

4. Лещух Р.Й., Гоцанюк Г.І. Палеонтологічне обґрунтування стратифікації юрських відкладів Пенінської зони Українських Карпат // Геол. журн. 2002. № 1. С. 93–99.
5. Гоцанюк Г.І., Лещух Р.Й. Нові знахідки наутилоїдів у юрських відкладах Пенінської зони Українських Карпат // Палеонтол. зб. 2003. № 35. С. 51–55.
6. Гоцанюк Г.І., Лещух Р.Й. Деякі види підряду RHYLLOCERATINA з юрських відкладів Пенінської зони Українських Карпат // Палеонтол. зб. 2004. № 36. С. 37–43.
7. Asridoceratidae в юрських відкладах Українських Карпат // Палеонтол. зб. 2006. № 38. С. 46–49.
8. Гоцанюк Г.І., Лещух Р.Й. Нові знахідки юрських амонітів в Українських Карпатах // Палеонтол. зб. 2006. № 38. С. 50–56.
9. Гоцанюк Г., Мураль М. Гетанг-синемюрські амоніти Пенінської зони Українських Карпат // Палеонтол. зб. 2009. № 41. С. 22–26.
10. Калениченко Т.Д., Круглов С.С., Мигачева Е.Е. До стратиграфії середньоюрських відкладів Радянського Закарпаття // Доп. АН УРСР. 1965. № 9. С. 1193–1196.
11. Калениченко Т.Д., Круглов С.С. Нижнеюрские амониты зоны Пенинских утесов (Закарпатье) // Палеонтол. сб. 1969. № 6. Вып. 2. С. 32–38.
12. Круглов С.С., Крымгольц Г.Я. Про наявність відкладів тоарського ярусу в зоні Пенінських скель Закарпаття // Доп. АН УРСР. 1966. № 1. С. 109–111.
13. Круглов С.С., Гаврилишин В.И., Крымгольц Г.Я. Новые данные по стратиграфии юрских отложений окраины

села Приборжавское в зоне Пенинских утесов Закарпатья // Геол. журн. 1968. Т. 28. Вып. № 5. С. 87–91.

14. Лещух Р.Й., Гоцанюк Г.І. Палеонтологічне обґрунтування стратифікації юрських відкладів Пенінської зони Українських Карпат // Геол. журн. 2002. № 1. С. 93–99.

15. Мураль Перша знахідка верхньоюрських белемнітів в Українських Карпатах // Палеонтол. зб. 2011. № 43. С. 72–76.

16. Тхоржевський Е.С. Юрские теребратулидные брахиоподы зоны Пенинских утесов Карпат и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Харьков, 1973.

17. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. – М.: Мир, 1985. – 140 с.

18. Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M. The Concise Geologic Time scale. Cambridge, University Press, Cambridge, 2008. p. 177.

Halina Hotsanyuk, Mykhailo Mural
NEW EVIDENCE TO JUSTIFY STRATIFICATION OF THE JURASSIC SEDIMENTS FROM PIENNINE ZONE OF THE UKRAINIANS CARPATHIANS

As a result, a detailed study of cephalopods from the Jurassic Pennine zone of the Ukrainian Carpathians we have argued according to paleontology and proved using ammonites that all layers are present here. Also for the first time out 13 hronozones of Jurassic system for this area we have picked.

Дорошкевич С.П., Казмірчук С.І.

ЗМІНИ ПРИРОДНИХ УМОВ НА ТЕРИТОРІЇ КОЗЯТИНСЬКОГО РАЙОНУ У ПЛЕЙСТОЦЕНІ ЗА ДАНИМИ ДОСЛІДЖЕННЯ РОЗРІЗУ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ БІЛЯ с. БЕЗІМЕННЕ

Природні умови будь-якої території не завжди були такими, якими ми їх бачимо сьогодні. Реконструкцією природних обстановок минулого займається галузь науки, яку називають палеогеографією. Відомості про ті чи інші палеогеографічні обстановки, події та процеси, які відбувались у минулому, отримують на основі досліджень відкладів, що збереглися з того часу. Будь-які палеогеографічні реконструкції спираються на принцип актуалізму, згідно з яким фізико-географічні умови формування відкладів минулого порівнюються з обстановками сучасності, де утворюються подібні типи відкладів.

Проведені нами палеогеографічні дослідження стосуються порівняно недавнього проміжку часу (в геологічному розумінні) - плейстоцену, а саме, починаючи від часу поширення максимального покривного зледеніння (дніпровського) на території України (близько 290-180 тис. р. т. [5, 9]) до сучасності. Реконструкції змін природних умов у плейстоцені були проведені на основі дослідження четвертинних порід (сучасних і викопних ґрунтів, лесів та флювіогляціальних відкладів) у розрізі біля с. Безіменне. Розріз знаходиться на відстані 1 км на захід від с. Безіменне, Козятинського району Вінницької області, у кар'єрі з видобутку будівельної сировини (піску та глини) для потреб місцевого населення, неподалік одного із ставків створеного на невеличкій притоці річки Гнилоп'ять. Це пологий схил давньої плейстоценової балки, яка бере початок з вододілу між річками Гнилоп'ять (права притока р. Тетерів) та Постолова (ліва притока р. Південний Буг) (рис. 1). Згідно фізико-географічного районування територія дослідження розташована в межах Північно-Західної Придніпровської

височинної області, Подільсько-Придніпровського краю, Лісостепової зони [5], з характерними для неї кількісними і якісними фізико-географічними показниками.

Головним методом досліджень був комплексний палеопедологічний метод, який включав використання даних детального макроморфологічного опису відкладів, мікроморфологічний аналіз шліфів з непорушеною будовою та інтерпретацію результатів вмісту й розподілу гумусу і карбонатів у різновікових горизонтах четвертинних відкладів. Методика даних досліджень добре розроблена і широко використовується у Інституті географії НАН України [1-4, 6-8]. Стратиграфічне розчленування четвертинних відкладів виконане згідно уніфікованої схеми палеогеографічної етапності плейстоцену [9]. В дослідженій розчистці виявлено відклади голоценового (hl), причорноморського (pc), дофінівського (df), бузького (bg), витаївського (vt), удайського (ud), прилуцького (pl), кайдацького (kd) та дніпровського (dn) горизонтів. З даних горизонтів було відібрано 19 зразків. З них було виготовлено шліфи з непорушеною будовою відкладів, які було проаналізовано під мікроскопом (рис. 2-7) з метою виявлення ознак первинних ґрунтоутворювальних процесів і уточнення питань генезису. Результати вмісту й розподілу гумусу та карбонатів відображено у табл. 1 та на рис. 8. Короткі результати проведених палеопедологічних досліджень наступні.

Голоценовий горизонт (0,0-1,0 м) представлений сучасним ґрунтом, який сформувався на лесах. Дані макрота мікроморфологічних (рис. 2) досліджень сучасного ґрунту (добре виражені гумусові горизонти, велика кількість слідів життєдіяльності біоти, поступові переходи

між генетичними горизонтами, вилуженість верхньої частини ґрунту від карбонатів; добра мікроагрегованість маси, розвинута система порожнин, пилувато-плазменна, пухка мікробудова, просочення плазми нижніх горизонтів мікрокристалічним кальцитом), а також поступове зменшення вмісту гумусу з глибиною та збільшення концентрації карбонатів в Рк горизонті (рис. 8) дозволяють віднести його до *чорнозему вилужуваного*. Даний тип ґрунту відображає сучасні природні умови лісостепової зони з відповідними фізико-географічними показниками.

Причорноморський горизонт (0,5-0,7 м) – слабо простежується у вигляді світлої смуги *бурувато-палевого лесоподібного суглинку* у нижній частині сучасного чорноземного ґрунту. Відклади частково перетворені процесами сучасного ґрунтоутворення. **Дофінівський** горизонт (0,7-1,0 м) також простежується слабо у вигляді сірувато-темно-бурої смуги легко-середньосуглинкового ґрунту *близького до дернового*, частково зміненого процесами сучасного ґрунтоутворення. Відклади водночас є Рк горизонтом сучасного ґрунту, оскільки тут спостерігається найвищий вміст карбонатів (рис. 8) – близько 3,4 %, що може бути зумовлено, як первинним окарбоначенням матеріалу дофінівського ґрунту в сухо-степових умовах, так і сучасним періодично-промивним режимом зволоження, що сприяло вимиванню карбонатів з вище лежачих горизонтів.

Бузький горизонт (1,0-1,6 м) представлений сірувато-білясто-палевими, пухкими, карбонатними *лесоподібними суглинками*, з великою кількістю голоценових біологічних новоутворень (копроліти, кротовини, червоточини, дендрити). Морфогенетичні особливості бузьких лесів, а також дані мікроморфологічного аналізу (пилувато-плазменна елементарна мікробудова, розвинута система звивистих пор, співрозмірність зерен первинних мінералів з лесовими часточками, просочення і цементация маси мікрокристалічним кальцитом) (рис. 3), вказують на формування відкладів у холодних і сухих умовах перигляціального степу, коли седиментогенез переважав над процесами ґрунтоутворення. **Витачівський** горизонт (1,6-2,0 м) представлений темно-бурим, щільним, лускуватогрудкуватим, середньо-важкосуглинковим неоднорідним матеріалом викопного ґрунту. У верхній частині спостерігається велика кількість тріщин заповнених світлим лесовим матеріалом, маса деформована кріогенними процесами бузького часу. Значне перетворення маси та незначна потужність ґрунтового профілю ускладнюють генетичну ідентифікацію витачівських відкладів. Однак, певні риси його макро- та мікробудови (щільність, оглиненість, озаліженість та карбонатність маси, наявність залізистих мікроорштейнів та нодульних утворень залізисто-карбонатно-глинистої речовини) (рис. 4) дозволяють віднести даний ґрунт до *буроземоподібного*, який формувався у

тепліших за сучасні умовах, більш сприятливих для процесів фізичного та хімічного вивітрювання.

Удайські відклади (1,9-2,0 м) збереглися у вигляді фрагментів *сірувато-палевих лесоподібних суглинків* з дрібними карбонатними конкреціями, журавчиками та дутиками у нижній частині витачівського ґрунту. Діагенетично на наявність удайського лесового горизонту також вказують підвищений вміст карбонатів у нижній частині витачівського горизонту і у ґрунті р_с (рис. 8), а також окремі кротовини у прилуцькому горизонті заповнені світлим лесовим матеріалом, який суцільною товщею ніде у розрізі більше не зустрічається.

Прилуцький горизонт (2,0-3,0 м) представлений ґрунтовою світою, яка складається з двох легкосуглинкових приховано опіщаних ґрунтів – *сірувато-бурого ґрунту* заключної стадії (р_с, 2,0-2,3 м) та *лучно-чорноземного ґрунту* оптимуму (р_л, 2,3-3,0 м) з генетичними горизонтами Нр, Phk і Рк+ts.

Для ґрунту заключної стадії характерний підвищений вміст карбонатів, що, ймовірно, пов'язане з його сухо-степовим генезисом. Це припущення також підтверджується особливостями його макро- (сірувато-буре забарвлення, пухке складення, короткий профіль, численні карбонатні новоутворення) та мікробудови (слабка мікроагрегованість маси, цементация плазми крипто- та мікрокристалічним кальцитом (рис. 5 а,б)). Природні умови в той час були значно ариднішими у порівнянні з сучасними (карбонатність відкладів).

Лучно-чорноземний ґрунт оптимуму має бурувато-темно-сіре (у вологому стані чорне) забарвлення, легкосуглинковий склад, пухке складення маси. Переходи між генетичними горизонтами поступові. У верхній частині спостерігається відносно підвищення вмісту гумусу (до 0,62 %), відсоткове відношення якого з глибиною зменшується (рис. 8). Звертає на себе увагу вилуження маси ґрунту від карбонатів. Особливості мікробудови (рис. 5 в-з), у вигляді складних мікроагрегатів, розділених системою звивистих пор у верхніх гумусових горизонтах, наявність щільних залізисто-манганових мікроорштейнів, концентрація мікрокристалічного кальциту попорах, поруч з вилуженістю маси від карбонатів у нижніх перехідних горизонтах, вказують на інтенсивні біогенно-аккумулятивні процеси, під впливом лучної рослинності в обставинах вологіших за сучасні. Ґрунтоутворювальною породою лучно-чорноземного прилуцького ґрунту є **тясминські** (2,8-3,0 м) *білясто-світло-бурі лесоподібні суглинки*, які збереглися фрагментарно і заповнюють дрібні морозобійні тріщини, які проникають у нижче лежачий кайдацький горизонт на глибину до 30 см.

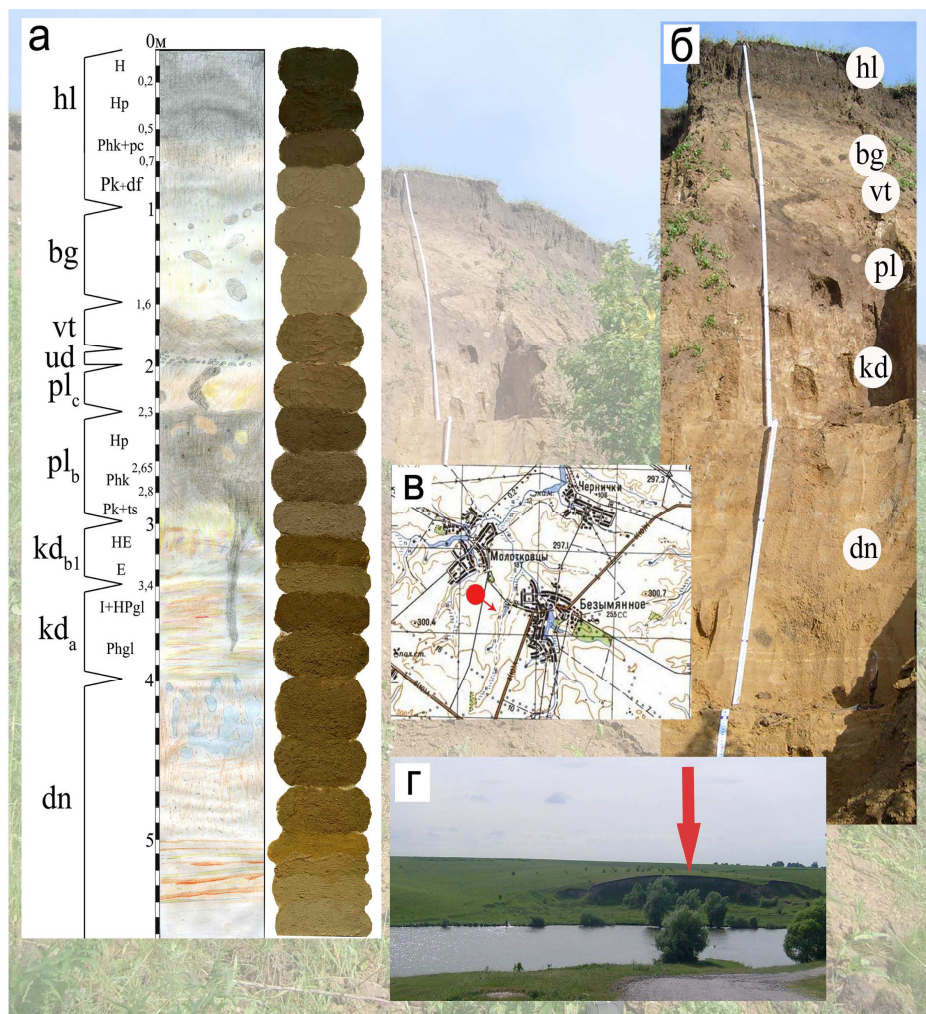


Рис. 1. Стратиграфічне розчленування та кольорова польова зарисовка розрізу біля с. Безіменне з примазками натурального матеріалу (а), фото розчистки (б) та місце розташування розрізу (в, г)

Табл. 1. Вміст гумусу та карбонатів у четвертинних відкладах розрізу Безіменне

Стратиграфічні горизонти	hl			df	bg		vt	pl _c	pl _b	ts	kd _{bl}		kd _a		dn				
Генетичні горизонти	H	H _p	Phk+pc	Pk					H _p	Phk	Pk	HE	E	I+H _p gl	Phgl				
Глибина, м	0,1	0,3	0,6	0,9	1,2	1,5	1,9	2,2	2,5	2,7	2,9	3,1	3,3	3,5	3,8	4,1	4,7	5,2	5,4
Вміст гумусу, %	2,72	2,21	1,48	0,75	0,61	0,72	0,61	0,51	0,62	0,24	0,14	0,33	0,15	0,19	0,09	0,06	0,01	0,02	0,03
Вміст карбонатів, %	0,34	0,35	0,5	3,4	2,79	2,57	0,69	1,43	0,21	0,24	0,15	0,09	0,06	0,07	0,06	0,03	0,04	0,05	0,01

Кайдацький горизонт (3,0-4,0 м) представлений ґрунтовою світою з двох середньосуглинкових опіщаних ґрунтів – *дерново-підзолистого* раннього оптимуму (kd_{bl}, 3,0-3,4 м) і *дерново-глейового* початкової стадії (kd_a, 3,4-4,0 м). Результати палеopedологічного дослідження ґрунту початкової стадії кайдацького ґрунтоутворення (слабка агрегованість, вилуженість від карбонатів, формування на піщано-супіщаних відкладах, слабкий прояв біогенно-аккумулятивних процесів, сизі ділянки оглеєння профілю) дозволяють віднести даний ґрунт до дерново-глейового, що сформувався на дніпровських флювіогляціальних відкладах. Пізніше, протягом кліматичного оптимуму, на ґрунті початкової стадії сформувався дерново-підзо-

листий ґрунт під впливом яскраво виражених ілювіально-аккумулятивних ґрунтоутворювальних процесів. У ньому, за допомогою мікроморфологічного аналізу, виявлено чіткі ознаки процесів опідзолення та озалізування маси у вигляді різноманітних новоутворень полініту, у тому числі лускуватих натьоків коломорфних глин, плівок, оболонки і т.п. (рис. 6). Природні умови часу формування кайдацьких ґрунтів однозначно були значно вологішими та прохолоднішими за сучасні.

Вище описані горизонти залягають на **дніпровських** відкладах (4,0-5,6 м видно) – шаруватих *флювіо-лімногліціальних* супісках, пісках, суглинках і

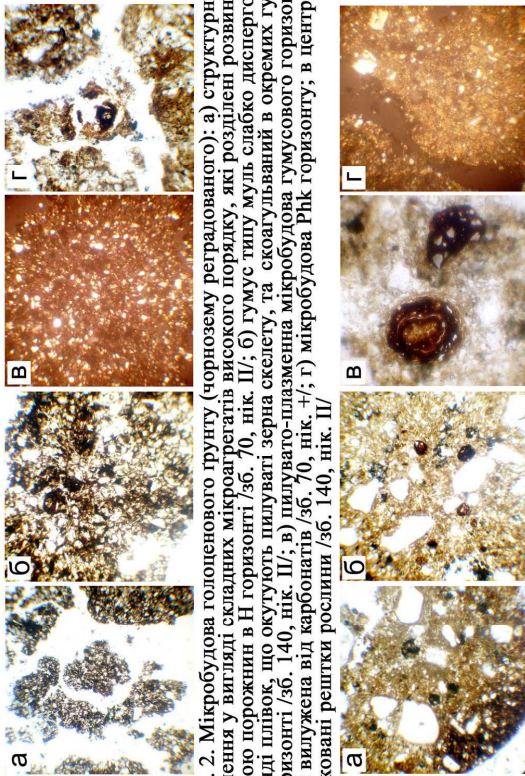


Рис. 2. Мікробудова голоценового ґрунту (чорнозему реградованого): а) структурні вклюдження у вигляді складних мікроагрегатів високого порядку, які розділені розвинутою системою порожнин в Н горизонті /зб. 70, нік. ІІ/; б) гумус типу муль, слабо диспергований у вигляді шпорок, що окутують пилуваті зерна скелету, та скоагульований в окремих гумонах в Н горизонті /зб. 140, нік. ІІ/; в) пилувато-плазменна мікробудова гумусового горизонту, плазма вилужена від карбонатів /зб. 70, нік. +/; г) мікробудова Phk горизонту; в центрі – гумфіковані рештки рослини /зб. 140, нік. ІІ/

Рис. 4. Мікробудова буроземоподібного витачивського ґрунту: а) щільна, піщано-пилувато-плазменна мікробудова витачивського ґрунту; концентрація гідроксидів заліза на периферії структурних виокремлень /зб. 70, нік. ІІ/; б) дрібні залізисті мікроорштейни в злитій залізисто-карбонатно-глинистій плазмі /зб. 70, нік. ІІ/; в) різноманітні залізистих мікроорштейнів /зб. 140, нік. ІІ/; г) цементация плазми ґрунту мікрокристалічним кальцитом /зб. 70, нік. +/

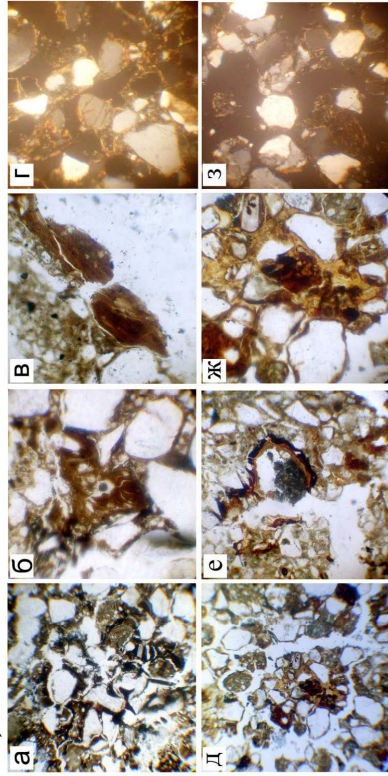


Рис. 6. Мікробудова кайдацьких дерново-піщалистих ґрунтів: а) мікробудова НЕ горизонту в ґрунті kd₆₁; чергування «відмитих» ділянок з гумусованими /зб. 70, нік. ІІ/; б) темно-бурий нагик полингу в порі /зб. 140, нік. ІІ/; в) дускуватий залізисто-глинистий нагик на стіпці пори в ліповальному горизонті /зб. 70, нік. ІІ/; г) піщано-плазменна мікробудова ґрунту kd₆₁; новоутворення полингу у вигляді шпорок та оболонок на стінках пор і навколо піщаних кварцових зерен скелету /зб. 70, нік. +/; д) мікробудова ґрунту kd₆₁ /зб. 70, нік. ІІ/; е) манганово-залізисто-глинисті нагика на стінках пори /зб. 70, нік. ІІ/; ж) навколоскелетні глинисті соломо-жовті кугани, скелетні зерна кварцу та гематиту /зб. 140, нік. ІІ/; з) піщано-плазменна мікробудова Ph₆₁ горизонту ґрунту kd₆₁ /зб. 70, нік. +/

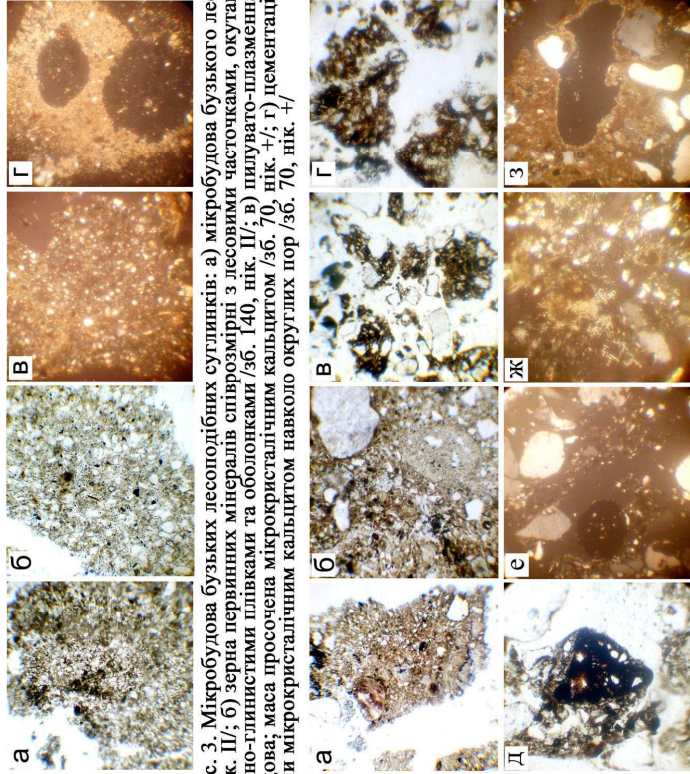


Рис. 3. Мікробудова бузьких лесоподібних суглинків: а) мікробудова бузького лесу /зб. 70, нік. ІІ/; б) зерна первинних мінералів співрозмірні з лесовими часточками, окутані карбонатно-глинистими плівками та оболонками /зб. 140, нік. ІІ/; в) пилувато-плазменна мікробудова; маса просочена мікрокристалічним кальцитом /зб. 70, нік. +/; г) цементация плазми мікрокристалічним кальцитом навколо округлих пор /зб. 70, нік. +/

Рис. 5. Мікробудова прилудьких ґрунтів: а) мікробудова ґрунту pl₁ /зб. 70, нік. ІІ/; б) залізисто-гумусово-карбонатно-глиниста плазма ґрунту pl₁; нодуль кальциту, піщане зерно кварцу /зб. 140, нік. ІІ/; в) мікробудова Ph горизонту ґрунту pl₁; структурні виокремлення у вигляді складних мікроагрегатів високого порядку розділені системою порожнин /зб. 70, нік. ІІ/; г) складні мікроагрегати розділені звивистими порами /зб. 140, нік. ІІ/; д) залізисто-мангановий щільний мікроорштейн /зб. 140, нік. ІІ/; е) піщано-пилувато-плазменна елементарна мікробудова Ph горизонту; маса вилужена від карбонатів, щільний мікроорштейн концентричної будови, окутані та уламкові зерна кварцу /зб. 70, нік. +/; ж) голчастий кальцит (лоблінит) в плазмі Phk горизонту /зб. 70, нік. +/; з) цементация маси мікрокристалічним кальцитом навколо пори в Ph горизонті ґрунту pl₁ /зб. 70, нік. +/

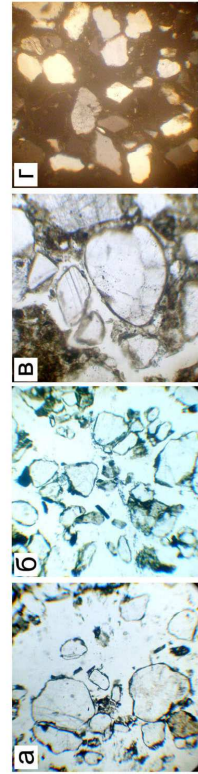


Рис. 7. Мікробудова дніпровських відкладів: а) піщано-плазменна мікробудова флювіогляціальних відкладів /зб. 70, нік. ІІ/; б) обкатані та уламкові зерна кварцу /зб. 70, нік. ІІ/; в) короловані зерна кварцу в глинистій плазмі флювіогляціальних відкладів /зб. 140, нік. ІІ/; г) піщано-плазменна мікробудова дніпровських відкладів, маса вилужена від карбонатів /зб. 70, нік. +/

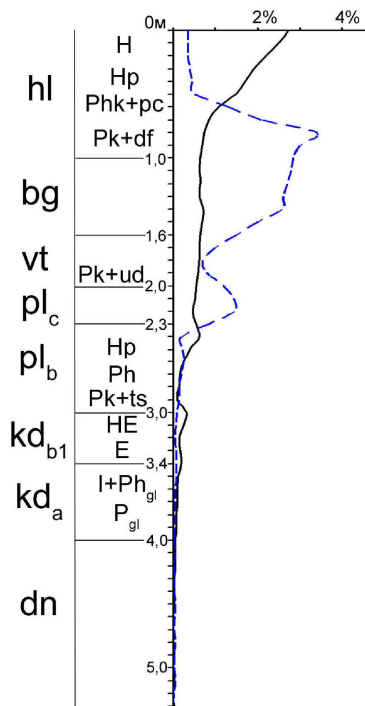


Рис. 8. Графік розподілу вмісту гумусу (—) та карбонатів (- - -) у четвертинних відкладах розрізу Безіменне

глинах. Дані палеопедологічного дослідження вказують на водно-льодовикове походження відкладів дніпровського горизонту. Повна вилуженість товщі від карбонатів і практично відсутність гумусу (рис. 8), може бути свідченням її утворення у холодному водному середовищі. Піщано-плазменна мікробудова, наявність обкатаних зерен кварцу та риски на їх поверхні, вказують на переміщення матеріалу в складі льодовикової маси (сліди механічного тертя) (рис. 7).

Висновки. Проведені нами дослідження четвертинних відкладів розрізу біля с. Безіменне вказують на неодноразові зміни природних умов протягом плейстоцену. Голоценовий ґрунт – чорнозем вилугуваний, не тільки відображає сучасні природні умови на території дослідження, а й є основою для співставлення і порівняння з викопними ґрунтами та ґрунтовими відкладами окремих етапів плейстоцену.

Найбільш давні відклади у дослідженому розрізі – дніпровські. Можна впевнено говорити про положення території району в дніпровський час (у час максимального покривного материкового плейстоценового зледеніння) в межах поширення прильодовикових озер, які живилися талими льодовиковими водами. В максимум зледеніння талі води, які стікали з льодовика, зустрічали орографічну перешкоду у вигляді відрогів Придніпровської та Подільської височин, які перешкоджали просуванню талих льодовикових вод на південь і сприяли утворенню так званих прильодовикових озер.

Після відступу дніпровського льодовика, у кайдацький час, перший теплий палеогеографічний етап після максимального зледеніння, на флювіогляціальних піщаних дніпровських відкладах формувались дерново-глейові та дерново-підзолисті ґрунти в про-

холодніших і вологіших умовах у порівнянні з сучасними. Процеси опідзолення, які чітко діагностуються в обох кайдацьких ґрунтах за допомогою мікроморфологічного аналізу, вказують на формування кайдацьких відкладів в умовах промивного режиму зволоження і кислого ґрунтового середовища. Це дозволяє припустити поширення в межах території хвойної лісової рослинності.

У тясминський час природні умови знову змінились внаслідок впливу однойменного плейстоценового похолодання. Однак, тясминське зледеніння (корелюється з московським) було порівняно нетривалим і доволі віддаленим від території дослідження, що зумовило незначну потужність тясминських лесів в дослідженому розрізі, які згодом були майже повністю перетворені процесами ґрунтоутворення протягом наступного теплого прилуцького етапу. Водночас, сліди тясминського похолодання добре фіксуються у вигляді морозобійних тріщин, заповнених світлим лесовим матеріалом у верхній частині кайдацького горизонту.

Протягом прилуцького часу сформувались найбільш подібні до сучасних ґрунти. На початку прилуцького етапу сформувався лучно-чорноземний ґрунт в умовах вологіших за сучасні. В кінці прилуцького часу утворився сірувато-бурий сухо-степовий ґрунт, який відображає значно аридніші природні умови у порівнянні із сучасними.

Лесові відклади холодного удайського етапу практично не збереглися. Однак, на існування цього похолодання вказує наявність вузької освітленої смуги на межі прилуцького і витачівського горизонтів, з численними карбонатними конкреційними новоутвореннями, а також окремі кротовини, які заповнені освітленим лесовим матеріалом і знаходяться у верхній частині прилуцького лучно-чорноземного ґрунту.

Педологічні особливості витачівського буроземоподібного ґрунту (короткопрофільність, підвищені озалізованість, оглиненість, щільність, специфічність мікробудови) вказують, що його формування пов'язане зі значно ариднішими і дещо теплішими природними умовами у порівнянні із сучасними.

Пізніше, протягом бузького палеогеографічного етапу, відбулось наступне похолодання, що призвело до кріогенного руйнування витачівського горизонту морозобійними тріщинами та накопичення потужних товщ лесових відкладів. Їх утворення пов'язане з холодними та аридними умовами перигляціального клімату.

Про природні умови наступних дофінівського та причорноморського палеогеографічних етапів говорити важко, оскільки відклади цих етапів змінені під впливом процесів голоценового ґрунтоутворення. Однак, принаймні забарвлення відкладів явно вказує на зміни природних умов, які зумовили утворення спочатку ґрунту подібного до дернового (дофінівського), а згодом лесоподібних відкладів (причорноморських). Дерновий дофінівський ґрунт відображає континентальніші природні умови у порівнянні із сучасними, а причорноморські леси могли сформуватись в умовах

прохолодного клімату наближеного до перигляціального.

Підсумовуючи вище зазначене, можна впевнено говорити про неодноразові зміни природних умов протягом плейстоцену на території дослідження, які зафіксовані в особливостях будови різногенетичних відкладів розрізу біля с. Безіменне. У свою чергу палеопедологічні дослідження нових розрізів плейстоценових відкладів надають змогу простежити регіональні прояви змін природних умов на конкретній території, як відображення головних закономірностей розвитку природи у плейстоцені (ритмічності, спрямованості, регіональності та локальності).

1. Веклич М.Ф. Палеозтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя / М.Ф. Веклич. – К.: Наукова думка, 1982. – 202 с.

2. Дорошкевич С.П. Зміни природних умов у плейстоцені на території Середнього Побужжя за даними вивчення викопних ґрунтів / Дорошкевич С.П., Матвіїшина Ж.М. // Український географічний журнал, 2012. - № 4. – С. 23-30.

3. Матвіїшина Ж.Н. Микроморфология плейстоценовых почв Украины. – К.: Наукова думка, 1982. – 144 с.

4. Методика палеопедологических исследований / [М.Ф. Веклич, Ж.Н. Матвіїшина, В.В. Медведєв и др.]. – К.: Наук. думка, 1979. – 272 с.

5. Національний атлас України / наук. редкол. Л.Г. Руденко та ін. – К.: ДНВП «Картографія», 2007. – 440 с.

6. Палеопедология: Палеогеографические исследования / [отв. ред. М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко]. – К.: Наукова думка, 1974. – 216 с.

7. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / [Матвіїшина Ж.М., Герасименко Н.П., Передерій В.І. та ін.] ; за ред. Ж.М. Матвіїшиної. – К.: Наук. думка, 2010. – 192 с.

8. Сиренко Н.А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н.А. Сиренко, С.И. Турло. – К.: Наукова думка, 1986. – 188 с.

9. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / М.Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж.Н. Матвіїшина и др. // Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. – К.: Госкомитет геологии Украины, 1993. – 40 с. – 4 таб.

S. Doroshkevich, S. Kazmirchuk.

CHANGES OF THE PLEISTOCENE NATURE CONDITIONS ON THE TERRITORY KOZYATIN DISTRICT AFTER DATA OF THE INVESTIGATION OF QUATERNARY SEDIMENTS SECTION NEAR V. BEZIMENNE

Changes of natural condition on the territory of Kozyatin district (Vinnytsia region) are reconstructed on the basis of research of Quaternary deposits section near v. Bezimmenne. Complex paleopedological served as a basic method at research. The paleopedological investigation includes detailed macromorphological description of sediments, micromorphological analysis of 19 thin sections with undisturbed structure, and data from 38 analyses of humus and carbonate content and their distribution in various soil and loess of depart stratigraphical horizons.

Иноземцев Ю.И., Ступина Л.В., Тюленева Н.В., Парышев А.А., Сидоренко В.Б., Рыбак Е.Н., Мельниченко Т.А., Паславская О.В.

О СТРАТИГРАФИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

Понто-Каспийский бассейн (Восточный Паратетис) является стратотипическим районом для морских четвертичных отложений Европы (Федоров, 1996). Это обусловлено тем, что на его берегах развита целая лестница морских террас со специфической черноморско-каспийской фауной от наиболее древних плейстоценовых (чауда-баку) с возрастом около 1 млн. лет назад до наиболее молодых голоценовых (черноморских) отложений с возрастом около 10 тыс. лет назад. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений Черного моря произведено с применением основных методов стратиграфических исследований: палеонтологического, палеогеографического и изотопного датирования. Тем не менее, этот комплекс методов стратиграфических исследований не является достаточным для удовлетворительного установления границ между основными стратиграфическими горизонтами черноморского плейстоцена. Особенно это относится к границе между верхним плейстоценом и голоценом, поскольку в береговых разрезах переходные слои (между карангатом и черноморским горизонтом) не представлены, а развитые на морском дне так называемые новоэвксинские слои не могут играть эту роль. Попытка Г.И. Попова (1953 г.) заполнить стратиграфический пробел между карангатом и новым эвксином слоями под названием «сурож» была обоснованно отвергнута П.В. Федоровым [17] и Л.А. Невесской [12]. При этом Л.А. Невесской также не удалось решить указанную задачу. В 1961 г. по сква-

жине в Каркинитском заливе Черного моря (глубина моря 30 м) она выделила «переходные» слои между карангатскими (с 1963 г. переименованы в тарханкутские) и более молодыми отложениями, которые находились в пределах одной трансгрессивной серии маломощных осадков. Они представляли собой трансгрессивно-регрессивную (колебательную) последовательность голоценового осадконакопления, что не может являться доказательством реального взаимоотношения подошвы обложений голоценового горизонта и подстилающих их более древних отложений.

Стратиграфическое расчленение морских отложений голоцена наиболее эффективно производится с применением комплексных исследований в сочетании палеонтологического и палеогеографического, а также литостратиграфического методов. Особенно значительный прогресс в этом отношении был достигнут в начале 70-х годов, когда были проведены работы по литологическому изучению и стратиграфическому расчленению глубоководных донных осадков (НИС «Атлантис II») и отложений внешнего шельфа Черного моря [25]. Этими работами было установлено, что в период максимума последнего оледенения (около 17–18 тыс. лет назад) уровень Черного моря понижался до отметки минус 90 м. При этом шельф превращался в сушу, которая перед этим (около 25 тыс. лет назад) была покрыта морскими водами, уровень которых достигал минус 5–10 м (рис. 1). Отложения бассейна литологически и фаунистически