювію і початку педогенезу. Спершу утворилися заплавні псевдооглеєні (BL), а потім вохристого-глейові псевдоопідзолені (AL) ґрунти. Виходячи із особливостей ґрунтів, припускаємо, що інтенстадіал белінг був посушливішим, а алеред – вологішим і теплішим. Вважаємо, що більшість кутан в ілювіальному горизонті верхнього ґрунту (AL) – це результат акумуляції по порах ґьотиту в умовах осушення перезволожених ґрунтів. Проте, не виключаємо участь процесів транслокації колоїдів та опідзолення у формуванні кутанного комплексу, що підтверджується як присутністю типових глинистих кутан, так і гумусовими прошарками у натьоках ґьотиту. Проблема датування кутан пізньюльодовиків'ям широко відома у Європі. Мікроморфологічні дослідження багатьох розрізів доводять доголоценовий вік кутан [1, 87, 338, 355, 470].

У белінг-алереді відбулася деградація кріолітозони. Згідно публікацій [277, 477] багаторічна мерзлота зникла у північно-західній Україні тільки упродовж теплішого інтерстадіалу алеред, хоча у деяких роботах підкреслюється можливість повної деградації багаторічної мерзлоти лише на початку голоцену [246].

Відповідно до палінологічних матеріалів [16], у Малому Поліссі упродовж алереду поширювалися соснові ліси із незначною участю берези, ялини та

широколистих порід (дуб, в'яз, клен, липа, ясен). Це дозволило реконструювати такі палеокліматичні параметри [15]: МААТ – +4–5°C, T_1 – -6,5– -7,5°C, T_7 – +16,5–17,5°C, опади – 650 мм.

У пізній дріас («р_{сз}») наступило нове похолодання, упродовж якого у річкових долинах відновилися процеси дюноутворення, а на межиріччях – слабке лесонакопичення. У річковій долині Ікви на початку стадіалу мали місце високі повені, внаслідок чого ґрунти белінг-алеред були перекриті алювіальними пісками. Аридизація клімату у другій половині пізнього дріасу обумовила зниження рівня Ікви й активізацію процесів розвіювання еолових пісків. На зволжених ділянках на початку підетапу активізувалися кріогенні процеси аструктурного типу. Ознак аградації багаторічної мерзлоти не виявлено.

За палінологічними матеріалами [16], у Малому Поліссі у пізній дріас панували світлі соснові ліси із домішкою берези, ялини і вільхи, які зростали у бореальному кліматі [15]: МААТ – +2°C, T_1 – -10,5°C, T_7 – +16°C, опади – 650 мм. Проте інші автори [420, 475] реконструюють суворіший клімат.

Висновки до розділу 5

1. Попередні дослідження утворень раннього неоплейстоцену, вивчених лише в одному розрізі, дають змогу припустити складну історію розвитку природи у мартоносський, сульський і лубенський етапи. Упродовж стадії «mr_{1b}» формувалися червонувато-бурі, а у стадію «mr_{3b}» – бурі лесивовані ґрунти. У лубенський час панував помірний гумідний клімат, який сприяв формуванню бурих лесивованих ґрунтів. Незначна аридизація клімату наприкінці етапу призвела до поширення лісостепових ландшафтів і формування сірих опідзолених ґрунтів. У холодний сульський час мав місце інтерстадіал, упродовж якого утворився псевдоглейовий ґрунт.

2. Упродовж теплих етапів середнього неоплейстоцену (верхньозавадівського і потягайлівського) сформувалися складні педокомплекси, у яких нижні бурі лесивовані і бурі псевдоопідзолені ґрунти («zv_{3b1}» і «pt_{1b}»)

утворилися під суббореальними мішаними чи широколистяними лісами. Кліматичні умови були подібними до сучасних, але із м'якшою зимою. Подальша аридизація сприяла утворенню чорноземів, дернових опідзолених або дерново-бурих ґрунтів під лісостепом або степом. Пізній оптимум завадівського часу «ZV_{3b2}» ми розглядаємо як інтерстадіал, а пізній підетап потягайлівського часу «pt_{3b}» як інтергляціал. У середині етапів зафіксовано значні похолодання (фази «ZV_{3b1-b2}», «pt₂», «pt_{3b-c}»), впродовж яких мав місце кріогенез, а під час «pt₂» ще й лесонакопичення. На початку холодних етапів активізувалися соліфлюкційні процеси і морозобійне розтріскування, у другу половину етапів – лесонакопичення.

3. Утворення пізнього неоплейстоцену вивчено найкраще, що дало змогу простежити короткоперіодичну етапність розвитку природи. У кайдацький час панували лісові суббореальні ландшафти, формувалися бурі лесивовані і дерново-підзолисті ґрунти. У прилуцький час потепління чергувалися з похолоданнями. Ранній оптимум «r_{1b1}» розглядаємо як найтепліший і найвологіший інтервал прилуцького часу. До кінця раннього і пізнього підетапів спостерігається тенденція до похолодання й аридизації. У витачівський час субперигляціальні ландшафти і тундроглейові ґрунти на початку етапу, змінилися бореальним лісостепом у ранній оптимум «vt_{1b1}» і південно-бореальними лісами із бурими глейовими ґрунтами у пізній оптимум «vt_{1b2}». Аридизація клімату у пізній підетап «vt_{3b}» обумовила поширення бореального соснового рідколісся і формування дерново-бурих ґрунтів. Потепління у дофінівський час на досліджуваній території виявилось досить слабким, при цьому теплішим був ранній підетап «df₁», коли під бореальними степами формувалися глейові, бурі карбонатні або бурі глейові ґрунти. У пізній підетап «df₃» потепління було настільки слабким, що багаторічна мерзлота не деградувала. Холодні етапи («ud», «bg», «pc») виявилися також неоднорідними: упродовж потеплень формувалися ініціальні ґрунти, а під час похолодань – лесонакопичення і кріогенез.

ВИСНОВКИ

Виконані палеогеографічні дослідження 18 лесово-грунтових розрізів Волинської височини дали змогу зробити такі висновки:

1. Комплексне застосування системи методів для вивчення лесово-грунтових розрізів є основою їхньої детальної стратифікації, запорукою достовірності детальних палеогеографічних реконструкцій і кореляції палеогеографічних подій. Палеогеографічне значення використаних у роботі методів наступне:

а) серед літологічних методів гранулометричний аналіз дає змогу найбільш точно оцінити співвідношення процесів седиментогенезу та педогенезу, а гранулометричні індекси – інтенсивність цих процесів та участь окремих геологічних агентів в осадонакопиченні. Індекс GSI', адаптований до показників методу Качинського, є перспективним для оцінки динаміки еолового осадонакопичення, а індекс SSI – для характеристики швидкості осадонакопичення в акумулятивних формах рельєфу. У постседиментних ґрунтах $SSI=1,0-1,5$, у синседиментних ґрунтах – $SSI=1,5-3,0$, у педолітах або педоседиментах – $SSI>3,0$. $SSI<1,0$ властиво для метаморфічних або ілювіальних горизонтів ґрунтів. Результати геохімічного аналізу, зокрема вміст стійких елементів Ti, Nb, Y і співвідношення Ti/Nb і Ti/Zr, дають змогу характеризувати інтенсивність процесів еолової седиментації.

б) Основним у застосуванні палеопедологічного методу є еволюційний підхід до вивчення давніх ґрунтів, який дозволяє реконструювати історію їхнього розвитку, виокремлювати реліктові та діагенетичні ознаки педогенезу, відрізнити педогенні ознаки від літогенних. За даними мікроморфологічного аналізу до педогенних ознак відносимо вивітрілі зерна мінерального скелету, коломорфні глини, гумусово-глинистий склад плазми, біогенні каналоподібні пори і порикамери, екскременти ґрунтової фауни, макроскопічні рослинні залишки, псевдоморфози кальциту за коренями рослин.

в) Палеокріологічний метод дає змогу реконструювати давні геокріологічні умови та кількісні палеокліматичні показники (переважно середньорічні

температури). Лесово-грунтові розрізи Волинської височини слід розглядати як цінні палеокріогенні архіви, а утворення давнього кріогенезу як палеокріогенні пам'ятки. У досліджених розрізах представлено структурні, аструктурні та комплексні форми палеокріогенних утворень. Ряд утворень, мерзлотне походження яких є недоведеним, розглядаємо як кріогеноподібні (так, деякі тріщинні структури можуть бути продуктом і кріогенного, і термічного усихання, а деякі інволюції – сейсмогенними чи літогенними текстурами). Надійними індикаторами кріолітозони є псевдоморфози за повторно-жильним льодом, крупномасштабні кріотурбації, плями-медальйони і термокарстові текстури.

г) Палінологічний метод дає змогу реконструювати давні рослинність та клімат, а застосування на його основі методу біомізації підвищує об'єктивність реконструкцій. Для палеокліматичних реконструкцій за палінологічними даними перспективним є використання методу сучасних аналогів. Виконані реконструкції кількісних параметрів палеокліматів повністю кореспондують із даними, отриманими іншими методами, що може свідчити про їхню достовірність.

2. Лесово-грунтова товща досліджуваної території стратифікується на 20 шарів, які об'єднуються у три педокомплекси і чотири лесових горизонти. Ґрунти у кожному педокомплексі часто розділені неґрунтовими прошарками або рівнями кріогенезу. Лесові горизонти мають відносно просту будову у нижній частині розрізу і містять інтерстадіальні ґрунти у його верхній частині. Найскладнішу будову має верхній Лес I, що включає чотири лесових і три ґрунтових горизонти (нижній із них іноді є педокомплексом). Виконане дослідження розрізів дало змогу обґрунтувати генезу моногенетичних ґрунтів та їхню послідовність у педокомплексах, а також багатозазність формування полігенетичних ґрунтів. Останні виявлені на плакорах і у верхніх частинах схилів, а педокомплекси – в акумулятивних формах палеорельєфу.

3. Відклади досліджених розрізів зіставляються із національною і регіональною стратиграфічними схемами України таким чином: Педокомплекс III – луцький ґрунт / верхньозавадівський кліматоліт; Педокомплекс II – коршівський педокомплекс / потягайлівський кліматоліт; Педокомплекс I – горохівський

педокомплекс / кайдацький-тясминський-прилуцький кліматоліти; нижній ґрунт у Лесі I (L_1S_3) – дубнівський педокомплекс / витачівський кліматоліт; середній ґрунт у Лесі I (L_1S_2) – рівненський ґрунт / нижньодофінівський субкліматоліт; верхній ґрунт у Лесі I (L_1S_1) – красилівський ґрунт / верхньодофінівський субкліматоліт. Нижній педокомплекс (DS-II) у розрізі Дерев'янче може відповідати мартоноському кліматоліту, а верхній (DS-I) – лубенському. Порушені кріотурбаціями малопотужні ґрунти в основі розрізу Острів Дубовець відповідають інтерстадіалам белінг та алеред.

4. У лесово-ґрунтових розрізах Волинської височини часто зустрічаються макрокарбонатні новоутворення таких типів: карбонатні нодулі, ризоліти і прожилки. Більшість карбонатних нодулів мають гідрогенне походження, не завжди пов'язане із процесами педогенезу. Карбонатні септарії (вид карбонатних нодулів) із плямами мангану слід розглядати як педогенні утворення, типові для середньо- і ранньонеоплейстоценових ґрунтів. Карбонатні ризоліти найчастіше фіксуються мікроморфологічно у лесах та інтерстадіальних ґрунтах, але найбільших розмірів досягають у супісках і пісках. Утворення карбонатних кірок пов'язане зі швидкою кристалізацією кальцитових розчинів у вузьких тріщинах.

5. Закономірності формування викопних ґрунтів у досліджуваному регіоні такі: 1) інтегративні ґрунти оптимумів міжзледенінь і теплих інтерстадіалів проходять дві основні стадії розвитку: ранню – лісову та пізню – степову / лісостепову; 2) у ранні стадії міжзледенінь переважали процеси лесиважу, ілювіально-залізистий та ілювіально-глинистий; а під час найтепліших інтерстадіалів (« ZV_{3b2} », « pI_{1b1} », «AL») процеси опідзолення і псевдоопідзолення; 3) бурі лесивовані ґрунти ранньої стадії міжзледенінь проходили дві фази розвитку: *рання* – ілювіально-залізистого та ілювіально-глинистого процесів; *пізня* – зростання ролі ілювіально-гумусового процесу; 4) на пізній стадії педогенезу міжзледенінь і теплих інтерстадіалів домінували процеси гумусонакопичення, процеси опідзолення та ілювіювання гумусу були другорядними; 5) повсюдний розвиток процесів оглеєння під час інтерстадіалів пленігляціалу був результатом перезволоженості Волинської височини; за сприятливих умов дренажу тут

розвивалися процеси буроземоутворення; б) у ранні стадії педогенезу ґрунтовий покрив відзначався значною контрастністю, зумовленою латеральними змінами материнської породи; у пізні стадії відбувалася гомогенізація ґрунтового покриву.

6. На території Волинської височини багаторічна мерзлота існувала впродовж орільського, дніпровського, удайського, бузького і причорноморського етапів. Упродовж інших стадіалів і незначних похолодань всередині теплих етапів мерзлотні структури формувалися в умовах глибокого сезонного промерзання або острівного поширення багаторічномерзлих порід. Багаторічна мерзлота могла існувати також на початку витачівського етапу і в другій половині дофінівського (красилівському) етапу.

7. У мікроморфологічній будові викопних ґрунтів відображено процеси діа- або сингенетичного кріогенного педометаморфізму, особливо у верхніх ґрунтах педокомплексів, ґрунтах із неоднорідним гранулометричним складом і ґрунтах зволжених знижень рельєфу. Вони є найвиразнішими у ґрунтах інтерстадіального рангу (прилуцькі, витачівські, дофінівські) і в оглеєних лесах (удайський, бузький). Найпоширенішими мікроморфологічними індикаторами палеокріогенних процесів у досліджених лесово-ґрунтових розрізах є такі: 1) *мікроагрегати* – плитчасті, лінзоподібні, ооїди; 2) *поровий простір* – дрібні морозобійні тріщини, субпаралельна система тріщин і кріогенно обумовлені газові пори; 3) *скелет* – кільцеві, дугові і кластерні форми сортування мінерального скелету, накопичення мінерального скелету вздовж пор або в міжагрегатних порах; 4) *плазма* – фрагментація кутан ілювіювання, кільцева форма оптичної орієнтації плазми, глинисті плівки навколо мікроагрегатів (переважно ооїдів).

8. У ранні оптимуми міжзледенінь («zv_{3b1}», «pt_{1b1}», «kd_{1b1}», «kd_{3b1}») на Волинській височині панували суббореальні неморальні або мішані ліси. У пізні оптимуми міжзледенінь («pt_{1b2}», «pt_{3b}», «kd_{3b2}») відбувалася ксерофітизація ландшафтів – зміна лісів лісостепом або мезофітним степом. Такий тренд виявлено й для інтерстадіалів прилуцького часу: у ранній оптимум поширювалися близькі до суббореальних лісостепові ландшафти, а в пізній – бореальні мезофітні степи. Для витачівського етапу простежено такі зміни: субперигляціальні ландшафти на

початку першої підстадії («vt_{1b1}») і бореальний лісостеп на її оптимумі; південно-бореальні неморальні ліси на другій підстадії («vt_{1b2}») раннього підетапу і бореальне соснове рідколісся у пізній підетап («vt_{3b}»). У ранній підетап дофінівського часу / рівненський час поширювалися бореальні степи, а пізній підетап / красилівський час – субперигляціальні ландшафти.

9. У лесово-грунтових розрізах Волинської височини відображено короткоперіодичні палеогеографічні етапи різного рангу – підетапи, стадії, підстадії, фази. Для теплих етапів властивою є більша мінливість природних обстановок у часі, ніж для холодних. У міжзледеніння клімат був подібним або теплішим від сучасного, у ранні оптимуми («zv_{3b1}», «pt_{1b1}», «kd_{1b1}», «kd_{3b1}») відрізнявся більшою зволоженістю, у пізні – рисами континентальності. У теплі оптимуми інтерстадіалів («zv_{3b2}», «pl_{1b1}», «vt_{1b2}») клімат все ж був прохолоднішим і вологішим від сучасного, в інші оптимуми інтерстадіалів («pl_{1b2}», «vt_{1b1}», «vt_{3b}», «df₁») він був бореальним помірно-континентальним чи континентальним. Впродовж стадіалів середньорічні температури складали $\leq 0^{\circ}\text{C}$. Етап палеокріогенезу включав три фази: *кріоаридну* – формування морозобійних структур і кріогенних тріщин усихання (фінальна стадія інтерстадіалу); *кріогігротичну* – розвиток соліфлюкції і кріотурбацій, формування ППЖЛ, рідше ППЖ (перша половину стадіалу); *кріоксеротичну* – припинення мерзлотних процесів на макрорівні, проте продовження їхнього розвитку на мікрорівні (друга половину стадіалу).

10. Волинська височина упродовж неоплейстоцену знаходилася у межах глобального екотону (ліс–степ), що й визначило сенсильність лесово-грунтових розрізів цієї території до глобальних кліматичних змін. Схожість будови лесово-грунтових відкладів у вивчених розрізах седиментаційних пасток вказує на щонайменше регіональний характер встановлених короткоперіодичних етапів розвитку природи, аналоги більшості із яких знаходимо в інших регіонах України та Європи.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Александровский, А. Л., & Александровская, Е. И. (2005). *Эволюция почв и географическая среда*. Москва: Наука.
2. Александровский, А. Л., & Овсянникова, Ж. Г. (1981). Палинологические исследования дерново-подзолистой почвы и чернозема. *Почвоведение*, 1, 29–39.
3. Арап, Р. Я. (1976). *Спорово-пыльцевые исследования поверхностных проб почвы растительных зон равнинной Украины* (Автореф. дис. ... канд. биол. наук). Институт ботаники АН УССР, Киев.
4. Аринушкина, Е. В. (1970). *Руководство по химическому анализу почв*. Москва: МГУ.
5. Артюшенко, А. Т., Арап, Р. Я., & Безусько, Л. Г. (1982). *История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде*. Киев: Наукова думка.
6. Бадю, Ю. Б. (2010). *Криолитология: учебное пособие*. Москва: КДУ.
7. Байсарович, О. Ю., Митропольський, І. С., & Чуприна, І. С. (Ред.). (2002). *Атлас. Глибинна будова літосфери та екогеологія України*. Київ: ІГН НАНУ.
8. Безусько, Л. Г. (1977). Матеріали до історії розвитку рослинності Малого Полісся у ранньо-середньочетвертинний час. *Матеріали VI з'їзду Українського ботанічного товариства* (с. 270–271). Київ: Наукова думка.
9. Безусько, Л. Г. (1989). Палинологические данные к стратиграфии позднего плейстоцена западных областей Украины. В Л. А. Назаркин (Ред.), *Палинологические таксоны в биостратиграфии*, 2, 103–108.
10. Безусько, Л. Г. (2013). Паліноморфи відкладів дубнівського комплексу викопних ґрунтів Волино-Поділля. *Український ботанічний журнал*, 70(2), 215–223.

11. Безусько, Л. Г. (2014). Нові палінологічні характеристики підкарсилівського лесу верхнього плейстоцену Волинської височини. *Український ботанічний журнал*, 71(6), 708–715.
12. Безусько, Л. Г., & Богуцький, А. Б. (2004). Палінологічна вивченість дубнівського викопного ґрунту Волино-Поділля. Сучасний стан та перспективи. В П. Ф. Гожик (Ред.), *Проблеми стратиграфії фанерозою України: збірник наукових праць Ін-ту геол. наук НАН України* (с. 238–242). Київ: НАН України.
13. Безусько, Л. Г., Богуцький, А. Б., & Кліманов, В. А. (1985). Рослинність та клімат Малого Полісся в дубнівському (брянському) міжстадіалі. *Український ботанічний журнал*, 42(1), 41–45.
14. Безусько, Л., Мосякін, С., & Безусько, А. (2010). Палеокліматичні реконструкції для пізнього плейстоцену рівнинної частини України. *Вісник Львівського університету. Серія: Географія*, 38, 3–11.
15. Безусько, Л., Мосякін, С., & Безусько, А. (2010). Нові палеокліматичні реконструкції аллереду та пізнього дріасу рівнинної території України. *Український ботанічний журнал*, 67(3), 373–380.
16. Безусько, Л. Г., Мосякін, С. Л., & Безусько, А. Г. (2011). *Закономірності та тенденції розвитку рослинного покриву України у пізньому плейстоцені та голоцені*. Київ: Альтерпрес.
17. Безусько, Л. Г., Мосякін, С. Л., Безусько, А. Г., & Богуцький, А. Б. (2010). Палінологічні характеристики відкладів верхнього плейстоцену Подільської височини. *Наукові записки НаУКМА. Біологія та екологія*, 106, 23–28.
18. Бердников, В. В. (1982). *Древний холод*. Москва: Мысль.
19. Березина, Н. А., & Тюремнов, С. Н. (1969). Использование спорово-пыльцевого анализа почв при палеофитоценологических исследованиях. *Вестник Московского университета. Серия 6: Биология. Почвоведение*, 3, 65–70.
20. Благовещенская, Н. В. (2016). Особенности интерпретации субфоссильных спорово-пыльцевых спектров Приволжской возвышенности (в целях палеоботанических реконструкций). *Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отделение Биологии*, 121(5), 48–63.

21. Богуцкий, А. Б. (1969). К вопросу о палеогеографии севера Воыно-Подольской возвышенности в эпоху рисского оледенения. *Доклады и сообщения Львовского отделения Географического общества УССР* (с. 60–63). Львов: Изд-во Львов. ун-та.

22. Богуцкий, А. Б. (1986). Антропогеновые покровные отложения Воыно-Подоллии. В Д. Е. Макаренко (Ред.), *Антропогеновые отложения Украины* (с. 121–132). Киев: Наукова думка.

23. Богуцкий, А. Б. (1987). Основные лессовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лессово-почвенной серии плейстоцена на юго-западе Восточно-Европейской платформы. В Е. Ф. Шнюков (Ред.), *Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины* (с. 47–52). Киев: Наукова думка.

24. Богуцкий, А. Б. (1990). Основные палеокриогенные этапы плейстоцена юго-запада Восточно-Европейской платформы. *Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология. Тезисы VII Всесоюз. Совец* (с. 65–66). Талинн.

25. Богуцький, А. (Ред.). (2007). *Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV українсько-польського семінару*. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка.

26. Богуцький, А. (Ред.). (2009). *Найдавніші леси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії, палеогеографії*. Збірник наукових праць (до XVI українсько-польського семінару. Скала-Подільська, 13–16 вересня 2009 р.). Львів: Видавничий центр ЛНУ імені І. Франка.

27. Богуцький, А. (Ред.). (2015). *Леси і палеоліт Поділля: тези доповідей XIX українсько-польського семінару* (23–27 серпня 2015 р.). Тернопіль.

28. Богуцкий, А. Б., Величко, А. А., & Геренчук, К. И. (1980). *Опорные разрезы и краевые образование материковых обледенений западной части Украины: к VI всесоюзному совещанию по изучению краевых образований материковых оледенений*. Киев.

29. Богуцкий, А. Б., Величко, А. А., & Нечаев, В. П. (1975). Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене. *Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей* (с. 80–89). Москва.
30. Богуцкий, А., Войтович, Ю., Волошин, П., Дмитрук, Р., Ланчонт, М., & Мадейська, Т. (2007). Стратиграфічна позиція коршівського ґрунтового комплексу в лесово-ґрунтовій серії Волинської височини. В А. Богуцкий (Ред.), *Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV українсько-польського семінару* (с. 11–25). Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка.
31. Богуцкий, А., & Волошин, П. (2008). Інженерно-геологічна характеристика порід опорного лесового розрізу Перемисловичі (Волинська височина). *Природа Західного Полісся та прилеглих територій*, 5, 94–99.
32. Богуцкий, А., & Волошин, П. (2008). Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-ґрунтової серії опорного розрізу Рівне (Волинська височина). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 35, 7–15.
33. Богуцкий, А., & Волошин, П. (2009). Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-ґрунтової серії опорного розрізу Нововолинськ (Волинська височина). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 37, 85–91.
34. Богуцкий, А., & Волошин, П. (2010). Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-ґрунтової серії опорного розрізу Здолбунів (Волинська височина). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 38, 21–27.
35. Богуцкий, А., & Волошин, П. (2011). Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-ґрунтової серії опорного розрізу Дубно (Тараканів), Волинська височина. *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 39, 28–34.
36. Богуцкий, А., & Волошин, П. (2013). Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-ґрунтової серії опорного розрізу Коршів (Волинська височина). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 42, 11–21.

37. Богуцький, А., & Волошин, П. (2014). Інженерно-геологічна характеристика порід лесово-грунтової серії опорного розрізу Бояничі (Волинська височина). *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 47, 18–29.
38. Богуцький, А., Голуб, Б., & Ланчонт, М. (2007). Волинська височина: головні риси геологічної будови та рельєф. В А. Богуцький (Ред.), *Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV українсько-польського семінару* (с. 6–10). Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка.
39. Богуцький, А., Ланчонт, М., Томенюк, О., & Ситник, О. (2012). Делювіально-соліфлюкційні процеси й проблеми перевідкладення і датування палеолітичних культур. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*, 16, 55–64.
40. Богуцький, А., Ситник, О., Ланчонт, М., Томенюк, О., Стандзіковський, К., & Мрочек, П. (2016). Ямпіль – нова верхньопалеолітична пам'ятка північного Поділля. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*, 20, 237–250.
41. Богуцький, А., Ситник, О., Ланчонт, М., Федорович, С., Стандзіковський, К., & Томенюк, О. (2014). Опорний розріз Буглів V та його значення для вивчення однойменної палеолітичної пам'ятки. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*, 18, 87–96.
42. Богуцький, А., Ситник, О., Томенюк, О., & Коропецький, Р. (2018). Верхній палеоліт Мізоцької височини на матеріалах стоянок Липа I та Липа VI: природне середовище, вік, техніка обробки кременю, первісне мистецтво. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*, 22, 23–41.
43. Богуцький, А., Ситник, О., Томенюк, О., Коропецький, Р., & Ланчонт, М. (2019). Пам'ятки середнього палеоліту в околицях Маріямполья на Дністрі. *Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині*, 23, 26–42. <https://doi.org/10.33402/mdapv.2019-23-26-42>
44. Болиховская, Н. С. (1995). *Эволюция лесово-почвенной формации Северной Евразии*. Москва: Изд-во МГУ.
45. Бондарчук, В. Г. (1949). *Геоморфология УРСР*. Київ: Радянська школа.

46. Бондарчук, В. Г. (1959). *Геологія України*. Київ: Видавництво АН УРСР.
47. Бондарчук, В. Г. (1963). *Геологічна будова Української РСР*. Київ: Радянська школа.
48. Бончковский, А. С. (2017). Формирование криогенных структур в плейстоцене на территории Волынской возвышенности (Украина). *Наука и образование – 2017: Сборник материалов XII международной конференции* (с. 1310–1315). Астана.
49. Бончковский, А. С. (2018). Процессы позднеплейстоценового криогенеза на территории Волынской возвышенности (Украина). *The development of nature sciences: problems and solutions: Conference Proceedings* (с. 174–178). Brno.
50. Бончковський, О. С. (2014). Новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену півдня Волині (на прикладі розрізів Боремель 1 та 2). *Фізична географія та геоморфологія*, 3(75), 57–64.
51. Бончковський, О. С. (2014). Палеокріогенні форми як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської височини). *Фізична географія та геоморфологія*, 4(76), 44–51.
52. Бончковський, О. С. (2014). Баківці – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Горохівської височини. *Науковий вісник Чернівецького університету. Серія: Географія*, 724–725, 5–10.
53. Бончковський, О. С. (2014). Палеокріогенний мікрорельєф як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської акумулятивно-денудаційної височини). *Рельєф і клімат: Матеріали міжнародного наукового симпозіуму* (с. 16–17). Чернівці: Технодрук.
54. Бончковський, О. С. (2015). Новий Тік – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 3(79), 77–89.
55. Бончковський, О. С. (2015). Кололежі – новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(80), 69–76.

56. Бончковський, О. С. (2015). Розвиток процесів педогенезу у прилуцький час на території півдня Волинської височини. *Молоді науковці – географічній науці*: Збірник наукових праць XI Всеукраїнської науково-практичної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 8–10). Київ: Прінт Сервіс.
57. Бончковський, О. С. (2015). Соліфлюкційні процеси на території Горохівської височини у неоплейстоцені. *Шевченківська весна – 2015. Географія*: Збірник наукових праць XIII міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 10–13). Київ: Прінт Сервіс.
58. Бончковський, О. С. (2016). Пізньоплейстоценовий кріогенез в межах Волинської височини. *Науковий вісник Чернівецького університету. Серія: Географія*, 775–776, 19–30.
59. Бончковський, О. С. (2016). До питання класифікації викопних морозобійних структур (на основі досліджень лесово-грунтової серії Волинської височини). *Шевченківська весна – 2016. Географія*: Збірник наукових праць XIV міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 8–11). Київ: Прінт Сервіс.
60. Бончковський, О. С. (2016). Етапність розвитку неоплейстоценового педогенезу південної частини Волинської височини. *Українська географія: сучасні виклики*. Збірник праць XII з'їзду Українського географічного товариства, том III (с. 18–21). Київ: Прінт Сервіс.
61. Бончковський, О. С. (2016). Особливості формування дубнівського та горохівського педокомплексів пізнього плейстоцену Горохівської височини та Рівненського плато. *Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті імені Юрія Федьковича)*: Матеріали міжнародної наукової конференції (с. 52–53). Чернівці.
62. Бончковський, О. С. (2017). Новостав – детально стратифікований лесово-грунтовий розріз Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(88), 29–40.

63. Бончковський, О. С. (2017). Детальна стратифікація лесово-грунтових відкладів у басейнах річок Стир та Горинь. *Ідеї та новації в системі наук про Землю: Збірник матеріалів VII всеукраїнської молодіжної наукової конференції* (с. 104–105). Київ: Інститут геологічних наук НАН України.
64. Бончковський, О. С. (2018). Ковбань – детально стратифікований лесово-грунтовий розріз Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 2(90), 24–33.
65. Бончковський, О. С. (2018). Еволюція ґрунтів у голоцені на території Хрінницького Надстир'я (за даними палеопедологічних досліджень на археологічній пам'ятці Хрінники – Шанків Яр). *Фізична географія та геоморфологія*, 3(91), 21–29.
66. Бончковський, О. С. (2018). Палеокріогенні процеси на території Волинської височини. *Вісник Дніпропетровського університету. Геологія. Географія*, 26(1), 3–16. <https://doi.org/10.15421/111801>
67. Бончковський, О. С. (2018). Палеокліматичні умови формування мерзлотних структур у плейстоцені на території Волинської височини. *Рельєф і клімат: Матеріали II Міжнародної конференції* (с. 88–89). Чернівці: Чернівецький національний університет.
68. Бончковський, О. С. (2019). Палеопедологічні дослідження на археологічній пам'ятці Хрінники (Шанків Яр). *Археологія і давня історія України*, 1(30), 231–240.
69. Бончковський, О. С. (2019). Особливості соліфлюкційних процесів у плейстоцені на території Волинської височини. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 3(54), 177–178.
70. Бончковський, О. С. (2019). Кріостратиграфічні маркери верхнього плейстоцену Волинської височини. *Ідеї та новації в системі наук про Землю: Матеріали VIII Всеукраїнської молодіжної наукової конференції* (с. 22–23). Київ: Інститут геологічних наук НАН України.
71. Бончковський, О. С. (2020). Смиків – новий опорний розріз верхнього неоплейстоцену Волинської височини. *Вісник Харківського національного*

університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія», 53, 25–44. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-02>

72. Бончковський, О. (2021). Ґрунти та рослинність центральної частини Волинської височини у витачівський час. *Культурний ландшафт як географічний феномен*: Матеріали Міжнародної наукової конференції (с. 58–59). Чернівці: Чернівецький національний університет.

73. Бончковський, О. С., Бардецький, А. Б., & Пшеничний, Ю. Л. (2018). Палеогеографічні дослідження на археологічній пам'ятці Острів Дубовець (м. Дубно). *Фізична географія та геоморфологія*, 4(92), 23–37.

74. Бончковський, О., Бардецький, А., & Пшеничний, Ю. (2020). Палеогеографічний підхід до вивчення багат шарової археологічної пам'ятки Острів Дубовець (Рівненська обл., Україна). В Р. Włodarczak (Red.), *A Planitiebus Usque Ad Montes: Studia Archaeologica Andreae Pelisiak Vitae Anno Sexagesimo Quinto Oblata* (s. 599–631). Rzeszow: Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego.

75. Бончковський, О. С., Бортник, С. Ю., Герасименко, Н. П., & Лаврук, Т. М. (2016). «Боремельське Надстир'я» як перспективна територія для створення ландшафтного заказника. *Фізична географія та геоморфологія*, 2(82), 124–132.

76. Бончковський, О. С., Кулаковська, Л. В., & Усик, В. І. (2021). Палеолітичне місцезнаходження в с. Новий Тік: стратиграфічний і палеогеографічний аспект. *Фізична географія та геоморфологія*, 4–6(108–110), 7–22.

77. Бортник, С. Ю., Ковтонюк, О. В., & Погорільчук, Н. М. (2011). Трансконтинентальні та трансрегіональні лінеamenti території України: історія досліджень. *Фізична географія та геоморфологія*, 3(64), 19–40.

78. Бронникова, М. А. (2008). Силикатные кутаны иллювиирования как носители памяти почв. В В. О. Таргульян, & С. В. Горячкин (Ред.), *Пам'ять почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий* (с. 468–497). Москва: Издательство ЛКИ.

79. Валлиулина, Г. Ш. (2010). О происхождении деллей на территории Закамья республики Татарстан. *Вестник Удмуртского университета*, 3, 68–72.

80. Веклич, М. Ф. (1968). *Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран*. Киев: Наукова думка.
81. Веклич, М. Ф. (1982). *Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций Украины верхнего кайнозоя*. Киев: Наукова думка.
82. Веклич, М. Ф. (1987). *Проблемы палеоклиматологии*. Киев: Наукова думка.
83. Веклич, М. Ф., Матвиишина, Ж. Н., Медведев, В. В., Сиренко, Н. А., & Федоров, К. Н. (1979). *Методика палеопедологических исследований*. Киев: Наукова думка.
84. Веклич, М. Ф., Сиренко, Н. А., Матвиишина, Ж. Н., Герасименко, Н. П., Передерий, В. И., & Турло, С. И. (1993). Стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Украины. В *Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины*. Киев: Госком геологии Украины.
85. Веклич, М. Ф., Сиренко, Н. А., Матвиишина, Ж. Н., Мельничук, И. В., Передерий, В. И., Турло, С. И., & Возгрин, В. Д. (1984). *Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины (методические разработки)*. Киев: Наукова думка.
86. Величко, А. А., & Морозова, Т. Д. (1975). Стадийность развития и палеогеографическая унаследованность признаков современных почв Русской равнины. В *Проблемы региональной и общей палеогеографии лёссовых и перигляциальных областей* (с. 102–121). Москва: Наука.
87. Величко, А. А., & Морозова, Т. Д. (1986). Палеогеографические основы истории формирования современного почвенного покрова. В *Эволюция и возраст почв СССР* (с. 22–36). Пушкино.
88. Величко, А. А., Морозова, Т. Д., Нечаев, В. П., & Порожнякова, О. М. (1996). *Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие*. Москва: Наука.
89. Возгрин, Б. Д. (1990). Лихвинский горизонт плейстоцена левобережья Среднего Днепра. В *Четвертичный период. Методы. Стратиграфия и экология*, 1, 122–123.

90. Волошин, П. К. (1987). *Инженерно-геологическое расчленение лессовых толщ с применением методов палеокриологии и палеопедологии (на примере опыта инженерно-строительных изысканий Волыно-Подольи)*. (Автореф. дис. ... канд. геогр. наук). Москва.
91. Воскресенский, С. С. (1970). *Динамическая геоморфология: формирования склонов*. Москва: Изд-во Московского университета.
92. Гагарина, Э. И. (2004). *Микроморфологический метод исследования почв*. Санкт-Петербург: Изд-во СПб ун-та.
93. Ганущак, М. М., & Тарасюк, М. М. (2011). Методи й підходи до комплексного вивчення басейнової системи р. Стир. *Вісник ВНУ ім. Л. Українки*, 9, 19–29.
94. Герасименко, Н. П. (1988). *Палеоландшафты правобережья Киевского Приднепровья (поздний кайнозой)*. Москва: ВИНТИ.
95. Герасименко, Н. П. (1997). Природная среда обитания человека на юго-востоке Украины в позднеледниковье и голоцене (по материалам палеогеографического изучения археологических памятников). *Археологический альманах*, 6, 3–64.
96. Герасименко, Н. П. (2004). *Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України*. (Автореф. дис. ... док. геогр. наук). Інститут географії НАН України, Київ.
97. Герасименко, Н. П. (2020). *Палеогеографія четвертинного періоду України (палеоландшафти): підручник*. Київ: Прінт Сервіс.
98. Герасименко, Н. П., & Матвіїшина, Ж. М. (2007). Проблеми завадівського «великого інтергляціалу». В А. Богуцький (Ред.), *Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV українсько-польського семінару* (с. 194–206). Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка.
99. Герасимова, М. И., Губин, С. В., & Шоба, С. А. (1992). *Микроморфология почв природных зон СССР*. Пушино: Пушинский научный центр.

100. Геренчук, К. И. (Ред.). (1975). *Природа Волинської області*. Львів: Вища школа.
101. Геренчук, К. И. (Ред.). (1976). *Природа Ровенської області*. Львів: Вища школа.
102. Геренчук, К. И., Демедюк, Н. С., & Богуцкий, А. Б. (1976). Древнечетвертичное оледенение на территории западных областей Украины. *V Всесоюзное совещание по изучению краевых образований материковых оледенений* (с. 58–60). Киев: Наукова думка.
103. Главацький, Д., Бахмутов, В., Богуцький, А., & Волошин, П. (2016). Петромагнетизм і палеомагнетизм субаеральних відкладів розрізів Бояничі і Коршів (Волинська височина). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 1, 43–51.
104. Гладков, О. С., & Лунина, О. В. (2010). Сейсмичність юга Восточної Сибіри: проблеми і перспективи вивчення. *Геодинаміка і тектонофізика*, 3(1), 249–272.
105. Гнатюк, Р. (2021). Малоамплітудні розривні порушення у плейстоценових відкладах Волино-Подільської височини. *Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій*, 1(12), 51–73. <http://dx.doi.org/10.30970/gpc.2021.1.3457>
106. Гнатюк, Р., & Новак, Т. (2015). Низькі тераси долини Стиру в середній частині Волинської височини. *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 50, 101–118
107. Гожик, П. Ф., & Аверіна, О. Л. (1969). Алювіальні відклади головних річкових систем УРСР. Басейн річок платформенної України. В *Стратиграфія УРСР* (с. 240–253). Том 11. Київ: Наукова думка.
108. Гофштейн, И. Д. (1979). *Неотектоника западной Вольно-Подольи*. Киев: Наукова думка.
109. Гричук, В. П. (1989). *История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене*. Москва: Наука.

110. Гричук, В. П., & Заклинская, Н. Д. (1948). *Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии*. Москва: ОГИЗ. Географгиз.
111. Грубрін, Ю. Л. (1960). Геоморфологічна будова долини р. Ікви. *Географічний збірник АН УРСР*, 4, 83–95.
112. Гуртовая, Е. Е. (1981). Реконструкция природных условий брянского интервала последней ледниковой эпохи для юго-запада Русской равнины. *Доклады АН СССР. Серия географическая*, 5, 1225–1228.
113. Гуртовая, Е. Е. (1985). Условия формирования дубновского горизонта на северной окраине Подольской возвышенности. В В. П. Гричук, & Е. Д. Заклинская (Ред.), *Палинология четвертичного периода* (с. 147–158). Москва: Наука.
114. Данилов, И. Д. (1990). *Подземные льды*. Москва: Недра.
115. Данилова, Н. С. (1963). Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях Вилюя. В Е. М. Катасонов (Ред.), *Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на северо-востоке* (с. 25–40). Москва: Изд-во АН СССР.
116. Дацюк, В. В., & Логвиненко, І. П. (2013). Раритетне фіторізноманіття лісових екосистем Волинської височини. *Чорноморський ботанічний журнал*, 9(3), 452–458.
117. Диденко, Н. А., & Черленевская, И. Е. (1957). О природе Пелчинской и Рава-Русской дислокаций. *Геологический сборник Львовского геологического сообщества*, 4, 163–170.
118. Дмитрук, Р. Я. (2001). *Палеогеографічні умови верхньоплейстоценового лесонагромадження Волино-Поділля (на основі вивчення малакофауни)*. (Автореф. дис. ... канд. геогр. наук). Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів.
119. Добровольский, В. В. (1956). Карбонатные стяжения в почвах и почвообразующих породах Центрально-черноземной области. *Почвоведение*, 5, 31–42.
120. Добровольский, Г. В. (Ред.). (1983). *Методическое руководство по микроморфологии почв. Учебное пособие*. Москва: Изд-во Московского ун-та.

121. Дорошкевич, С. П. (2018). *Природа Середнього Побужжя у плейстоцені: за даними вивчення викопних ґрунтів*. Київ: Наукова думка.
122. Дубіс, Л. Ф. (2013). *Еоловий морфогенез правобережної частини українського Полісся*. (Автореф. дис. ... док. геогр. наук). Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ.
123. Еловичева, Я., & Зубович, С. (2007). Особенности палеогеографического развития территории Беларуси и Украины в плейстоцене. В А. Богущкий (Ред.), *Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV українсько-польського семінару* (с. 129–162). Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка.
124. Жигарев, Л. А. (1967). *Причини и механизм развития солифлюкции*. Москва: Наука.
125. Жовинский, Э. Я., & Кураева, И. В. (2002). *Геохимия тяжелых металлов в почвах Украины*. Киев: Наукова думка.
126. Заверуха, Б. (1985). *Флора Волыно-Подолли и ее генезис*. Киев: Наукова думка.
127. Зайдельман, Ф. Р., & Никифорова, А. М. (2001). *Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон*. Москва: Изд-во Московского университета.
128. Заклинская, Е. Д. (1961). *Материалы к изучению состава современной растительности и ее спорово-пыльцевых спектров для целей биостратиграфии четвертичных отложений (широколиственный и смешанный лес)*. Москва: Изд-во АН СССР.
129. Заклинская, Е. Д. (1987). Теоретические основы палинологии. Флора и растительность. В И. И. Нестерова (Ред.), *Методические аспекты палинологии* (с. 4–13). Москва: Недра.
130. Заморій, П. К. (1961). *Четвертинні відклади Української РСР*. Київ: Видавництво Київського університету.

131. Зузук, Ф. В., & Залеський, І. І. (2013). Антропогенна трансформація рельєфу в межах Волинської та Рівненської областей. *Природа Західного Полісся та прилеглих територій*, 10, 3–9.
132. Зыкина, В. С., & Зыкин, В. С. (2012). *Лессово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене*. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео».
133. Каплянская, Ф. А., & Тарноградский, В. Д. (1973). Грунтовые жилы связанные с морозобойным растрескиванием. В В. В. Баулин, & С. М. Цейтлин (Ред.), *Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии* (с. 79–90). Москва: Недра.
134. Кармазиненко, С. П. (2010). *Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України*. Київ: Наукова думка.
135. Карпец, Ю. М. (2009). Генезис і структура геокомплексів східної частини Волинської височини. *Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. Серия: География*, 22(61), 59–69.
136. Качинский, Н. А. (1958). *Механический и микроагрегатный состав почвы: методы его изучения*. Москва: Изд-во АН СССР.
137. Ковда, В. А., & Зырин, Н. Г. (1973). *Микроэлементы в почвах Советского Союза*. Москва: Изд-во Московского университета.
138. Ковда, И. В. (2004). Карбонатные новообразования в почвах: старые и новые проблемы изучения. В Н. Ф. Глазовский (Ред.), *Почвы, геохимические циклы и биосфера* (с. 115–137). Москва: Товарищество Научных изданий КМК.
139. Ковда, И. В. (2008). Информационное значение карбонатных новообразований для реконструкции процессов и факторов почвообразования. В. В. О. Таргульян, & С. В. Горячкин (Ред.), *Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий* (с. 352–406). Москва: Издательство ЛКИ.
140. Комар, М. С., & Прилипко, С. К. (2009). Положение прилукского термохрона и его аналогов в стратиграфических схемах Европы. *Палеонтологія та стратиграфія*, 2, 190–193.

141. Конищев, В. Н., & Рогов, В. В. (1977). Микроморфология криогенных почв и грунтов. *Почвоведение*, 2, 119–125.
142. Кошелева, И. Т. (1958). Микроморфология тундровых почвогрунтов как возможный индикатор их генезиса. *Известия АН СССР. Серия: География*, 3, 25–30.
143. Красюк, А. А. (1916). О погребенном гумусовом горизонте Европейской России вообще и Волыно-Подоллии в частности. *Русский почвовед*, 121–134.
144. Крокос, В. І. (1932). Інструкція до вивчення четвертинних покладів України. *Четвертинний період*, 3, 17–55.
145. Кудеяров, В. Н., & Иванов, И. В. (Ред.). (2015). *Эволюция почв и почвенного покрова: теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв*. Москва: ГЕОС.
146. Кудрявцев, В. А. (1978). *Общее мерзлотоведение*. Москва: МГУ.
147. Кузьмішина, І. (2016). *Флора і рослинність України. Курс лекцій*. Луцьк: Друк ПП Іванюк В.
148. Куница, Н. А. (1984). *Палеогеографические реконструкции плейстоцена по малакофаунистическим данным (на примере Украины)*. (Автореф. дис. ... док. геогр. наук). Институт геофизики им. С. И. Субботина АН УССР, Киев.
149. Куница, Н. А. (2007). *Природа Украины в плейстоцене (по данным малакофаунистического анализа)*. Черновцы: Рута.
150. Ларин, С. И., Лаухин, С. А., & Гусельников, В. Л. (2013). Новые данные о древней мерзлоте перигляциальной зоны западной Сибири в позднем неоплейстоцене и голоцене. *Фундаментальные проблемы квартера и основные направления дальнейших исследований. VIII Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода (10–15 июня 2013 г.)* (с. 356–358). Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН.
151. Ласкарев, В. Д. (1914). *Геологические исследования Юго-Западной России. 17-й лист Общей Геологической карты Европейской России*. Петроград.

152. Макеев, А. О. (2012). *Поверхностные палеопочвы лёссовых водоразделов Русской равнины*. Москва: Молнет.
153. Маринич, А. М. (1963). *Геоморфология Южного Полесья*. Киев: Изд-во Киевского университета.
154. Маринич, О. М. (1956). Основні риси будови та історії розвитку річкових долин Українського Полісся. *Географічний збірник Київського університету*, 1, 27–79.
155. Маринич, О., Пархоменко, Г., Петренко, О., & Шищенко, П. (2003). Удосконалена схема фізико-географічного районування України. *Український географічний журнал*, 1, 16–20.
156. Маринич, А., Пащенко, В., & Шищенко, П. (1985). *Природа УССР: Ландшафты и физико-географическое районирование*. Киев: Наукова думка.
157. Матвишина, Ж. Н. (1982). *Микроморфология плейстоценовых почв Украины*. Киев: Наукова думка.
158. Матвишина, Ж. Н. (1993). *Микроморфология и педогенез верхнекайнозойских ископаемых почв Украины*. (Автореф. дис. ... док. геогр. наук). Институт географии АН Украины, Киев.
159. Матвійшина, Ж. М., Герасименко, Н. П., Передерій, В. І., Брагін, А. М., Івченко, А. С., Кармазиненко, С. П., Нагірний, В. М., & Пархоменко, О. Г. (2010). *Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України*. Київ: Наукова думка.
160. Мельничук, І. В. (2004). *Палеоландшафти України в антропогені*. Київ: Обрії.
161. Молодых, И. И. (1982). *Грунты подов и степных блюдец субэарального покрова Украины*. Киев: Наукова думка.
162. Моносзон, М. Х. (1959). Рассеивание воздушным путем пыльцы маревых. *Труды института географии АН СССР*, 46(21), 157–165.
163. Морозова, Т. Д. (1965). Микроморфологические особенности мерзлотных палевых почв Центральной Якутии в связи с криогенезом. *Почвоведение*, 11, 79–89.

164. Морозова, Т. Д. (1981). *Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене*. Москва: Наука.
165. Морозова, Т. Д., & Богуцкий, А. Б. (1981). О строении гороховского почвенного комплекса Волинской возвышенности и его возрастных аналогов в Польше. В А. А. Величко, & В. П. Гричук (Ред.), *Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей* (с. 128–151). Москва: Наука.
166. Нечаев, В. П. (1981). О некоторых соотношениях между мерзлотными климатическими параметрами и их палеогеографическое значение. В А. А. Величко, & В. П. Гричук (Ред.), *Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей* (с. 211–220). Москва: Наука.
167. Нечаев, В. П. (1983). *Палеокриогенные процессы на территории Воыно-Подольской возвышенности в верхнем плейстоцене*. (Автореф. дис. ... канд. геогр. наук). Институт географии АН СССР, Москва.
168. Нечаев, В. П. (2009). Субэаральная криолитозона. В А. А. Величко (Ред.), *Климаты и ландшафты северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии* (с. 128–141). Москва: ГЕОС.
169. Новак, Т. (2015). До проблеми встановлення східної межі Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 78(2), 71–77.
170. Новак, Т. А. (2020). *Рельєф Волинської височини: проблеми просторової диференціації*. (Дис. ... канд. геогр. наук). Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів.
171. Новак, Т., & Бермес, А. (2014). Морфотектоніка Мізоцької височини. *Вісник Львівського університету. Серія географічна*, 47, 194–201.
172. Нужний, Д. Ю. (2015). *Верхній палеоліт західної і північної України*. Київ: Видавець Олег Філюк.
173. Павлюк, В., & Кузьмішина, І. (2017). Біоморфологічні особливості степових рослин Горохівської височини (Горохівський район, Волинська область). *Науковий вісник Східноєвропейського національного університету імені Лесі Українки*, 13, 57–62.

174. Паламарчук, Н. (2010). Мікроморфологічна будова коршівського викопного ґрунтового комплексу опорного розрізу Коршів. *Фізична географія та геоморфологія*, 58(1), 259–265.
175. Паламарчук, Н. (2010). Мікроморфологічна характеристика коршівського викопного ґрунтового комплексу опорного розрізу Бояничі. *Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету. Серія: Географія*, 28(2), 19–27.
176. Паламарчук, Н. Ю. (2011). *Палеогеографічні умови формування коршівського викопного ґрунтового комплексу Волино-Поділля*. (Автореф. дис. ... канд. геогр. наук). Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів.
177. Палієнко, В. П., Барщевський, М. Є., Бортник, С. Ю., Палієнко, Е. Т., Вахрушев, Б. О., Кравчук, Я. С., Гнатюк, Р. М., & Зінько, Ю. М. (2004). Загальне геоморфологічне районування території України. *Український географічний журнал*, 1, 3–11.
178. Парфенова, Е. И., & Ярилова, Е. А. (1977). *Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении*. Москва: Наука.
179. Позняк, С., Папіш, І., Іванюк, Г., & Ямелинець, Т. (2019). Ґрунтово-географічне районування широколистяно-лісової ґрунтово-біокліматичної зони України. *Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: Географічна*, 46(1), 26–39.
180. Попов, А. И., Розенбаум, Г. Э., & Тумель, Н. В. (1985). *Криолитология*. Москва: Московский университет.
181. Порожнякова, О. М. (1990). Палеоаласы центра Русской равнины. *Четвертична стратиграфія и события Евразии и Тихоокеанского региона: Сборник научных статей* (с. 25–27). Якутск.
182. Пясецкий, В. К. (1992). Мустьерский культурный слой палеолитического местонахождения Жорнов и некоторые вопросы стратиграфии палеолита. *Российская археология*, 3, 113–126.
183. Пясецкий, В. К. (1997). Начало раскопок позднепалеолитического поселения Ровно (Бармаки). *Российская археология*, 1, 151–162.

184. Пясецький, В. К. (1999). Палеоліт східної частини Волинської височини. *Vita Antiqua*, 2, 9–17.
185. Пясецький, В. К. (2009). *Палеоліт Волинської височини і Малого Полісся*. Рівне.
186. Радзівілл, В. Я. (2009). Структури платформного чохла Волино-Поділля. *Геологічний журнал*, 3, 28–40.
187. Рибченко, Л. С. (2007). Сумарна сонячна радіація (рік). Масштаб 1:10 000 000. *Національний атлас України*. Київ: ДНВП «Картографія».
188. Рогов, В. В. (1989). *Микростроение мерзлых грунтов*. (Автореф. дис. ... док. геогр. наук). Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва.
189. Розанов, Б. Г. (1983). *Морфология почв*. Москва: Изд-во Московского университета.
190. Романовский, Н. Н. (1977). *Формирование полигонально-жильных структур*. Новосибирск: Наука.
191. Романовский, Н. Н. (1993). *Основы криогенеза литосферы*. Москва: Изд-во Московского университета.
192. Ромашкевич, А. И., & Герасимова, М. И. (1982). *Микроморфология и диагностика почвообразования*. Москва: Наука.
193. Рослый, И. М. (Ред.) (1990). *Геоморфология Украинской ССР*. Киев: Выща школа.
194. Рудая, Н. А. (2010). *Палинологический анализ: Учебно-методическое пособие*. Новосибирск: Новосибирский государственный университет, Институт археологии и этнографии, СО РАН.
195. Рухин, Л. Б. (1961). *Основы литологии. Учение об осадочных породах*. Ленинград: Государственное научно-техническое изд-во нефтяной и горно-топливной литературы.
196. Савич, В. П. (1975). *Пізньопалеолітичне населення Південно-Західної Волині*. Київ: Наукова думка.

197. Сакс, В. Н., & Хлонова, А. Ф. (Ред.). (1964). *Систематика и методы изучения ископаемых пилыцы и спор*. Москва: Наука.
198. Силёва, Т. М., Иванов, В. В., & Шоба, С. А. (2015). *Диагностика минералов крупных фракций почв. Учебное пособие*. Москва: МАКС Пресс Москва.
199. Сиренко, Е. А. (2009). Методические аспекты спорово-пыльцевого анализа для стратиграфии континентальных отложений плиоцена – нижнего неоплейстоцена Украины. *Тектоніка і стратиграфія*, 36, 104–109.
200. Сиренко, Н. А., & Турло, С. И. (1986). *Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене*. Киев: Наукова думка.
201. Сіренко, О. (2009). Палінологічні дані до стратиграфії нижньоплейстоценових відкладів волино-подільської плити. В А. Богуцький (Ред.), *Найдавніші ліси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії і палеогеографії. Збірник наукових праць до XVI україно-польського семінару* (с. 97–113). Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка.
202. Сіренко, О. А., Матвіїшина, Ж. М., & Дорошкевич, С. П. (2017). Нові матеріали до характеристики рослинності та ґрунтів лубенського часу раннього неоплейстоцену України. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 10, 85–94.
203. Сіренко, О. А., Матвіїшина, Ж. М., & Дорошкевич, С. П. (2019). Розвиток рослинності та ґрунтів центральної частини Придніпровської височини протягом широкинського і мартоносського етапів еоплейстоцену – раннього неоплейстоцену. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 12, 59–67.
204. Скворцова, Е. Б. (2008). Поровое пространство как носитель почвенной памяти. В В. О. Таргульян, & С. В. Горячкин (Ред.), *Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий* (с. 438–468). Москва: Издательство ЛКИ.
205. Скворцова, Е. Б. (2015). Эволюция порово-агрегатного профиля почвы. В В. Н. Кудеяров, & И. В. Иванов (Ред.), *Эволюция почв и почвенного покрова*.

Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв (с. 118–140). Москва: ГЕОС.

206. Слагода, Е. А. (2005). *Реконструкция криолитозоны с применением микроморфологических признаков криогенеза в отложениях позднего кайнозоя*. (Автореф. дис. ... док. геол.-минерал. наук). Институт криосферы Земли Сибирского отделения РАН, Тюмень.

207. Сладков, А. Н. (1967). *Введение в спорово-пыльцевой анализ*. Москва: Наука.

208. Соколовский, И. Л. (1958). *Лессовые породы западной части УССР*. Киев: Издательство АН УССР.

209. Соколовський, І. Л. (1955). Про викопні сліди «вічної» мерзлоти в четвертинних відкладах західної частини УРСР. *Доповіді АН УРСР, серія геологічна, 4*, 390–393.

210. Спиридонова, Е. И. (1991). *Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене*. Москва: Наука.

211. Сычева, С. А. (2008). Морфолитопедогенез в аккумулятивных и трансаккумулятивных ландшафтах как особый механизм почвенной и литогенной памяти. В В. О. Таргульян, & С. В. Горячкин (Ред.), *Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий* (с. 128–160). Москва: Издательство ЛКИ.

212. Сычева, С. А. (2015). Эволюция и историческое развитие культурных слоев древних поселений. В В. Н. Кудеяров, & И. В. Иванов (Ред.), *Эволюция почв и почвенного покрова. Теория разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв* (с. 790–804). Москва: ГЕОС.

213. Таргульян, В. О., & Горячкин, С. В. (Ред.) (2008). *Память почв: Почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий*. Москва: Издательство ЛКИ

214. Третьяков, А. С. (2004). *Статистический методы в прикладных географических исследованиях: Учебно-методическое пособие*. Харьков: Шрифт.

215. Тутковский, П. А. (1899). К вопросу о способе образования лёсса. *Землеведение* (с. 213–311). Кн. I-II. Москва.
216. Тутковский, П. А. (1912). *Послетретичные озера в северной полосе Волынской губернии*. Житомир.
217. Федорова, Р. В., & Вронский, В. А. (1980). О закономерностях рассеивания пыльцы и спор в воздухе (для палеогеографических целей). *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*, 50, 153–164.
218. Харчук, І. С. (2015). *Опорні розрізи плейстоценової лесово-грунтової серії заходу України як пам'ятки природи*. (Дис. ... канд. геогр. наук). Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів.
219. Цацкин, А. И. (1980). *Палеопедологические реконструкции для позднего плейстоцена юго-запада Русской равнины*. (Автореф. дис. ... канд. геогр. наук). Институт географии АН СССР, Москва.
220. Цись, П. М. (1962). *Геоморфологія УРСР*. Львів: Видавництво Львівського університету.
221. Чабай, В. П., & Васильев, П. М. (2021). Культурно-хронологічні особливості еволюції палеоліту Середнього Подніпров'я. *Кам'яна доба України*, 21, 77–114.
222. Чабай, В. П., Ступак, Д. В., Весельський, А. П., & Дудник, Д. В. (2020). Стоянка Бармаки в контексті епігравету Середнього Подніпров'я. *Археологія і давня історія України*, 37(4), 107–125. <https://doi.org/10.37445/adiu.2020.04.08>
223. Чебаненко, И. И., Вишняков, И. Б., & Власов, Б. И. (1990). *Геотектоника Волыно-Подолли*. Киев: Наукова думка.
224. Черванев, И. Г. (1968). *Структурный анализ бассейна р. Стырь*. (Автореф. дис. ... канд. геогр. наук). Харьковский национальный университет имени В. Н. Каразина, Харьков.
225. Чорний, І. Б. (1995). *Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства*. Київ: Вища школа.

226. Шелкопляс, В. Н. (1974). Геохронология лессовой формации по данным термолюминесцентного метода. В *Материалы по четвертичному периоду Украины: к IX Конгрессу ИНКВА* (с. 89–120). Киев: Наукова думка.

227. Шелкопляс, В. Н., Христофорова, Т. Ф., Палиенко, В. П., Морозов, Г. В., Марущак, Г., Линднер, Л., Войтанович, Ю., Бутрим, Ю., & Богущкий, А. Б. (1985). *Хронология образований лессовой и ледниковой формации западной части УССР и сопредельных территорий*. Киев: Институт геологических наук АН УССР.

228. Шульга, П. Л. (Ред.). (1963). *Геологическая карта СССР: М-35-XIV*. Серия Волыно-Подольская, масштаб: 1:200 000.

229. Юркова, В. Г. (Ред.). (1959). *Геологическая карта СССР: М-35-XV*. Серия Волыно-Подольская, масштаб: 1:200 000.

230. Adameková, K., Lisá, L., Neruda, P., Petřík, J., Doláková, N., Novák, J., & Volánek, J. (2021). Pedosedimentary record of MIS 5 as an interplay of climatic trends and local conditions: multi-proxy evidence from the Palaeolithic site of Moravský Krumlov IV (Moravia, Czech Republic). *CATENA*, 200, 105174. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105174>

231. Ahmad, I., & Chandra, R. (2013). Geochemistry of loess-palaeosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66, 73–89. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.029>

232. Ahman, R. (1976). The structure and morphology of minerogenic palsas in Northern Norway. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, 25–31.

233. Alexandrowicz, W. P., Łanczont, M., Boguckij, A. B., Kulesza, P., & Dmytruk, R. (2014). Molluscs and ostracods of the Pleistocene loess deposits in the Halych site (Western Ukraine) and their significance for palaeoenvironmental reconstructions. *Quaternary Science Reviews*, 105, 162–180. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.10.008>

234. Andersen, S. T. (1970). The relative pollen productivity and pollen representation of North European trees, and correction factors for tree pollen spectra. Determined by surface pollen analyses from forests. *Danmarks Geologiske Undersøgelse II. Række*, 96, 1–99. <https://doi.org/10.34194/raekke2.v96.6887>

235. Andrieux, E., Bertran, P., Antoine, P., Deschodt, L., Lenoble, A., Coutard, S., Ajas, A., Borderie, Q., Coutard, J.-P., Didierjean, F., Dousteysier, B., Ferrier, C., Gardère, P., Gé, T., Liard, M., Loch, J.-L., Naton, H.-G., Rué, M., Sitzia, L., ... Vernet, G. (2016). Database of Pleistocene periglacial features in France: Description of the online version. *Quaternaire*, 27(4), 329–339. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7717>
236. Antoine, P., Coutard, S., Guerin, G., Deschodt, L., Goval, E., Loch, J.-L., & Paris, C. (2016). Upper Pleistocene loess-palaeosol records from Northern France in the European context: Environmental background and dating of the Middle Palaeolithic. *Quaternary International*, 411, 4–24. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.036>
237. Antoine, P., Rousseau, D.-D., Degeai, J.-P., Moine, O., Lagroix, F., Reutzer, S., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Svoboda, J., & Lisá, L. (2013). High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial–Glacial cycle in Central Europe: The loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quaternary Science Reviews*, 67, 17–38. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.014>
238. Antoine, P., Rousseau, D.-D., Hatté, C., Zöller, L., Lang, A., Fontugne, M., & Moine, O. (2002). Événements éoliens rapides en contexte loessique: l'exemple de la séquence du Pléniglaciaire supérieur weichselien de Nussloch (Vallée du Rhin-Allemagne). *Quaternaire*, 13(3–4), 199–208.
239. Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., & Zöller, L. (2009). Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 25–26(28), 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>
240. Bagnold, R. A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*. London: Methuen and Co.
241. Barta, G. (2011). The structure and origin of loess dolls – a case study from the loess-paleosol sequence of Süttő, Hungary. *Journal of Environmental Geography*, 4(1), 1–10.

242. Becze-Deák, J., Langohr, R., & Verrecchia, E. P. (1997). Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 76 (3–4), 221–252. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00106-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00106-1)
243. Bertran, P., Andrieux, E., Antoine, P., Deschodt, L., Font, M., & Sicilia, D. (2017). Pleistocene involutions and patterned ground in France: Examples and analysis using a GIS database. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(4), 710–725. <https://doi.org/10.1002/ppp.1957>
244. Bertran, P., Andrieux, E., Bateman, M., Font, M., Manchuel, K., & Sicilia, D. (2018). Features caused by ground ice growth and decay in Late Pleistocene fluvial deposits, Paris Basin, France. *Geomorphology*, 310, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.011>
245. Błaszczuk, M., & Hercman, H. (2022). Palaeoclimate in the Low Tatras of the Western Carpathians during MIS 11–6: Insights from multiproxy speleothem records. *Quaternary Science Reviews*, 275, 107290. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107290>
246. Błaszczewicz, M. (2011). Timing of the final disappearance of permafrost in the central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland. *Geological Quarterly*, 55, 361–374.
247. Boettger, T., Novenko, E. Yu., Velichko, A. A., Borisova, O. K., Kremenetski, K. V., Knetsch, S., & Junge, F. W. (2009). Instability of climate and vegetation dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early Glaciation. *Quaternary International*, 207, 137–144. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.05.006>
248. Bogucki, A., Bogucki, A. A., & Voloshyn, P. (1996). Cryogeneus phenomena of Middle Pleistocene in the western part of the Ukraine. In J. Repelewska-Pekalova, & K. Pekala (Eds), *Sesija Polarna. Problemy współczesnej strefy peryglacjalnej* (pp. 131–139). Lublin: UMCS.

249. Bogucki, A., Maruszczak, H., & Nawrocki, J. (1995). Stratigraphic and paleogeographic interpretation of analysis results of magnetic susceptibility of loesses at Bojanice (NW Ukraine). *Annales – Universitatis Mariae Curie-Sklodowska*, 50, 51–64.
250. Bogucki, A., Tomeniuk, O., Sytnyk, O., & Koropetskyi, R. (2020). Main problems of the research on the Palaeolithic of Halych-Dnister region (Ukraine). *Open Geosciences*, 12, 791–803. <https://doi.org/10.1515/geo-2020-0029>
251. Bogucki, A., Voloshyn, P., & Tomeniuk, O. (2014). Zapadowosc pleistocenskich pozionow lessowo-glebowych i kriogenicznych Wolynia i Podolia. *Przegląd Geologiczny*, 62(2), 553–559.
252. Boguckij, A., & Łanczont, M. (2002). Stratygrafia lessów Naddniestrza halickiego. *Studia Geologica Polonica*, 119, 315–327.
253. Boguckij, A. B., Łanczont, M., Łacka, B., Madeyska, T., & Nawrocki, J. (2009). Quaternary sediment sequence at Skala Podil'ska, Dniester River basin (Ukraine): Preliminary results of multi-proxy analyses. *Quaternary International*, 198, 173–194. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.010>
254. Boguckij, A. B., Łanczont, M., Łacka, B., Madeyska, T., & Sytnyk, O. (2009). Age and the palaeoenvironment of the West Ukrainian palaeolithic: the case of Velykyi Glybochok multi-cultural site. *Journal of Archaeological Science*, 36, 1376–1389. <https://doi.org/10.1016/j.jas.2009.01.027>
255. Bokhorst, M., Beets, C., Marković, S. B., Gerasimenko, N. P., Matviishina, Z. N., & Frechen, M. (2009). Pedochemical climate proxies in Late Pleistocene loess-soil sequences. *Quaternary International*, 198(1), 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.003>
256. Bonchkovskyi, O. S. (2019). Changes in pedogenic processes during Pryluky times (Late Pleistocene) in the central part of the Volyn' Upland. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 28(2), 230–240. <https://doi.org/10.15421/111924>
257. Bonchkovskyi, O. (2020). The loess-palaeosol sequence of Novyi Tik: a new Middle and Upper Pleistocene record for Volyn' Upland (north-west Ukraine). *Quaternaire*, 31(4), 281–308. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.14308>

258. Bonchkovskyi, O. (2020). Upper Pleistocene loess-palaeosol sequences in the central part of the Volyn Upland (NW Ukraine). *INQUA SEQS 2020. Conference Proceedings. Wrocław, 28th September 2020. Quaternary Stratigraphy – palaeoenvironment, sediments, palaeofauna and human migrations across Central Europe* (p. 38). Wrocław.
259. Bonchkovskyi, O. S., & Gerasimenko, N. P. (2020). A first attempt at the regional implementation of a geoarchaeological site database for Ukraine: study areas of the Volyn' Upland and the Transcarpathian Lowland. *Geoinformatics* (pp. 1–5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo050>.
260. Bradshaw, R., & Holmqvist, B. H. (1999). Danish forest development during the last 3000 years reconstructed from regional pollen data. *Ecography*, *22*, 53–62.
261. Brandes, C., & Winsemann, J. (2013). Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity. *International Journal of Earth Sciences*, *102*(8), 2255–2274. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0914-4>
262. Brewer, R. (1976). *Fabric and mineral analysis of soils*. New York: Wiley.
263. Buggle, B., Glazer, B., Humbach, U., Gerasimenko, N., & Markovich, S. (2011). An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quaternary International*, *240*(1–2), 12–21.
264. Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, J., & Tursina, T. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Wolverhampton: Waine Research Publications.
265. Bunting, B. T. (1977). The occurrence of vesicular structures in arctic and subarctic soils. *Zeitschrift für Geomorphologie*, *21*, 87–95.
266. Bunting, B. T. (1983). High arctic soils through the microscope: prospect and retrospect. *Annals of the Association of American Geographers*, *73*(4), 609–616.
267. Burn, C. R. (1990). Implications for palaeoenvironmental reconstruction of recent ice-wedge development at Mayo, Yukon Territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, *1*, 3–14.

268. Caspers, G., Merkt, J., Müller, H., & Freund, H. (2002). The Eemian interglaciation in northwestern Germany. *Quaternary Research*, 58(1), 49–52. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2341>
269. Chistyakov, K. V., Amosov, M. I., Kurochkin, Yu. N., Lessovaia, S. N., Strelkov, I. I., & Tyusov, G. A. (2021). Tundra and steppe locations of Altai Highland Depressions: features of vegetation community and soil cover and their thermal regime. *Contemporary Problems of Ecology*, 14, 231–240. <https://doi.org/10.1134/S1995425521030045>
270. Chytrý, M., Horsák, M., Danihelka, J., Ermakov, N., German, D. A., Hájek, M., Hájková, P., Kočí, M., Kubešová, S., Lustyk, P., Nekola, J. C., Řičánková, V. P., Preislerová, Z., Resl, P., & Valachovič, M. (2019). A modern analogue of the Pleistocene steppe-tundra ecosystem in southern Siberia. *Boreas*, 48, 36–56. <https://doi.org/10.1111/bor.12338>
271. Courty, M. A., & Fedoroff, N. (1985). Micromorphology of recent and buried soils in a semiarid region of Northwestern India. *Geoderma*, 35, 287–332. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(85\)90015-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(85)90015-1)
272. Coutard, J. P., & Múcher, H. (1985). Deformation of laminated silt loam due to repeated freezing and thawing. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 309–319. <https://doi.org/10.1002/esp.3290100403>
273. Coutard, J. P., Van Vliet-Lanoë, B., & Auzet, A. V. (1989). Experiments concerning the genesis and the deformation of soil structures by frost creep. *Zeitschrift für Geomorphologie, New Series, Supplement Band*, 71, 13–23.
274. Crampton, C. B. (1977). A study of the dynamics of hummocky microrelief in the Canadian north. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(4), 639–649. <https://doi.org/10.1139/e77-064>
275. Davis, B. A. S., Chevalier, M., Sommer, P., Carter, V. A., Finsinger, W., Mauri, A., Phelps, L. N., Zanon, M., Abegglen, R., Åkesson, C. M., Alba-Sánchez, F., Anderson, R. S., Antipina, T. G., Atanassova, J. R., Beer, R., Belyanina, N. I., Blyakharchuk, T. A., Borisova, O. K., Bozilova, E., ... Zimny, M. (2020). The Eurasian

Modern Pollen Database (EMPD), version 2. *Earth System Science Data*, 12(4), 2423–2445. <https://doi.org/10.5194/essd-12-2423-2020>

276. Desprat, S., Sánchez Goñi, M. F., Turon, J.-L., Duprat, J., Malaizé, B., & Peyrouquet, J.-P. (2006). Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land–sea–ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core. *Quaternary Science Reviews* 25, 1010–1026. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.001>

277. Dobrowolski, R., Bałaga, K., Bogucki, A., Fedorowicz, S., Melke, J., Pazdur, A., & Zubovič, S. (2001). Chronostratigraphy of the Okunin and Czerepacha lake-mire geosystems (Volhynia Polesiye, NW Ukraine) during the Late Glacial and Holocene. *Geochronometria*, 20, 107–115.

278. Dolecki, L. (2002). *Podstawowe profile lessów neoplejstocénskich Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna*. Lublin: Wydawnictwo UMCS.

279. Dolecki, L. (2003). Struktury peryglacjalne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisla) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, 8, 65–92.

280. Durand, N., Monger, H. C., & Canti, M. G. (2010). 9 –Calcium carbonate features. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 149–194). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00009-X>

281. Faegri, K., & Iversen, J. (1975). *Textbook of pollen analysis* (3d ed.). New York: Hafner Press.

282. Fedoroff, N., Courty, M.-A., & Guo, Z. (2010). 27 – Palaeosoils and relict soils. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 623–662). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00027-1>

283. Fedorowicz, S., Łanczont, M., Bogucki, A., Kusiak, J., Mroczek, P., Adamiec, G., Bluszcz, A., Moska, P., & Tracz, M. (2013). Loess-paleosol sequence at Korshiv (Ukraine): Chronology based on complementary and parallel dating (TL, OSL),

and litho-pedosedimentary analyses. *Quaternary International*, 296, 117–130. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.001>

284. Fedorowicz, S., Łanczont, M., Mroczek, P., Bogucki, A., Standzikowski, K., Moska, P., Kusiak, J., & Bluszcz, A. (2018). Luminescence dating of the Volochysk section: a key Podolian loess site (Ukraine). *Geological Quarterly*, 62(3), 729–744. <https://doi.org/10.7306/gq.1436>

285. Feng, J.-L., Hu, Z.-G., Ju, J.-T., & Zhu, L.-P. (2011). Variations in trace element (including rare earth element) concentrations with grain sizes in loess and their implications for tracing the provenance of eolian deposits. *Quaternary International*, 236(1), 116–126. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.04.024>

286. FitzPatrick, E. A. (1956). An indurated soil horizon formed by permafrost. *Journal of Soil Science*, 7, 248–254.

287. FitzPatrick, E. A. (1984). *Micromorphology of soils*. London: Chapman and Hall.

288. FitzPatrick, E. A. (1993). *Soil microscopy and micromorphology*. New York: Jon Wiley & Sons.

289. Folk, R. L. (1968). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin Texas: Hemphill's book store.

290. Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar, in study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–27.

291. Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B., & Rumpel, C. (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature*, 450, 277–280. <https://doi.org/10.1038/nature06275>

292. Fortier, D., Allard, M., & Shur, Y. (2007). Observation of rapid drainage system development by thermal erosion of ice wedges on Bylot Island, Canadian Arctic Archipelago. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(3), 229–243. <https://doi.org/10.1002/ppp.595>

293. Fox, C. A. & Protz, R. (1981). Definition of fabric distributions to characterize the rearrangement of soil particles in the Turbic Cryosols. *Canadian Journal of Soil Science*, 61, 29–34. <https://doi.org/10.4141/cjss81-004>

294. Frankowski, Z., Łanczont, M., & Boguckij, A. (2007). Vistulian litho- and pedosedimentary cycles recorded in the Kolodiiv loess-palaeosol sequence (East Carpathian Foreland, Ukraine) determined by laser grain-size analysis. *Geological Quarterly*, 51(2), 147–160.
295. French, H. M. (2007). *The periglacial environment* (3d ed.). New York: John Wiley and Sons.
296. Friedman, J. D., Johansson, C. E., Oskarsson, N., Svensson, H., Thorarinsson, S., & Williams, R. S. (1971). Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. Photo interpretation and field studies. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 53(3–4), 115–145.
297. Fuchs, M., Kreutzer, S., Rousseau, D.-D., Antoine, P., Hatté, C., Lagroix, F., Moine, O., Gauthier, C., Svoboda, J., & Lisá, L. (2012). The loess sequence of Dolní Vestonice, Czech Republic: A new OSL-based chronology of the Last Climatic Cycle. *Boreas*, 42, 664–677. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00299.x>
298. Gerasimenko, N. (2006). Upper Pleistocene loess–palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper area, Ukraine. *Quaternary International*, 149, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.11.018>
299. Gerasimenko, N. (2011). Climatic and environmental oscillations in southeastern Ukraine from 30 to 10 ka, inferred from pollen and lithopedology. In I. V. Buynevich, V. Yanko-Hombach, A. S. Gilbert, & R. E. Martin (Eds.), *Geology and Geoarchaeology of the Black Sea Region: Beyond the Flood Hypothesis: Geological Society of America Special Paper*, 473, 117–132. [https://doi.org/10.1130/2011.2473\(08\)](https://doi.org/10.1130/2011.2473(08))
300. Gerasimenko, N. (2019). The Upper Middle Pleistocene loess-palaeosol successions in Central Ukraine. *International Symposium on ‘Loess deposits as Archives of Environmental Change in the Past’ Program and Abstract Book, Yerevan, Armenia, September 15–22, 2019*. National Academy of Science of the Republic of Armenia, Yerevan, 18.
301. Gerasimenko, N., Bonchkovskyi, O., & Kovalchuk, I. (2020). Modelling of Late Pleistocene climatic hazards in the estimation of risk for the future abrupt climatic deterioration. *Conference proceeding: XIV International Scientific Conference*

“*Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*” (pp. 1–5). Kyiv. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056051>.

302. Gerasimenko, N., & Rousseau, D.-D. (2008). Stratigraphy and paleoenvironments of the Last Pleniglacial in the Kyiv loess region (Ukraine). *Quaternaire*, 19(4), 293–307. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.4592>

303. Gerasimenko, N., & Vozgrin, B. (2011). The Gat’ section as a new reference Quaternary site of the Transcarpathia. In P. Gozhik (Ed.), *The Quaternary studies in Ukraine. To XVIII Congress of INQUA* (pp. 27–38). Kyiv.

304. Gocke, M., Pustovoytov, K., Kühn, P., Wiesenberg, G. L. B., Löscher, M., & Kuzyakov, Y. (2011). Carbonate rhizoliths in loess and their implications for paleoenvironmental reconstruction revealed by isotopic composition: $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C . *Chemical Geology*, 3–4, 251–260. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.01.022>

305. Godin, E., & Fortier, D. (2012). Fine-scale spatio-temporal monitoring of multiple thermo-erosion gully development on Bylot Island, Eastern Canadian Archipelago. In K. M. Hinkel (Ed.), *10th International Conference on Permafrost (Salekhard)* (pp. 125–130). Salekhard: The Northern Publisher.

306. Golubtsov, V. A., Khokhlova, O. S., & Cherkashina, A. A. (2019). Carbonate rhizoliths in dune sands of the Belaya River valley (Upper Angara region). *Eurasian Soil Science*, 52, 83–93. <https://doi.org/10.1134/S1064229319010034>

307. Gozhik, P. F., & Gerasimenko, N. P. (2011). The Lower and Middle Pleistocene of Ukraine. In P. F. Gozhik (Ed.), *The Quaternary studies in Ukraine. To XVIII Congress of the International Association on the Study of the Quaternary Period (INQUA, Bern 2011)* (pp. 9–26). Kyiv: Institute of Geological Sciences of National Academy of Sciences of Ukraine.

308. Gozhik, P., Komar, M., Łanczont, M., Fedorowicz, S., Bogucki, A., Mroczek, P., Prylypko, S., & Kusiak, J. (2014). Paleoenvironmental history of the Middle Dnieper Area from the Dnieper to Weichselian Glaciation: A case study of the Maksymivka loess profile. *Quaternary International*, 334–335, 94–111.

309. Gozhik, P., Lindner, L., & Marks, L. (2012). Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. *Quaternary International*, 271, 31–37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.027>
310. Gozhik, P., Matviishina, Zh., Gerasimenko, N., Rekovets, L., & Shelkoplyas, V. N. (2001). *Quaternary stratigraphy. INQUA-SEQS, Subcom. on European Quaternary Stratigraphy. The Ukraine Quaternary Explored: The Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East–West correlation. Excursion guide* (pp. 3–62). Kyiv.
311. Guiot, J., Harrison, S. P., & Prentice, I. C. (1993). Reconstruction of Holocene precipitation patterns in Europe using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 40, 139–149. <https://doi.org/10.1006/qres.1993.1066>
312. Guiter, F., Andrieu-Ponel, V., de Beaulieu, J.-L., Cheddadi, R., Calvez, M., Ponel, P., Reille, M., Keller, T., & Goeury, C. (2003). The last climatic cycles in Western Europe: a comparison between long continuous lacustrine sequences from France and other terrestrial records. *Quaternary International*, 111, 59–74. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00015-6](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00015-6)
313. Gurney, S. D. (2000). Relict cryogenic mounds in the UK as evidence of climate change. In S. J. McLaren, & D. R. Kniveton, (Eds.), *Linking climate change to land surface change, advances in global change research* (pp. 209–229). Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/0-306-48086-7_11
314. Gurney, S. D. (2001). Aspects of the genesis and geomorphology and terminology of palsas: perennial cryogenic mounds. *Progress in Physical Geography*, 25, 249–260. <https://doi.org/10.1177/030913330102500205>
315. Haesaerts, P., Borziak, I., Chirica, V., Damblon, F., Koulakovska, L., & Plicht, J. (2003). The East Carpathian loess record: a preference for the Middle and Late Pleniglacial stratigraphy in Central Europe. *Quaternaire*, 14(3), 163–188.
316. Haesaerts, P., Damblon, F., Gerasimenko, N., Spagna, P., & Pirson, S. (2016). The Late Pleistocene loess-palaeosol sequence of Middle Belgium. *Quaternary International*, 411, 25–43. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.02.012>

317. Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeblerli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääh, A., Kern-Lütschg, M. A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., ... Vonder Mühll, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3), 117–171. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002>
318. Harris, C., & Ellis, S. (1980). Micromorphology of soils in soliflucted materials, Okstindan, northern Norway. *Geoderma*, 23, 11–29.
319. Harris, C., Kern-Luetschg, M., Smith, F., & Isaksen, K. (2008). Solifluction processes in an area of seasonal ground freezing, Dovrefjell, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes* 19, 31–47. <https://doi.org/10.1002/ppp.609>
320. Hlavatskyi, D. V., & Bakhmutov, V. G. (2020). Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the best developed Pleistocene loess-palaeosol sequences of Ukraine: implications for correlation and proposed chronostratigraphic models. *Geological Quarterly*, 64(3), 723–753. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1544>
321. Hlavatskyi, D. V., Gerasimenko, N. P., Bakhmutov, V. G., Bonchkovskyi, O. S., Poliachenko, I. B., Shpyra, V. V., Mychak, S. V., Kravchuk, I. V., & Cherkes, S. I. (2021). Significance of the Ukrainian loess-palaeosol sequences for Pleistocene climate reconstructions: rock magnetic, palaeosol and pollen proxies. *Геофизический журнал*, 43(3), 3–26. <https://doi.org/10.24028/gzh.v43i3.236378>
322. Horsák, M., Chytrý, M., Pokryszko, B.M., Danihelka, J., Ermakov, N., Hájek, M., Hájková, P., Kintrová, K., Kočí, M., Kubešová, S., Lustyk, P., Otýpková, Z., Pelánková, B., & Valachovič, M. (2010). Habitats of relict terrestrial snails in southern Siberia: lessons for the reconstruction of palaeoenvironments of full-glacial Europe. *Journal of Biogeography*, 37, 1450–1462. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2010.02280.x>
323. Hošek, J., Prach, J., Krizek, M., Sida, P., Moska, P., & Pokorný, P. (2019). Buried Late Weichselian thermokarst landscape discovered in the Czech Republic, central Europe. *Boreas*, 48(4), 988–1005. <https://doi.org/10.1111/boe.12404>

324. Huijzer, A. S. (1993) *Cryogenic microfibrils and macrostructures: interrelations, processes and paleoclimatic significance*. Amsterdam: Proefschrift Vrije Universiteit.
325. Huijzer, A. S., & Isarin, R. F. B. (1997). The reconstruction of past climates using multi-proxy evidence; an example of the Weichselian Pleniglacial in northwest and central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 16, 513–533. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(96\)00080-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(96)00080-7)
326. Jahn, A. (1946). Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 16, 126–138.
327. Jahn, A. (1956). *Wyżyna Lubelska*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
328. Jahn, A. (1977). Struktury związane z klimami lodowymi w osadach plejstocenskich. *Studia Geologica Polonica*, 52, 177–194.
329. Jaillard, B., Guyon, A., & Maurin, A. (1991). Structure and composition of calcified roots, and their identification in calcareous soils. *Geoderma*, 50(3), 197–210.
330. Jary, Z. (2007). *Zapis zmian klimatu w gornoplejstocenskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy*. Wrocław: Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego.
331. Jary, Z. (2009). Periglacial markers within the Late Pleistocene loess–palaeosol sequences in Poland and Western Ukraine. *Quaternary International*, 198, 124–135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.01.008>
332. Jary, Z., & Ciszek, D. (2013). Late Pleistocene loess–palaeosol sequences in Poland and western Ukraine. *Quaternary International*, 296, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.07.009>
333. Jiamao, H., Keppens, E., Tungsheng, L., Paepe, R., & Wenying, J. (1997). Stable isotope composition of the carbonate concretion in loess and climate change. *Quaternary International*, 37, 37–43.
334. Jiang, W., Guo, Z., Sun, X., Wu, H., Chu, G., Yuan, B., Hatté, C., & Guiot, J. (2006). Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner

Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. *Quaternary Research*, 65, 411–420. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.10.007>

335. Jin, H., Chang, X. L., Luo, D. L., He, R. X., Lu, L. Z., Yang, S. Z., Guo, D. X., Chen, X. M., & Harris, S. (2016). Evolution of permafrost in Northeast China since the Late Pleistocene. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 8(4), 269–296. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1226.2016.00269>

336. Juggins, S. (2007). *C2 Version 1.5 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualization*. Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK.

337. Kadereit, A., Kind, C.-J., & Wagner, G. A. (2013). The chronological position of the Lohne Soil in the Nussloch loess section – re-evaluation for a European loess-marker horizon. *Quaternary Science Reviews*, 59(3), 67–86. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.026>

338. Kaiser, K., Hilgers, A., Schlaak, N., Jankowski, M., Kühn, P., Bussemer, S., & Przegietka, K. (2009). Palaeopedological marker horizons in northern Central Europe; characteristics of lateglacial Usselo and Finow soils. *Boreas*, 28, 591–609. [10.1111/j.1502-3885.2008.00076.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00076.x)

339. Kaplan, J. O., Bigelow, N. H., Prentice, I. C., Harrison, S. P., Bartlein, P. J., Christensen, T. R., Cramer, W., Matveyeva, N. V., McGuire, A. D., Murray, D. F., Razzhivin, V. Y., Smith, B., Walker, D. A., Anderson, P. M., Andreev, A. A., Brubaker, L. B., Edwards, M. E., & Lozhkin, A. V. (2003). Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodata-model comparisons, and future projections. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*, 108(19), 8171. <https://doi.org/10.1029/2002jd002559>

340. Karte, J. (1983). Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators. *GeoJournal*, 7(4), 329–340. <https://doi.org/10.1007/BF00241455>

341. Kasse, K., & Bohncke, S. (1992). Weichselian upper pleniglacial aeolian and ice-cored morphology in the southern Netherlands (Noord-Brabant, Groote Peel). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(4), 327–342. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430030407>

342. Kemp, R. A. (1995). Distribution and genesis of calcitic pedofeatures within a rapidly aggrading loess-paleosol sequence in China. *Geoderma*, 65(3–4), 303–316. doi:10.1016/0016-7061(94)00038-c
343. Kemp, R. A. (1998). Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary International*, 51–52, 133–141. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00040-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00040-2)
344. Kolstrup, E. (1986). Reappraisal of the upper Weichselian Periglacial environment from Danish frost wedge casts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56(3–4), 237–249.
345. Komar, M., Łanczont, M., & Madeyska, T. (2009). Spatial vegetation patterns based on palynological records in the loess area between the Dnieper and Odra Rivers during the last interglacial–glacial cycle. *Quaternary International*, 198, 152–172. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.04.008>
346. Kondracki, J. (2002). *Geografia regionalna Polski*. Warszawa: PWN.
347. Kooistra, M. J., & Brussaard, L. (1995). A micromorphological approach to the study of soil structure-soil biota interactions. In C. A. Edwards, T. Abe, & B. R. Striganova (Eds.), *Structure and Function of Soil Communities* (pp. 55–69). Kyoto: Kyoto University Press.
348. Kooistra, M. J., & Pulleman, M. M. (2018). 16 – Features related to faunal activity. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (2d Edition)* (pp. 447–469). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00016-4>
349. Kovda, I., & Lebedeva, M. (2013). Modern and relict features in clayey cryogenic soils: morphological and micromorphological identification. *Spanish Journal of Soil Science*, 3, 130–147.
350. Kovda, I., & Mermut, A. R. (2010). 7 – Vertic Features. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 109–127). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00007-6>

351. Kovda, I., Sycheva, S., Lebedeva, M., & Inozemtzev, S. (2009). Variability of carbonate pedofeatures in a loess-paleosol sequence and their use for paleoreconstructions. *Journal of Mountain Science*, 6, 155–161.
352. Krumbein, W. C. (1938). Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. *Journal of Sedimentary Petrology*, 8, 84–90
353. Kubiëna, W. L. (1938). *Micropedology*. Jowa: Collegiate Press.
354. Kubiëna, W. L. (1953). *The soils of Europe*. London: Thomas Murby and Co.
355. Kühn, P. (2003). Micromorphology and Late Glacial/Holocene genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). *Catena*, 54, 537–555. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(03\)00129-2](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(03)00129-2)
356. Kühn, P., Aguilar, J., & Miedema, R. (2010). 11 – Textural pedofeatures and related horizons. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 217–250). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00011-8>
357. Kukla, G., & Cilek, V. (1996). Plio-Pleistocene megacycle: Record of climate and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 171–194. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00040-2](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00040-2)
358. Kukla, G. J. (1977). Pleistocene land-sea correlations I. Europe. *Earth Science Review*, 13, 307–374. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90125-8](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90125-8)
359. Kukla, G. J., Bender, M. L., Beaulieu, J.-L. de, Bond, G., Broecker, W. S., Cleveringa, P., Gavin, J. E., Herbert, T. D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L. D., Knudsen, K.-L., McManus, J. F., Merkt, J., Muhs, D. R., Müller, H., Poore, R. Z., Porter, S. C., Seret, G., ... Winograd, I. J. (2002). Last Interglacial Climates. *Quaternary Research*, 58(1), 2–13. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2316>
360. Kusiak, J. (2007). True and anomalous TL dates from Late Pleistocene loess-paleosol deposits at the Kolodiiv site (East Carpathian Foreland, Ukraine). *Geological Quarterly*, 51, 167–172.

361. Kusiak, J., Łanczont, M., & Bogucki, A. (2012). New exposure of loess deposits in Boyanychi (Ukraine) – results of thermoluminescence analyses. *Geochronometria*, *39*(1), 84–100. <https://doi.org/10.2478/s13386-011-0054-1>
362. Kusiak, J., Łanczont, M., Madeyska, T., & Bogucki, A. (2013). Problems of TL dating of the Mesopleistocene loess deposits in the Podillya and Pokuttya regions (Ukraine). *Geochronometria*, *40*, 51–58. <https://doi.org/10.2478/s13386-012-0023-3>
363. Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B., & Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, *26*(1), 109–117. <https://doi.org/10.1002/jqs.1438>
364. Lachenbruch, A. H. (1962). Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost. *Geological Society of America, Special paper*, *70*, 1–69. <https://doi.org/10.1130/SPE70-p1>
365. Łącka, B., Łanczont, M., Madeyska, T., & Bogutsky, A. (2007). Geochemical composition of Vistulian loess and micromorphology of interstadial palaeosols at the Kolodiiv site (East Carpathian Foreland, Ukraine). *Geological Quarterly*, *51*(2), 127–146.
366. Łanczont, M., Bogucki, A., Kusiak, J., & Sytnyk, O. (2013). The results of thermoluminescence dating in the Halych IIC (Ukraine) profile as the expression of the conditions of mineral material deposition. *Geochronometria*, *40*, 42–50. <https://doi.org/10.2478/s13386-012-0022-4>
367. Łanczont, M., Bogucki, A., Yatsyshyn, A., Terpiłowski, S., Mroczek, P., Orłowska, A., Hołub, B., Zieliński, P., Komar, M., Woronko, B., Kulesza, P., Dmytruk, R., & Tomeniuk, O. (2019). Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *530*, 59–77. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.05.024>
368. Łanczont, M., Bogutsky, A., Racinowski, R., Seul, C., & Wojtanowicz, J. (2003). Eopleistocene and lower Mesopleistocene paleosols in the Zahvizdja profile in

the East Carpathian Foreland (W Ukraine). *Quaternary International*, 106–107, 119–130. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(02\)00167-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(02)00167-2)

369. Łanczont, M., & Boguckij, A. (2007). High-resolution terrestrial archive of climatic oscillations during Oxygen Isotope Stages 5-2 in the loess-palaeosol sequence at Kolodiiv (East Carpathian Foreland, Ukraine). *Geological Quarterly*, 51(2), 105–126.

370. Łanczont, M., Fedorowicz, S., Kusiak, J., Boguckij, A., & Sytnyk, O. (2009). TL age of loess deposits in the Yezupil I Palaeolithic site on the upper Dniester River (Ukraine). *Geologija*, 51, 86–96.

371. Łanczont, M., Komar, M., Madeyska, T., Mroczek, P., Standzikowski, K., Hołub, B., Fedorowicz, S., Sytnyk, O., Bogucki, A., Dmytruk, R., Yatsyshyn, A., Koropetskyi, R., & Tomeniuk, O. (2021). Spatio-temporal variability of topoclimates and local palaeoenvironments in the Upper Dniester River Valley: Insights from the Middle and Upper Palaeolithic key-sites of the Halych region (western Ukraine). *Quaternary International*. (In press). <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.10.013>

372. Łanczont, M., & Madeyska, T. (Eds.). (2015). *Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej*. Lublin: Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej.

373. Łanczont, M., Madeyska, T., Bogucki, A., Sytnyk, O., Kusiak, J., Frankowski, Z., Komar, M., Nawrocki, J., & Żogała, B. (2014). Stratigraphic position and natural environment of the oldest Middle Palaeolithic in central Podolia, Ukraine: New data from the Velykyi Glybochok site. *Quaternary International*, 326–327, 191–212. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.045>

374. Łanczont, M., Madeyska, T., Sytnyk, O., Bogucki, A., Komar, M., Nawrocki, J., Hołub, B., & Mroczek, P. (2015). Natural environment of MIS 5 and soil catena sequence along a loess slope in the Seret River valley: Evidence from the Pronyatyn Palaeolithic site (Ukraine). *Quaternary International*, 365, 74–97. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.035>

375. Lindbo, D. L., Stolt, M. H., & Vepraskas, M. J. (2010). 8 – Redoximorphic features. In G. Stoops, V. Marcelino, & F. Mees (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 129–147). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53156-8.00008-8>

376. Lindner, L., Bogutsky, A., Gozhik, P., Marciniak, B., Marks, L., Łanczont, M., & Wojtanowicz, J. (2002). Correlation of main climatic glacial-interglacial and loess-paleosol cycles in the Pleistocene of Poland and Ukraine. *Acta Geologica Polonica*, 52(4), 459–469.
377. Lindner, L., Gozhik, P., Marks, L., Łanczont, M., & Wojtanowicz, J. (2006). Correlation of Pleistocene deposits in the area between the Baltic and Black Sea, Central Europe. *Geological Quarterly*, 50(1), 195–210.
378. Lisiecki, L., & Raymo, M. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
379. Liu, T. S. (1985). *Loess and the Environment*. Beijing: Science Press.
380. Loba, A., Sykuła, M., Kierczak, J., Labaz, B., Bogacz, A., & Waroszewski, J. (2020). In situ weathering of rocks or aeolian silt deposition: key parameters for verifying parent material and pedogenesis in the Opawskie Mountains – a case study from SW Poland. *Journal of Soils Sediments*, 20, 435–451. <https://doi.org/10.1007/s11368-019-02377-5>
381. Loisy, C., Verrecchia, E. P., & Dufour, P. (1999). Microbial origin for pedogenic micrite associated with a carbonate paleosol (Champagne, France). *Sedimentary Geology*, 126, 193–204. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00040-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00040-8)
382. Maarleveld, G. C. (1976). Periglacial phenomena and the mean annual temperature during the Last Glacial Time in the Netherlands. *Biuletyn Peryglacjalny*, 26, 57–78.
383. Mackay, J. R. (1990). Some observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 15–29. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430010104>
384. Mackay, J. R. (1992). The frequency of ice-wedge cracking (1967–1987) at Garry Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 236–248. <https://doi.org/10.1139/e92-022>

385. Mackay, J. R. (1993). Air temperature, snow cover, creep of frozen ground, and the time of ice-wedge cracking, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(8), 1720–1729. <https://doi.org/10.1139/e93-151>
386. Maier, A., Stupak, D., Vasyliiev, P., Khoptynets, I., & Tkach, V. (2020). On the technological and typological integrity of assemblages from north-western Ukraine between 35 and 30 kyr cal BP. *Археологія*, 3, 8–23.
387. Magny, M., Guiot, J., & Schoellammer, P. (2001). Quantitative reconstruction of Younger Dryas to Mid-Holocene paleoclimates at Le Locle, Swiss Jura, using pollen and lake-level data. *Quaternary Research*, 56, 170–180. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2257>
388. Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55(1–2), 107–134. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00057-5](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00057-5)
389. Meng, S., Vasyliiev, P., Khoptynets, I., Tkach, V., & Maier, A. (2021). On the present habitats and ecology of *Vetrigo pseudosubstriata* Lozek, 1954 (Mollusca, Gastropoda, Vertiginidea) in Central Asia and its distribution history in Central and Eastern Europe. *Journal of Quaternary Science*, 36(6), 1090–1100. <https://doi.org/10.1002/jqs.3328/>
390. Morozova, T. D., & Nechaev, V. P. (1997). The valdai periglacial zone as an area of cryogenic soil formation. *Quaternary International*, 41–42, 53–58. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(96)00036-5)
391. Mucher, H. J. (1974). Micromorphology of slope deposits: the necessity of a classification. In G. K. Rutherford (Ed.), *Soil Microscopy* (pp. 553–566). Kingston: The Limestone Press.
392. Muchs, D., & Benedict, J. B. (2006). Eolian additions to Late Quaternary Alpine soils, Indian Peaks Wilderness area, Colorado Front Range. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 38(1), 120–130. [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2006\)038\[0120:EATLQA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2006)038[0120:EATLQA]2.0.CO;2)
393. Müller, S., Tarasov, P. E., Andreev, A. A., Tütken, T., Gartz, S., & Diekmann, B. (2010). Late Quaternary vegetation and environments in the Verkhoyansk

Mountains region (NE Asia) reconstructed from a 50-kyr fossil pollen record from Lake Billyakh. *Quaternary Science Review*, 29, 2071–2086. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.04.024>

394. Müller, K., Winsemann, J., Tanner, D. C., Lege, T., Spies, T., & Brandes, C. (2021). Glacially induced faults in Germany. In H. Steffen, O. Olesen, & R. Sutinen (Eds.), *Glacially-Triggered Faulting* (pp. 283–303). Cambridge: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108779906.021>

395. Murton, J. B. (2013). Permafrost and periglacial features. Ice wedges and ice-wedge Casts. In S. A. Elias, & C. J. Mock (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)* (pp. 436–451), Amsterdam: Elsevier.

396. Murton, J. B., & Bateman, M. D. (2007). Syngenetic sand veins and anti-syngenetic sand wedges, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 33–47. <https://doi.org/10.1002/ppp.577>

397. Murton, J. B., Bateman, M. D., Baker, C. A., Knox, R., & Whiteman, C. A. (2003). The Devensian periglacial record on Thanet, Kent, UK. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 217–246. <https://doi.org/10.1002/ppp.442>

398. Murton, J. B., & Kolstrup, E. (2003). Ice-wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking? *Progress in Physical Geography*, 27(2), 155–170. <https://doi.org/10.1191/0309133303pp365ra>

399. Murton, J. B., Worsley, P., & Gozdzik, J. (2000). Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews*, 19, 899–922. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00045-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00045-1)

400. Nawrocki, J., Bogucki, A., Łanczont, M., Werner, T., Standzikowski, K., & Pańczyk, M. (2018). The Hilina Pali palaeomagnetic excursion and possible self-reversal in the loess from western Ukraine. *Boreas*, 47, 954–966. <https://doi.org/10.1111/bor.12305>

401. Nawrocki, J., Polechońska, O., Boguckij, A., & Łanczont, M. (2006). Palaeowind directions recorded in the youngest loess in Poland and western Ukraine as derived from anisotropy of magnetic susceptibility measurements. *Boreas*, 35, 266–271. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2006.tb01156.x>

402. Nawrocki, J., Wojcik, A., & Bogucki, A. (1996). The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. *Boreas*, 25, 161–169. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1996.tb00845.x>
403. Novenko, E. Yu., Seifert-Eulen, M., Boettger, T., & Junge, F. W. (2008). Eemian and Early Weichselian vegetation and climate history in Central Europe: A case study from the Klinge section (Lusatia, eastern Germany). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 151, 72–78. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.02.005>
404. Obermeier, S. F. (1996). Use liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44, 1–76. [https://doi.org/10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3)
405. Obermeier, S. F., Olson, S. M., & Green, R. A. (2005). Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*, 76, 209–234. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.009>
406. Overpeck, J. T., Webb, III T., & Prentice, I. C. (1985). Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary Research*, 23(1), 87–108. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(85\)90074-2](https://doi.org/10.1016/0033-5894(85)90074-2)
407. Pawluk, S. (1988). Freeze-thaw effects on granular structure reorganisation for soil materials of varying texture and moisture content. *Canadian Journal of Soil Science*, 7, 1333–1342. <https://doi.org/10.4141/cjss88-047>
408. Péwé, T. L. (1959). Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica – a progress report. *American Journal of Science*, 257, 545–552.
409. Péwé, T. L. (1966). Ice wedges in Alaska — classification, distribution and climatic significance. *Proceedings, 1st International Conference on Permafrost*, vol. 1287 (pp. 76–81). National Academy of Science: National Research Council of Canada.

410. Pidek, I. A., Poska, A., Hrynowiecka, A., Brzozowicz, D., & Żarski, M. (2021). Two pollen-based methods of Eemian climate reconstruction employed in the study of the Żabieniec-Jagodne palaeolakes in central Poland. *Quaternary International* (In press) <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.09.014>
411. Pissart, A. (1983). Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium). Structure and age of the ramparts. *Geologie en Mijnbouw*, 62, 551–555.
412. Pissart, A. (1987). Weischelian periglacial structures and their environmental significance: Belgium, the Netherlands and northern France. In J. Boardman (Ed.), *Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland* (pp. 77–88). Cambridge: Cambridge University Press.
413. Pissart, A., Calmels, F., & Wastiaux, C. (2011). The potential lateral growth of lithalsas. *Quaternary Research*, 75(2), 371–377. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2011.01.001>
414. Polyakov, D. G., Ryabukha, A. G., & Kovda, I. V. (2021). The cryogenic structure and texture of seasonally freezing soil in the steppe zone of the Trans-Volga-Urals region. *Earth and Environmental Science*, 817, 012087. doi:10.1088/1755-1315/817/1/012087
415. Powers, M. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.
416. Prentice, I. C., Cramer, W., Harrison, S. P., Leemans, R., Monserud, R. A., & Solomon, A. M. (1992). A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, 19, 117–134. <https://doi.org/10.2307/2845499>
417. Prentice, C., Guiot, J., Huntley, B., Jolly, D., & Cheddadi, R. (1996). Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 12, 185–194. <https://doi.org/10.1007/BF00211617>
418. Racinowski, R., Szczypek, T., & Wach, J. (2001). *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*. Katowice: Wydawnictwa Uniwersytetu Śląskiego.

419. Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, *111*, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
420. Renssen, H., Isarin, R. F. B., Jacob, D., Podzun, R., & Vandenberghe, J. (2001). Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: preliminary results. *Global and Planetary Change, The last deglaciation: climate modeling and data analysis*, *30*, 41–57. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00076-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00076-5)
421. Renssen, H., & Vandenberghe, J. (2003). Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during the cold phases of the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*, *22*, 209–223. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00190-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00190-7)
422. Retallack, G. J. (2005). Pedogenic carbonate proxies for amount and seasonality of precipitation in paleosols. *Geology*, *33*, 333–336. <https://doi.org/10.1130/G21263.1>
423. Řičánková, V. P., Robovský, J., & Riegert, J. (2014). Ecological structure of recent and Last Glacial mammalian faunas in Northern Eurasia: The case of Altai-Sayan refugium. *PLOS ONE*, *9*(1), e85056. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0085056>
424. Ridefelt, H., Akerman, J., Beylich, A. A., Boelhouwers, J., Kolstrup, E., & Nyberg, R. (2009). 56 years of solifluction measurements in the Abisko mountains, northern Sweden – analysis of temporal and spatial variations of slow soil surface movement. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, *91*, 215–232. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2009.00365.x>
425. Rousseau, D.-D., Antoine, P., Gerasimenko, N., Sima, A., Fuch, M., Hatté, C., Moine, O., & Zöller, L. (2011). North Atlantic abrupt climatic events of the last glacial period recorded in Ukrainian loess deposits. *Climate of the past*, *7*, 221–234. <https://doi.org/10.5194/cp-7-221-2011>

426. Rousseau, D.-D., Derbyshire, E., Antoine, P., & Hatté, C. (2018). European loess records. In *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences* (pp. 1–17). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11136-4>
427. Rousseau, D.-D., Gerasimenko, N., Matviishina, Zh., & Kukla, G. (2001). Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine. *Quaternary Research*, *56*, 349–356. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2270>
428. Rousseau, D.-D., Ghil, M., Kukla, G., Sima, A., Antoine, P., Fuchs, M., Hatté, C., Lagroix, F., Debret, M., & Moine, O. (2013). Major dust events in Europe during marine isotope stage 5 (130–74 ka): a climatic interpretation of the “markers.” *Climate of the Past*, *9*, 2213–2230. <https://doi.org/10.5194/cp-9-2213-2013>
429. Seppälä, M., Gray, J., & Richard, J. (1991). The development of depressed-centre ice-wedge polygons in the northernmost Ungava Peninsula, Quebec, Canada. *Boreas*, *20*, 259–282. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1991.tb00155.x>
430. Sheldon, N. D. (2006). Abrupt chemical weathering increase across the Permian–Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *231*, 315–321. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.09.001>
431. Sheldon, N. D., & Tabor, N. J. (2009). Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth Science Reviews*, *95*(1–2), 1–52. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.03.004>
432. Shilts, W. W. (1978). Nature and genesis of mudboils, central Keewatin, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *15*(7), 1053–1068. <https://doi.org/10.1139/e78-113>
433. Sirocko, F., Seelos, K., Schaber, K., Rein, B., Dreher, F., Diehl, M., Lehne, R., Jäger, K., Krbetschek, M., & Degering, D. (2005). A late Eemian aridity pulse in central Europe during the last glacial inception. *Nature*, *436*, 833–836. <https://doi.org/10.1038/nature03905>
434. Smith, M. W., & Riseborough, D. W. (2002). Climate and the limits of permafrost. A zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, *13*(1), 1–15. <https://doi.org/10.1002/ppp.410>

435. Sprafke, T., Terhorst, B., Peticzka, R., & Thiel, C. (2013). Paudorf locus typicus (Lower Austria) revisited: The potential of the classic loess outcrop for Middle to Late Pleistocene landscape reconstructions. *E&G Quaternary Science Journal*, *62*, 59–73. <https://doi.org/10.3285/EG.62.1.06>
436. Stoops, G. (2003). *Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections*. Wisconsin: Soil Science Society of America Medison.
437. Stoops, G., & Eswaran, H. (1985). Morphological characteristics of wet soils. In *Wetland Soils: Characterization, Classification and Utilization* (pp. 177–189). Philippines, Los Banos: IRRI.
438. Stoops, G., Marcelino, V., & Mees, F. (Eds.). (2010). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-18081-9>
439. Stoops, G., Marcelino, V., & Mees, F. (Eds.). (2018). *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths (Second Edition)*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/C2014-0-01728-5>
440. Sycheva, S., Frechen, M., Terhorst, B., Sedov, S., & Khokhlova, O. (2020). Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry). *Catena*, *194*, 104689. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>
441. Sycheva, S., & Sedov, S. (2012). Paleopedogenesis during the Mikulino interglacial (MIS 5e) in the East-European plain: buried toposequence of the key-section “Alexandrov quarry”. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, *64*, 189–197.
442. Tang, G. Z., & Fedoroff, N. (1990). Genesis of calcium carbonate in loess and in paleosols in Central China. In L. A. Douglas (Ed.), *Developments in Soil Science* (Vol. 19, pp. 355–359). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)70347-7](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)70347-7)
443. Tarasov, P. E., Andreev, A. A., Anderson, P. M., Lozhkin, A. V., Haltia, E., Nowaczyk, N. R., Wennrich, V., Brigham-Grette, J., & Melles, M. (2013). The biome reconstruction approach as a tool for interpretation of past vegetation and climate changes: application to modern and fossil pollen data from Lake El’gygytgyn, Far East Russian Arctic. *Climate of the Past*, *9*(3), 3449–3487.

444. Tarasov, P. E., Volkova, V. S., Webb, T., Guiot, J., Andreev, A. A., Bezusko, L. G., Bezusko, T. V., Bykova, G. V., Dorofeyuk, N. I., Kvavadze, E. V., Osipova, I. M., Panova, N. K., & Sevastyanov, D. V. (2000). Last Glacial Maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from Northern Eurasia. *Journal of Biogeography*, 27(3), 609–620.
445. Tomeniuk, O., & Bogucki, A. (2022). The oldest palaeocryogenic stages in the Quaternary loess-palaeosol sequences of Ukraine. *EGU General Assembly 2022*, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-5740, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-5740>, 2022.
446. Trask, P. D. (1932). *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston: Gulf. publ. Co.
447. Vandenberghe, J. (1988). Cryoturbations. In M. J. Clark (Ed.), *Advances in Periglacial Geomorphology* (pp. 179–198). New York: Wiley.
448. Vandenberghe, J. (2013). Cryoturbation structures. In S.A. Elias, & C. Mock (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science* (pp. 430–435). Amsterdam: Elsevier.
449. Vandenberghe, J., Mommersteegm, H., & Edelmanm, D. (1993). Lithogenesis and geomorphological processes of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvedere. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, 7–17.
450. Vandenberghe, J., Mùcher, H. J., Roebroeks, W., & Gemke, D. (1985). Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, the Netherlands. *Analecta Praehistorica Leidensia 18/Maastricht-Belvédère: Stratigraphy, Palaeoenvironment and Archaeology of the Middle and Late Pleistocene Deposits*, 18, 7–18.
451. Vandenberghe, J., & Pissart, A. (1993). Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. *Permafrost and Periglacial processes*, 4, 121–135. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430040205>
452. Vandenberghe, J., Renssen, H., Roche, D. M., Goosse, H., Velichko, A. A., Gorbunov, A., & Levavasseur, G. (2012). Eurasian permafrost instability constrained by reduced sea-ice cover. *Quaternary Science Reviews*, 34, 16–23. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.12.001>

453. Van Loon, A. J., Pisarska-Jamroży, M., & Woronko, B. (2020). Sedimentological distinction in glacial sediments between load casts induced by periglacial processes from those induced by seismic shocks. *Geological Quarterly*, *64*, 626–640. <https://doi.org/10.7306/gq.1546>
454. Van Vliet-Lanoë, B. (1985). Frost effects in soils. In J. Boardman (Ed.), *Soils and Quaternary Landscape Evolution* (pp. 117–158). London: Wiley Publishers.
455. Van Vliet-Lanoë, B. (1991). Differential frost heave, load casting and convection: Converging mechanisms; a discussion of the origin of cryoturbations. *Permafrost and Periglacial Processes*, *2*, 123–139. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430020207>
456. Van Vliet-Lanoë, B. (1998). Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *CATENA*, *34*(1–2), 157–183. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00087-3](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00087-3)
457. Van Vliet-Lanoë, B. (2014). Patterned ground and climate change. In O. Podrovsky (Ed.), *Permafrost: distribution, composition and impacts on infrastructure and ecosystems* (pp. 67–106). Nova Science Publishers Inc.
458. Van Vliet-Lanoë, B., Brulhet, J., Combes, P., Duvail, C., Ego, F., Baize, S., & Cojan, I. (2016). Quaternary thermokarst and thermal erosion features in northern France: origin and palaeoenvironments. *Boreas*, *46*(3), 442–461. <https://doi.org/10.1111/bor.12221>
459. Van Vliet-Lanoë, B., & Fox, C. A. (2018). 20 – Frost Action. In G. Stoops, V. Marcelino, & Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths (Second Edition)* (pp. 575–603). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63522-8.00020-6>
460. Van Vliet-Lanoë, B., & Langohr, R. (1981). Correlation between fragipans and permafrost with special reference to silty Weichselian deposits in Belgium and northern France. *CATENA*, *8*(1), 137–154. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(81\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0341-8162(81)90002-3)
461. Van Vliet-Lanoë, B., Magyari, A., & Meilliez, F. (2004). Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in

- Europe. *Global and Planetary Change*, 43, 103–127.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.03.003>
462. Van Vliet-Lanoë, B., Pissart, A., Baize, S., Brulhet, J., & Ego, F. (2019). Evidence of multiple thermokarst events in northeastern France and southern Belgium during the two last glaciations. A discussion on ‘Features caused by ground ice growth and decay in Late Pleistocene fluvial deposits, Paris basin, France’ (Bertran et al., 2018). *Geomorphology*, 327, 613–628. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.036>
463. Velichko, A. A., Nechayev, V. P., & Porozhnikova, O. M. (1995). Palaeocryogenic analysis of loess-palaeosol sequences. *GeoJournal*, 36(2–3), 133–138.
464. Veneman, P. L. M., Vepraskas, M. J., & Bouma, J. (1976). The physical significance of soil mottling in a Wisconsin toposequence. *Geoderma*, 15, 103–118.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(76\)90081-1](https://doi.org/10.1016/0016-7061(76)90081-1)
465. Vepraskas, M. J. (2015). *Redoximorphic features for identifying aquic conditions. Technical Bulletin 301*. Raleigh: North Carolina Agricultural Research Service.
466. Veres, D., Tecsá, V., Gerasimenko, N., Zeeden, C., Hambach, U., & Timar-Gabor, A. (2018). Short-term soil formation events in last glacial east European loess, evidence from multi-method luminescence dating. *Quaternary Science Reviews*, 200, 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.037>
467. Verrecchia, E. P., & Trombino, L. (2021). *A visual atlas for soil micromorphologists*. Cham: Springer.
468. Verrecchia, E. P., & Verrecchia, K. E. (1994). Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 650–664.
<https://doi.org/10.1306/D4267E33-2B26-11D7-8648000102C1865D>
469. Wang, H., & Greenberg, S. E. (2007). Reconstructing the response of C3 and C4 plants to decadal-scale climate change during the late Pleistocene in southern Illinois using isotopic analyses of calcified rootlets. *Quaternary Research*, 67(1), 136–142.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2006.10.001>
470. Waroszewski, J., Sprafke, T., Kabala, C., Muszyfaga, E., Kot, A., Tsukamoto, S., & Frechen, M. (2020). Chronostratigraphy of silt-dominated Pleistocene

periglacial slope deposits on Mt. Ślęza (SW, Poland): Palaeoenvironmental and pedogenic significance. *CATENA*, 190, 104549.

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104549>

471. Waroszewski, J., Sprafke, T., Kabala, C., Musztyfaga, E., Łabaz, B., & Woźniczka, P. (2018). Aeolian silt contribution to soils on mountain slopes (Mt. Ślęza, southwest Poland). *Quaternary Research*, 89, 702–717.

<https://doi.org/10.1017/qua.2017.76>

472. Washburn, A. L. (1979). *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London: Edward Arnold.

473. Wendt, K. A., Li, X., Edwards, R. L., Cheng, H., & Spötl, C. (2021). Precise timing of MIS 7 substages from the Austrian Alps. *Climate of the Past*, 17, 1443–1454.

<https://doi.org/10.5194/cp-17-1443-2021>

474. Wieder, M., & Yaalon, D. H. (1974). Effect of matrix composition of carbonate nodule crystallisation. *Geoderma*, 11, 95–121. [https://doi.org/10.1016/0016-7061\(74\)90010-X](https://doi.org/10.1016/0016-7061(74)90010-X)

475. Woronko, B., Zieliński, P., & Sokołowski, R. J. (2015). Climate evolution during the Pleniglacial and Late Glacial as recorded in quartz grain morphoscopy of fluvial to aeolian successions of the European Sand Belt. *Geologos*, 21(2), 89–103.

<https://doi.org/10.1515/logos-2015-0005>

476. Yurtsev, B. A. (2001). The Pleistocene “Tundra-Steppe” and the productivity paradox: the landscape approach. *Quaternary Science Reviews*, 20(1–3), 165–174. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00125-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00125-6)

477. Zieliński, P., Sokołowski, R., Woronko, B., Jankowski, M., Fedorowicz, S., Zaleski, I., Molodkov, A., & Weckwerth, P. (2015). The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum on the examples from Poland and NW Ukraine. *Quaternary International*, 386, 30–41.

<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.08.013>

478. Zhong, N., Li, H., Jiang, H., Lu, H., Zheng, Y., Han, S., & Ye, J. (2020). Typical soft-sediment deformation structures induced by freeze / thaw cycles: a case

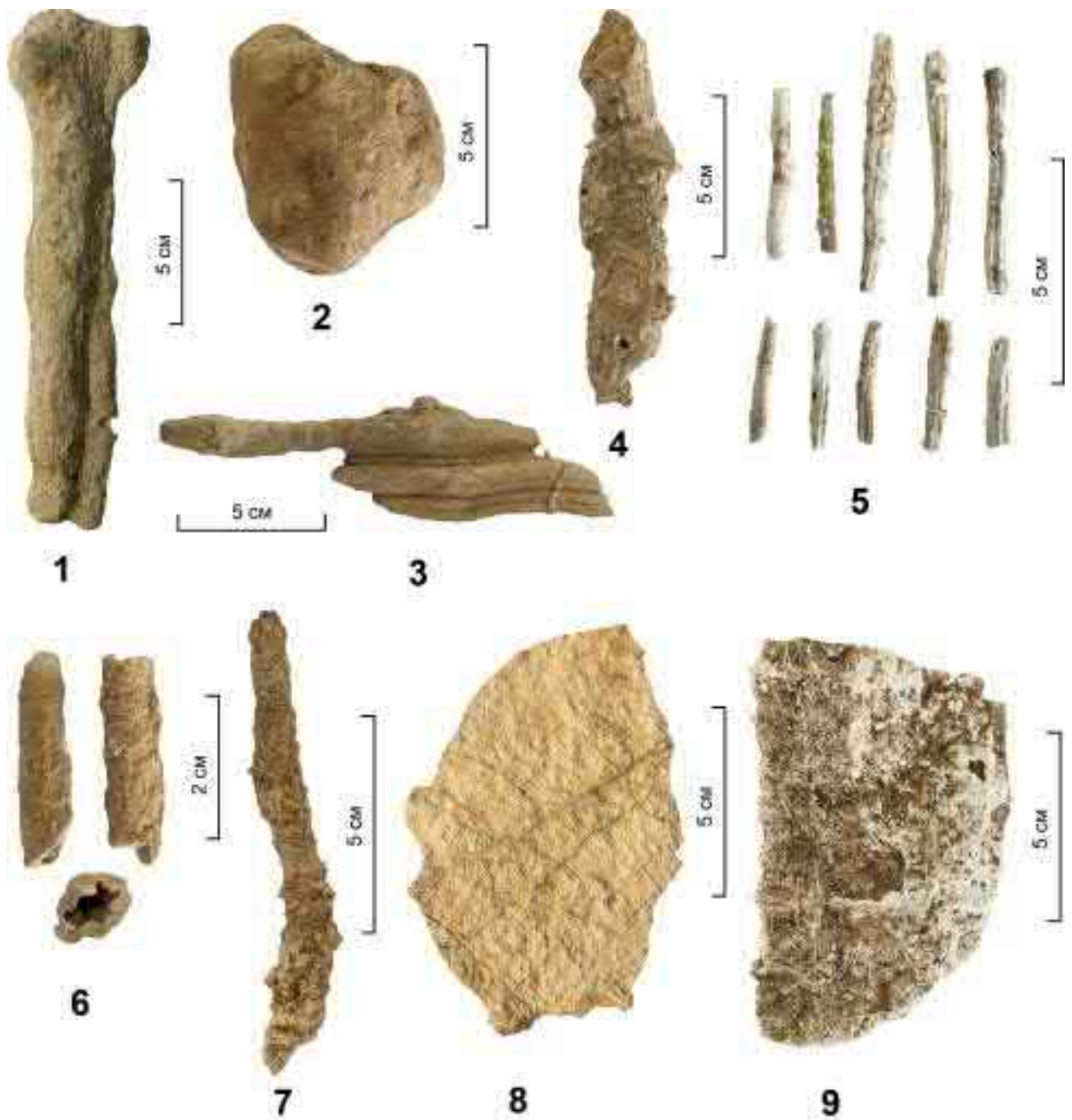
study of Quaternary alluvial deposits in the Northern Qiangtang Basin, Tibetan Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 94(1), 176–188.

479. Zöller, L., Fischer, M., Jary, Z., Antoine, P., & Krawczyk, M. (2022). Chronostratigraphic and geomorphologic challenges of last glacial loess in Poland in the light of new luminescence ages. *E&G Quaternary Science Journal*, 71, 59–81. <https://doi.org/10.5194/egqsj-71-59-2022>

ДОДАТКИ

Додаток А

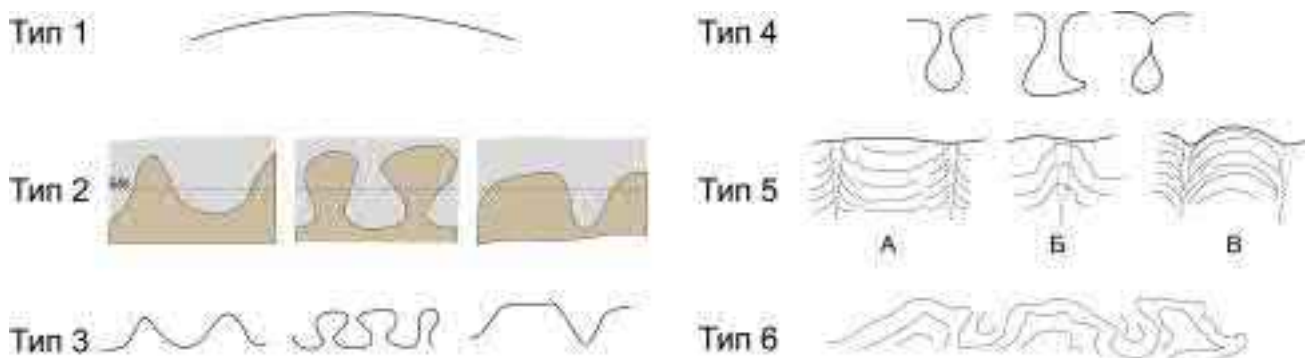
Макрокарбонатні новоутворення у лесово-грунтових розрізах Волинської височини



1 – Карбонатний нодуль витягнутої форми (Новий Тік; L1L3); 2 – округлий дутик (Шибена гора, L2); 3 – шаруватий складний карбонатний нодуль (Новий Тік; L1L3); 4 – складний карбонатний нодуль із розвиненою пористістю і включеннями дрібних ризолів (Новий Тік; L1L3); 5 – дрібні консолідовані карбонатні ризоліти (Новий Тік; L1L3); 6 – пусті усередині педотубули (гіпокутани) з високою домішкою глинистої речовини (Костянець; L1S3); 7 – окремілий ризоліт (Боремель-2; L2); 8 – карбонатна прожилка із відбитками коренів (Новий Тік; L1L3); 9 – рельєф поверхні карбонатної прожилки, який відображає систему мікропор (Новий Тік; L1L3).

Додаток Б

Морфологічні типи кріотурбацій за Дж. Ванденбергом [447, 448]



Тип 1. Індивідуальні або хвилясті складки відносно малих амплітуд (до кількох дециметрів) або крупні хвилі (до кількох метрів). Формується шляхом кріогенного виморожування.

Тип 2. Серія регулярних, повторювальних, симетричних, інтенсивно вигнутих, полігональних у плані складок. Амплітуда деформацій складає переважно 0,5–2,0 м. Залежно від літологічного складу порід та товщини шарів відношення ширини та глибини деформацій змінюється. Формуються шляхом кріогенного навантаження в умовах багаторічної мерзлоти.

Тип 3. Ідентичні до типу 2 форми, але значно менших розмірів (від кількох сантиметрів до кількох дециметрів). Формуються як у багаторічній мерзлоті, так і в зволжених западинах рельєфу під впливом глибокого сезонного промерзання.

Тип 4. Симетричні форми із різною амплітудою, які не утворюють серії та зустрічаються поодиночі. Формується у результаті процесу кріогенного навантаження, переважно в умовах глибокого сезонного промерзання.

Тип 5. Схожі до типу 2 форми, однак відрізняються формуванням під дією кріо(гідро)статичного тиску даюк зі сплющеною верхівкою за регулярною мережею кріогенних тріщин (підтип 5А) або діапіроподібних форм за одиничними тріщинами (підтип 5Б). Підтип 5В формується у результаті промерзання порід зверху та збоку тріщин, викликаючи деформації усередині полігонів.

Тип 6. Нерегулярні форми різного розміру та ступеня деформованості. Формується шляхом кріогенного виморожування.

Додаток В

Досліджені автором лесово-грунтові розрізи Волинської височини

№ п/п	Назва розрізу	Координати	Адміністративна прив'язка	Абсолютна висота брівки	Форма рельєфу	Дослідники, які вивчали
1	Баківці	50°35'42"N 25°15'35"E	с. Баківці, Луцький р-н, Волинська обл.	218 м	Давня балка	О. Бончковський
2	Боремель 1, 2, 3	50°27'59"N 25°13'31"E	сс. Боремель, Набережне Дубенський р-н, Рівненська обл.	203-205 м	III-а надзаплавна тераса р. Стир	В. Ласкарев, А. Богущкий, І. Мельничук, Р. Гнатюк, О. Бончковський
3	Брищі	50°33'46"N 25°33'35"E	с. Брищі Дубенський р-н, Рівненська обл.	227 м	При-вододільний схил	О. Бончковський
4	Дерев'янче	50°19'15"N 26°23'21"E	с. Дерев'янче, Рівненський р-н, Рівненська обл.	260 м	Пн-сх макросхил Мізоцького кряжу	О. Бончковський
5	Ковбань	50°30'26"N 24°59'09"E	с. Ковбань, Луцький р-н, Волинська обл.	218 м	Схил річкової долини, притоки р. Липа	О. Бончковський
6	Колодежі	50°29'49"N 25°05'34"E	с. Колодежі, Луцький р-н, Волинська обл.	206 м	Схил річкової долини р. Дежа	О. Бончковський
7	Костянець	50°24'45"N 25°56'46"E	с. Костянець, Дубенський р-н, Рівненська обл.	240 м	Пн макросхил Мізоцького кряжу	О. Бончковський
8	Країв	50°29'10"N 26°26'38"E	с. Країв, Рівненський р-н, Рівненська обл.	231 м	Схил давньої балки	О. Бончковський
9	Новий Тік	50°29'50"N 25°12'17"E	с. Новий Тік, Дубенський р-н, Рівненська обл.	206 м	Схил річкової долини р. Берестова	О. Бончковський
10	Новостав	50°27'47"N 25°04'18"E	с. Новостав, Луцький р-н, Волинська обл.	204 м	Схил крупної балки	О. Бончковський
11	Острог	50°20'59"N 26°30'58"E	с. Розваж, Рівненський р-н, Рівненська обл.	204 м	Надзаплавна тераса р. Горинь	О. Бончковський
12	Смиків	50°28'10"N 25°08'13"E	с. Смиків, Дубенський р-н, Рівненська обл.	209 м	Схил річкової долини р. Дежа	О. Бончковський

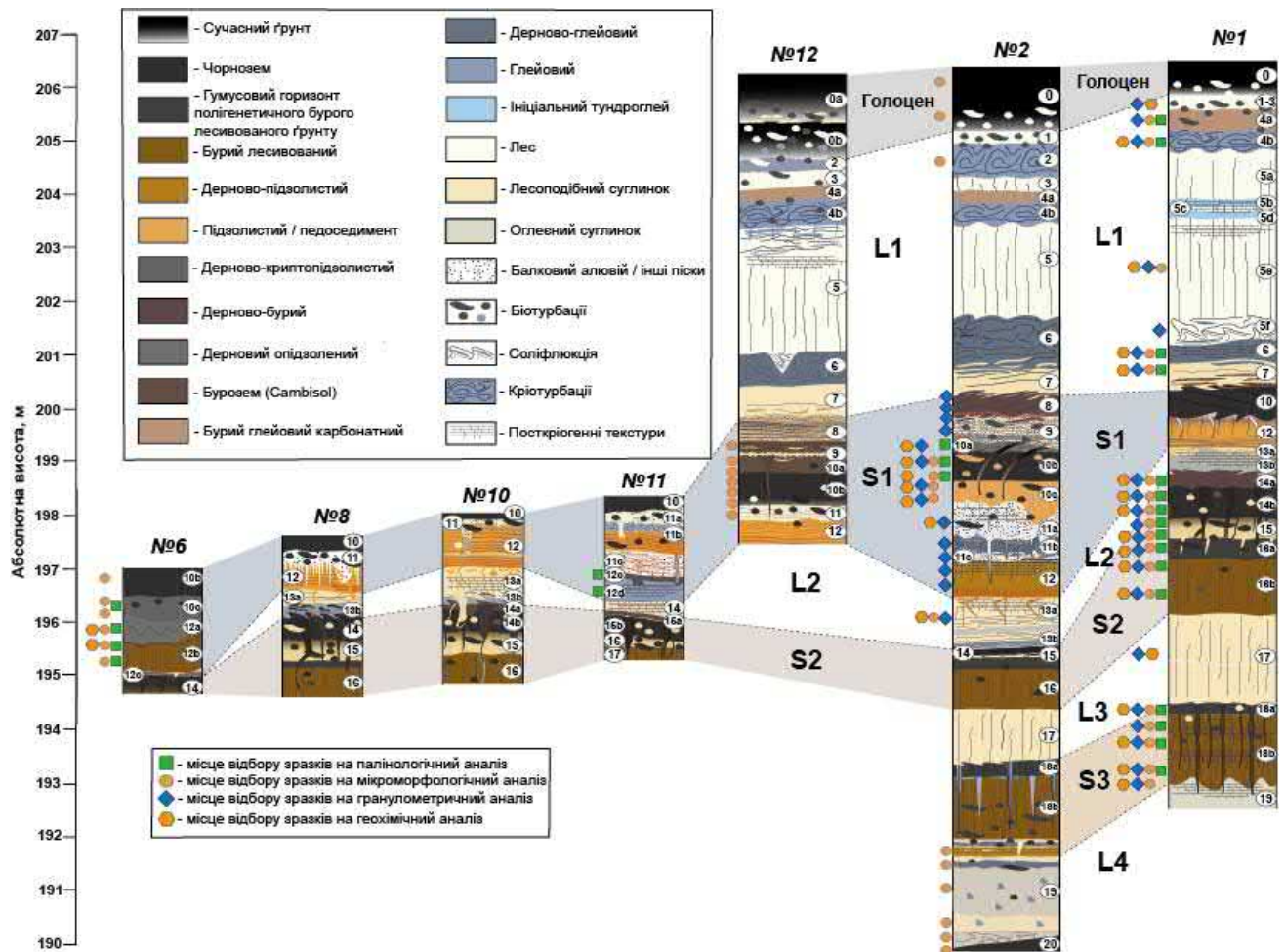
Додаток В (продовження)

13	Тараканів	50°21`50``N 25°41`48``E	с. Малі Загірці, Дубенський р-н, Рівненська обл.	230 м	При-вододільний схил	А. Богуцький, Т. Морозова, П. Волошин, Л. Безусько та ін.
14	Шибин	50°27`14``N 25°10`05``E	с. Шибин, Дубенський р-н, Рівненська обл.	200 м	III-а надзаплавна тераса р. Стир	О. Бончковський
15	Шибена гора	50°25`44``N 25°41`44``E	м. Дубно, Дубенський р-н, Рівненська обл.	235 м	Високий пагорб	О. Бончковський
16	Острів Дубовець	50°24`31``N 25°43`52``E	м. Дубно, Дубенський р-н, Рівненська обл.	196 м	Релікт низької пізньо- льодовикової тераси посеред заплави Ікви	О. Бончковський
17	Хрінники (Шанків яр)	50°27`23``N 25°13`42``E	с. Хрінники, Дубенський р-н, Рівненська обл.	192-196 м	I-а надзаплавна тераса Стиру	О. Бончковський

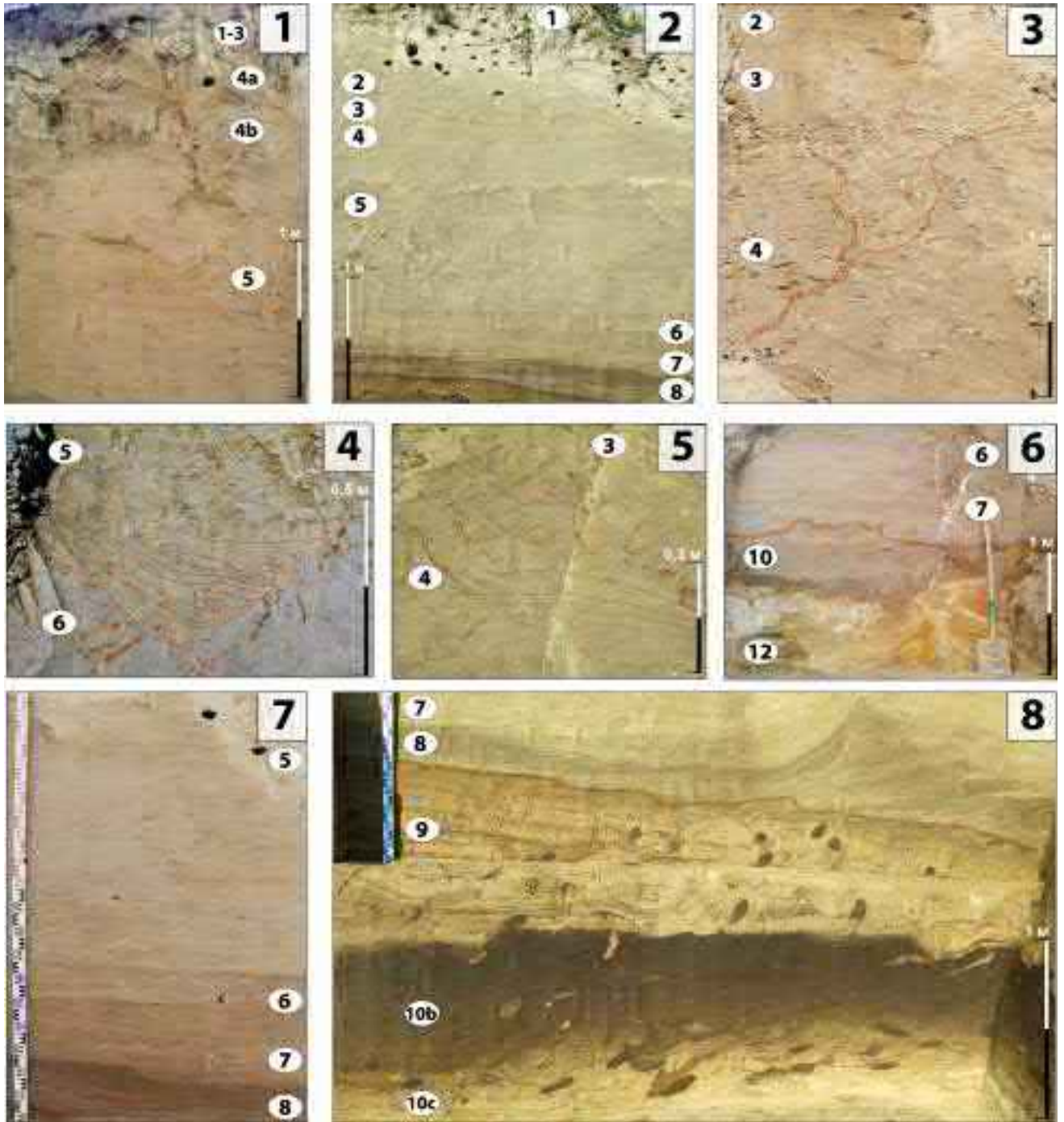
Додаток Г

Досліджені лесово-грунтові розрізи Волинської височини

Г.1. Фаціальна зміна лесово-грунтових утворень в опорному розрізі Новий Тік

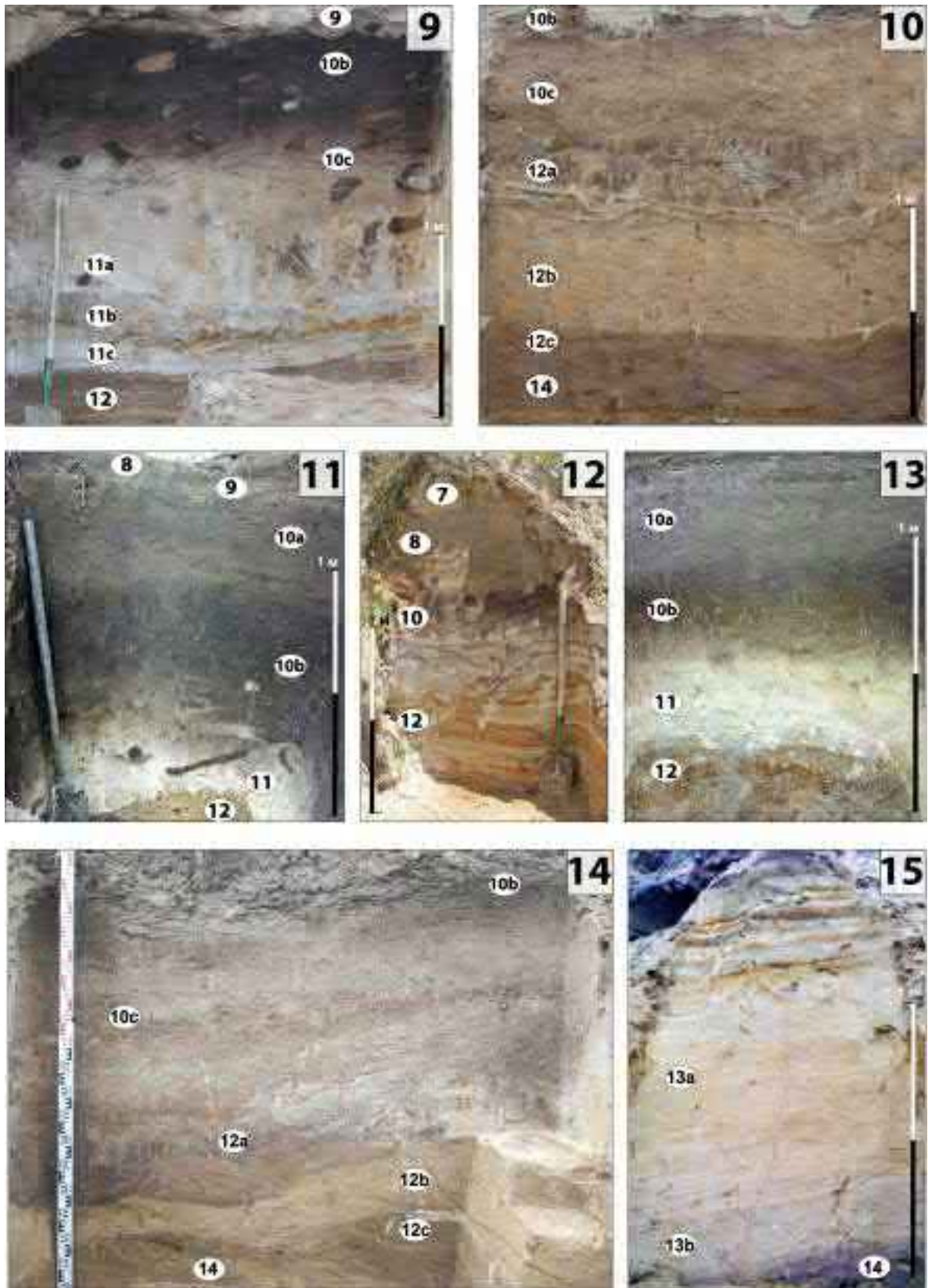


Г.2. Розріз Новий Тік



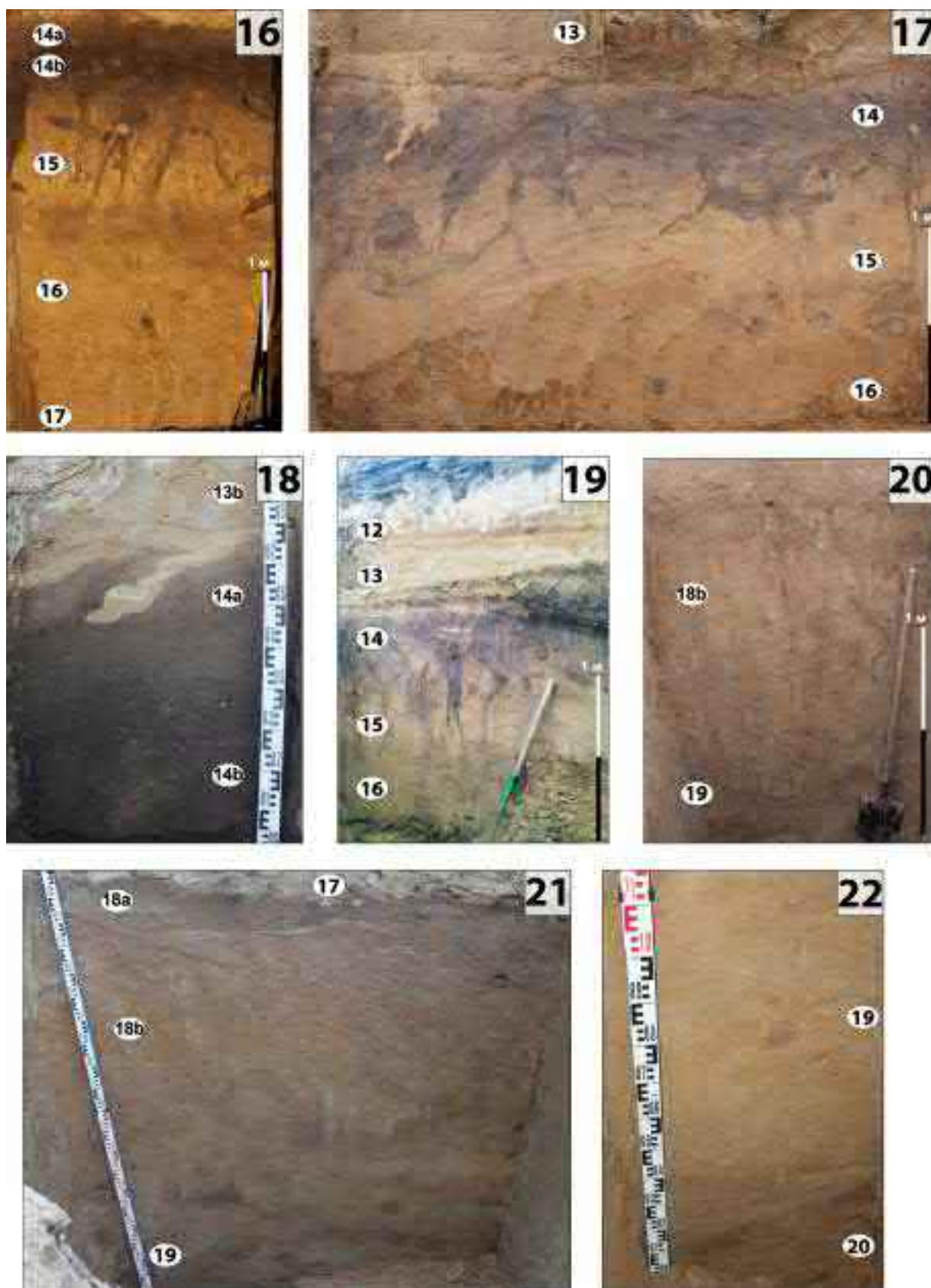
1 – верхня частина Лесу I в розчистці №1; 2 – Лес I в розчистці №3; 3 – псевдоморфоза за повторно-жильним льодом в розчистці №16; 4 – термоерозійна борозна у псевдоморфозі за повторно-жильним льодом в розчистці №12; 5 – кріотурбації в ґрунті L1S2 в розчистці №2; 6 – нижня частина Лесу I та Педокомплекс I із потужними кріотурбаціями кріостатичного тиску в розчистці №1; 7 – нижня частина Лесу I в розчистці №3; 8 – верхня частина Педокомплексу I, в якому ґрунти S1-I та S1-II деформовані соліфлюкційними текстурами різних кріостадів в розчистці №2.

Г.2. (продовження)



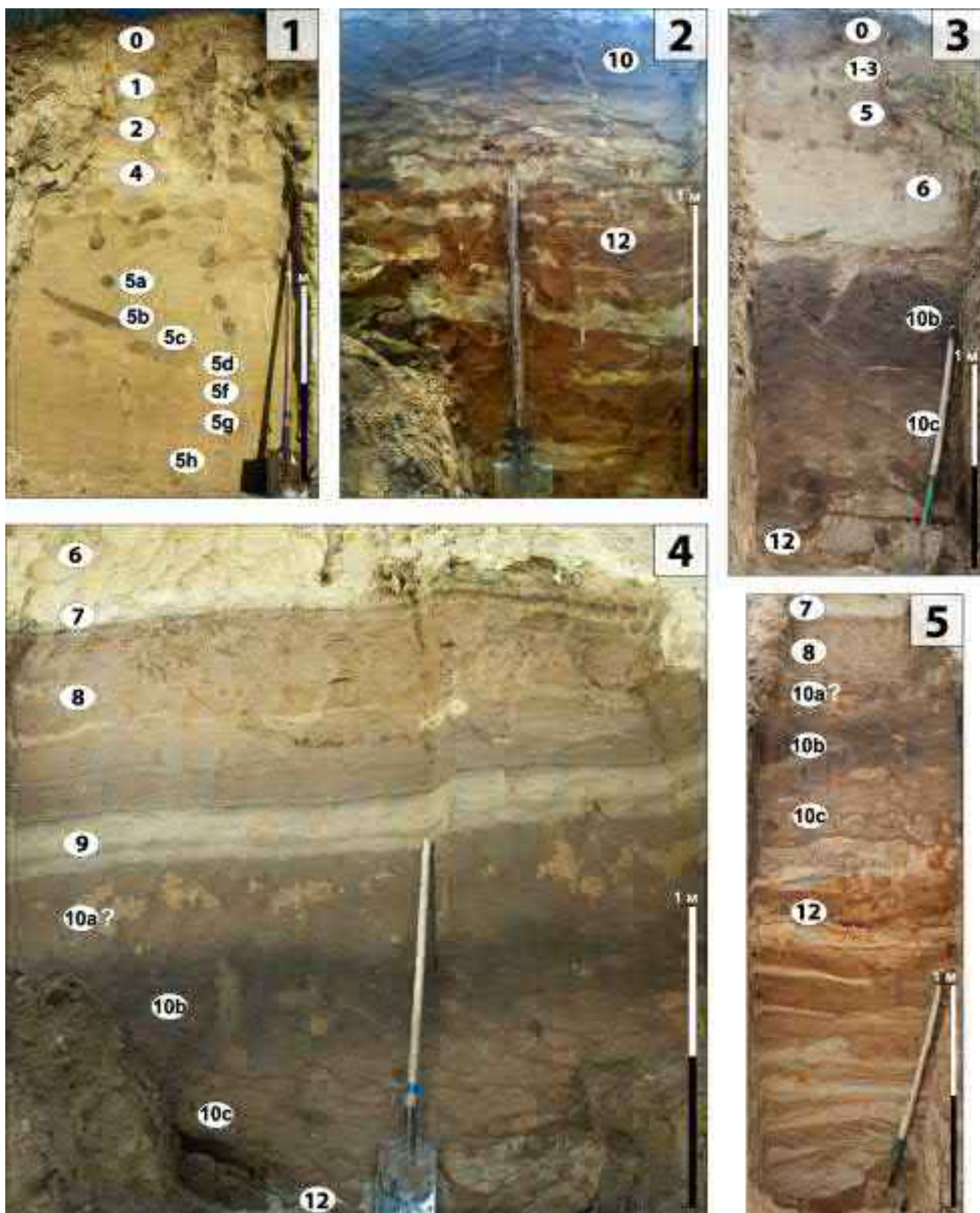
9 – Педокомплекс I в розчистці №2; 10 – Педокомплекс I в розчистці №6; 11 – Педокомплекс I в розчистці №12; 12 – Педокомплекс I в розчистці №4, в якій первинно-грунтові жили відкриваються із середини ґрунтового комплексу; 13 – Педокомплекс I в розчистці №13; 14 – Педокомплекс I в розчистці №17; 15 – Лес II в розчистці №2.

Г.2. (продовження)



16 – Педокомплекс II в розчистці №1; 17 – Педокомплекс II в розчистці №10; 18 – ґрунт S1-I в розчистці №1B; 19 – Педокомплекс II в розчистці №8; 20 – нижня частина Педокомплексу III в розчистці №1; 21 – Педокомплекс III в розчистці №14; 22 – Лес IV в розчистці №14.

Г.3. Розріз Новостав



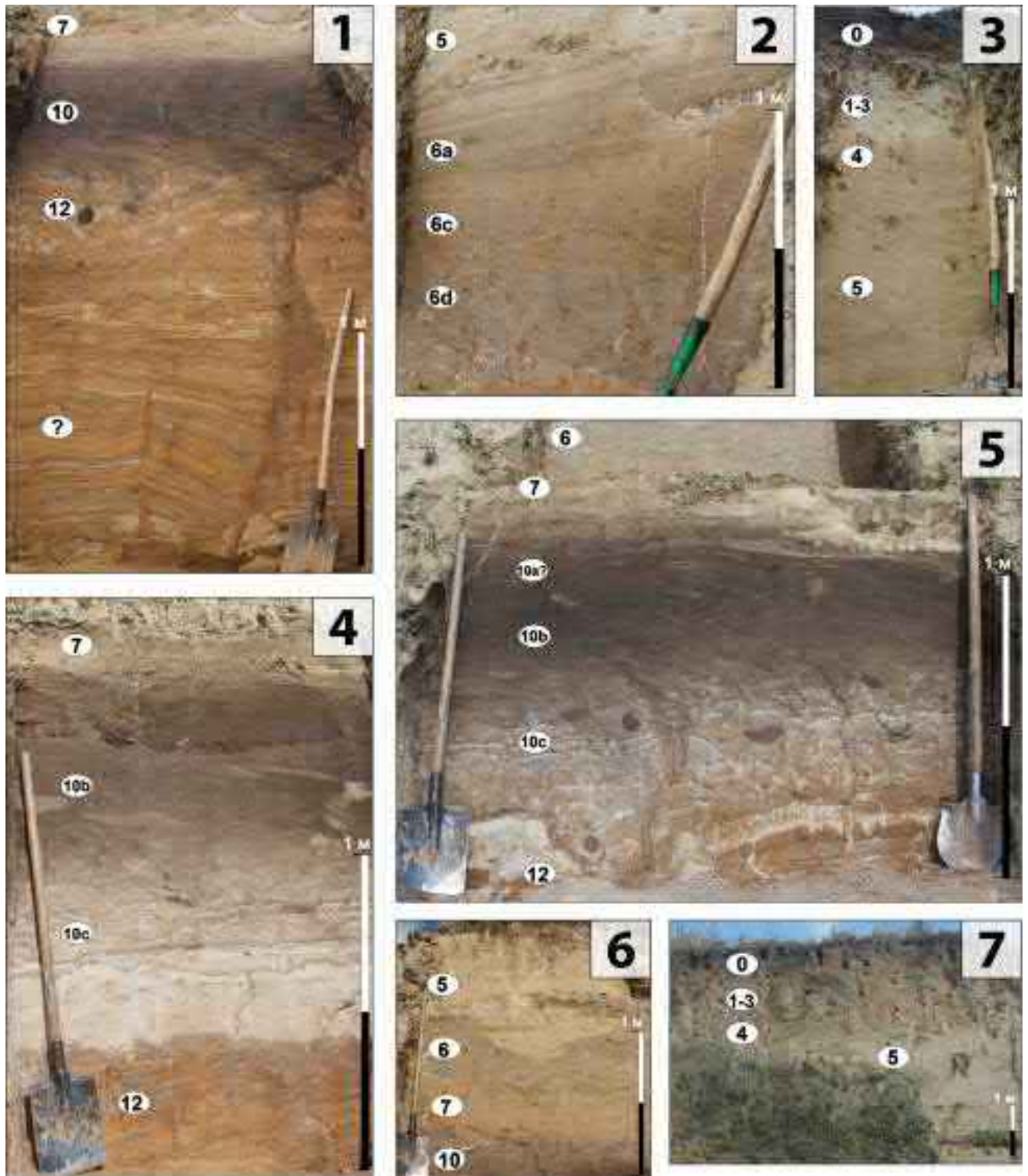
1 – Лес I в розчистці №2; 2 – Педокомплекс I в розчистці №1; 3 – Лес I та Педокомплекс I в розчистці №3; 4 – Педокомплекс I в розчистці №5; 5 – Педокомплекс I в розчистці №4.

Г.4. Розріз Колодежі



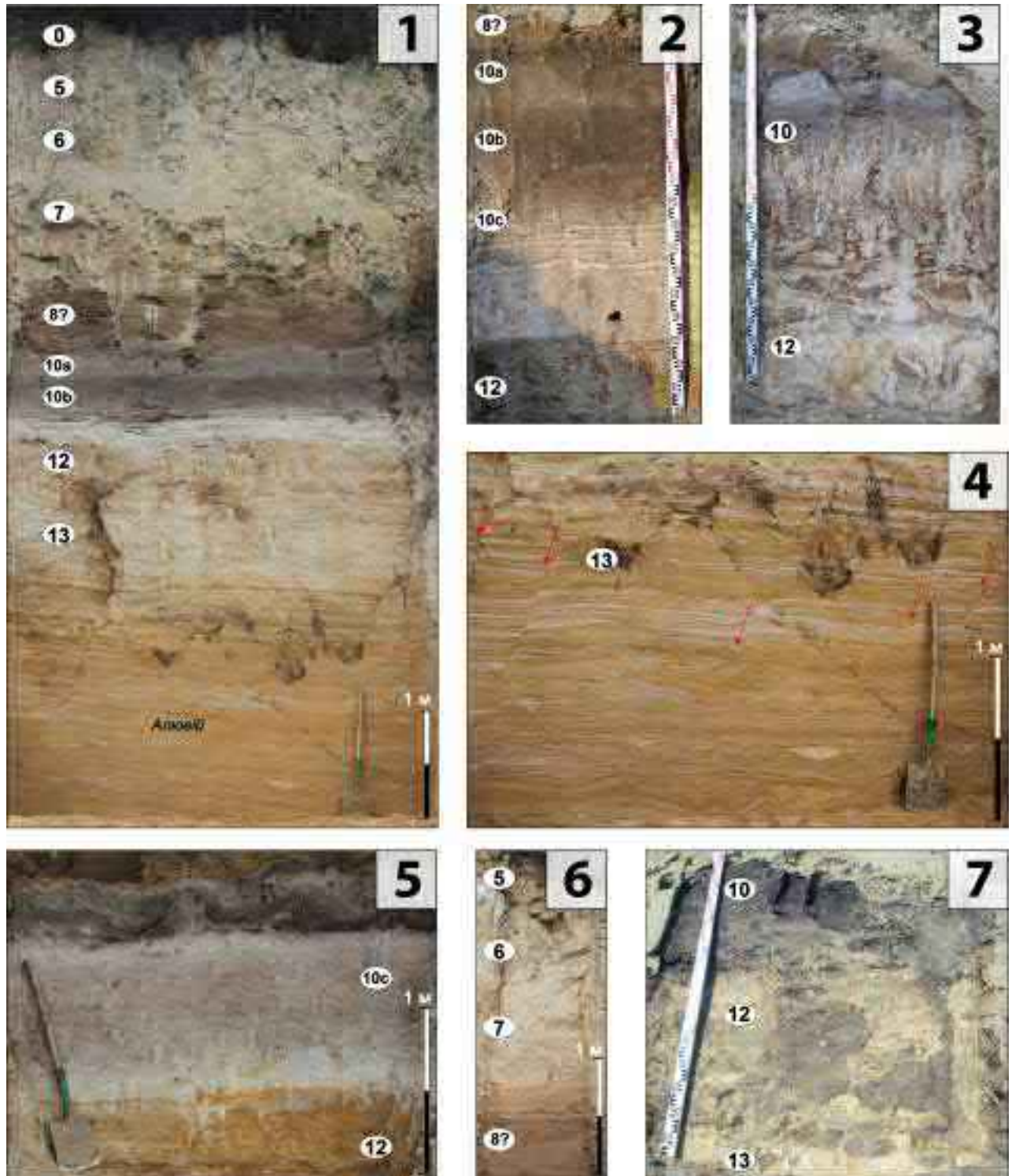
1 – Ґрунт L_1S_3 представлений педокомплексом, із нижньої межі якого відкривається псевдоморфоза за повторно-жильним льодом, розчистка №2А; 2 – Лес I, в якому виділяється ґрунтовий комплекс L_1S_3 , розчистка №2Б; 3 – Педокомплекс I в розчистці №1, в якій помітно первинно-піщану жилу, що відкривається із горизонту S_1L_2 (шар 11).

Г.5. Розріз Ковбань



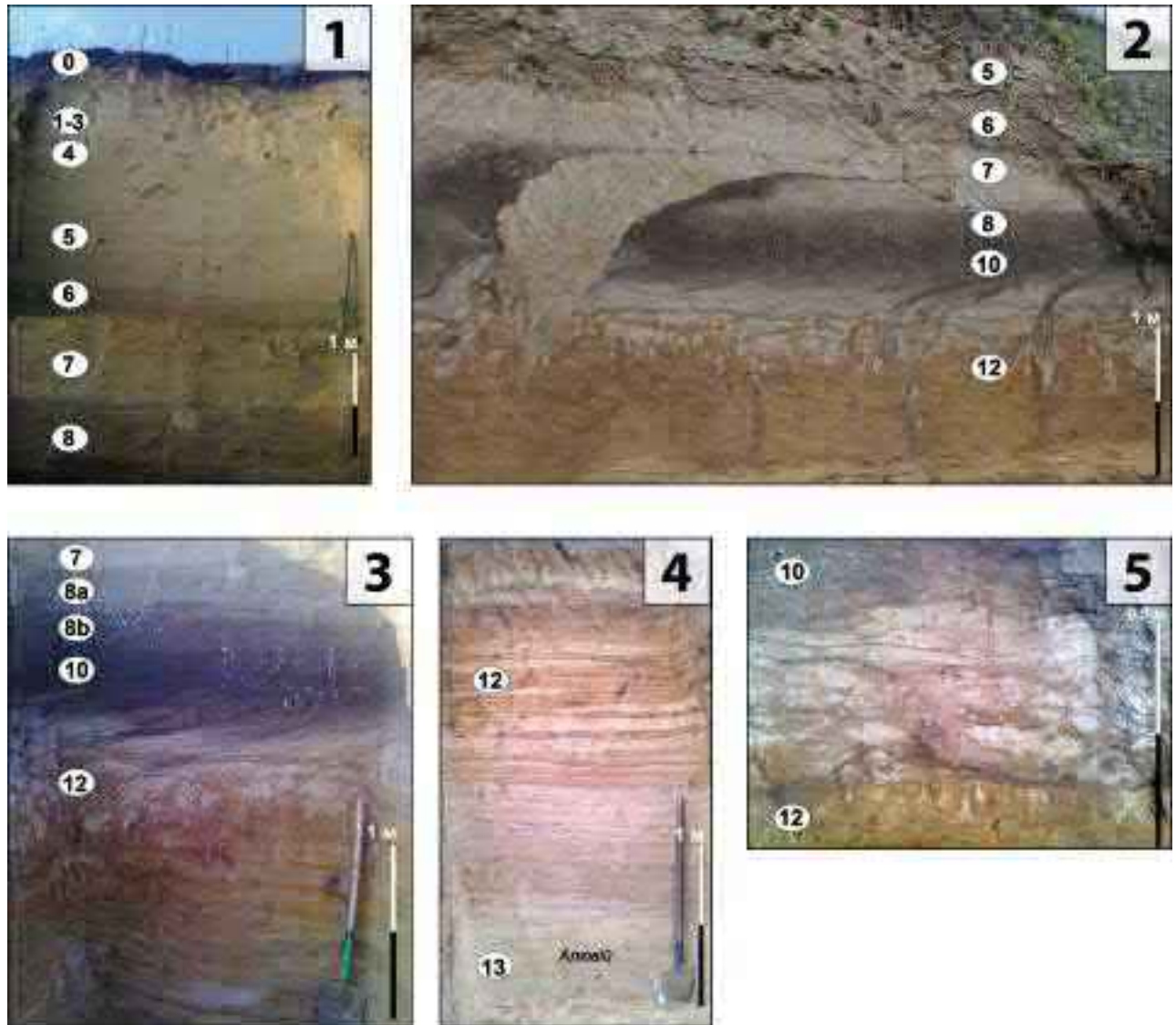
1 – Педокомплекс I в розчистці №1; помітно первинно-грунтові жили різних криоетапів, а також пачку педоседиментів із сингенетичними первинно-грунтовими жилами у нижній частині розчистки; 2 – Ґрунт L_1S_3 у розчистці №1, де він представлений педокомплексом; 3 – верхня частина Лесу I в розчистці №1Б; 4 – Педокомплекс I в розчистці №3; 5 – Педокомплекс I в розчистці №2; 6 – Лес I в розчистці №2; ґрунт L_1S_3 (шар 6) деформований інволюційними текстурами криогенного навантаження; 7 – загальний вигляд на Лес I в розчистці №1.

Г.6. Розріз Боремель-2



1 – Розчистка №1; 2 – Педокомплекс I в розчистці №1Б; 3 – Педокомплекс I в розчистці №3; у нижній частині ґрунтового комплексу помітні інволюції криогенного навантаження; 4 – нижня частина розчистки №1, складена перигляціальним алювієм порушеним системою міроскидів, а в нижній частині інволюційними текстурами; 5 – Педокомплекс I в розчистці №2, де верхня його частина порушена криотурбаціями; 6 – верхня частина розчистки №2; 7 – Педокомплекс I в розчистці №5, де первинно-ґрунтові жили зазнали вторинних деформацій криогенного навантаження.

Г.7. Розріз Смиків



1 – Лес I в розчистці №1; 2 – Педокомплекс I в розчистці №3; помітно псевдоморфозу за повторно-жильним льодом, яка відкривається із горизонту L_1L_4 (шар 7), а також ряд дрібних первинно-грунтових жил різних кріостадіїв; 3 – Педокомплекс I в розчистці №1; 4 – нижня пачка педоседиментів Педокомплексу I та алювіальні відклади в розчистці №2; 5 – шлірова посткріогенна текстура, підкреслена гумусом.

Г.8. Розріз Костянець



1 – Розчистка №1; 2 – нижня частина Лесу I у розчистці №2; 3 – псевдоморфоза за повторно-жильним льодом у розчистці №3.

Г.9. Розріз Брищі



1 – Розчистка №1; 2 – псевдоморфоза за повторно-жильним льодом у розчистці №2; 3 – псевдоморфоза за повторно-жильним льодом у розчистці №3, заповнена ґрунтовими утвореннями із «зебристою» текстурою; 4 – збільшена фотографія ґрунтових утворень пізньольодовиків'я із «зебристою» текстурою.

Г.10. Розріз Тараканів



1 – Типова будова горохівського ґрунтового комплексу в розрізі; 2 – Будова нижнього горохівського ґрунту на схилі балки (у напрямку цегельного заводу).

Г.11. Розріз Країв

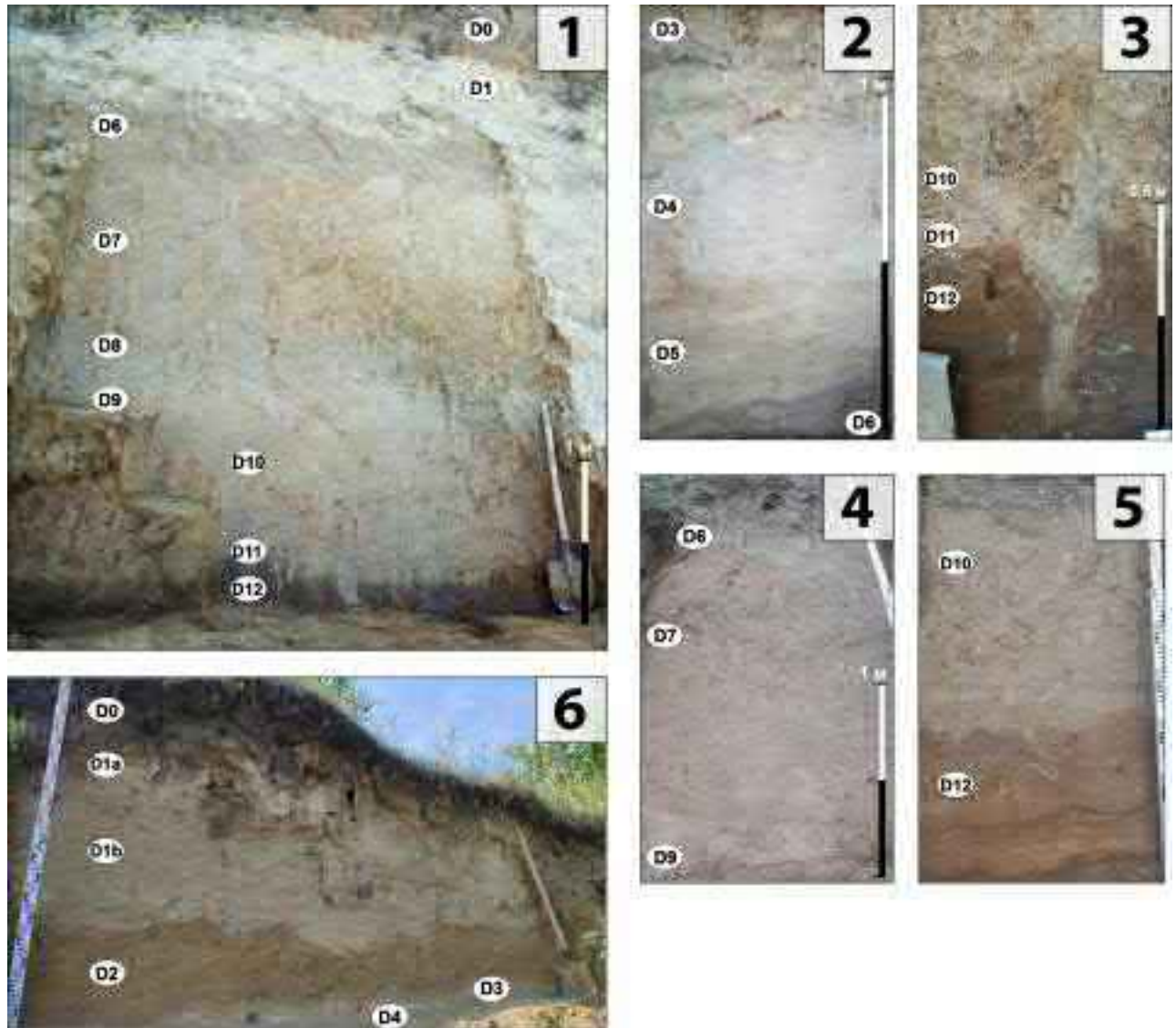


1 – Педокомплекс I у розрізі Країв-1; 2 – верхня частина Лесу I із невеликою псевдоморфозою за повторно-жильним льодом у розрізі Країв-2; 3 – ґрунтова катена Педокомплексу I у розрізі Країв-1.

Г.12. Розріз Шибена гора

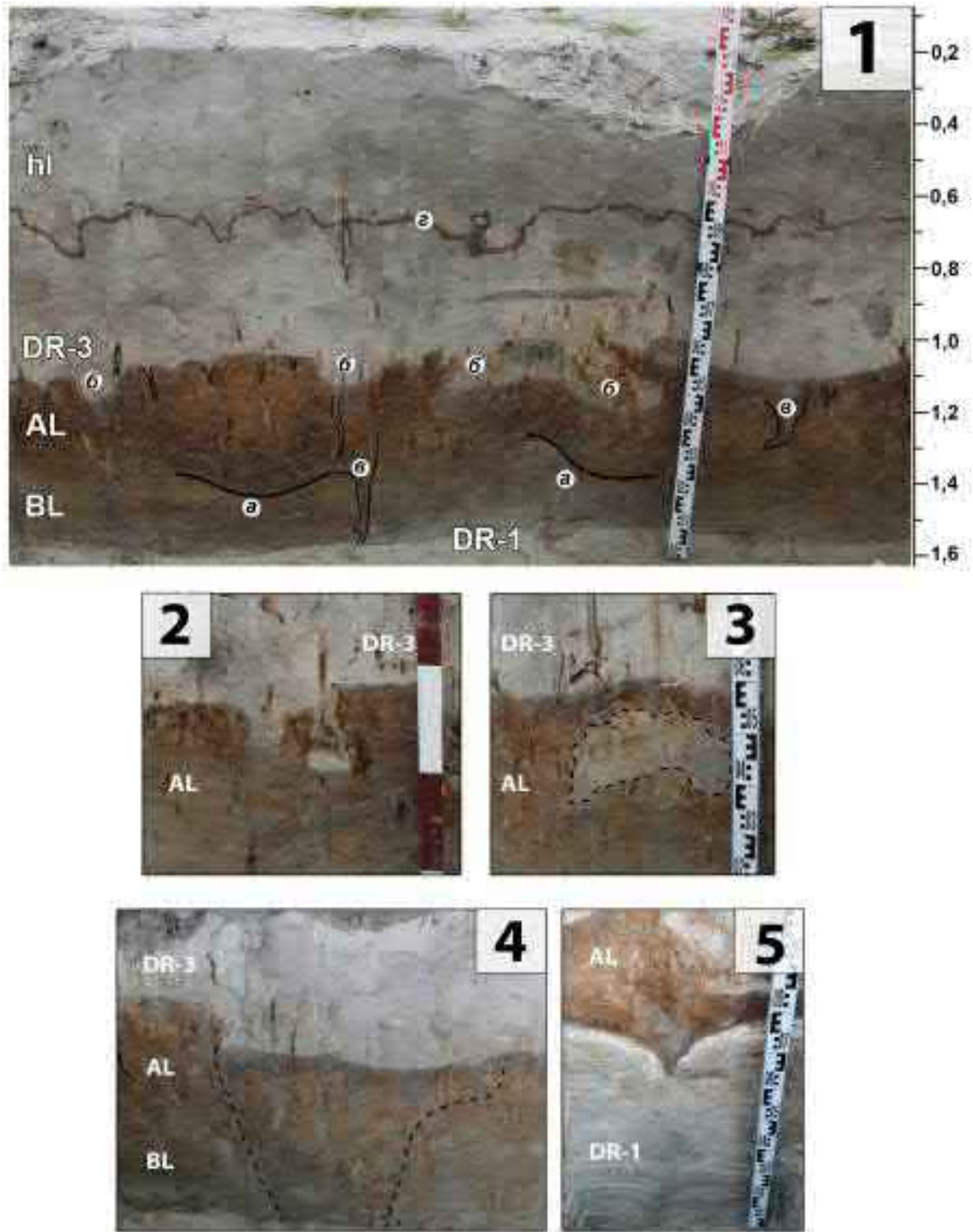
1 – Педокомплекс I у розчистці №1; 2 – нижній ґрунт Педокомплексу I (S₁-III) у розчистці №2; у підґрунті помітні смугасті текстури, що можуть відобразити початкову стадію ґрунтоутворення.

Г.13. Розріз Дерев'янче



1 – Розчистка №1; 2 – порушений дрібномасштабними кріотурбаціями ініціальний глейовий ґрунт; у нижній частині лесу соліфлюкційні текстури; 3 – первинно-ґрунтова жила, заповнена лесоподібним матеріалом, що відкривається із кривлі Педокомплексу D-II; 4 – Педокомплекс D-I в розчистці №5; 5 – Педокомплекс D-II в розчистці №5; 6 – розчистка №4, в якій помітно бурий оглеєний ґрунт, порушений кріотурбаціями.

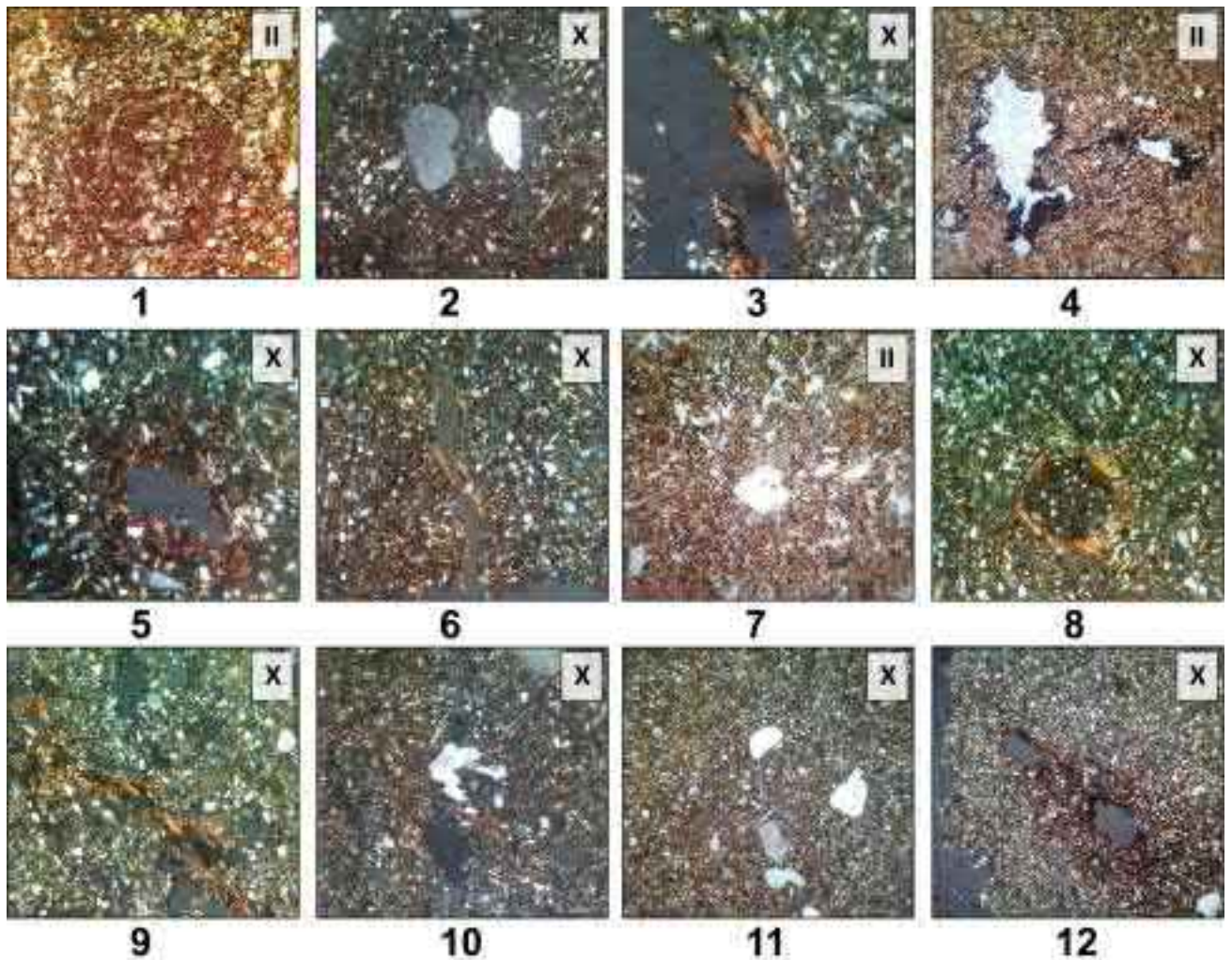
Г.14. Археологічна пам'ятка Острів Дубовець



1 – Розчистка №1: а – криотурбації по нижній межі ґрунту; б – криотурбації по верхній межі ґрунту типу; в – дрібні криогенні тріщини ускладнені вторинними процесами криотурбації; г – гумусовий прошарок / псевдофібра із підвищеною кількістю артефактів; 2 – криотурбації краплеподібної форми (тип 4 за Дж. Ванденбергом) у розчистці №1; 3 – криотурбація у вигляді ізольованого літологічного тіла (тип 4 за Дж. Ванденбергом) у розчистці №1; 4 – грабенеподібне просідання ґрунту в розчистці №1; 5 – первинно-ґрунтова жила у відкладах заплавної фації алювію.

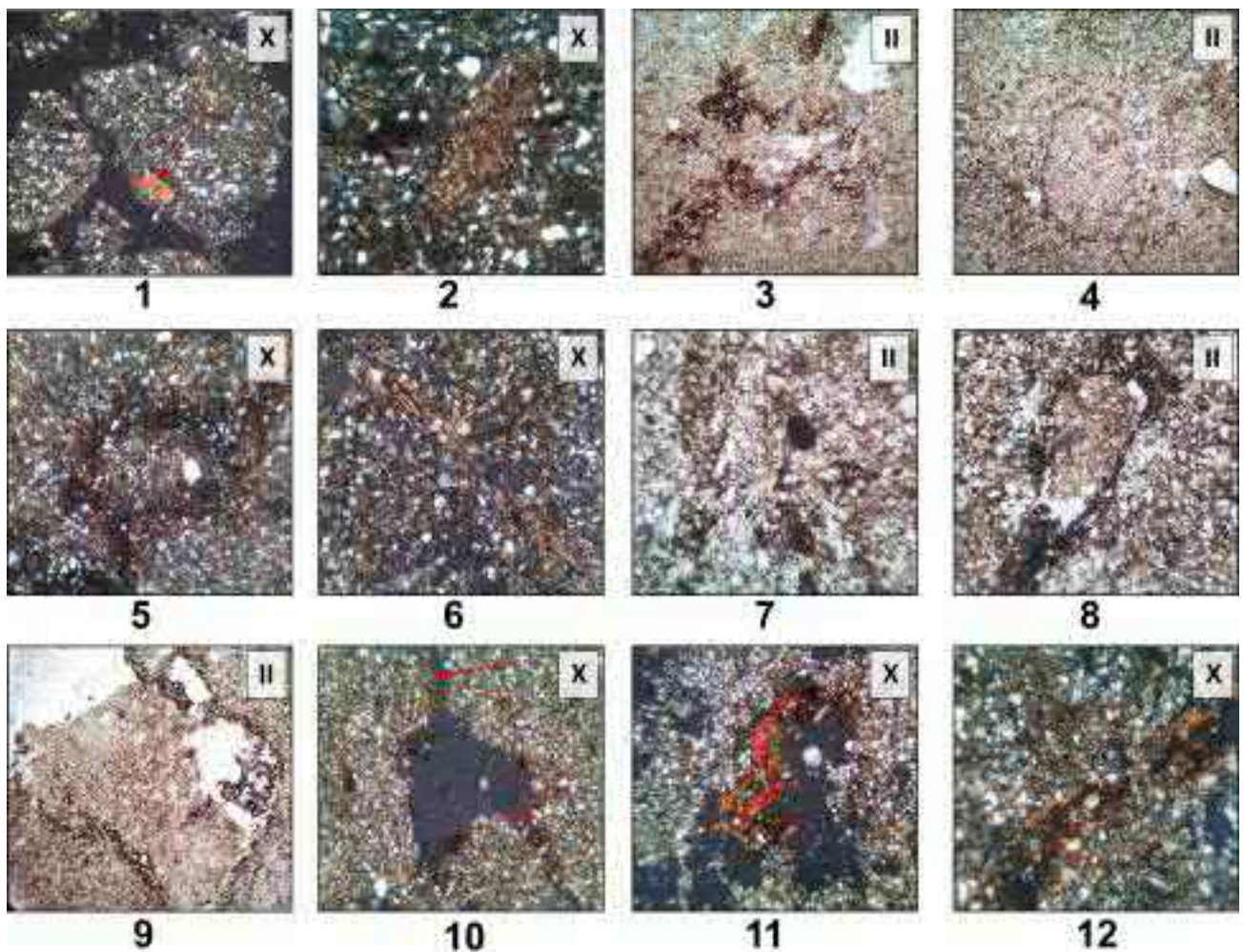
Додаток Д

Мікроморфологічна будова лесово-грунтових утворень

Д.1. Мікроморфологічна будова Лесу IV («L₄», шар 19)

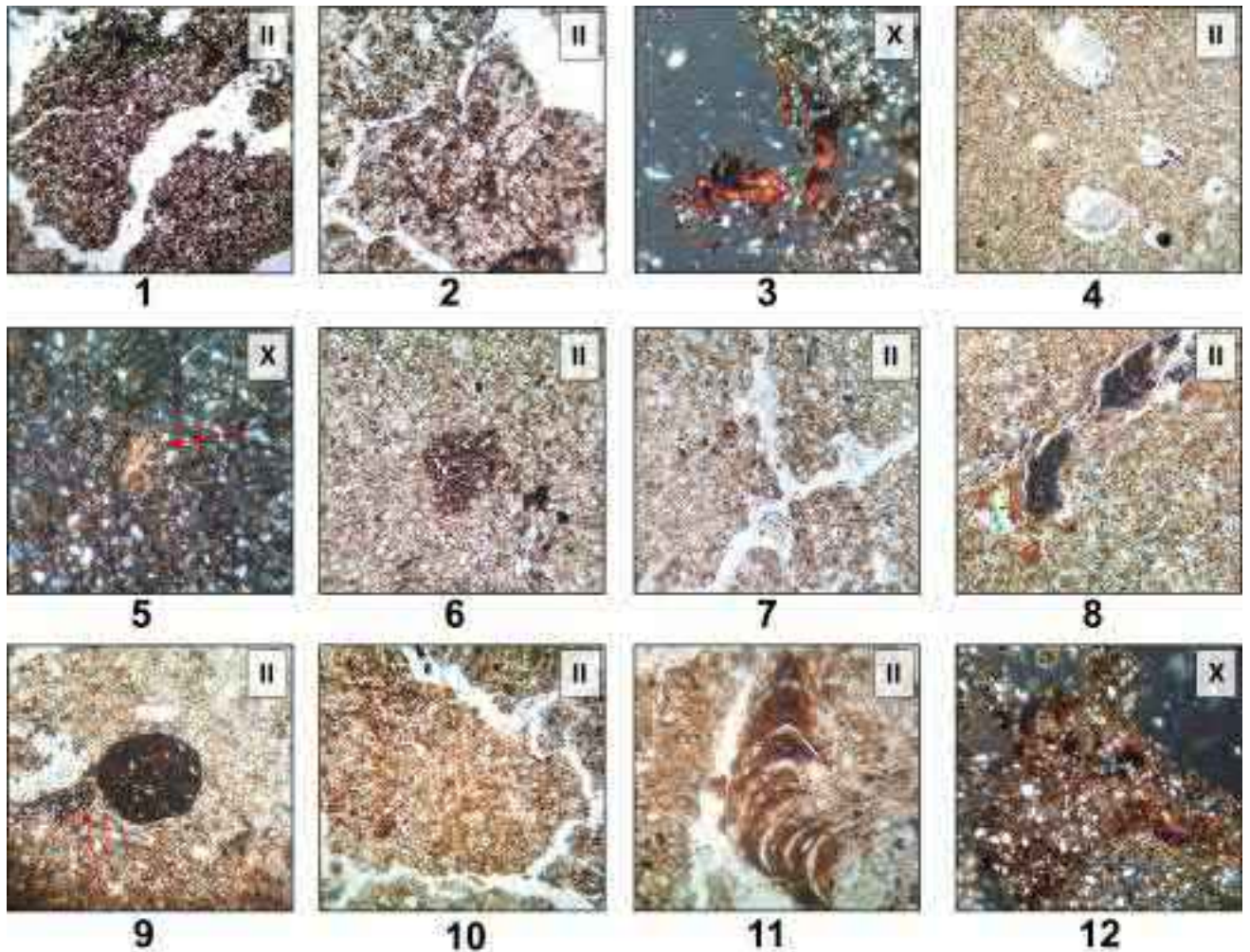
1 – Кільцева форма оптичної орієнтації залізо-глинистої плазми (x100); 2 – видовжені піщинки, орієнтовані довгими осями у напрямку похованої денної поверхні (x100); 3 – мікросхарувата залізо-глиниста кутана ілювіювання із вкрапленнями гумусу (x100); 4 – залістисті (гьотитові) гіпокутани навколо макропор із шорсткими стінками (x40); 5 – залізо-глиниста гіпокутана (x160); 6 – мікросхарувата глиниста кутана ілювіювання із вкрапленнями гумусу у каналоподібній порі (x100); 7 – вторинно озалізнений пористий оглеєний суглинок із біогенною каналоподібною порою та численними дрібними макропорами типу vughs (x40); 8 – шарувата глиниста кутана окутує залістистий нодуль (інфілінг пори), що відображає первинну фазу ілювіювання і вторинну оглеєння (x100); 9 – частково асимільована в основну масу глиниста кутана ілювіювання, первинно акумульована у тріщині (x160); 10 – вивітріле зерно кварцу і волокнисті фрагменти оптично орієнтованих глин як результат хімічного вивітряння *in situ* (x100); 11 – включення слабоокатаних середньозернистих піщинок в пилуватому оглеєному суглинку (x40); 12 – залістисті гіпокутани навколо каналоподібних пор (x40).

Д.2. Мікроморфологічна будова Педокомплексу III («S₃», шар 18)



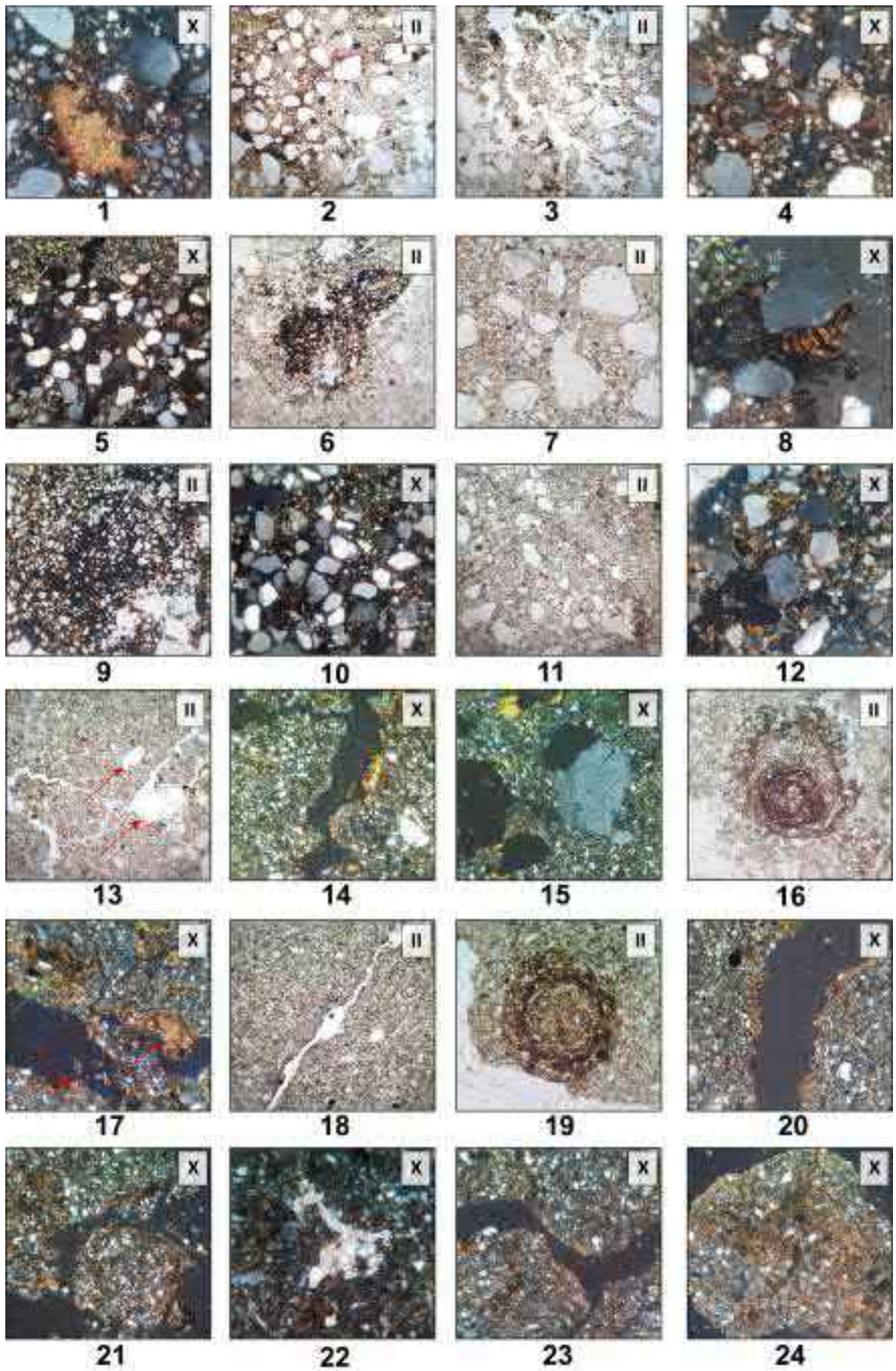
Грунт S₃-I (автоморфний варіант – дерновий опідзолений ґрунт): 1 – збіднені на глину прості мікроагрегати; червоною стрілкою позначено перевідкладений фрагмент кутани ілювіювання – папулу (x64); 2 – фрагмент сильно розкладеної рослинної рештки, заміщеної анізотропною глиною (x160). **Грунт S₃-I (западинний варіант – дерново-глейовий опідзолений ґрунт):** 3 – аморфні залізо-манганові плями із залізистою каймою в HGLe горизонті (x40); 4 – кільцева форма оптичної орієнтації плазми в HGLe горизонті, як вірогідний результат діагенетичних процесів криогенезу (x40); 5 – залізо-манганові гіпокутани по деградованих тріщинах в IGL горизонті (x100); 6 – напівзруйнована залізо-глиниста кутана ілювіювання у тріщині в IGL горизонті (x100). **Грунт S₃-II (бурий псевдоопідзолений ґрунт):** 7 – нерівномірне просочення плазми диспергованим мономорфним бурим мулевим гумусом із аутигенними мінералами заліза в HEigI горизонті (x100); 8 – вторинний біогенний інфілінг макропори, стінки якої покриті залізо-глинистими гіпокутанами в HEigI горизонті (x100); 9 – прохідний інфілінг крупної макропори алохтонним ґрунтовим матеріалом; стінки макропори покриті залізо-мангановими гіпокутанами; незначне ущільнення матеріалу навколо пори дозволяє інтерпретувати її як зоогенну в HEigI горизонті (x40); 10 – концентрації округлих копролітів у каналоподібній порі в Igl(e) горизонті (x40); 11 – напівзруйнована залізо-глиниста кутана ілювіювання в IPgl горизонті (x40); 12 – залізо-глинисті натьoki коломорфних глин по стінках каналоподібної пори, інкрустованої всередині оксидами мангану в IPgl горизонті (x100).

Д.3. Мікроморфологічна будова Педокомплексу II («S₂», шари 14–16)



Грунт S₂-I (шар 14a, дерново-бурий ґрунт): 1 – складні лінзоподібні мікроагрегати з високою домішкою темного мулевого і мулеподібного гумусу та сполуками заліза (x40). **Грунт S₂-I** (шар 14b, чорнозем вилугуваний): 2 – округлі мікроагрегати копрогенного походження, окутані глинистими плівками в Н горизонті (x100); 3 – фрагменти вторинної напівзруйнованої залізо-глинистої кутани ілювіювання у каналоподібній порі в Н горизонті (x100); 4 – пусті біогенні канали у неагрегованій ґрунтовій масі в НР горизонті (x40). **Лесоподібний суглинок S₁L₁** (шар 15): 5 – глиниста папула на фоні неагрегованого матеріалу (x100); 6 – заліzysta пляма на фоні глинистої плазми із помітною домішкою диспергованого бурого мулевого гумусу (x100). **Грунт S₂-II** (шар 16, бурий лесивований ґрунт): 7 – субперпендикулярні тріщини, що розмежовують блокові мікроагрегати; ґрунтовий матеріал частково збіднений на плазму в Н(е) горизонті (x100); 8 – мікрошарувата залізо-глиниста кутана ілювіювання по стінках каналоподібної пори, заповненої мангановими інфілінгами в Н(е) горизонті (x100); 9 – щільний округлий залізо-мангановий нодуль (мікроортштейн), а також манганові стягнення по порах (червона стрілка) в Н(е) горизонті (x100); 10 – блокові мікроагрегати, розділені мережею тріщин в E_gl горизонті (x40); 11 – вторинний інфілінг пори складною багатоциклічною залізо-глинистою кутаною ілювіювання в E_gl горизонті (x100); 12 – волокнисті асоціації коломорфних глин по периферії блокового мікроагрегата як результат асиміляції кутан ілювіювання в I(е) горизонті (x64).

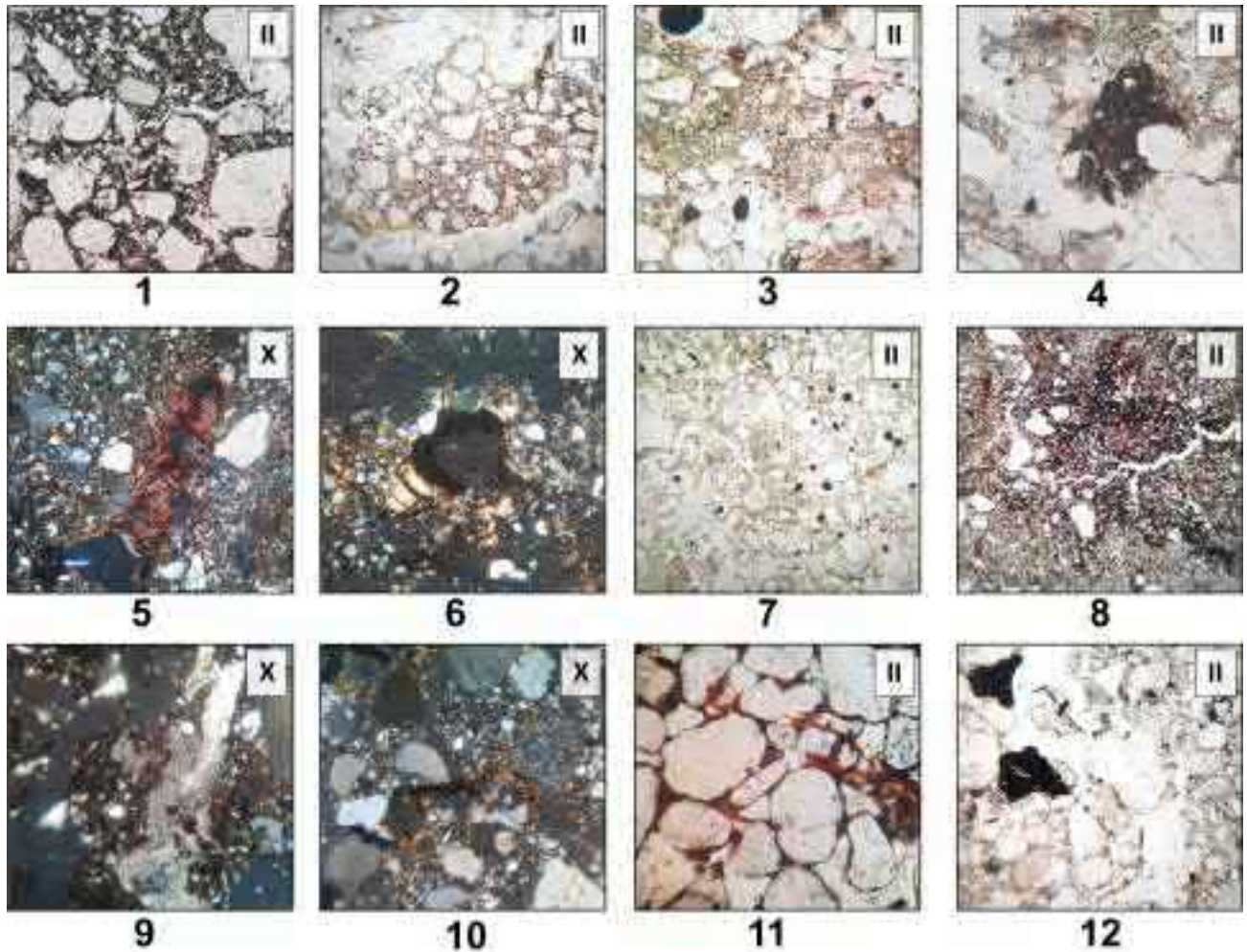
Д.4. Мікроморфологічна будова Педокомплексу I («S₁-III», шар 12)



Д.4. (продовження)

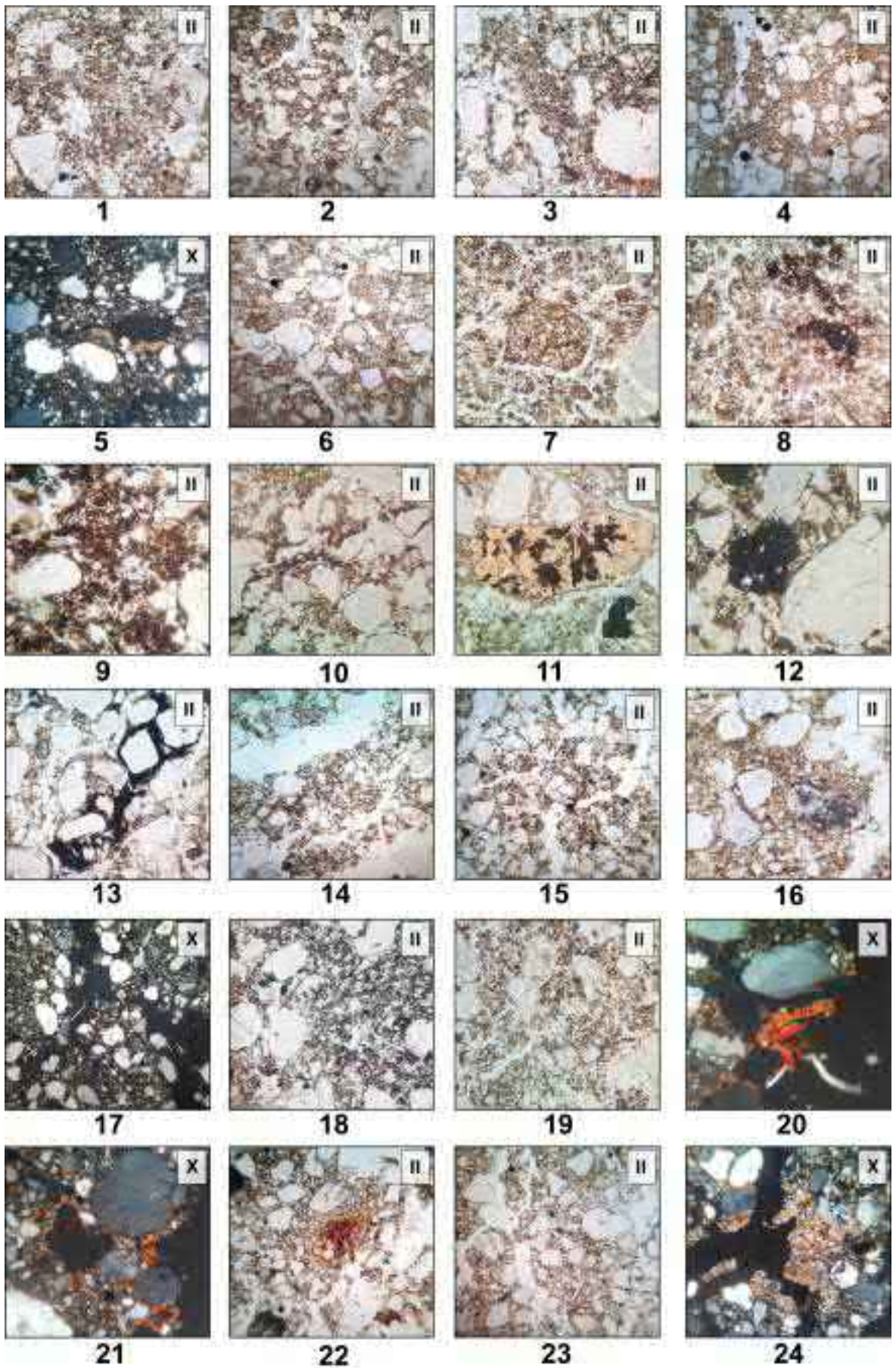
Розріз Смиків (*дерново-слабопідзолистий ґрунт*): 1 – глинисто-карбонатний нодуль, складений голчастими кристалами кальциту в НЕ горизонті (x100); 2 – збіднені на плазму домени чергуються зі смугами озалізнення на фоні закритої порфірової текстури в НЕ горизонті (x40); 3 – «відмитий» від плазми ґрунтовий матеріал, агрегований у прості плитчасті мікроагрегати в ЕІ горизонті (x40); 4 – напівзруйновані залізо-глинисті кутани ілювіювання та глинисті плівки по поверхні піщаних зерен мінерального скелету в Іргl горизонті (x100); 5 – накопичення піщаного матеріалу у широких міжагрегатних каналоподібних порах як вірогідний результат процесів кріогенного сортування; акумуляції коломорфних глин у смугах накопичення піщинок в Іргl горизонті (x40). **Розріз Боремель-2** (*дерново-слабопідзолистий ґрунт*): 6 – залізо-манганове просочення, ущільнене по периферії, в НЕі горизонті (x100); 7 – збіднений на плазму ґрунтовий матеріал із закритою порфіровою текстурою та диспергованими формами бурого мулевого гумусу в НЕі горизонті (x64); 8 – шарувата залізо-глиниста кутана ілювіювання, вторинно інкрустована оксидами мангану в Іgl горизонті (x100); 9 – просочення заліза та цементация ним ґрунтового матеріалу в Іgl горизонті (x40); 10 – накопичення піщаних зерен мінерального скелету в міжагрегатних каналоподібних порах в Іgl горизонті (x40). **Розріз Ковбань** (*дерново-слабопідзолистий ґрунт*): 11 – «відмиті» від плазми смуги чергуються із локальними доменами гумусово-глинистої плазми в НЕ горизонті (x40); 12 – напівзруйновані залізо-глинисті кутани ілювіювання поміж піщаними зернами мінерального скелету в ІЕ горизонті (x100). **Розріз Тараканів** (*бурі лесивовані ґрунти*): 13 – помітна домішка диспергованого бурого мулевого гумусу усередині блокових мікроагрегатів, відділених тріщинами, а також окремі включення окатаних піщаних зерен (червона стрілка) в Іh(e) горизонті *верхнього* бурого лесивованого ґрунту (x40); 14 – тонкі напівзруйновані залізо-глинисті кутани ілювіювання по стінках каналоподібної пори та окремі глинисті папули усередині блоків в Іh(e) горизонті *верхнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 15 – глинисті мікрошаруваті кутани ілювіювання у каналоподібних порах та крупне вивітріле зерно польового шпату в І горизонті *верхнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 16 – концентричний залізистий нодуль із залізистою каймою в І горизонті *верхнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 17 – кутани ілювіювання різних генерацій: ранньої – асимільовані у блокові мікроагрегати і напівзруйновані глинисті кутани з помітною домішкою заліза (зелена стрілка) та пізньої – мікрошаруваті залізо-глинисті кутани із включеннями пилюватих зерен по стінках каналоподібних пор (червона стрілка) в І(gl) горизонті *верхнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 18 – мікроструктура розтріскування і гумусово-глиниста плазма в Нргle горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x40); 19 – концентричне залізисте стягнення із каймою в Нргle горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 20 – діагенетичні тонкі мікрошаруваті кутани ілювіювання по стінках каналоподібної пори в Нргle горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 21 – кутани ілювіювання по поверхні первинних округлих мікроагрегатів в Іhgl горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 22 – вторинний інфілінг пори перекристалізованим кальцитом в Іeh(gl) горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 23 – мікрошаруваті залізо-глинисті кутани по стінках вузької каналоподібної пори в Іргl горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x100); 24 – мікрозона накопичення коломорфних глин в Іргl горизонті *нижнього* бурого лесивованого ґрунту (x100).

Д.5. Мікроморфологічна будова Педокомплексу I («S₁-II», шар 10с)



Розріз Боремель-2 (дерново-слабопідзолистий ґрунт): 1 – складні мікроагрегати між піщаними зернами скелету, вторинно озаліжені, в HE горизонті (x100); 2 – плитчастий мікроагрегат, помітно «відмитий» від плазми в E горизонті (x40). **Розріз Ковбань** (дерново-середньопідзолистий ґрунт): 3 – плитчастий мікроагрегат із локальними доменами «відмитими» від плазми; помітна велика домішка диспергованого бурого мулевого гумусу в плазмі у HEf горизонті (x40); 4 – залізо-мангановий нодуль на фоні «відмитого» від плазми ґрунтового матеріалу; наявна плазма гумусово-глинистого складу в Eif горизонті (x100); 5 – складна багатоциклічна шарувата залізо-глиниста кутана ілювіювання у внутрішньоагрегатній порі в Iер горизонті (x100); 6 – шарувата глиниста кутана ілювіювання, інкрустована оксидами мангану в Iер горизонті (x100). **Розріз Колодежі** (дерново-криптопідзолистий ґрунт): 7 – «відмитий» від плазми ґрунтовий матеріал в HE(f) горизонті (x40); 8 – вторинне озаліження зруйнованих й асимільованих мікроагрегатами кутан ілювіювання в I(e) горизонті (x40); 9 – фрагмент теригенного кальциту в I(e) горизонті (x100). **Новий Тік:** дерново-криптопідзолистий оглешений ґрунт: 10 – напівзруйновані нешаруваті залізо-глинисті кутани ілювіювання між піщаними зернами мінерального скелету в Iпрg1 горизонті (x64); дерново-слабопідзолистий ґрунт: 11 – залізисті коломорфні плівки навколо піщаних зерен скелету об'єднують їх в «мостики», утворюючи текстури типу хітонік в Iрf горизонті (x100). **Розріз Новостав** (дерново-середньопідзолистий ґрунт): 12 – «відмитий» від плазми ґрунтовий матеріал і манганові нодулі в E горизонті (x40).

Д.6. Мікроморфологічна будова Педокомплексу I («S₁-II», шари 10а, 10б)

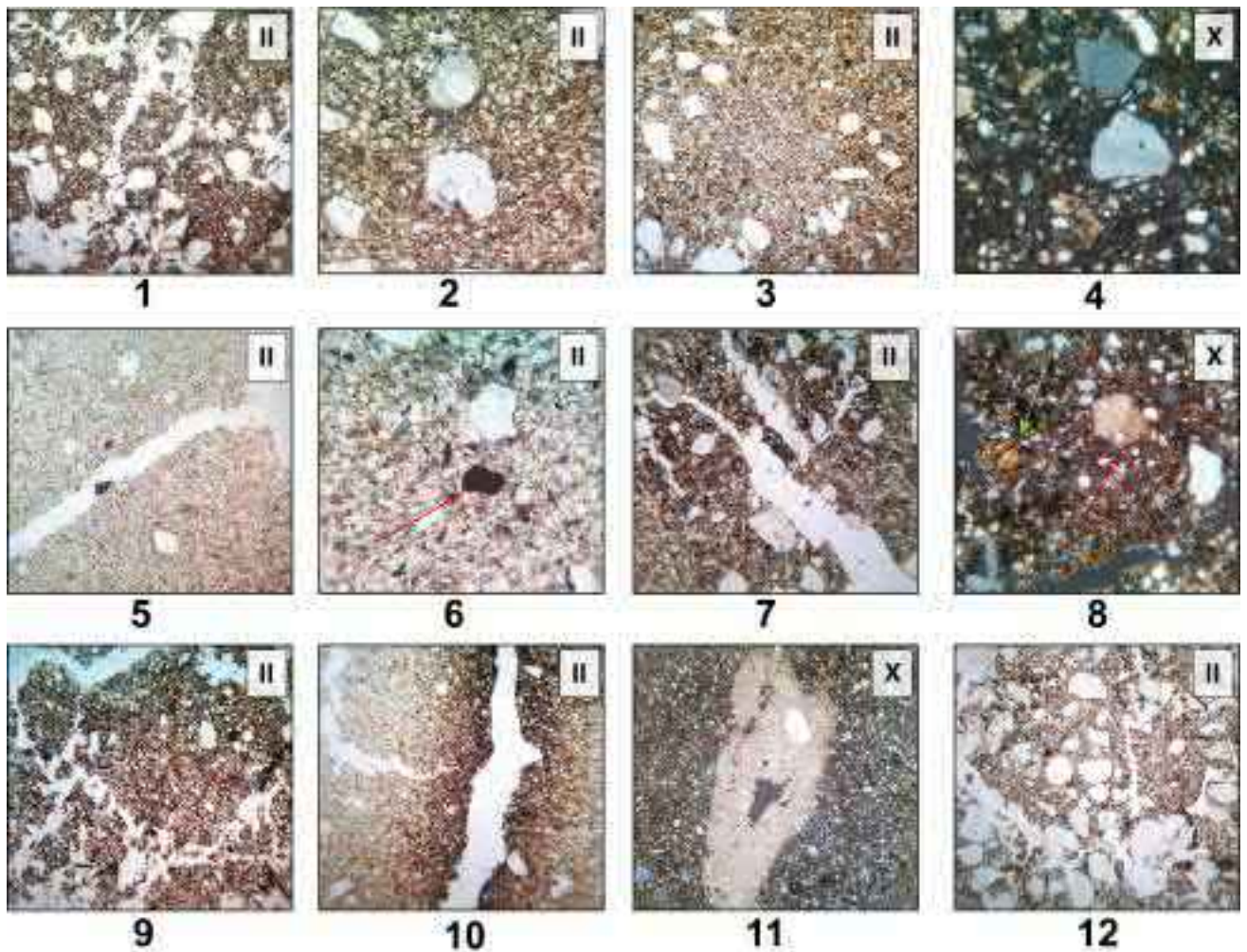


Д.б. (продовження)

Шар 10б. Розріз Боремель-2 (чорноземоподібний ґрунт): 1 – складні біогенні мікроагрегати II–III порядків із локальними доменами, збідненими на гумусово-глинисту плазму в He горизонті (x100). **Розріз Ковбань** (чорноземоподібний ґрунт): 2 – крупні прості мікроагрегати, складені бурим мулевим гумусом в He горизонті (x40); 3 – складні біогенні мікроагрегати з мікрозонами збідненими на плазму в НР горизонті (x100). **Розріз Колодежі** (чорноземоподібний ґрунт): 4 – крупні складні біогенні мікроагрегати, складені бурим мулевим гумусом в He горизонті (x40); 5 – вторинне карбонатне стягнення у макропорі, складене люблінітом (полікристалічні ланцюжки) в НР горизонті (x100); 6 – біогенні мікроагрегати I–II порядків, складені гумусово-глинистою плазмою; органічна речовина представлена бурим мулевим гумусом в НР горизонті (x40). **Розріз Новий Тік: чорнозем вилугуваний:** 7 – копроліт дощового черва в Нgl горизонті (x64); 8 – складні округлі біогенні мікроагрегати і вторинні залізо-манганові стягнення в Н горизонті (x40); *чорнозем опідзолений:* 9 – складні біогенні мікроагрегати між піщаними зернами мінерального скелету в Н горизонті (x100); 10 – заліста гіпокутана у тріщині в НРi горизонті (x100); 11 – вивітріле зерно польового шпату в НРi горизонті (x160); *чорноземоподібний ґрунт:* 12 – недиференційований мангановий нодуль в He горизонті (x160); 13 – манганова кутана в НР(i) горизонті (x100). **Розріз Новостав** (чорноземоподібний ґрунт): 14 – плитчасті мікроагрегати, дещо збіднені на гумусово-глинисту плазму в He горизонті (x40); 15 – округлі мікроагрегати I–II порядків, частково збіднені на гумусово-глинисту плазму в He горизонті (x40). **Розріз Смиків** (чорноземоподібний ґрунт): 16 – диспергований бурий мулевий гумус з ознаками перегрупування й вивітріле піщане зерно кварцу в Н(e) горизонті (x100); 17 – піщані зерна мінерального скелету концентруються по периферії блокових мікроагрегатів як вірогідний результат процесів криогенного сортування в Н(e) горизонті (x40).

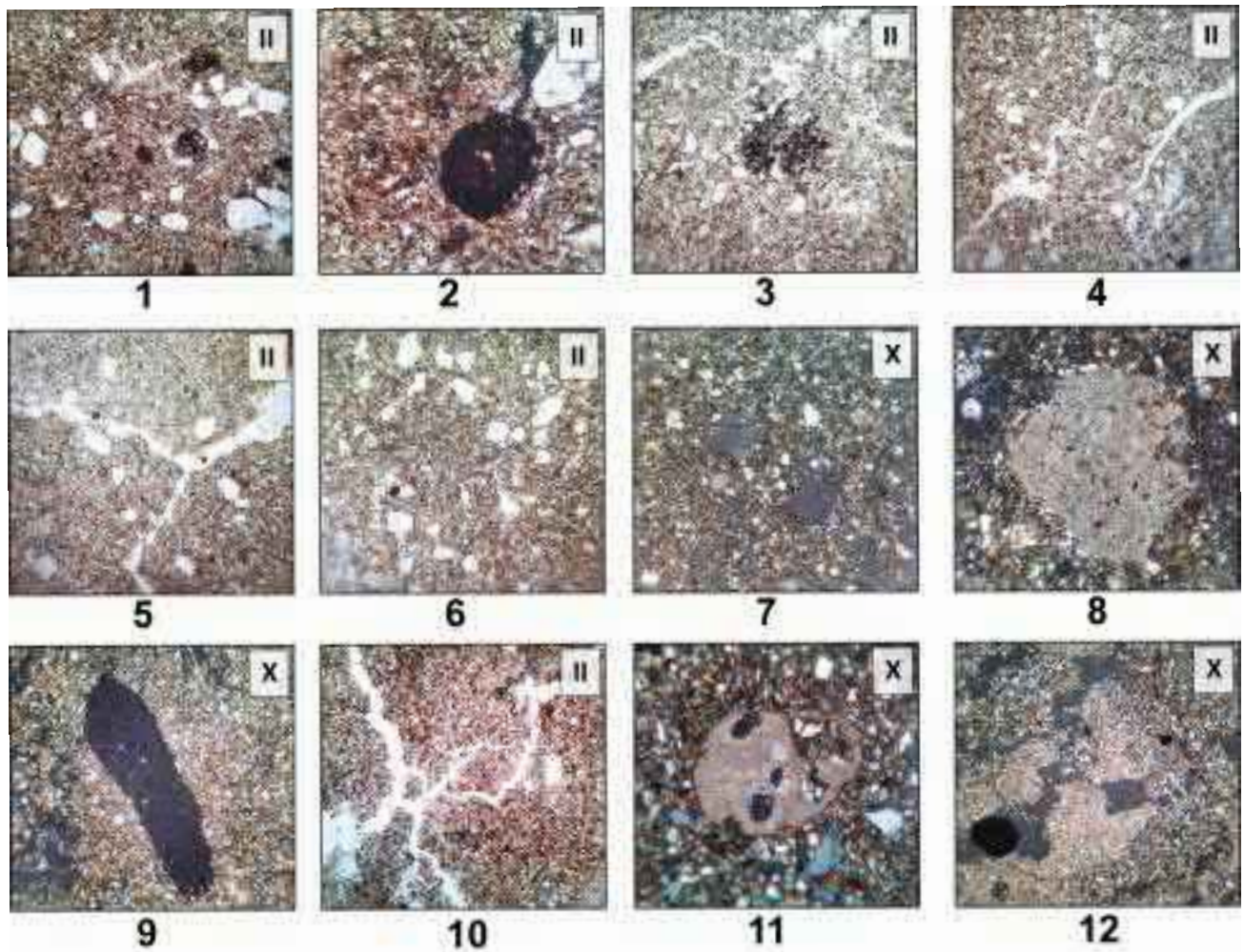
Шар 10а. Боремель-2 (дерновий опідзолений ґрунт): 18 – темний мулевий гумус, сегрегований у дрібні грудочки в Н(e) горизонті (x100). **Розріз Новий Тік** (дерновий опідзолений ґрунт): 19 – складні біогенні мікроагрегати (II–III порядків) в Н(e) горизонті (x100). **Розріз Новостав** (бурий лісовий ґрунт): 20 – фрагмент вторинної шаруватої залізо-глинистої кутани ілювіювання із включеннями пилюватих зерен в Н/I горизонті (x160); 21 – мікрошаруваті залізо-глинисті кутани ілювіювання в Н/I горизонті (x160); 22 – вивітріле зерно польового шпату і диспергований бурий мулевий гумус, щільно зв'язаний із глинистою плазмою в Н/I горизонті (x40); 23 – злегка «відмитий» від гумусово-глинистої плазми ґрунтовий матеріал в НР горизонті (x40); 24 – вторинна карбонатна гіпокутана вздовж каналоподібної пори в НР горизонті (x40).

Д.7. Мікроморфологічна будова Педокомплексу I («S₁-I», шар 8)



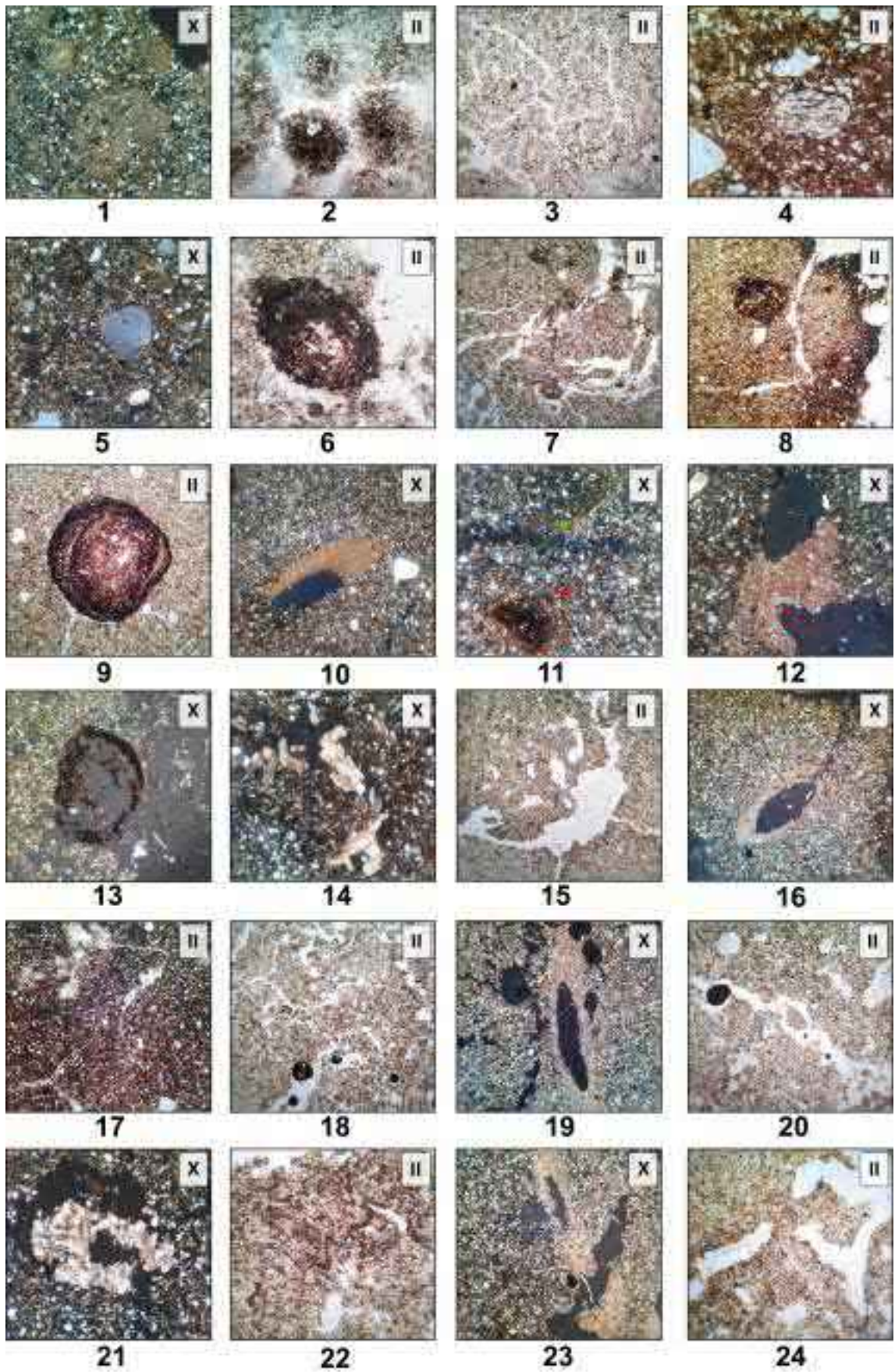
Розріз Новий Тік (*педоседимент дерново-бурого ґрунту*): 1 – мікроагрегати I–II порядку в H горизонті (x40); 2 – компактне упакування інтенсивно гумусованого ґрунтового матеріалу усередині блокового мікроагрегата в H горизонті (x100); 3 – щільно упакований дезагрегований ґрунтовий матеріал в HPglk горизонті (x40); 4 – неагрегована ґрунтова маса із розсіяними кристалами спариту і мікроспариту в HPglk горизонті (x160). **Розріз Новостав** (*бурий лісовий ґрунт*): 5 – каналоподібна пора між крупними блоковими мікроагрегатами; ґрунтовий матеріал помітно «відмитий» від плазми в He горизонті (x40); 6 – плазма гумусово-глинистого складу; червоною стрілкою показано мінеральне зерно гематиту в He горизонті (x100); 7 – каналоподібна пора розгалужується на тріщини; у глинистій плазмі висока домішка гумусу та заліза в I (Bw) горизонті (x64); 8 – дрібний недиференційований карбонатний нодуль (червона стрілка) та глинисті папули (зелена стрілка) як продукт вірогідного перевідкладення кутан ілювіювання в I (Bw) горизонті (x100). **Розріз Смиків:** *дерново-карбонатний ґрунт (шар 8a)*: 9 – крупні прості мікроагрегати, збагачені на бурий мулевий гумус в Hk(gl) горизонті (x40); 10 – заліzysta гіпокутана уздовж каналоподібної пори в HPk горизонті (x40); 11 – жеодоподібний карбонатний нодуль із включеннями пилуватих та піщаних зерен мінерального скелету в HPk горизонті (x40); *дерново-бурий ґрунт (шар 8b)*: 12 – крупні прості мікроагрегати, розділені тріщинами, із закритою порфіровою текстурою в He горизонті (x40).

Д.8. Мікроморфологічна будова Лесу I («L₁L₄», шар 7)



Розріз Ковбань: 1 – неагрегований інтенсивно озалізнений матеріал із численними дрібними залізо-мангановими нодулями та ознаками сортування піщаних зерен мінерального скелету (x40); 2 – округлий, ущільнений по периферії залізистий нодуль із включеннями пилюватих зерен мінерального скелету (x100). **Розріз Костянець:** 3 – залізо-манганове стягнення; у плазмі помітна домішка диспергованого бурого мулевого гумусу (x100); 4 – неагрегований матеріал, розбитий тріщинами; плазма гумусово-глинистого складу (x40). **Новий Тік:** 5 – матеріал розбитий тріщинами на гострокутні блоки; уздовж тріщин смуги, збіднені на плазму (x40); 6 – ознаки криогенного сортування піщаних зерен мінерального скелету (x40); 7 – розсіяні у плазмі кристали мікриту, мікроспариту і спариту (x100); 8 – щільний недиференційований карбонатний нодуль, складений мікритом (x100); 9 – пуста біогенна пора еліптичної форми (x40). **Розріз Новостав:** 10 – субперпендикулярна система тріщин, вірогідно криогенних (x40); 11 – нуклеарний карбонатний нодуль, окутаний залізистою плівкою (x100). **Розріз Смиків:** 12 – карбонатні гіпокутани навколо каналоподібної пори (x40).

Д.9. Мікроморфологічна будова Лесу I («L₁S₃», шар 6)



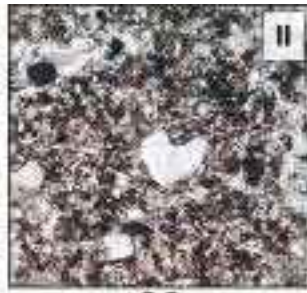
Д.9. (продовження)

Розріз Брищі (*гомогенно-глейовий ґрунт*): 1 – дрібні округлі карбонатні нодулі, складені мікритом; плазма цементована зернами мікриту та мікроспариту в GLhk горизонті (x100); 2 – гумусово-карбонатні ооїди в GLhk горизонті (x40); 3 – прості мікроагрегати, розділені мережею тріщин в HGLk горизонті (x40); 4 – вивітріле зерно піроксену, щільно упаковане в залізо-глинистій плазмі в GLP горизонті (x100); 5 – глинисті плівки навколо піщаних зерен мінерального скелету в GLP горизонті (x100). **Розріз Ковбань:** *шар ба (дерново-бурий оглеєний карбонатний ґрунт)*: 6 – жеодоподібний залізо-мангановий нодуль в Hglk горизонті (x100); 7 – розгалужена мережа тріщин в Hglk горизонті (x40); *шар бс (бурий глейовий ґрунт)*: 8 – залізисті гіпокутани і кільцеві стягнення заліза в Hgl(k) горизонті (x40); 9 – концентричний залізистий нодуль, окутаний тонкою глинистою плівкою в Hgl(k) горизонті (x40); 10 – карбонатна гіпокутана із домішкою глини навколо біогенної макропори в Hgl(k) горизонті (x40); 11 – концентричні кільця оптично орієнтованої глини навколо залізо-манганового нодуля (червона стрілка) та концентричні дуги оптично орієнтованої глини (зелена стрілка) в Hgl(k) горизонті (x100); 12 – карбонатна гіпокутана, складена мікритом й інкрустована по зовнішньому контурі (червона стрілка) мікроспаритом в HPgl(k) горизонті (x100); 13 – жеодоподібне залізисте стягнення, окутане глинистою плівкою в HPgl(k) горизонті (x40); *шар бd (дерново-глейовий ґрунт)*: 14 – напівзруйнований карбонатний ризоліт у каналоподібній порі в HGL горизонті (x100); 15 – тонкі карбонатні гіпокутани уздовж каналоподібної пори в HGL горизонті (x40); 16 – карбонатна гіпокутана, складена мікритом навколо біогенної пори в HGL горизонті (x40); 17 – ґрунтовий матеріал цементований дисперсними формами заліза в R горизонті (x40). **Розріз Колодежі:** *шар ба (дерново-бурий оглеєний карбонатний ґрунт)*: 18 – біогенні мікроагрегати I–II порядку з ознаками їх пластичних деформацій в Hglk горизонті (x40); 19 – карбонатна гіпокутана навколо біогенної макропори в Hglk горизонті (x40); *шар бс (бурий глейовий ґрунт)*: 20 – неагрегована ґрунтова маса, розбита каналоподібною порою в Hglk горизонті (x40); 21 – карбонатний ризоліт (поперечний переріз) у каналоподібній порі в Hglk горизонті (x100); 22 – волокнисті форми оптичної орієнтації гумусово-карбонатної плазми в Hglk горизонті (x100); *шар бd (гомогенно-глейовий ґрунт)*: 23 – карбонатна гіпокутана в GLhk горизонті (x40); 24 – пористий ґрунтовий матеріал, навколо пор тонкі карбонатні гіпокутани в GLhk горизонті (x40).

Д.9. (продовження)



25



26



27



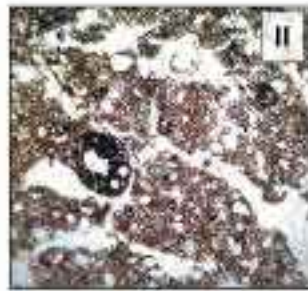
28



29



30



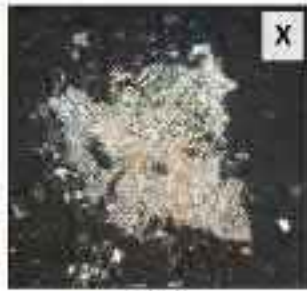
31



32



33



34



35



36



37



38



39



40



41



42



43

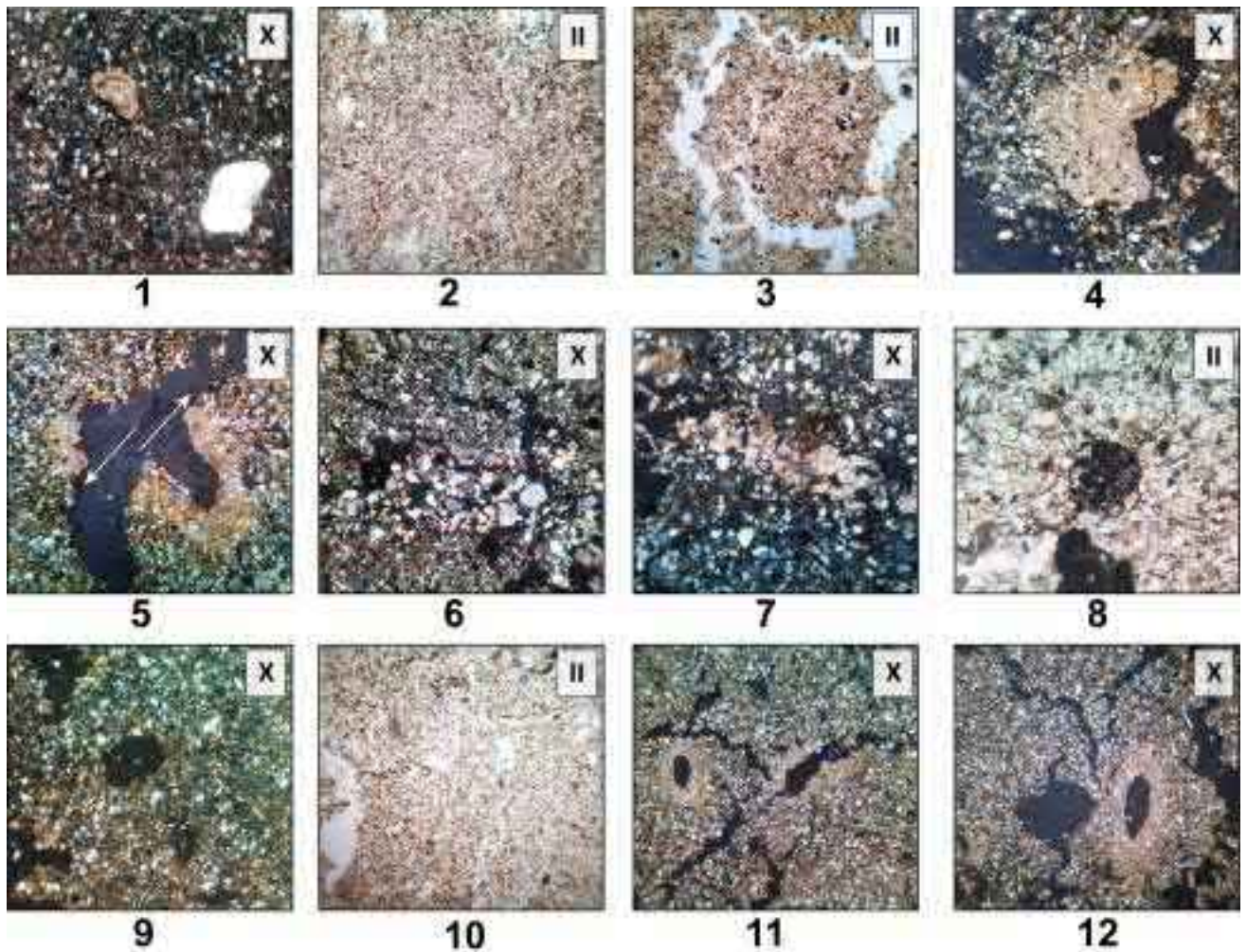


44

Д.9. (продовження)

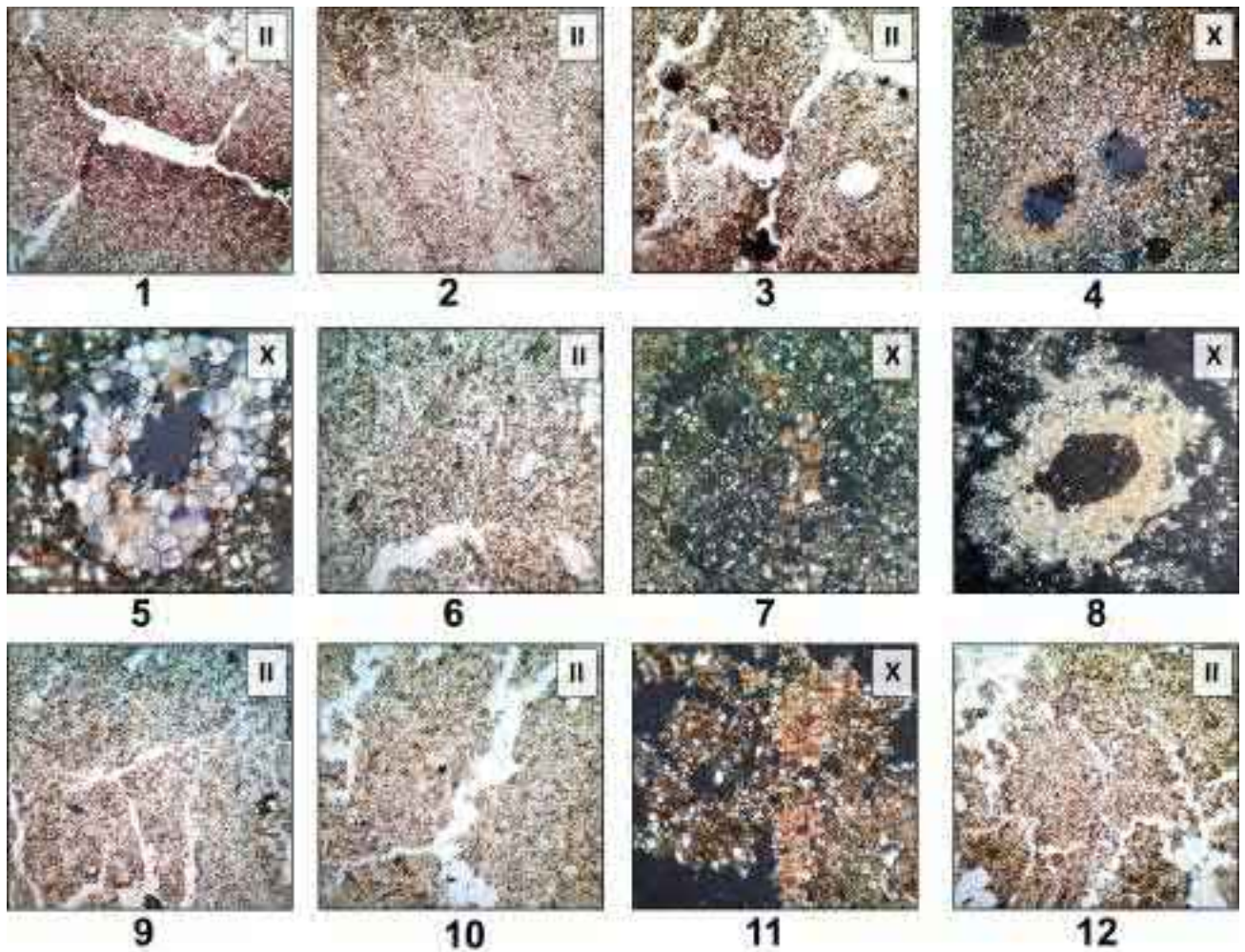
Розріз Костянець: *шар ба (дерново-бурий оглеєний ґрунт):* 25 – крупне зерно спариту радіально-променевої структури в Hglk горизонті (x360); 26 – неагрегований, проте інтенсивно гумусований (темний мулевий гумус) та озалізнений ґрунтовий матеріал в Hglk горизонті (x100); 27 – округла біогенна (зоогенна) макропора в HPglk горизонті (x100); 28 – зруйнований карбонатний ризоліт в HPglk горизонті (x100); *шар бс (бурий оглеєний ґрунт):* 29 – глиниста плівка навколо піщаного зерна мінерального скелету в H(gl, k) горизонті (x100); 30 – залізіста гіпокутана навколо біогенної макропори в H(gl, k) горизонті (x40); 31 – структура розтріскування: система тріщин розбиває ґрунтову масу на прості мікроагрегати; помітний щільний нуклеарний залізо-мангановий нодуль в HPgl(k) горизонті (x40); 32 – структура розтріскування і помітна частка піщаних зерен мінерального скелету в HPgl(k) горизонті (x40). **Розріз Новий Тік:** *верхній ембріональний (дерново-глейовий) ґрунт:* 33 – плитчастий мікроагрегат, складений карбонатно-гумусово-глинистою плазмою в Hglk горизонті (x40); 34 – стягнення люблініту (полікристалічні ланцюжки) в Hglk горизонті (x100); *середній ембріональний (дерново-глейовий) ґрунт:* 35 – складний карбонатний нодуль з кількома центрами кристалізації в Hglk горизонті (x40); 36 – ізольована округла пора з плавними стінками (газова пора) в Hglk горизонті (x40); *нижній ембріональний (дерново-глейовий) ґрунт:* 37 – карбонатний нодуль, складений люблінітом, із дендритами мангану в Hglk горизонті (x100); 38 – поперечний переріз черепашки наземного молюска в Hglk горизонті (x100); 39 – тріщина усихання в Hglk горизонті (x40). **Розріз Новостав** (*гомогенно-глейовий ґрунт):* 40 – карбонатний ризоліт у каналоподібній порі в GLhk горизонті (x100); 41 – гумусово-карбонатно-глиниста плазма з озалізненими та оманганованими осередками в HGLk горизонті (x40). **Розріз Смиків** (*недоседимент бурого глейового ґрунту):* 42 – недиференційований карбонатний нодуль, складений мікритом, та включення піщаного зерна мінерального скелету в HPglk горизонті (x100); 43 – залізо-гумусові нодулі в HPglk горизонті (x40); 44 – залізіста пляма по поверхні карбонатної гіпокутани в HPglk горизонті (x100).

Д.10. Мікроморфологічна будова Лесу I («L₁L₃», шар 5)



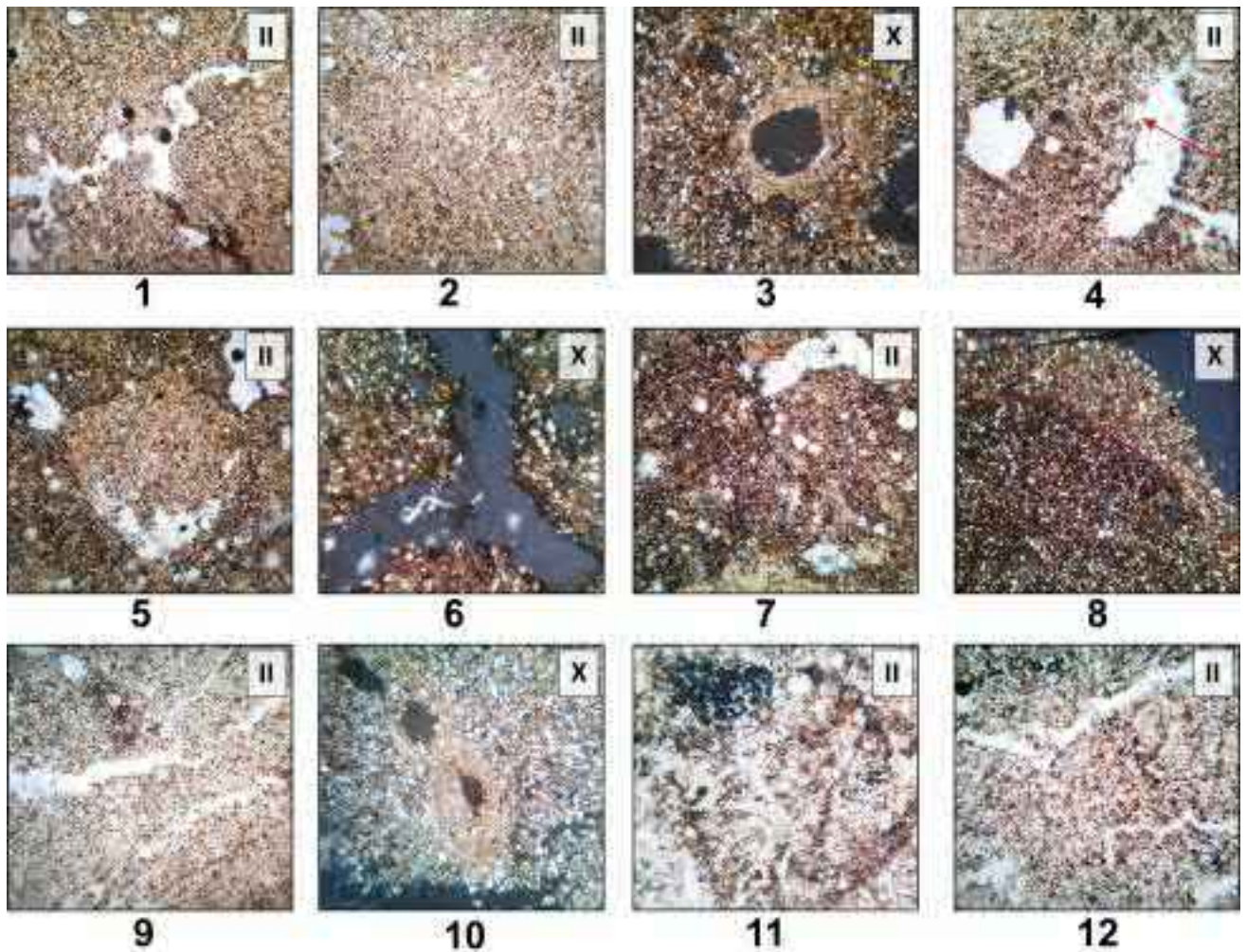
Розріз Ковбани: 1 – зерно спариту радіально-променевої структури та включення середньоокатаного піщаного зерна на фоні плазмово-пилуватої мікробудови; плазма глинисто-карбонатна (x100); 2 – неагрегована плазмово-пилувата мікробудова із глинисто-карбонатною плазмою (x40). **Розріз Колодежі:** 3 – простий мікроагрегат, розділений розгалуженими каналоподібними порами та тріщинами; матеріал усередині мікроагрегату цементований мікритом та мікроспаритом (x40); 4 – карбонатний нодуль із включеннями пилуватих зерен мінерального скелету (x100); 5 – карбонатна гіпокутана навколо первинної біогенної пори і вторинна каналоподібна пора; стрілками позначено вертикальне зміщення матеріалу по каналоподібній порі (x64). **Розріз Костянець:** 6 – прошарок піщаного матеріалу як результат короткої фази активної седиментації, вірогідно, внаслідок зливи (x40); 7 – карбонатний ризоліт у каналоподібній порі (x100); 8 – округлий мангановий нодуль на фоні плазмово-пилуватої мікробудови (x100). **Розріз Новий тік:** 9 – розсіяні кристали мікриту та мікроспариту, а також округла біогенна пора (x40). **Розріз Смиків:** 10 – неагрегований матеріал із плазмово-пилуватою мікробудовою та глинисто-карбонатною плазмою (x40); 11 – карбонатні гіпокутани навколо біогенних пор; матеріал розбитий розгалуженою системою тріщин (x40); 12 – карбонатна гіпокутана навколо біогенної пори; інша біогенна пора пуста (x40).

Д.11. Мікроморфологічна будова Лесу I («L₁S₂», шар 4)



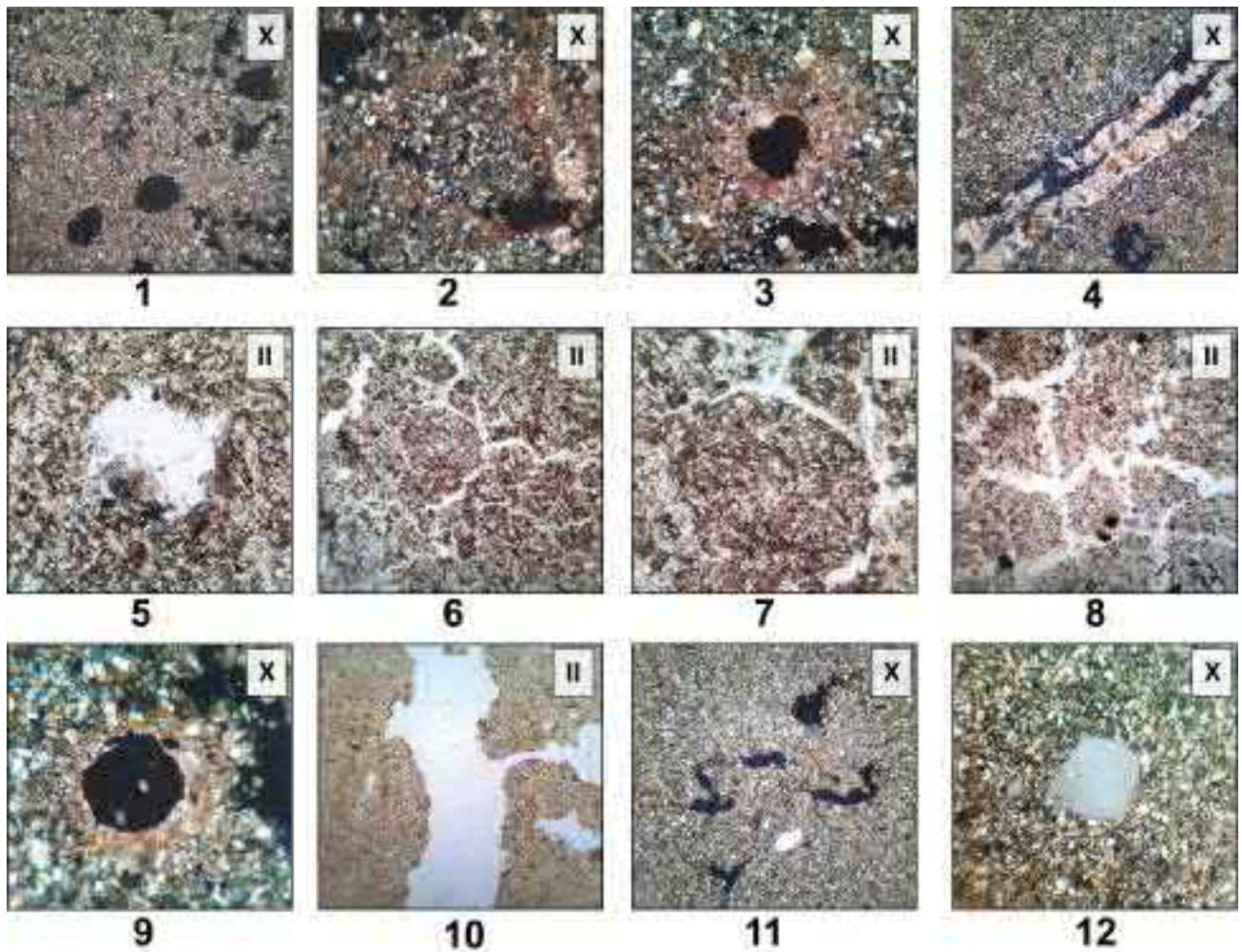
Розріз Ковбань (ініціальний бурий оглеєний ґрунт): 1 – залізна гіпокутана вздовж тріщини в Hglk горизонті (x40); 2 – паралельно-волокниста оптична орієнтація карбонатно-залізо-гумусово-глинистої плазми в Hglk горизонті (x40). **Розріз Колодежі** (ініціальний бурий карбонатний ґрунт): 3 – крупні мікроагрегати I–II порядків, розділені звивистими порами-тріщинами; усередині мікроагрегатів округлі біогенні пори, а в плазмі помітна висока домішка бурого мулевого гумусу в Hk горизонті (x40); 4 – округлі біогенні пори, навколо однієї із яких карбонатна гіпокутана в HPglk горизонті (x40); 5 – карбонатний ризоліт (поперечний переріз) в HPglk горизонті (x160). **Розріз Новий Тік: шар 4a** (ініціальний бурий оглеєний карбонатний ґрунт): 6 – дезагредована ґрунтова маса з карбонатно-гумусово-глинистою плазмою в Hglk горизонті (x40); 7 – зруйнований карбонатний ризоліт в Hglk горизонті (x100); **нижній ґрунт (гомогенно-глейовий ґрунт)**: 8 – карбонатна гіпокутана навколо біогенної пори в HGLk горизонті (x100). **Розріз Новостав** (гомогенно-глейовий ґрунт): 9 – мікроструктура розтріскування в HGLk горизонті (x40). **Розріз Смиків** (ініціальний бурий оглеєний карбонатний ґрунт): 10 – крупні прості мікроагрегати, розділені звивистими каналоподібними порами та тріщинами; плазма карбонатно-гумусово-глинистого складу в Hpk(gl) горизонті (x40); 11 – карбонатний ризоліт з помітною домішкою гумусу в HPGLk горизонті (x100); 12 – мікронакопичення складних біогенних мікроагрегатів II порядку в HPGLk горизонті (x40).

Д.12. Мікроморфологічна будова Лесу I («L₁S₁», шар 2)



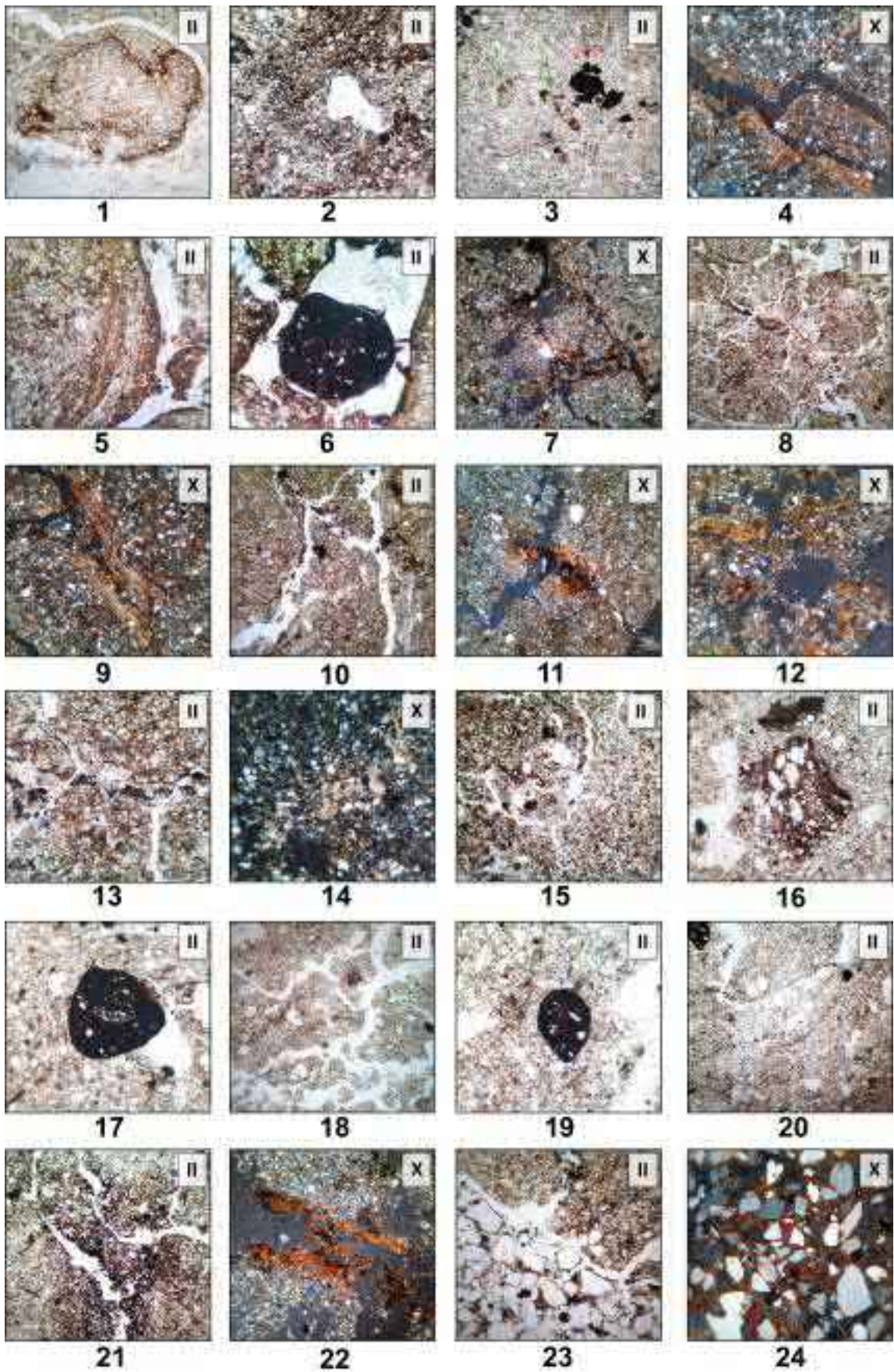
Розріз Колодежі (*тундроглей*): 1 – звивиста каналоподібна пора та дрібні округлі пусті пори (вірогідно, газові) (x40); 2 – неагрегована, проте пориста ґрунтова маса; плазма залізо-гумусово-карбонатно-глинистого складу (x40); 3 – карбонатна гіпокутана навколо біогенної пори (x40); 4 – пусті біогенні макропори; навколо еліптичної пори смуга незначного вилуговування від карбонатів (червона стрілка) (x40). **Розріз Новий Тік** (*тундроглей*): 5 – інфілінг крупної зоогенної макропори алохтонним матеріалом; первинний ґрунтовий матеріал інтенсивно озалізнений (x40); 6 – вузька залізна гіпокутана уздовж каналоподібної пори (x100); 7 – численні дрібні округлі макропори, що вірогідно мають газове походження, розташовані в інтенсивно озалізненій неагрегованій ґрунтовій масі (x40); 8 – фрагмент кріогенної смугастої текстури («banded fabric») у вигляді лінзоподібної псевдокутани (x40). **Розріз Новостав** (*тундроглей*): 9 – структура розтріскування на фоні збідненого на плазму пилуватого ґрунтового матеріалу (x40); 10 – карбонатна гіпокутана навколо біогенної пори (x40); 11 – волокнисті форми оптичної орієнтації карбонатно-глинистої плазми і мангановий інфілінг макропори (x100); 12 – субпаралельні тріщини (x40).

Д.13. Мікроморфологічна будова Лесу I («L₁L₁», шар 1 і «L₁L₂», шар 3)



Розріз Ковбась (L₁L₁/L₁L₂): 1 – пухке упаковання неагрегованого пористого матеріалу просоченого мікритом; помітно округлі біогенні макропори (x40); 2 – інфілінг зоогенної макропори алохтонним, майже вилугуваним матеріалом (x100); 3 – карбонатна гіпокутана складена глибоко перекристалізованим кальцитом (x100). **Розріз Новий Тік (L₁L₂):** 4 – карбонатний ризоліт (поздовжній переріз) у каналоподібній порі (x40); 5 – округла біогенна макропора (x100); 6 – розгалужена мережа тріщин утворює псевдоагрегати, сформовані шляхом цементації матеріалу мікритом; у плазмі помітна домішка диспергованого бурого мулевого гумусу (x40); 7 – округлий простий копрогенний мікроагрегат (x100). **Розріз Новостав (L₁L₂):** 8 – структура розтріскування: розгалужена мережа тріщин розбиває матеріал на кутуваті блоки (x40); 9 – карбонатна гіпокутана навколо округлої біогенної пори (x100). **Розріз Смиків (L₁L₁/L₁L₂):** 10 – широка каналоподібна пора (x40); 11 – компактно упакований неагрегований матеріал, цементований мікритом; помітно пори неправильної форми із шорсткими стінками (vughs) (x40); 12 – включення середньокатаного піщаного зерна мінерального скелету на фоні цементованими мікритом матеріалу (x100).

Д.14. Мікроморфологічна будова розрізу Дерев'янче



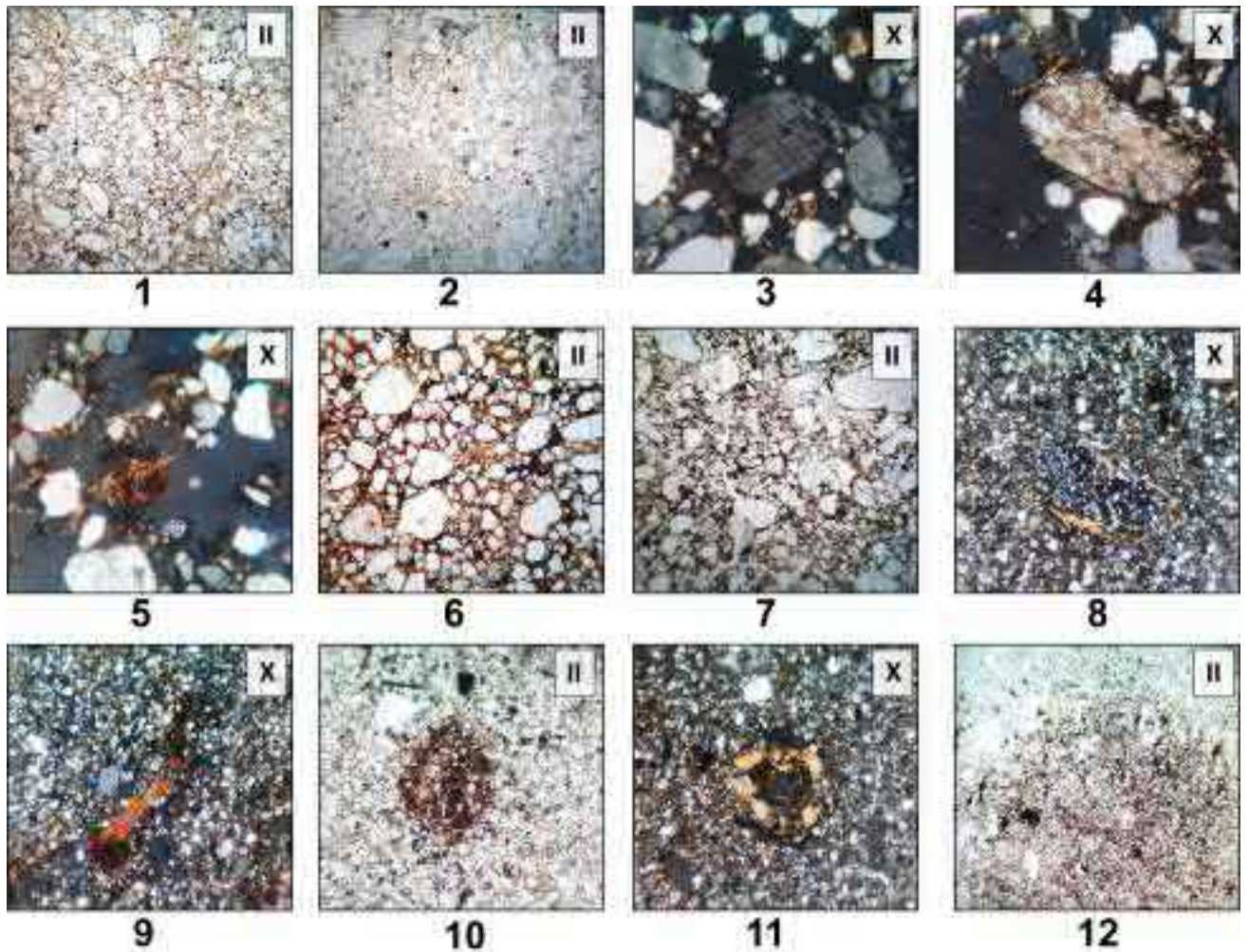
Д.14. (продовження)

Верхній педокомплекс: верхній ґрунт (D6) – сірий опідзолений: 1 – залізо-глиниста зморшка по периферії округлого мікроагрегату в HEgl горизонті (x40); 2 – висока домішка темного мулевого гумусу з ознаками перегрупування і вторинного озалізнення в HEgl горизонті (x100); 3 – фрагменти деревного вугілля (червона стрілка), а також асимільованих ґрунтовим матеріалом коломорфних глин (зелена стрілка) в HEgl горизонті (x40); 4 – шаруваті залізо-глинисті кутани ілювіювання у каналоподібній порі, з ознаками їх асиміляції блоковими мікроагрегатами в Iegl(h) горизонті (x100); 5 – кутана різних фаз ілювіювання: ранньої (1) – шарувата глиниста кутана з домішкою заліза; середньої (2) – скелетана та пізньої (3) – гумусово-глиниста кутана з домішкою заліза в Iegl(h) горизонті (x100); 6 – перевідкладений (анортік) залізо-мангановий нодуль у каналоподібній порі в Iegl(h) горизонті (x100). **Середній ґрунт (D7) – бурий лесивований:** 7 – мікрошаруваті та консолідовані гумусово-глинисті кутани ілювіювання в HEgl/I горизонті (x40); 8 – структурна розтріскування: мережа тріщин відокремлює мікроагрегати округлої та неправильної форми; у плазмі зростає домішка бурого мулевого гумусу, HEgl/I горизонт (x40); 9 – мікрошарувата глиниста кутана із домішкою заліза по стінках тріщини в HEgl/I горизонті (x100). 10 – широкі тріщини розбивають ґрунтовий матеріал на блокові мікроагрегати в Iegl горизонті (x40); 11 – мікрошарувата залізо-глиниста кутана в еліптичній порі, яка перетинається діагенетичною тріщиною в Iegl горизонті (x40); 12 – кутани ілювіювання різного ступеня деградації й асиміляції ґрунтовим матеріалом в I(gl) горизонті (x100); 13 – манганові інфілінги тріщин; уздовж останніх помітні вузькі смуги, збіднені на плазму в I(gl) горизонті (x100). **Нижній ґрунт (D8) – псевдоглей:** 14 – напівзруйнований карбонатний ризоліт в HGLe/I горизонті (x100); 15 – структура розтріскування, збіднені на гумусово-глинисту плазму смуги уздовж тріщин та помітна домішка бурого мулевого гумусу в плазмі в HGLe/I горизонті (x40).

Лесоподібний суглинок (D9): 16 – педорелікт – вірогідно, перевідкладений фрагмент одного із ґрунтів нижнього педокомплексу (x100); 17 – жеодоподібний залізо-мангановий нодуль із включеннями пилюватих зерен мінерального скелету (x100); 18 – плитчасті мікроагрегати та субпаралельні тріщини утворюють шаруватоподібний рисунок (x40).

Нижній педокомплекс: верхній ґрунт (D10) – бурий лесивований оглеєний: 19 – недиференційований залізо-мангановий нодуль із включеннями пилюватих зерен мінерального скелету в Ehgl/I горизонті (x100); 20 – «відмиті» від плазми домени уздовж тріщин та внутрішньоагрегатних пор, а також паралельно-волокниста форма оптичної орієнтації гумусово-глинистої плазми в Ehgl/I горизонті (x40); 21 – крупні залізисті гіпокутани в Iegl горизонті (x40); 22 – мікрошарувата залізо-глиниста кутана із включеннями пилюватих зерен мінерального скелету в Iegl горизонті (x40); 23 – межа між запіщаним педоседиментом нижнього ґрунту та середньосуглинковим бурим лесивованим оглеєним ґрунтом (x40). **Нижній ґрунт (D12) – педоседимент червонувато-бурого ґрунту:** 24 – суцільне поширення анізотропних залізо-глинистих глин між піщаними зернами мінерального скелету (x40).

Д.15. Мікроморфологічна будова розрізів пізньольодовикових утворень

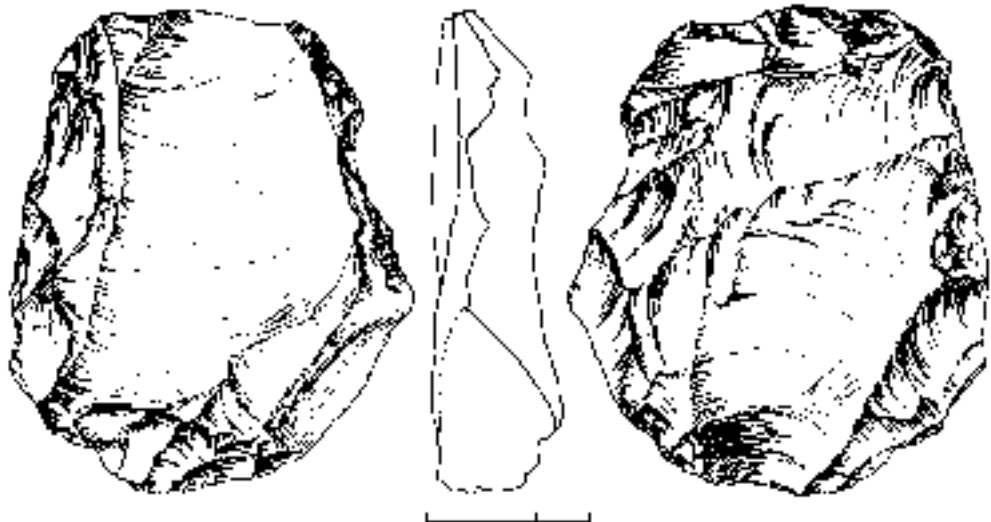


Розріз Острів Дубовець: алерод (AL) – вохристо-глейовий псевдоопідзолений ґрунт: 1 – «відмитий» від плазми запіщанений матеріал із помітною домішкою бурого мулевого гумусу в HE горизонті (x40); 2 – «відмитий» від плазми ґрунтовий матеріал в Egl горизонті (x40); 3 – вивітріле зерно піроксену в Egl горизонті (x100); 4 – крупне вивітріле зерно польового шпату, окутане плівками заліза та коломорфних глин в IGLm горизонті (x100); 5 – фрагменти зруйнованих залізистих і глинисто-залізистих кутан в IGLm горизонті (x100); 6 – цементований дисперсними формами заліза ґрунтовий матеріал із закритою порфіровою текстурою в IGLm горизонті (x40). **Белінг (BL) – заплавний псевдооглеєний ґрунт:** 7 – помітна домішка диспергованого бурого мулевого гумусу на фоні «відмитої» від плазми мікробудови в HEgl горизонті (x40).

Розріз Острог: белінг-алерод: 8 – інфілінг біогенної пори алохтонним матеріалом; стінки пори покриті глинистою кутаною ілювіювання (x100); 9 – фрагмент залізо-глинистої кутани ілювіювання (x100); 10 – нещільний залізистий нодуль початкової стадії формування (x100); 11 – мікрошарувата глиниста кутана ілювіювання в біогенній порі; всередині пора заповнена манганом (x100); 12 – крупна залізиста пляма (x40).

Додаток Ж

Двобічно-альтернативний нуклеос левалуазького технокомплексу із розрізу
Новий Тік (визначення та рисунок Л. Кулаковської і В. Усика [76])



Додаток К

К.1. Впровадження наукових результатів дисертації



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

вул. Володимирська, 64/53 м. Київ, 01601; тел. 236-32-33

01.07.2022 № 130/2022-20

Вн № _____

ДОВІДКА

Видана Бончковському Олександрю Сергійовичу, аспіранту географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка в тому, що результати його дисертаційної роботи «Палеогеографічна етапність утворення лесово-грунтових розрізів Волинської височини» упродовж 2019-2021 рр. були впроваджені у навчальний процес географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка, зокрема під час розробки та викладання навчальних дисциплін «Палеогеографія антропогену», «Методи палеогеографічних досліджень» та «Палеоекологія четвертинного періоду» для студентів бакалаврату спеціальності 106-Географія, ОП-«Геоморфологія та природознавальний туризм» і «Природнича географія».

Декан географічного факультету,
доктор географічних наук,
професор

Сергій ЗАПОТОЦЬКИЙ

К.2. Впровадження наукових результатів дисертації



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

вул. Педагогічна, 56/57, м. Київ, 01601, тел. 228 35-11

61.03.2022 № 057/966-20

№ _____

ДОВІДКА

Видана Бончковському Олександрю Сергійовичу у тому, що результати його дисертаційної роботи «Палеогеографічна етапність утворення лесово-грунтових розрізів Волинської височини» впроваджено при виконанні держбюджетної науково-дослідної роботи «Рекоustruція природних умов проживання людини на території України в доісторичний та історичний час» (номер держреєстрації 19БФ050-01), що виконувалася на географічному факультеті Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Декан географічного факультету,
доктор географічних наук,
професор

Сергій ЗАПОТОЦЬКИЙ

К.3. Впровадження наукових результатів дисертації

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК
УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОФІЗИКИ
ім. С.І. Субботіна



Україна, 03680, Київ, мр. Пастерова, 32
Тел.: +380 (44) 424-01-12; Факс: +380 (44) 450-25-20
E-mail: earth@igph.kiev.ua

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES
OF UKRAINE
INSTITUTE OF GEOPHYSICS
by S.I.Subbotin name

Pastorova, str. 32, Kiev, 03680, Ukraine
Tel.: +380 (44) 424-01-12; Fax: +380 (44) 450-25-20
E-mail: earth@igph.kiev.ua

19.07.22 р. № 01-8.220

На № _____ від _____

ДОВІДКА

Видана БОНЧКОВСЬКОМУ Олександр Сергійовичу у тому, що результати його дисертаційної роботи «Палеогеографічна етапність утворення лесово-грунтових розрізів Волинської височини» впроваджено при виконанні проєкту Національного фонду досліджень України «Магнітні індикатори палеокліматичних змін у відкладах лесово-грунтової формації України» (реєстраційний номер НФДУ 2020.02/0406), що виконується в Інституті геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України.

Директор Інституту
член-кореспондент НАН України



Олександр КЕНДЗЕРА

Додаток Л

Список опублікованих праць за темою дисертації

Статті у фахових наукових виданнях України, в яких опубліковані основні наукові результати дисертації

1. Бончковський, О. С. (2014). Новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену півдня Волині (на прикладі розрізів Боремель 1 та 2). *Фізична географія та геоморфологія*, 3(75), 57–64.
2. Бончковський, О. С. (2014). Палеокріогенні форми як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської височини). *Фізична географія та геоморфологія*, 4(76), 44–51.
3. Бончковський, О. С. (2014). Баківці – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Горохівської височини. *Науковий вісник Чернівецького університету. Серія: Географія*, 724–725, 5–10.
4. Бончковський, О. С. (2015). Новий Тік – новий розріз лесово-грунтової серії неоплейстоцену Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 3(79), 77–89.
5. Бончковський, О. С. (2015). Колодежі – новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(80), 69–76.
6. Бончковський, О. С. (2016). Пізньоплейстоценовий кріогенез в межах Волинської височини. *Науковий вісник Чернівецького університету. Серія: Географія*, 775–776, 19–30.
7. Бончковський, О. С. (2017). Новостав – детально стратифікований лесово-грунтовий розріз Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(88), 29–40.
8. Бончковський, О. С. (2018). Ковбань – детально стратифікований лесово-грунтовий розріз Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 2(90), 24–33.

9. Бончковський, О. С., Бардецький, А. Б., & Пшеничний, Ю. Л. (2018). Палеогеографічні дослідження на археологічній пам'ятці Острів Дубовець (м. Дубно). *Фізична географія та геоморфологія*, 4(92), 23–37. (Особистий внесок здобувача: літолого-стратиграфічні, палеокріологічні та палеопедологічні дослідження відкладів археологічної пам'ятки, реконструкція історії формування урочища та умов проживання давньої людини).

10. Бончковський, О. С. (2019). Особливості соліфлюкційних процесів у плейстоцені на території Волинської височини. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 3(54), 177–178.

Статті у наукових виданнях, індексованих у Scopus і WoS:

11. Бончковський, О. С. (2018). Палеокріогенні процеси на території Волинської височини. *Вісник Дніпропетровського університету. Геологія. Географія*, 26(1), 3–16. <https://doi.org/10.15421/111801>

12. Bonchkovskiy, O. S. (2019). Changes in pedogenic processes during Pryluky times (Late Pleistocene) in the central part of the Volyn' Upland. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 28(2), 230–240. <https://doi.org/10.15421/111924>

13. Бончковський, О. С. (2020). Смиків – новий опорний розріз верхнього неоплейстоцену Волинської височини. *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія»*, 53, 25–44. <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2020-53-02>

14. Bonchkovskiy, O. (2020). The loess-palaeosol sequence of Novyi Tik: a new Middle and Upper Pleistocene record for Volyn' Upland (North-West Ukraine). *Quaternaire*, 31(4), 281–308. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.14308>

Опубліковані наукові праці апробаційного характеру:

15. Бончковський, О. С. (2014). Палеокріогенний мікрорельєф як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської акумулятивно-

денудаційної височини). *Рельєф і клімат*: Матеріали міжнародного наукового симпозіуму (с. 16–17). Чернівці: Технодрук.

16. Бончковський, О. С. (2015). Розвиток процесів педогенезу у прилуцький час на території півдня Волинської височини. *Молоді науковці – географічній науці*: Збірник наукових праць XI Всеукраїнської науково-практичної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 8–10). Київ: Прінт Сервіс.

17. Бончковський, О. С. (2015). Соліфлюкційні процеси на території Горохівської височини у неоплейстоцені. *Шевченківська весна – 2015. Географія*: Збірник наукових праць XIII міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 10–13). Київ: Прінт Сервіс.

18. Бончковський, О. С. (2016). До питання класифікації викопних морозобійних структур (на основі досліджень лесово-грунтової серії Волинської височини). *Шевченківська весна – 2016. Географія*: Збірник наукових праць XIV міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених (с. 8–11). Київ: Прінт Сервіс.

19. Бончковський, О. С. (2016). Етапність розвитку неоплейстоценового педогенезу південної частини Волинської височини. *Українська географія: сучасні виклики*. Збірник праць XII з'їзду Українського географічного товариства, том III (с. 18–21). Київ: Прінт Сервіс.

20. Бончковський, О. С. (2016). Особливості формування дубнівського та горохівського педокомплексів пізнього плейстоцену Горохівської височини та Рівненського плато. *Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті імені Юрія Федьковича)*: Матеріали міжнародної наукової конференції (с. 52–53). Чернівці.

21. Бончковский, А. С. (2017). Формирование криогенных структур в плейстоцене на территории Волынской возвышенности (Украина). *Наука и образование – 2017: Сборник материалов XII международной конференции* (с. 1310–1315). Астана.

22. Бончковський, О. С. (2017). Детальна стратифікація лесово-грунтових відкладів у басейнах річок Стир та Горинь. *Ідеї та новації в системі наук про Землю*: Збірник матеріалів VII всеукраїнської молодіжної наукової конференції (с. 104–105). Київ: Інститут геологічних наук НАН України.

23. Бончковский, А. С. (2018). Процессы позднеплейстоценового криогенеза на территории Волынской возвышенности (Украина). *The development of nature sciences: problems and solutions: Conference Proceedings* (с. 174–178). Brno.

24. Бончковський, О. С. (2018). Палеокліматичні умови формування мерзлотних структур у плейстоцені на території Волинської височини. *Рельєф і клімат*: Матеріали II Міжнародної конференції (с. 88–89). Чернівці: Чернівецький національний університет.

25. Бончковський, О. С. (2019). Кріостратиграфічні маркери верхнього плейстоцену Волинської височини. *Ідеї та новації в системі наук про Землю*: Матеріали VIII Всеукраїнської молодіжної наукової конференції (с. 22–23). Київ: Інститут геологічних наук НАН України.

26. Bonchkovskiy, O. (2020). Upper Pleistocene loess-palaeosol sequences in the central part of the Volyn Upland (NW Ukraine). *INQUA SEQS 2020. Conference Proceedings. Wrocław, 28th September 2020. Quaternary Stratigraphy – palaeoenvironment, sediments, palaeofauna and human migrations across Central Europe* (p. 38). Wrocław.

27. Бончковський, О. (2021). Ґрунти та рослинність центральної частини Волинської височини у витачівський час. *Культурний ландшафт як географічний феномен*: Матеріали Міжнародної наукової конференції (с. 58–59). Чернівці: Чернівецький національний університет.

Опубліковані праці, які додатково відображають наукові результати дисертаційного дослідження:

28. Бончковський, О. С. (2017). Особливості формування реліктової посткриогенної морфоскульптури Волинської височини. *Шевченківська весна* –

2017. *Географія: Збірник наукових праць XV міжнародної наукової міждисциплінарної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених* (с. 9–13). Київ: Прінт Сервіс.

29. Бончковський, О. С. (2017). Особливості реліктової посткріогенної морфоскульптури східної частини Волинської височини. *Фізична географія та геоморфологія*, 2(86), 48–59.

30. Бончковський, О., Бардецький, А., & Пшеничний, Ю. (2020). Палеогеографічний підхід до вивчення багат шарової археологічної пам'ятки Острів Дубовець (Рівненська обл., Україна). В Р. Włodarczak (Ред.), *A Planitiebus Usque Ad Montes: Studia Archaeologica Andreae Pelisiak Vitae Anno Sexagesimo Quinto Oblata* (с. 599–631). Rzeszow: Wydawnictwo Uniwersytetu Rzeszowskiego. (Особистий внесок здобувача: літолого-стратиграфічні (в т. ч. вивчення морфоскопії кварцових зерен), палеокріологічні, палеопедологічні (гранулометричний і мікроморфологічний аналізи) дослідження відкладів археологічної пам'ятки, реконструкції історії формування досліджуваного урочища та умов проживання давньої людини).

31. Gerasimenko, N., Bonchkovskyi, O., & Kovalchuk, I. (2020). Modelling of Late Pleistocene climatic hazards in the estimation of risk for the future abrupt climatic deterioration. *Conference proceeding: XIV International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment"* (pp. 1–5). Kyiv. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056051>. (Особистий внесок здобувача: висвітлення методики реконструкції клімату за палеокріогенними структурами, апробація методу на розрізах Середнього Подніпров'я).

32. Bonchkovskyi, O. S., & Gerasimenko, N. P. (2020). A first attempt at the regional implementation of a geoarchaeological site database for Ukraine: study areas of the Volyn' Upland and the Transcarpathian Lowland. *Geoinformatics* (pp. 1–5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.2020geo050>. (Особистий внесок здобувача: висвітлення методики побудови геопросторової бази даних, аналіз геоархеологічних пам'яток палеоліту Волинської височини).

33. Герасименко, Н., Бончковський, О., Авдєєнко, Ю., Рогозін, Є., & Юрченко, Т. (2020). Геоінформаційна база даних геоархеологічних пам'яток Правобережної України. *Сучасний стан та перспективи розвитку геоморфології та палеогеографії в Україні*. Тези доповідей Всеукраїнської науково-практичної конференції, присвяченої 70-річчю кафедри геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка (с. 15–16). Львів. (Особистий внесок здобувача: висвітлення методики побудови геопросторової бази даних, аналіз вивченості геоархеологічних пам'яток Волинської височини).

Брав участь у конференціях, семінарах, симпозіумах:

1. Міжнародний науковий симпозіум «Рельєф і клімат» (Чернівці, 23–25 жовтня 2014 р.) (доповідь).
2. Шевченківська весна – 2015. XIII міжнародна наукова міждисциплінарна конференція студентів, аспірантів і молодих вчених (Київ, 2–3 квітня 2015 р.) (доповідь).
3. Всеукраїнська конференція студентів, аспірантів та молодих вчених «Молоді науковці – географічній науці» (Київ, 19–20 листопада, 2015 р.) (доповідь).
4. Шевченківська весна – 2016. XIV міжнародна наукова міждисциплінарна конференція студентів, аспірантів і молодих вчених (Київ, 6–8 квітня 2016 р.) (доповідь).
5. XII з'їзд Українського географічного товариства «Українська географія: сучасні виклики» (Вінниця, 17–21 травня 2016 р.) (заочна участь).
6. Міжнародна наукова конференція «Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті імені Юрія Федьковича)» (Чернівці, 11–13 жовтня 2016 р.) (доповідь).
7. Шевченківська весна – 2017. XV міжнародна наукова міждисциплінарна конференція студентів, аспірантів і молодих вчених (Київ, 10 квітня 2017 р.) (доповідь).

8. XII Міжнародна наукова конференція студентів і молодих вчених «*Наука и образование*» (Астана, 14 квітня 2017 р.) (заочна участь).
9. VII Всеукраїнська молодіжна наукова конференція «*Ideї та новації в системі наук про Землю*» (Київ, 25–27 жовтня 2017 р.) (доповідь).
10. Міжнародна конференція «*The development of nature sciences: problems and solutions*» (Брно, 27–28 квітня 2018 р.) (заочна участь).
11. II Міжнародна конференція «*Рельєф і клімат*» (Чернівці, 26–28 вересня 2018 р.) (заочна участь).
12. VIII Всеукраїнська молодіжна наукова конференція «*Ideї та новації в системі наук про Землю*» (Київ, 10–12 квітня 2019 р.) (доповідь).
13. Міжнародна науково-практична конференція «*Рельєф, клімат та поверхневі води як об'єкти природничо-географічних досліджень (до 70-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології)*» (Київ, 2–4 жовтня 2019 р.) (доповідь).
14. Міжнародна конференція INQUA SEQS «*Quaternary Stratigraphy – palaeoenvironment, sediments, palaeofauna and human migrations across Central Europe*» (Вроцлав, 28 вересня 2020 р.) (доповідь).
15. Міжнародна конференція «*Geoinformatics: Theoretical and Applied Aspects 2020*» (Київ, 11–14 травня 2020 р.) (доповідь).
16. XIV міжнародна наукова конференція «*Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment*» (Київ, 10–13 листопада 2020 р.) (доповідь).
17. Всеукраїнська науково-практична конференція присвячена 70-річчю кафедри геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка «*Сучасний стан і перспективи розвитку геоморфології та палеогеографії в Україні*» (Львів, 26–27 листопада 2020 р.) (доповідь).
18. Міжнародна наукова конференція «*Культурний ландшафт як географічний феномен*» (Чернівці, 23–25 вересня 2021 р.) (заочна участь).

Документ підписано у сервісі Вчасно (продовження)
Дисертація Бончковський О.С..pdf

Документ відправлено: 17:08 01.11.2022

Власник документу

Електронний підпис

17:08 01.11.2022

Ідентифікаційний код: 3462109632

БОНЧКОВСЬКИЙ ОЛЕКСАНДР СЕРГІЙОВИЧ

Власник ключа: БОНЧКОВСЬКИЙ ОЛЕКСАНДР СЕРГІЙОВИЧ

Час перевірки КЕП/ЕЦП: 17:08 01.11.2022

Статус перевірки сертифікату: Сертифікат діє

Серійний номер: 248197DDFAB977E5040000003673DC00B714B603

Тип підпису: удосконалений