

УДК [631.445.4:631.482](477.72/.74+477.82); DOI 10.30970/gpc.2021.2.3552

**ОЗНАКИ СТАДІЙНОСТІ ҐРУНТОТВОРНОГО ПРОЦЕСУ
В АГРОЧОРНОЗЕМАХ ПЛАКОРНИХ ЗЕМЕЛЬ
ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ПОДІЛЛЯ****Ігор Папіш, Роман Гнатюк***Львівський національний університет імені Івана Франка,*

igorpapish@gmail.com; orcid/org0000-0001-5288-7481

romanhnatyuk@ukr.net; orcid/org0000-0001-6661-469

Анотація. Розвиток палеоґрунтів теплих етапів (термохронів) пліоцену і плейстоцену, відображений у будові ґрунтово-лесової і червоно-буроколірної формацій України, вирізняється виразною закономірністю, що проявляється у формуванні складно побудованих ґрунтових світів (педокомплексів), які відображають хронологічну стадійність педогенезу. Агрозорноземні плакорних земель центральної частини Поділля, утворені на лесових породах пізньоплейстоценового віку, також відображають цю загальну закономірність пліоцен-плейстоценового ґрунтоутворення. Контрастні зміни фізико-географічних умов педолітогенезу у давньому голоцені (пізньольодовиків'я), еволюційний тренд ґрунтоутворення протягом наступних періодів голоцену тривалістю 10–8 тис. років спричинили формування двохстадійної голоценової ґрунтової світи на плакорних землях регіону, представленій ґрунтами чорноземного типу. Морфологічні ознаки стадійності ґрунтоутворення сконцентровані в одному генетичному профілі, що разом із ознаками антропоізації ландшафтів і ґрунтоутворення суттєво ускладнює детальну ідентифікацію ґрунтів і їхній історико-генетичний аналіз.

Ранній етап історії місцевого ґрунтоутворення записаний у таких ґрунтах у формі твердофазних продуктів ґрунтотворних процесів (журавчики, червоточини, копроліти, кротовини). Ці реліктові педогенні утворення розміщені у нижній частині ґрунтового профілю агрозорноземів. Загалом у ґрунтовому профілі агрозорноземів плакорних земель центральної частини Поділля помітна морфологічно прихована стадійність ґрунтоутворення, характерна для першої половини голоценового термохрону. Ґрунт початкової стадії педогенезу корелює з горизонтом кротовинного лесу *P(h)k* і нижньою частиною перехідного бурозабарвленого горизонту *Phk* або *Phl*. Гумусовий профіль плакорних агрозорноземів має ознаки ґрунту ранньої оптимальної стадії, що розтягнулась у часі на 7–8 тис. років від кінця *пребореалу* до початку пізньої *субатлантики*. Педогенних ознак інших стадій розвитку педокомплексу немає. Отже, сучасні денні ґрунти регіону (агрозорноземні) – це полігенетичні двохстадійні утворення, які не досягли статусу повноцінного педокомплексу.

Ключові слова: еволюція; педогенез; агрозорнозем; голоцен; стадійність ґрунтоутворення; педокомплекс; Поділля.

**PHASING FEATURES OF THE SOIL-FORMING PROCESS
IN AGROCHERNOZEMS OF WATERSHED PLATEAU
IN THE CENTRAL PART OF PODILLIA****Ihor Papish, Roman Hnatyuk***Ivan Franko National University of Lviv*

Abstract. The development of the paleosoils during the warm stages (thermochrons) of the Pliocene and Pleistocene, being reflected in the structure of soil-loess and red-brown formations of Ukraine, is characterized by a clear regularity. This is manifested in the formation of

complex soil layered constructions (pedocomplexes) reflecting the chronological stages of pedogenesis. Agrochernozeams of watershed plateau in the central part of Podillia, formed on the loess rocks of the Late Pleistocene age, also show this general regularity of Pliocene-Pleistocene soil formation. Contrasting changes in the physic-geographical conditions of pedolithogenesis in the ancient Holocene (late glacial) and evolutionary trend of soil formation during the following Holocene periods lasting for 10–8 thousand years led to the formation of a two-stage Holocene soil layering on the plakor lands of the region, represented by chernozem-type soils. Morphological signs of staged soil formation are concentrated in one genetic profile, which, along with the sign of anthropization of landscapes and soil formation significantly complicates the detailed identification of soils and their historical and genetic analysis.

The early stage of the local soil formation history is recorded in these soils in the form of solid-phase products of soil-forming processes (puppets, soil wormholes, coprolites, moles drains). These relict pedogenic formations are located in the lower part of the soil profile of agrochernozeams. In general, in the soil profile of agrochernozeams on the watershed plateau in the central part of Podillia the morphologically hidden stages of soil formation are noticeable, which is typical of the first half of the Holocene thermochron. The soil of the initial stage of pedogenesis correlates with the horizon of the mole loess *P(h)k* and the lower part of the transitional brown-colour horizon *Phk* or *Phl*. The humus profile of the plakor agrochernozeams has soil characteristics of the early optimal stage, which lasted for 7–8 thousand years from the *preboreal* to the late *subatlantic*. There are no pedogenic signs of other stages of development of the pedocomplex. So, modern day soils of this region (agrochernozeams) are polygenetic two-stage formations that have not reached the status of full-fledged pedocomplex.

Key words: evolution; pedogenesis; agrochernozeam; Holocene; stages of soil formation; pedocomplex; Podillia.

Постановка проблеми і завдання досліджень. Вік денних ґрунтів плакорних земель України прийнято вважати повноголоценовим. Водночас з історії ґрунтоутворення відомо, що сучасний ґрунтовий покрив України пройшов складний еволюційний шлях від умов дискретно-контрастного клімату в давньому голоцені до помірно-теплої і вологої фази субатлантики (Просторово-часова ..., 2010). Відомо також, що для досягнення квазірівноважного стану за основними показниками ґрунтам необхідно від 0,5 до 1 тис. років, що залежить від рівня розвитку екосистеми ландшафту (Марголіна и др., 1988). Утім, окремі ґрунтові індивідууми (педони) зонального типу (чорнозем, сірий лісовий чи дерново-підзолистий ґрунт), попри тривалу і складну, часом контрастну історію їхнього розвитку упродовж останніх 10–12 тис. років, українські ґрунтознавці традиційно (за замовчуванням) розглядають як моно- або полігенетичні утворення, що не пов'язані законами стадійного розвитку на рівні формування педокомплексу. На підтвердження або спростування слухності такого підходу у кожному конкретному випадку потрібно спробувати віднайти ознаки стадійності ґрунтоутворення у ґрунтово-підґрунтовій товщі голоценового віку.

Необхідно чітко розрізняти поняття стадій ґрунтоутворення (за Л. О. Грішиною) на етапах становлення більш-менш зрілого ґрунту (за основними показниками) та його еволюційного розвитку від стадійності формування самої ґрунтової світи (початкова, оптимальна і фінальна стадії ґрунтоутворення) протягом теплих епох пізнього кайнозою за трендом зміни екологічних умов тогочасного педогенезу із оптимумом у середині епохи (Просторово-часова ..., 2010, с. 47).

Для утворення складно побудованих ґрунтових світ необхідні контрастні зміни ландшафтно-кліматичних умов і достатня тривалість педогенезу. У разі фор-

мування педокомплексу кожен ґрунт усередині світи проходить відповідні стадії становлення й розвитку (початкова, розвитку, квазіклімаксна, еволюції). Зважаючи на багатотисячний вік сучасних плакорних ґрунтів, у будові їхніх профілів мали б проявлятися ознаки хоча б однієї із попередніх стадій розвитку педокомплексу чи окремого ґрунту. Виявлення діагностичних ознак зазначених стадій педогенезу і відповідних щодо них викопних ґрунтів є важливим завданням історичного ґрунтознавства.

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Палеопедологічні дослідження сучасних українських фахівців-палеогеографів (Мацібора, 2011; Пархоменко, 2007; Просторово-часова ..., 2010 та ін.), проведені здебільшого в центральній частині України, докладно відтворюють мікроетапність ґрунтоутворення епохи енеоліту, бронзового і залізного віків. Даних щодо реконструкції ґрунтоутворення на завершальних етапах пізнього гляціалу і в ранньому голоцені дуже мало. Ґрунтово-археологічні дослідження під похованнями неолітичного і середнього бронзового віку в межах лесового поясу південної Польщі і у Галицькому Придністер'ї підтверджують контрастні зміни ґрунтоутворного процесу з часів середньої бронзи (3,3–3,5 тис. років тому), які проявились у твердофазних ознаках ґрунтових утворень курганних насипів з початком залізного віку (Kabala et al., 2019; Hilderbrandt et al., 2019). На півдні тайгово-лісової зони Східноєвропейської рівнини чорноземоподібні ґрунти середини бронзового віку у пізньому голоцені еволюціонували в опідзолені ґрунти з другим гумусовим горизонтом (Марголина и др., 1988). На лесових островах Менського Опілля ґрунти курганів бронзового віку, під якими поховані чорноземи, в умовах антропоїзації ландшафтів розвивалися по дерновому типу (Канівець, 2013). Як свідчення ранніх стадій педогенезу розглянуто (Паньків і Калинич, 2019) конкреційні Fe-Mn новоутворення (ортштейни, нодулі) в ґрунтах V і IV надзаплавних терас Дністра у межах Внутрішньої зони Прибескидського Передкарпаття.

Об'єктом дослідження є агрочорноземи типові міграційно-міцелярні (модальна ділянка Немиринці) і глинисто-ілювіальні слабореградовані (модальна ділянка Зборів), утворені на лесових породах центральної частини Поділля. Обидва різновиди агрочорнозему є типовими зональними ґрунтами Вологої атлантичної фації чорноземів лісостепової зони України. Об'єкт дослідження приурочений до плакорів вододільних плато з відсутніми ознаками схилових процесів, що гарантує збереженість будови ґрунтового профілю, його генетичних горизонтів та термодинамічно стійких твердофазних ознак ґрунтоутворних процесів різних стадій голоценового педогенезу.

Методи дослідження. Історико-генетичні дослідження стадійності ґрунтоутворного процесу агрочорноземів плакорних земель центральної частини Поділля протягом голоценового термохрону спираються на макроморфологічний, палеогеографічний, ґрунтово-археологічний і стандартні лабораторно-аналітичні методи з використанням логічного природно-історичного аналізу.

Теоретико-фактологічні засади дослідження. У морфологічній будові ґрунтового профілю добре розвинених ґрунтів і у закономірних змінах їхніх властивостей із глибиною відображені інтенсивність і послідовність освоєння ґрунтоутворним процесом материнської породи. Погляд на сучасний ґрунт як на сформований цілісний індивід або хроноряд послідовних індивідів, що утворюють

педокомплекс, заслуговує особливої уваги для глибшого розуміння еволюційних тенденцій ґрунтоутворення.

Аналіз еволюції ґрунтів і ґрунтових покривів України упродовж пізнього кайнозою засвідчує наявність таких головних закономірностей їхнього розвитку (Сиренко и Турло, 1986): ритмічність і неперервність процесу педоседиментогенезу, стадійність і направленість ґрунтоутворення, періодичність зміни умов ґрунто- й осадоутворення, зональність і регіональність ґрунтоутворення. Педогенезу властива різномірність ритмічність. В останній (микулинсько-валдайській) повний макроцикл пізнього плейстоцену інтенсивне ґрунтоутворення в лесових областях України змінювалось інтенсивним лесоутворенням. У середині кожного півциклу процеси ґрунто- і лесоутворення змінювали свою інтенсивність, характер і співвідношення, наближаючись до мінімуму, відповідно, наприкінці теплих і холодних етапів. Окрім того, спостерігалась загальна спрямованість до посилення континентальності ландшафтів наприкінці кожного палеоетапу. Ритми розвитку цих процесів відповідали багатократним ритмічним змінам фізико-географічних умов у Східній Європі. Якщо вважати саму лесову товщу продуктом перигляціального сухо-степового ґрунтоутворення, то процес ґрунтоутворення у рамках повного кліматичного циклу ніколи не припиняється. Натомість процеси осадоутворення у плакорних умовах є відносно перервними і ґрунтоутворення упродовж теплих епох є, здебільшого, постседиментаційним. Морфологія голоценових плакорних ґрунтів підтверджує цю загальну закономірність.

Наявність у пліоцен-плейстоценових товщах потужних ґрунтових світ, котрі складаються із декількох ґрунтів (4–6 у пліоцені, 2–3 в плейстоцені), засвідчує, що на етапах інтенсивного ґрунтоутворення нагромадження осадів також не припинялось. Водночас, інструментальні заміри абсолютних висот подошви курганів бронзового віку (інтервал 4,6–2,6 тис. років тому, який можна співвідносити із суббореалом) і денної поверхні сучасних повноголоценових ґрунтів не підтверджують їхню різновисотність (Марголина и др., 1988). Можна припустити, що в епоху кліматичного оптимуму ґрунтоутворення впродовж атлантичного періоду голоцену (8,0–4,6 тис. років тому), який значно вологіший і тепліший за суббореальний, пиловатий матеріал також не відкладався. Отже, за останні 8 тис. років нагромадження пилу не відіграло суттєвої ролі у нарощуванні ґрунтової товщі доверху. Незначна його маса, яка порівняно інтенсивно осідала на певних етапах давнього голоцену (середній і пізній *дріас*), повністю освоювалась ґрунтоутворним процесом. Це підтверджує відсутність літологічної і хіміко-мінералогічної шаруватості в нижній частині профілю подільського агрокорнозему (Папіш, 2021).

Наявність артефактів різних археологічних культур мідного, бронзового і раннього залізного віку на глибині подошви гумусового горизонту чорнозему (60–70 см) передусім є ознакою “росту ґрунту вгору” внаслідок посиленої гумусової акумуляції і прийдешніх педотурбацій, а не наслідком седиментації пилу на поверхні чорнозему (Дмитрук та ін., 2008; Відейко, 2011; Папіш, 2021). Оскільки на вододілах і привододільних схилах привнесення пиловатого матеріалу за останні 8 тис. років було проблемним, можна передбачати, що ґрунти окремих стадій упродовж відповідного проміжку часу могли розвиватись виключно на одній і тій же товщі осаду. У такому випадку педогенні ознаки різних стадій

ґрунтоутворення “записуються” в одному ґрунтовому профілі, що ускладнює детальну ідентифікацію ґрунтів та їхній історико-генетичний аналіз.

Загалом на етапах інтенсивного ґрунтоутворення, які відповідали теплим епохам антропогену, гіпертрофовані за потужністю ґрунтові товщі з вкладеними у них субаеральними відкладами розвивалися, здебільшого, у підніжжі схилів, а також у межах знижень різного генезису (Просторово-часова..., 2010). Складні (двохкомпонентні) підзолисто-гідроморфні педокомплекси утворились на прилеглих до Поділля територіях під час формування окремих ґрунтових світ плейстоценових терас Українського Передкарпаття (Гнатюк і Папіш, 2019).

Стадійність ґрунтоутворення особливо чітко простежується у товщі похованих ґрунтів теплих етапів (міжльодовикових і міжстадіальних епох) плейстоцену. Упродовж багатьох теплих етапів плейстоцену формувались ґрунти початкової, двох оптимальних і заключної стадій ґрунтоутворення, збережені у найповніших розрізах лесово-ґрунтової серії України. Окремі ґрунти часто розділені тонкими прошарками лесоподібного суглинку, що підтверджує мікроритмічність ґрунтоутворення (Сиренко и Турло, 1986; Просторово-часова..., 2010). Найпотужнішими і найліпше збереженими в розрізах є ґрунти кліматичного оптимуму. Морфологія багатьох ґрунтів заключної стадії (так званий перевернутий профіль) засвідчує посилення седиментаційних процесів перед їхнім похованням (Сиренко и Турло, 1986 та ін.).

Сучасний ґрунтоутворний процес не може випасти із закономірної тенденції розвитку природних процесів. Тому його потрібно розглядати як черговий етап загального глобального циклу педогенезу у формі послідовної зміни у часі окремих стадій ґрунтоутворення. Про хронологічну мінливість ґрунтоутворення в голоцені на території України є багато інформації (Сиренко и Турло, 1986; Марголина и др., 1988; Просторово-часова..., 2010 та ін.).

Виклад основного матеріалу дослідження. Для аналізу стадійності ґрунтоутворення у голоцені розглянемо морфологічну будову профілю двох типів агро-чорноземів, поширених на плакорних землях центральної частини Поділля: агро-чорнозем типовий міграційно-міцелярний (розріз Г-36) і агрочорнозем глинисто-ілювіальний слабореградований (розріз Т-161).

Модальна ділянка **Немиринці**, розріз Г-36, закладений на відстані 3,5 км на північний схід від с. Немиринці Городоцького району Хмельницької області, на порівняно вузькій вододільній поверхні межиріччя Бовенець–Сквила в західній частині Хмельницького плато. Ґрунт – агрочорнозем типовий міграційно-міцелярний (*Haplic Chernozem*) глибинно-глеюватий глибокий малогумусний грубопилувато-середньосуглинковий на лесоподібному суглинку.

Потужність гумусового горизонту 110 см.

Глибина залягання карбонатів з 67 см.

Поява карбонатної цвілі з 80 см.

Шар максимальних скупчень карбонатної цвілі і псевдоміцелію 95–105 см.

Глибина появи шару *Prk* карбонатних журавчиків з 180 см.

Аморфні і приховано-кристалічні новоутворення R_2O_3 з 190 см.

Har (0–20 см) – темно-сірий; свіжий; середній суглинок; пилувато-зернисто-грудкувата структура; пухке структурне складення, грубопористий; червоточини, копроліти; ясні корінці; перехід нерівний по плужній підшві (орний шар);

Hd (20–35 см) – темно-сірий; свіжий; середній суглинок; брилувато-грудкувато-зерниста структура; нерівномірно щільного структурного складення, тріщинувато-тонкопористий; корінці; перехід нерівний (шар плужної підшви);

H (35–66 см) – темно-сірий; свіжий; середній суглинок; міцна грудкувато-середньозерниста структура; пухке структурне складення, грубопористий; червоточини, копроліти; корінці; перехід поступовий рівний (підорний шар);

Hpk (66–110 см) – темно-сірий з буруватим відтінком (внизу відтінок попелясто-сірий від вицвітів карбонатів), однорідний; свіжий; середній суглинок; грубозерниста структура; пухке структурне складення, грубопористий; карбонати у формі просочування, цвілі та нальоту в кавернозних порах серед товщі незв'язного пухкого структурного складення, в шарі 95–105 см дуже рясна карбонатна цвіль і наліт; рясні червоточини, копроліти; зрідка трапляються кротовини і корінці; перехід помітний кишениподібний;

HPk (110–136 см) – бурувато-сірий неоднорідний; свіжий; середній суглинок; зернисто-грудкувата структура; пухке структурне складення, грубопористий; карбонати у формі цвілі та псевдоміцелію, червоточини, копроліти, кротовини; зрідка трапляються корінці; перехід помітний кишениподібний;

P(h)k (136–170 см) – сірувато-бурий кротовинний лес, нерівномірно слабкогумусований; середній суглинок; свіжий; невиразна грудкувата структура; щільне капілярне складення, тонкопористий; карбонати у формі прожилок “псевдогрибниці”, зрідка трапляються виразні темно-сірі кротовини із зернистим заповненням, окремі червоточини, темні кротовини; перехід помітний дифузний;

Pkgl (170–200 см) – бурувато-палевий лесоподібний суглинок; свіжий; безструктурний; щільне капілярне складення, тонкопористий; карбонати у формі прожилок “псевдогрибниці”, журавчиків (*Prk*) видовженої або хрящуватої форми з радіально-тріщинуватим окремілим ядром, трапляються бліді іржаво-бурі плями і бобовини R_2O_3 .

Модальна ділянка **Зборів**, розріз Т-161, закладений на відстані близько 500 м північніше від с. Вільшанка Зборівського району Тернопільської області на широкій рівній вододільній поверхні Тернопільського плато. Ґрунт – агрочорнозем глинисто-ілювіальний глибинно-глеюватий (*Greyzemic Phaeozems*) грубопилувато-середньосуглинковий на лесоподібному суглинку.

Потужність гумусового горизонту 76 см.

Залягання карбонатів з 145 см (закипання суцільне, сильне).

Карбонати у формі псевдоміцелію.

Шар максимальних скупчень видимих форм карбонатів не виявлено.

Шар *Prk* карбонатних журавчиків відсутній.

Морфологічні ознаки оглеєння у формі Fe-Mn бобовин і плям з 123 см.

Nar (0–20 см) – темно-сірий однорідний (10YR4/1); свіжий; середній суглинок; зернисто-грудкувата структура; пухке структурне складення, грубопористий; червоточини, ходи дрібних гризунів; рясні корінці; перехід помітний за структурою і складенням (орний шар).

Hd (20–30 см) – темно-сірий однорідний (10YR4/1); свіжий; легкий суглинок; горіхувато-брилиста структура; нерівномірно щільне структурне складення, грубопористо-тріщинуватий; червоточини, корінці; перехід помітний нерівний (шар плужної підшви).

H(e) (30–49 см) – темно-сірий однорідний (10YR4/1); свіжий; середній суглинок; грудкувато-середньозерниста структура; пухке структурне складення, грубопористий; мучниста присипка SiO₂, червоточини, копроліти, камери комах; корінці; перехід поступовий хвилястий (підорний шар).

Hpie (49–76 см) – темно-сірий з бурувато-мучнистим відтінком однорідний (10YR4/2-5/2); свіжий; середній суглинок; грубозернисто-дрібногоріхувата структура; пухке структурне складення, грубопористий; на гранях агрегатів рясна мучниста присипка SiO₂; червоточини, камери комах; корінці; перехід помітний рівний.

HPie (76–90 см) – темно-сірий з виразним бурим відтінком однорідний (10YR5/3); свіжий; середній суглинок; грубогоріхувато-призматична структура; щільне структурне складення, грубопористий; рясна мучниста присипка SiO₂, глинисто-гумусові кутани, зрідка трапляються червоточини та корінці; перехід ясний хвилястий.

PhI(e) (90–120 см) – сірувато-бурий (10YR6/3) неоднорідний; свіжий; середній суглинок; міцна призматично-брилиста структура; дуже щільне капілярне складення, грубопористо-тріщинуватий; глинисто-гумусові кутани, зрідка трапляється присипка SiO₂, кротовини, червоточини; перехід помітний хвилястий.

P(h,k)igl (120–150 см) – темно-бурий (10YR6/4) з плямами темно-сірих кротовин, строкатий кротовинний лесоподібний суглинок; вологий; середній суглинок; брилиста структура (в кротовинах – середньозерниста); щільне капілярне складення, тонкопористий; багато кротовин, внизу карбонати у формі псевдоміцелію, крупні червоточини з гумусовими патьоками на стінках, Fe-Mn бобовини, іржаво-бурі плями; перехід помітний хвилястий.

Pkgl (150–190 см) – строкатого забарвлення бурувато-палевий (10YR8/3) з іржаво-сизими плямами лесоподібний суглинок; вологий; середній суглинок; безструктурний; щільне капілярне складення, тонкопористий; карбонати у формі псевдоміцелію, Fe-Mn бобовини, залізисті видовженої форми мікроконкреції, іржаво-бурі і сизі плями.

За морфологічними ознаками профілю ґрунтова товща агроchorноземів в обох розрізах, на перший погляд, є моногенетичною. Можна зробити висновок, що вона сформувалась під різнотравними лучними степами і трав'янистими дібровами паркового типу протягом кліматичного оптимуму голоцену – 7,5–3,0 тис. років тому (Папіш, 2021). Глибше 190–200 см залягає мало змінена ґрунтоутворенням материнська порода пізньоплейстоценового віку.

Відомо, що ґрунтові утворення першого міжстадіалу давнього голоцену (*белінг*, 12,8–12,2 тис. років тому) на території України місцями простежуються у профілі сучасних ґрунтів лісостепу, де вони представлені бурозабарвленими короткопрофільними ґрунтами (Просторово-часова..., 2010). Дерновий ґрунт перигляціального сухого степу, утворений у середньому *дріасі* (12,2–11,8 тис. років тому) був перекрытий малопотужною товщею лесоподібного суглинку.

В агроchorноземах Подільського лісостепу, попри мінливі біокліматичні умови Вологої атлантичної фації, морфологічні ознаки стадійності розвитку ґрунтоутворення завуальовані і проявляються головню у формі карбонатних конкрецій (журавчиків) нижньої частини горизонту кротовинного лесу *P(h)k* (рис 1). Вони можуть бути реліктами давнього гідроморфізму на етапі формування напівгід-

роморфного дернового мерзлотно-глейового ґрунту (*алеред*, 11,8–11,1 тис. років тому). Радіальна тріщинуватість окремілого ядра карбонатних конкрецій є “пам’яттю” ґрунту про гідроморфізм чорнозему на стадії його становлення. У цей час ембріональні чорноземоподібні ґрунти високих плато Поділля були подібними до бурих грубогумусових перезволожених рендзин, насичених конкреційними формами карбонатів. Поряд із журавчиками присутні морфони із крупними червочинами і темними гумусовими кутанами, які, ймовірно, є давніми педолітами дернового типу ґрунтоутворення. Імовірно, що мозаїчна і слабка гумусованість горизонту кротовинного лесу сучасних ґрунтів є не наслідком акумуляції на півтораметровій глибині міграційних форм пізньоголоценового гумусу, а результатом глибинної дегуміфікації складного комплексу “похованих” дернових ґрунтів *белінгу* і *алереду*. Підтвердженням давності гумусу цього горизонту є збільшення радіовуглецевого віку гумусу вниз за профілем агрочорноземів (Марголина и др., 1988).



Рис. 1. Карбонатні новоутворення (журавчики) в агрочорноземах центральної частини Подільського лісостепу

Fig. 1. Carbonate newformations (puppets) of central part of Podollian forest-steppe

Зауважимо також певну подібність у будові профілю дерново-підзолистих поверхнево-оглесених ґрунтів Прибескидського Передкарпаття, де різні властивості ортштейнів наділювальної товщі і слабо ілювійованого перехідного до породи горизонту *Pigl* засвідчують їхнє різновікове походження і неоднакові умови формування (Паньків і Калинич, 2019). Отже, на географічному просторі між Поліссям і Карпатами на глибині перехідного до породи горизонту різних типів плакорних агроґрунтів (агрочорнозем, агродерново-підзолистий ґрунт) у давньому голоцені могли сформуватись генетично споріднені ґрунти початкової стадії, що розпочала процес утворення сучасного голоценового педокомплексу.

Згодом, у субперигляціальних умовах *пребореального* лісостепу (10,3–9,0 тис. років тому), процес лесонакопичення припиняється або суттєво сповільнюється. Формуються гумусові горизонти асоціації гумусово-аккумулятивних ґрунтів (бурі рендзини, слабогумусовані дернові ґрунти) з тонкими лесоподібними прошарками (Просторово-часова..., 2010). Ґрунти цього етапу в профілі сучасного агро-чорнозему плакорних земель Поділля мали б займати місце рівномірно слабогумусованого перехідного до кротовинного лесу горизонту *Phk* або *PhI*.

У *бореалі* (9,0–8,0 тис. років тому) умови ґрунтоутворення зазнали змін. У першій фазі періоду (ВО-1, 9,0–8,4 тис. років тому) клімат був порівняно теплим і вологішим за теперішній. Панівне становище в ландшафтній структурі центральної частини Поділля зайняли широколисті ліси з домішкою берези і вільхи. У другу фазу бореалу (ВО-2, 8,4–8,0 тис. років тому) клімат став прохолодним, видовий склад лісів змінився внаслідок появи хвойних (Просторово-часова..., 2010). На окремих фрагментах давніх плакорів і вздовж місцевих “прохідних долин” відбувалась інвазія трав’янистих ксерофітів з формуванням прохолодного і вологого лісостепу. Поселенню степових ксерофітів на Поділлі сприяли високі гіпсометричний рівень лесової товщі та її мікроагрегація (Buber, 1910). Дерновий процес ґрунтоутворення на цьому етапі посилюється. Одночасне нагромадження субаеральних відкладів, посилена акумуляція гумусу і зоотурбаційні процеси фіналізуються “ростом ґрунту вгору”. У профілі сучасного чорнозему цей етап педолітогенезу відображений у перехідних бурозабарвлених горизонтах *HPk* і *HPI*. Від його імовірно *пребореальних* горизонтів (*Phk* або *PhI*) вони відрізняються інтенсивною акумуляцією мулевого гумусу і ліпше вираженими свідченнями зоотурбаційних процесів.

З *атлантичним періодом* голоцену (8,0–4,6 тис. років тому) логічно пов’язувати основну фазу формування і квазірівноважного становлення чорноземів Поділля. Посилена акумуляція гуматно-кальцієвого гумусу під різнотравно-злаковими лучними степами і трав’янистими дібровами в останню фазу атлантики (5,1–4,6 тис. років тому) засвідчує зростання посушливості клімату і збереження загального тренду ґрунтоутворення в напрямі аридизації. Аридизація ландшафтів у часі збігається з апогеєм землеробського освоєння території Придніпровської височини трипільською цивілізацією (Відейко, 2011). Аналогічна антропоїзація ландшафтів широколистяно-лісової і лісостепової зон Волино-Поділля посилює загальну аридизацію ландшафтів і ґрунтоутворення, що стимулює активний розвиток реградацийних процесів в агрочорноземах (Гродзинський, 2019). Потужний дерновий процес в оптимальну фазу пізньої атлантики сприяє активному розвитку гумусового профілю і накопиченню гуматно-кальцієвого гумусу. На цей час чорноземи Поділля мали добре сформований ґрунтовий і гумусовий

профілю (але менш потужний, порівняно із теперішнім) з характерними для нього генетичними горизонтами.

Протягом *суббореалу* (4,6–2,6 тис. років тому), в умовах відносного похолодання і посилення континентальності клімату відбувається друга фаза остепнення ландшафтів з аридизацією ґрунтоутворного процесу регіонального масштабу (Гродзинський, 2019). Продовжується подальше становлення гумусового профілю чорнозему на фоні максимальної біогенної активізації і реградації ґрунтової товщі. Інтенсивна біогенна переробка профілю настільки сильна, що його середня частина (80–120/140 см) отримує неоднорідне забарвлення, частково втрачає природну структуру і перетворюється у своєрідний конгломерат із зернистих агрегатів і викидів ґрунтових землерийв. На цій глибині ґрунт має мінімальне за щільністю (1,08–1,20 г/см³) ніздрювато-пухке складення, найвищу загальну пористість (55,0–60,0 %) з максимальними скупченнями у порах і пустотах карбонатів у формі псевдоміцелію і цвілі (Папіш, 2021).

Унаслідок інтенсивної акумуляції гуматно-кальцієвого гумусу, біогенних педотурбацій і закарбоначення профілю у чорноземі типовому прискорила вертикальна складова ґрунтоутворного процесу, яка спричинила збільшення об'єму ґрунту вгору відносно материнської породи. Розрахунки засвідчують, що вихідна потужність товщі материнської породи плакорних чорноземів модальних ділянок Поділля на початку ґрунтоутворення становила 149–160 см, а сам ґрунт за час формування генетичного профілю виріс догори на 40,0–50,6 см (на 20,0–25,3 % від сучасного його об'єму). Співвідношення потужності сучасного агрочорнозему до вихідної материнської породи змінюється у межах 1,25–1,34 (Папіш, 2021). Тип еволюції профілю подільського чорнозему в суббореалі успадкований.

Епохи *залізного віку* (2,6–1,6 тис. років тому) і *середньовіччя* вирізняються меншою контрастністю ландшафтних змін на фоні найбільшого похолодання і зволоження території з часів бореалу. Попри кліматичні зміни, ґрунтоутворний процес у подальшому розвивається не у дискретному тренді, як за зміни стадійності ґрунтоутворення в теплі епохи плейстоцену, а внаслідок зміни еволюційних тенденцій самого ґрунтоутворення. Ґрунтово-археологічні дослідження (Kabala et al., 2019; Hilderbrandt et al., 2019) засвідчують, що у пізньому голоцені за умови перевищення інтенсивності седиментації пилюватого матеріалу над швидкістю його освоєння ґрунтоутворним процесом, ґрунтоутворення могло розвиватись за сценарієм формування нового ґрунту другого оптимуму. Насправді, відбувається розвиваюча (з елементами стираючої) еволюція чорноземів бронзового віку внаслідок поступової зміни умов ґрунтоутворення в напрямі утворення вологіших різновидів (вилугувані, лесивовані, оглеєні) чорноземів. В усіх випадках спостерігається збільшення потужності гумусового профілю з бронзового віку в 1,3–1,8 раза, а в деяких випадках – удвічі (Марголина и др., 1988). Це відповідає зміщенню ґрунтових границь лісової та лісостепової зон на південь на одну підзону або й більше, що збігається з результатами палеогеографічних і палеopedологічних досліджень (Hilderbrandt et al., 2019).

Підкурганні чорноземи лісостепу, що є молодшими за бронзовий вік, мало відрізняються від фонових аналогів. У степу такий тренд еволюції був дещо іншим. Це дає підставу стверджувати, що еволюція чорноземів лісостепу і степу за останні 4–5 тис. років відбувалась не синхронно. Основний етап збільшення

потужності гумусового горизонту і глибини вилугуваності їхнього профілю припадає на пізньосуббореальний (3,3–2,9 тис. років тому) і ранньосубатлантичний (2,6–2,2 тис. років тому) час (Марголина и др., 1988; Hilderbrandt et al., 2019). Зафіксовані зміни у профілі чорноземів можна пояснити двома гіпотезами: ростом профілю вглиб і “еоловим” ростом вгору. Ґрунтознавці традиційно, часто навіть безапеляційно, приймають першу гіпотезу, яка підтверджена експериментальними даними (глибинна гумусованість, оструктурування, вилугування). За законом В. Докучаєва, процеси збільшення потужності і гумусності чорнозему з часом сповільнюються до певної межі, вище якої їхній прогресивний розвиток неможливий. Отже, дані сучасних ґрунтових досліджень і ґрунтово-археологічні дані щодо підкурғанних чорноземів, на перший погляд, суперечливі. Насправді, такі суперечливі результати можна пояснити з еволюційної точки зору. Пов’язані вони із суттєвими змінами біокліматичних умов у пізньому голоцені (засушливий клімат суббореалу був замінений значно вологішим у субатлантичний час), що спричинило посилення гумусової акумуляції та оглеєння чорнозему, а також вилугування раніше нагромаджених карбонатів.

Особливої уваги заслуговують біогенні новоутворення у формі червоточин та кротовин у горизонті кротовинного лесу чорноземів Поділля. Відомо, що надходження копролітів з підгумусових горизонтів на земну поверхню найінтенсивніше у молодих ґрунтах. У зрілих чорноземах відповідне переміщення матеріалу сповільнюється, а його низхідна складова відбуваються лише у межах гумусового горизонту (Марголина и др., 1988). Тому червоточини у горизонті кротовинного лесу сучасних чорноземів, як реліктові утворення, є ознаками давнішої стадії їхнього формування.

Твердофазні ознаки різноспрямованої зоотурбації у вигляді кротовин добре помітні у профілі досліджуваного агрочорнозему. Кротовини долішніх перехідних горизонтів ґрунту заповнені темно-сірим грудкувато-зернистим матеріалом гумусового горизонту.

Зазначимо, що нанорельєф поверхневих форм зоотурбацій у вигляді мікрогорбиків, складених палево-бурим матеріалом викидів ґрунтової маси підгумусових горизонтів слабко розвинених чорноземоподібних ґрунтів, виконує ту ж функцію, що й еоловий пилюватий матеріал на поверхні чорнозему. За повільного його накопичення він освоюється ґрунтотворним процесом і входить до складу ґрунтів. За описом французького військового інженера Гійома Левасера де Боплана, на межиріччя Сули і Супою кількість нірок бабаків настільки велика (“як кролячий садок”), що “коні, потрапляючи в них копитом, падають із загрозою поламати собі ноги” (Гійом Левасер де Боплан, 1990, с. 90). Двосторонню направлену зоотурбацію, поряд із середніми і високими запасами гумусу (267–342 т/га) в метровій товщі агрочорноземів Волино-Поділля, підтверджують наші попередні розрахунки, пов’язані із з’ясуванням причин еволюційного росту ґрунту вгору упродовж пізнього голоцену (Папіш, 2021).

Кліматично зумовлена інтенсифікація процесів вилугування на початку пізнього голоцену сприяла мікроагрегації ґрунту. Наслідками цих процесів стало інтенсивне гумусоутворення і збільшення потужності гумусового горизонту за рахунок акумуляції в перехідних горизонтах міграційних водорозчинних форм гумусу. Одночасне перемішування землеріями ґрунтової маси біля нижньої межі

гумусового горизонту сприяло розтягуванню перехідних горизонтів (*HPk/HPI* і *Phk*) чорнозему.

У середньовіччі (400–1400 рр.) і за козацьких часів розширюються площі суббореальних степів. Спричинено це не лише кліматичними змінами (“малий льодовиковий період”), а й експансією *номадів* на територію України. Під трав’янистими дібровами Західного Поділля, поряд із ростом ґрунту вгору, у тілі чорнозему активно розвивається низхідна складова ґрунтоутворення внаслідок активізації процесів вилугування, лесиважу й оглеєння (Папіш, 2021). Зі збільшенням площ під ріллею за останні 200 років активізуються процеси вторинного закарбоначення агрочорноземів (реградація).

Отже, на плакорах Поділля протягом атлантичного і суббореального періодів оптимального ґрунтоутворення сформувався зрілий чорнозем, який потенційно відповідає першій оптимальній стадії голоценового ґрунтоутворення. Пізніше, упродовж пізнього голоцену, не було кардинальних змін довкілля, які б спричинили утворення ґрунту другого оптимуму сучасного термохрону. Натомість у цей час відбувалися еволюційні зміни зрілого чорнозему у напрямі збільшення потужності гумусового горизонту і профілю ґрунту загалом. На різкі кліматичні зміни довкілля зазвичай першими реагують відносно динамічні процеси сольових акумуляцій, твердофазним продуктом яких в агрочорноземах типових є карбонатні новоутворення (Папіш, 2021).

Зазначимо, що на етапі посилення континентальності клімату наприкінці другого оптимуму ґрунтоутворення впродовж останнього міжльодовикового термохрону плейстоцену (МІС 5) в областях поширення верхньоплейстоценового лесового покриву відбувалась активізація седиментаційних процесів з одночасним формуванням ґрунтів дернового типу (Сиренко и Турло, 1986; Просторово-часова..., 2010 та ін.). Карбонатний профіль чорноземоподібних ґрунтів цього термохрону часто має два максимуми сольових акумуляцій (Сиренко и Турло, 1986). Нічого подібного не спостерігається на відповідних профілях агрочорноземів Поділля (рис. 2).

Навпаки, карбонатний профіль подільського агрочорнозему “стиснутий” до низу з невиразним максимумом (горизонт *calcic*) у середній або нижній частині профілю, що є наслідком посилення вилугування в субатлантичний період голоцену. “Підтягування” карбонатного профілю агрочорнозему у нижню частину гумусового горизонту є ознакою вторинного закарбоначення місцевих ґрунтів (реградація) після антропізації ландшафтів Поділля у середньому голоцені.

Гумусовий, гранулометричний і мінералогічний профілі подільських агрочорноземів не містять ознак дискретності акумуляцій гумусу і глинистих фракцій (Папіш, 2021), які засвідчували б седиментацію пилюватого матеріалу між оптимальними стадіями ґрунтоутворення. На етапі культурної еволюції ґрунтовий профіль розвивався головню внаслідок функціонування ґрунтової екосистеми агрочорнозему з послабленими явищами гумусової акумуляції і направленої зоотурбачії (етап стагнації ґрунтоутворення).

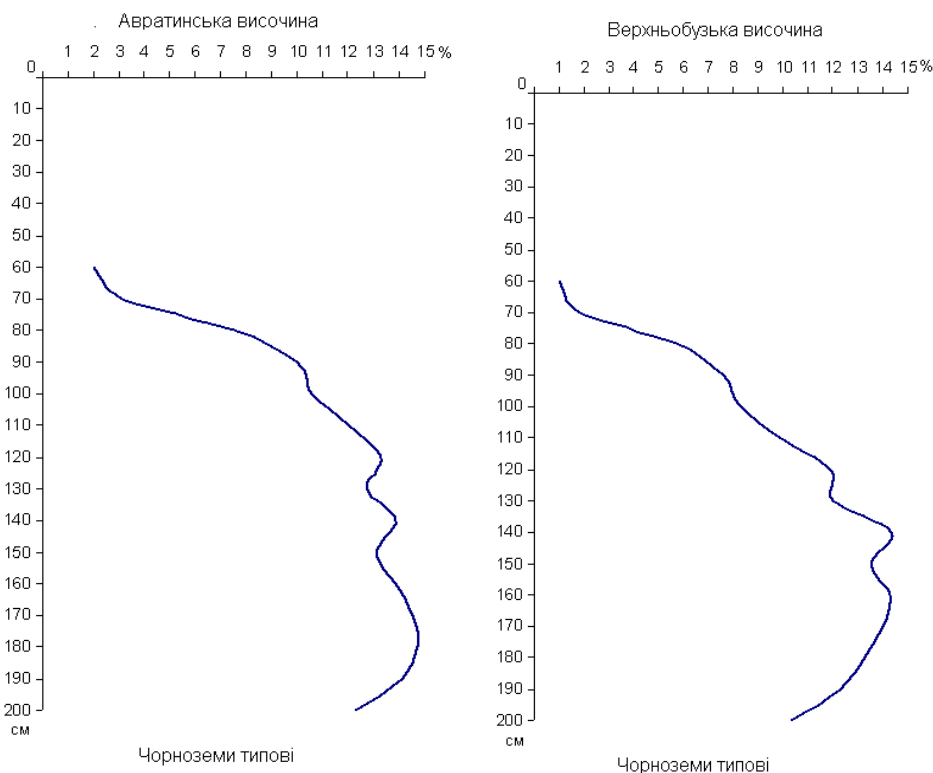


Рис. 2. Карбонатний профіль агрочорнозему міграційно-міцелярного центральної частини Подільського лісостепу
 Fig. 2. Carbonate profile of Agrochernozeem migratory-micelle of central part of Podolian forest-steppe

Висновки. Еволюційні зміни ґрунтоутворення на вершинних поверхнях плато і привододільних схилах центральної частини Поділля з початком пребореалу відбувалися на однотипній літологічній основі, якою зазвичай були лесоподібні суглинки давнього голоцену. В періоди панування порівняно несприятливих кліматичних умов у межах голоценового термохрону (РВ-2, ВО-3, кінець АТ-3, SB-1, SA-3) гумусові горизонти чорнозему формувались у парагенетичній єдності з настиленням тонких пилуватих прошарків, які швидко асимілювались ґрунтоутворним процесом в однорідний генетичний горизонт. Збільшення континентальності клімату сприяло процесам відносного “сингенетичного ґрунтоутворення”. На етапах оптимального педогенезу (порівняно теплий і вологий клімат) відбувався поступовий розвиток ґрунтового профілю з активізацією вертикальної складової ґрунтоутворення в обох напрямках (донизу ↔ догори).

Особливості ґрунтоутворення в межах лісостепових ландшафтів центральної частини Поділля (домінування протягом голоцену успадкованої еволюції чорноземів з елементами стираючої, накладання профілю ґрунтів різних етапів ґрунтоутворення на один літологічний субстрат, подібність морфологічних наслідків педогенезу в умовах вологих лучних степів і різнотравних трав’янистих дібров) не сприяли становленню виразних ознак стадійності ґрунтоутворного процесу.

Початкова стадія ґрунтоутворного процесу органічно “вмонтована” в тіло основного профілю агрочорнозему і прихована морфологічними утвореннями наступних етапів. Ознаки цієї стадії частково відображені в горизонтах кротовинного лесу і бурозабарвленому горизонті *Phk* або *PhI*. Гумусовий профіль агрочорнозему є продуктом оптимальної стадії ґрунтоутворення, яка розтягнулась у часі на 7,0–8,0 тис. років й охопила відносно контрастні мікроетапи трьох періодів голоцену: атлантичного, суббореального і субатлантичного.

Як впливає з історико-генетичного аналізу профілю типових плакорних агрочорноземів, зміни умов і процесів ґрунтоутворення у голоцені були недостатньо тривалими і значними для формування повноцінного педокомплексу. Сьогодні можна впевнено розпізнавати ознаки двох послідовних стадій ґрунтоутворення у межах голоценового термохрону – початкової і стадії раннього оптимуму. В умовах сучасних ландшафтно-кліматичних змін проявляються перші непрямі ознаки трансформації ґрунтоутворення в напрямі аридизації і переходу до потенційної стадії другого оптимуму. Як засвідчує історія розвитку ґрунтів теплих етапів доголоценового педогенезу, ґрунтоутворний процес після досягнення кліматично зумовленої стадії оптимуму мав би розвиватися в напрямі аридизації ґрунтових процесів. Відповідні ознаки мають поки що зовнішні прояви (зміна клімату ґрунту, реградація, дегуміфікація) і в морфології ґрунтового профілю та властивостях ґрунтового тіла прямо не відображені. Закономірний розвиток стадійності ґрунтоутворення ускладнює посилення антропоїзація ґрунтоутворного процесу, пов'язана із розорюванням плакорних земель. Чи трансформуються зовнішні умови і процеси функціонування ґрунтової екосистеми у твердофазні продукти (ознаки) ґрунтоутворних процесів наступної оптимальної стадії педогенезу, покаже час. Наразі плакорні ґрунти Поділля можна визначити як полігенетичні двохстадійні утворення, які не досягли статусу повноцінного педокомплексу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Александровский А. Л. Эволюция почв Восточной Европы на границе между лесом и степью // Естественная и антропогенная эволюция почв. Пушино, 1988. С. 82–94.
- Богущий А. Б. Основные лёссовые и палеопочвенные горизонты перигляциальной лёссово-почвенной серии плейстоцена на юго-западе Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. Киев : Наукова думка, 1987. С. 47–52.
- Богущий А., Ланчонт М., Мадейська Т., Яцишин Я., Дмитрук Р. Скала-Подільський розріз плейстоценових відкладів (Придністерське Поділля) // Найдавніші ліси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії, палеогеографії : матеріали XVI укр.-польськ. семінару (Скала Подільська, 13–16 вересня 2009 р.). Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. С. 78–96.
- Веклич М. Ф., Сіренко Н. А., Дубняк В. О. Розвиток ґрунтів України у пізньому кайнозої. Київ : Наукова думка, 1973. 224 с.
- Відейко М. Ю. Подорож до прадавньої країни. Київ : Вища школа, 2011. 167 с.
- Гійом Левасер де Боплан. Опис України [перек. з франц. Я. І. Кравець, З. П. Борисяк]. Київ : Наук. думка, 1990. 256 с.

- Гнатюк Р., Папіш І. Солонський розріз і перспективи вивчення плейстоцену передгір'я Карпат // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. 2019. Вип. 1 (9). Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка. С. 73–100.
- Гродзинський М. Д. Середньоголоценове постагрикультурне остепнення – перше на території України антропогенне перетворення ландшафтів регіонального масштабу // Український географічний журнал. 2019. № 2 (106). С. 3–12.
- Дмитрук Ю. М., Матвіїшина Ж. М., Слюсарчук І. І. Ґрунти Траянових валів : еволюційний та еколого-генетичний аналіз. Чернівці : Рута, 2008. 227 с.
- Канівець С. В. Чорноземи Поліського Опілля. Харків : Майдан, 2013. 124 с.
- Марголина Н. Я., Александровский А. Л., Ильичев Б. А. и др. Возраст и эволюция черноземов. Москва : Наука, 1988. 144 с.
- Мацібора О. В. Порівняльний аналіз похованих та зональних ґрунтів як метод реконструкції палеогеографічних обстановок голоцену // Український географічний журнал. 2011. № 4. С. 28–33.
- Паньків З. П., Калинич О. Р. Ортштейни дерново-підзолистих поверхнево-оглеєних ґрунтів Прибескидського Передкарпаття // Вісник Львівського університету. Серія географічна. 2019. Випуск 53. С. 277–287.
- Папіш І. Я. Чорноземи на лесових породах Волино-Поділля і Передкарпаття : автореф. дис. ... док. геогр. наук : спец. 11.00.05 “Біогеографія та географія ґрунтів”. Львів : Простір-М, 2021. 40 с.
- Пархоменко О. Г. Развитие голоценовых ґрунтів Середнього Придніпров'я : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : спец. 11.00.04 “Геоморфологія та палеогеографія”. Київ : НАН України, 2007. 19 с.
- Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / Матвіїшина Ж. М., Герасименко Н. П., Передерій В. І., Брагін А. М., Івченко А. С., Кармазиненко С. П., Нагірний В. М., Пархоменко О. Г. Київ : Наукова думка, 2010. 191 с.
- Сиренко Н. А., Турло С. И. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев : Наукова думка, 1986. 188 с.
- Buber L. Die galizisch-podolische Schwarzerde, ihre Entstehung und natürliche Beschaffenheit und die gegenwärtigen landwirtschaftlichen Betriebs Verhältnisse des Nordostens dieser Bodenzone Galiziens. Berlin. 1910. 205 s.
- Hilderbrandt-Radke I., Makarowicz P., Matviishyna Zh. N., Parkhomenko A., Lysenko S. D., Kochkin I. T. Late Neolithic, and Middle Bronze Age barrows in Bukivna, Western Ukraine as a source to understand soil evolution and its environmental significance. *Journal of Archeological Science' Reports* 27 (2019). 101972. S. 1–11.
- Kabala C., Przybyl A., Krupski M., Labaz B., Waroszewski J. Origin, age, and transformation of Chernozems in northern Central Europe – New data from Neolithic earthen barrows in SW Poland. *Catena*, 180 (2019). S. 83–102.

REFERENCES

- Aliksandrovskij, A. L. (1988). *Evolutsiia pochv Vostochnoi Yevropy na granitse mezhdv liesom i stiepiu*. [Soil Evolution on the border between forest and steppe]. Pushchino, 82–94. (In Russian).

- Bogutskii, A. B. (1987). *Osnovniue lessovyie i paleopochvennyie gorizonty pierigliatsialnoi lessovo-pochvennoi serii pleistotsena na jugo-zapadie Vostochno-Yevropieiskoi platform.* [Main loess and paleosol horizons of the periglacial loess-soil series of the Pleistocene on the souss-western Vostochno-Yevropieiskoi platform]. In Stratigraphy and correlation of marine and continental deposits of Ukraine, 47–52. Kyiv : Nauk. dumka (In Russian).
- Bohutskii, A., Lanchont, M., Madeiska, T., Yatsyshyn, Ya., Dmytruk, R. (2009). *Skala-Podilskiyi rozriz pleistotsenovykh vidkladiv (Prydnisterske Podillia)* [Skala-Podilskiyi section of Pleistocene deposits (Prydnisterske Podillia)] In Mater. XVI Ukrainian-Polish Seminar “Ancient loess of Podillia and Pokuttia”: problems of genesis, stratigraphy, paleogeography, 78–96. Lviv : LNU named Ivan Franko (In Ukrainian).
- Veklych, M. F., Sirenko, N. A., Dubniak, V. O. (1973). *Rozvytok gruntiv Ukrainy u piznomu kainozoi* [Soil development of Ukraine in the late Cenozoic]. Kyiv : Nauk. dumka. (In Ukrainian).
- Videiko, V. Iu. (2011). *Podorozh do pradavnoi krainy* [Journey to the ancient country]. Kyiv : Vyshcha shkola. (In Ukrainian).
- Giiom Levaser de Boplan (1990). *Opys Ukrainy.* [Description of the Ukraine (trans. from franch. Ya. I. Kravets, Z. P. Borysiuk)]. Kyiv : Nauk. dumka, 256. (In Ukrainian).
- Hnatiuk, R., Papish, I. (2019). Solonskyi rozriz i perspektyvy vyvchennia pleistotsenu Ukrainykh Karpat. [Solonske section and the perspective of the study of Pleistocene Carpathian foreland] In *Problems of geomorphology and paleogeography of the Ukrainian Carpathians and adjacent areas*, 1 (9), 73–100. Lviv : LNU named Ivan Franko (In Ukrainian).
- Hrodzynskiyi, M. D. (2019). Serednoholotsenove postahrykulturne ostepnennia – pershe na terytorii Ukrainy antropohenne peretvorennia landshaftiv regionalnoho masshtabu. [Middle Holocene post-agricultural steppe – the first in Ukraine anthropogenic transformation of landscapes of regional scale] In *Ukrainian geographical journal*, 2 (106), 3–12. (In Ukrainian).
- Dmytruk, Yu. M., Matviishyna, Zh. M., Sliusarchuk, I. I. (2008). *Grundy Traianovykh valiv: evoliutsiyni ta ekolo-henetychni analiz* [Trajan shaft soils: evolutionary and ecological-genetic analysis]. Chernivtsi : Ruta (In Ukrainian).
- Kanivets, S. V. (2013). *Chornozemy Poliskoho Opillia* [Chernozems of Polisko Opole]. Kyiv : Maidan, 124. (In Ukrainian).
- Margolina, N. Ya., Aliksandrovskii, A. L., Illichov, B. A. (1988). *Vozrast i evoliutsiia chernoziemov* [Age and evolution of Chernozems]. Moscow : Nauka (In Russian).
- Matsibora, O. V. (2011). Porivnialnyi analiz pokhovanykh ta zonalnykh gruntiv yak metod rekonstruktsii paleogeografichnykh obstanovok holotsenu [Comparative analysis of buried and zonal soils as a method of reconstruction of paleogeographic conditions of the Holocene] In *Ukrainian geographical journal*, 4, 28–33. (In Ukrainian).
- Pankiv, Z. P., Kalynych, O. R. (2019). Ortshteiny dernovo-pidzolyistykh poverkhnevo-ohleienykh gruntiv Prybeskydskoho Peredkarpattia [Ortsteins of Sod-Podzolic surface-gleyic soils of the Prybeskydske Pre-Carpathian province] In *Visnyk of the Lviv University. Serii Geografichna*, 53, 277–287. (In Ukrainian).

- Papish, I. Ya. (2021). *Chornozemny na lesovykh porodakh Volyno-Podillia i Peredkarpattia*. [Chernozems on the loess rocks of the Volyno-Podillia and Precarpathia province. (Doctor of Sciences' thesis). 40]. Ivan Franko National University of Lviv, Lviv : Prostir-M (In Ukrainian).
- Parkhomenko, O. G. (2007) *Rozvytok holotsenovykh gruntiv Serednoho Prydniprovia* [Development of the Holocene soils of Middle Prydniprovya (Candidate of Sciences' thesis). 19.] National Academy of Science, Kyiv (In Ukrainian).
- Prostorovo-chasova koreliatsiia paleoheohrafichnykh umov chetvertynnoho periodu na terytorii Ukrainy / Matviishyna, Zh. M., Herasyenko, N. P., Perederii, V. I., Bragin, A. M. et al. (2010). [Spatial-temporal correlation of paleogeographic conditions of the Quaternary period on the territory of Ukraine], 191. Kyiv : Nauk. dumka (In Ukrainian).
- Sirenko, N. A., Turlo, S. I. (1986). *Razvitiie pochv i rastitelnosti Ukrainy v plitsenie i pleistotsenie* [Development of soils and vegetation of Ukraine in Pliocene and Pleistocene], 188. Kyiv : Nauk. Dumka (In Russian).
- Buber, L. (1910). Die galizisch-podolische Schwarzerde, ihre Entstehung und natürliche Beschaffenheit und die gegenwärtigen landwirtschaftlichen Betriebs Verhältnisse des Nordostens dieser Bodenzone Galiziens. Berlin, 205.
- Hilderbrandt-Radke, I., Makarowicz, P., Matviishyna, Zh. N., Parkhomenko, A., Lysenko, S. D., Kochkin, I. T. (2019). Late Neolithic and Middle Bronze Age barrows in Bukivna, Western Ukraine as a source to understand soil evolution and its environmental significance. In *Journal of Archeological Science' Reports*, 27, 101972, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2019.101972>
- Kabala, C., Przybyl, A., Krupski, M., Labaz, B., Waroszewski, J. (2019). Origin, age, and transformation of Chernozems in northern Central Europe – New data from Neolithic earthen barrows in SW Poland. In *Catena*, 180, 83–102. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.04.014>

