

Інститут геологічних наук, НАН України, Київ  
Географічний факультет, Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів  
Спілка геологів України  
Факультет наук про Землю і просторового за господарювання, Університет Марії Кюрі-Склодовської, Люблін  
Інститут географії, Гданський університет, Гданськ  
Інститут геологічних наук, Польська академія наук, Варшава  
Комітет досліджень антропогену, Польська академія наук, Варшава  
Державний геологічний інститут – Державний дослідницький інститут, Варшава  
Геоцентр Польщі  
Люблінський відділ Польського географічного товариства

---

# ЛЕСОВИЙ ПОКРИВ ПІВНІЧНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

**Збірник наукових праць**

(до XVIII українсько-польського семінару. Роксолани, Україна, 8–13 вересня 2013 р.)



Люблін  
KARTPOL s.c. Lublin  
2013

УДК 551.7:551.8:551.4

**Лесовий покрив Північного Причорномор'я. Збірник наукових праць** (до XVIII українсько-польського семінару. Роксолани, 8–13 вересня 2013 р.). Люблін, KARTPOL s.c. Lublin, 2013. 268 с.

Збірник містить статті, в яких висвітлено різні аспекти досліджень (геоморфологічних, літологічних, геохімічних, палеомагнітних, палеоботанічних, мікротеріологічних, мікроморфологічних, абсолютного датування відкладів та ін.) опорного розрізу Роксолани у Північному Причорномор'ї, а також актуальні проблеми вивчення лесово-грунтової серії. Представлено результати досліджень нижньопалеолітичних пам'яток в районі Дубоссар (Молдова), Меджибожа на Хмельниччині тощо. Окреслено головні напрями подальших колективних українсько-польських досліджень.

Для наукових працівників, аспірантів, студентів і всіх тих, хто цікавиться проблемами геології та палеогеографії плейстоцену.

*Видання збірника здійснене за фінансової підтримки Державного геологічного інституту – Державного дослідницького інституту (м. Варшава, РП)*

**Редакційна колегія:**

проф. *Андрій Богуцький* (гол. ред.), Львів, Україна;  
акад. НАНУ, проф. *Петро Гожик*, Київ, Україна;  
проф. *Марія Ланчонт*, Люблін, Польща;  
проф. *Тереза Мадейська*, Варшава, Польща;  
проф. *Ядвіга Єловічева*, Мінськ, Білорусь.

**Рецензенти:**

проф. *Юрій Навроцький*, Варшава, Польща;  
проф. *Олег Адаменко*, Івано-Франківськ, Україна;  
проф. *Георгій Рудько*, Київ, Україна.

Технічний редактор *Олена Томенюк*, *Пшемислав Мрочек*  
Обкладинка *Олена Томенюк*

Тексти публікуються в авторській редакції.

*Рекомендовано до друку  
факультетом наук про Землю і просторового загосподарювання  
університету Марії Кюрі-Склодовської, Люблін*

Обкладинка: Розріз Роксолани 3. Фото О. Томенюк.

© Люблінський відділ Польського географічного товариства, Люблін, 2013

ISBN 978-83-62664-27-6

Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Kijów  
Fakultet Geograficzny, Lwowski Narodowy Uniwersytet im. I. Franko  
Stowarzyszenie Geologów Ukrainy  
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin  
Instytut Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk  
Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Warszawa  
Komitet Badań Czwartorzędu, Polska Akademia Nauk, Warszawa  
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy  
Geocentrum Polska  
Oddział Lubelski Polskiego Towarzystwa Geograficznego

---

# **POKRYWA LESSOWA PÓŁNOCNEGO PRZYCZARNOMORZA**

**Monografia naukowa**

(XVIII ukraińsko-polskie seminarium, Roksolany, Ukraina, 8–13 września 2013 r.)



Lublin  
KARTPOL s.c. Lublin  
2013

UDC 551.7:551.8:551.4

**Pokrywa lessowa Północnego Przyczarnomorza. Monografia naukowa** (XVIII ukraińsko-polskie seminarium, Roksolany, 8–13 września 2013 r.). Lublin, KARTPOL s.c. Lublin, 2013. 268 s.

Publikacja zawiera artykuły dotyczące interdyscyplinarnych badań (geomorfologiczne, litologiczne, geochemiczne, paleomagnetyczne, paleobotaniczne, mikropaleontologiczne, mikromorfologiczne, datowania bezwzględne osadów). Głównym przedmiotem prezentowanych badań jest profil lessowy w Roksolanach zlokalizowany na północnym wybrzeżu Morza Czarnego. Ponadto, monografia zawiera artykuły dotyczące aktualnych problemów badań lessów i gleb kopalnych, jak też wyniki najnowszych badań stanowisk paleolitycznych w pobliżu Tyraspola (Mołdawia) i Miedrzyborza w obwodzie chmielnickim. Przedstawiono także główne kierunki dalszych, wspólnych polsko-ukraińskich badań.

Dla naukowców, studentów i wszystkich zainteresowanych problemami geologii i paleogeografii plejstocenu.

*Druk dofinansowany przez Państwowy Instytut Geologiczny –  
Państwowy Instytut Badawczy (Warszawa, Polska)*

**Komitet redakcyjny:**

Prof. *Andrij Boguckij* (redaktor naczelny), Lwów, Ukraina;  
Członek UAN, prof. *Petro Gozik*, Kijów, Ukraina;  
Prof. *Maria Łanczont*, Lublin, Polska;  
Prof. *Teresa Madeyska*, Warszawa, Polska;  
Prof. *Jadwiga Jełowiczowa*, Mińsk, Białoruś.

**Recenzenci:**

prof. *Jerzy Nawrocki*, Warszawa, Polska;  
prof. *Oleg Adamenko*, Iwano-Frankowsk, Ukraina;  
prof. *Georgij Rud'ko*, Kijów, Ukraina.

Redaktor techniczny *Olena Tomeniuk*, *Przemysław Mroczek*  
Okładka *Olena Tomeniuk*

Artykuły w wersjach nadesłanych przez autorów.

*Skierowano do druku  
Wydziałem Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej  
UMCS, Lublin*

*Okładka: Profil Roksolany 3. Autor O. Tomeniuk*

© Oddział Lubelski Polskiego  
Towarzystwa Geograficznego, Lublin,  
2013

ISBN 978-83-62664-27-6

*Видатним дослідникам лесів  
Володимирові Крокосу і Генрику Маруцаку  
присвячуємо*

*Wybitnym badaczom lessów  
Wołodymirowi Krokosowi i Henrykowi Maruszczakowi  
dedykujemy*





## PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

### Państwowa służba geologiczna

# PSG

#### GŁÓWNE ZADANIA:

- > Rozpoznanie budowy geologicznej kraju
- > Prowadzenie Narodowego Archiwum Geologicznego
- > Prowadzenie baz danych geologicznych
- > Sporządzanie bilansu zasobów kopalin
- > Przygotowywanie materiałów w celu przeprowadzania przetargów na udzielenie koncesji na poszukiwanie, rozpoznawanie, wydobywanie złóż węglowodorów
- > Wykonywanie prac z zakresu kartografii geologicznej
- > Prowadzenie rejestru obszarów górniczych
- > Ochrona georóżnorodności
- > Rozpoznawanie i monitorowanie zagrożeń geologicznych

### Państwowa służba hydrogeologiczna

# PSH

#### GŁÓWNE ZADANIA:

- > Ocena stanu ilościowego i jakościowego wód podziemnych
- > Rozpoznawanie i ochrona zbiorników wód podziemnych o strategicznym znaczeniu dla gospodarki wodnej kraju
- > Gromadzenie informacji o zasobach i poborze wód podziemnych
- > Ocena bieżącej sytuacji hydrogeologicznej kraju i prognozowanie jej zmian





## ПЕРЕДМОВА

XVIII українсько-польський семінар на тему “Лесовий покрив Північного Причорномор’я” у рамках українсько-польської програми “Стратиграфічна кореляція лесів і льодовикових відкладів України й Польщі” відбудеться з 8 по 13 вересня 2013 р. у с. Роксолани Одеської обл. Організаторами семінару виступила низка навчальних, наукових та виробничих установ України і Польщі. Оргкомітет висловлює сердечну подяку усім, хто долучився до організації та проведення цього семінару. Особлива вдячність тим, хто надав семінару фінансову підтримку, зокрема, Державному геологічному інституту – Державному дослідницькому інституту (м. Варшава, РП), який профінансував видання цього збірника.

Семінар присвячуємо видатним дослідникам плейстоценових лесово-грунтових серій – професорам *Володимирові Крокосу* та *Генрику Маруцаку*. Їхній внесок у вивчення лесово-грунтових серій України і Польщі важко переоцінити.

У вивченні лесово-грунтових серій, незважаючи на більш ніж столітню історію досліджень, залишається немало проблемних і невирішених питань. Це стосується стратиграфії лесово-грунтових серій, палеогеографічних умов нагромадження лесових, палеогрунтових і палеокріогенних горизонтів, кореляції стратиграфічних схем тощо. Не до кінця вирішеними залишаються питання використання даних різних методів абсолютного датування відкладів, положення границі Брюнес-Матуяма, кореляції лесових і гляціальних відкладів та багато інших.

Програма семінару передбачає пленарні і секційні засідання, на яких заплановане обговорення зазначених проблем на прикладі опорного розрізу Роксолани – одного із найпотужніших, найповніших і найскладніших розрізів лесово-грунтової серії України. Будуть презентовані результати багаторічних досліджень великої групи українських і польських науковців, головно з Інституту геологічних наук НАН України, Львівського, Гданського і університету Марії Кюрі-Склодовської, а також з багатьох інших навчальних і наукових інституцій України, Польщі, Росії, Білорусі. Окремі доповіді будуть присвячені результатам вивчення нижньопалеолітичних пам’яток району Дубоссар (Молдова) і Меджибожа (Хмельниччина), змін рослинного покриву території України у кінці пліоцену та на початку еоплейстоцену, геохронології лесової формації кватеру України, створенню палінологічної бази даних Білорусі, загальним питанням дослідження лесово-грунтової серії України і Польщі та ін.

На семінарі, окрім пленарних і секційних засідань, будуть проведені наукові екскурсії на опорні розрізи Роксолани, Курортне, Санжейка з обов’язковим обговоренням результатів попередніх досліджень, а також презентований науковий збірник “Лесовий покрив Північного Причорномор’я”. Переконані, що

вдасться продемонструвати не лише досягнення у вивченні лесово-грунтової серії, але й визначитись з актуальними напрямками подальших досліджень.

Зичимо учасникам XVIII українсько-польського семінару “Лесовий покрив Північного Причорномор’я” активних творчих дискусій і якнайповнішої реалізації поставлених перед ними завдань.

Від імені оргкомітету

*Петро Гожик,  
Андрій Богуцький,  
Марія Ланчонт,  
Станіслав Федорович*

**Володимир Іванович Крокос** – український геолог і палеонтолог, доктор геолого-мінералогічних наук (1927), професор (1927), дійсний член НТШ, один із найвидатніших дослідників лесово-грунтової серії України.

Народився 26 квітня 1889 р. у м. Одеса в родині священника. З Одесою пов'язана велика частина життя вченого: тут він закінчив Рішельєвську гімназію (1907), здобув вищу освіту в Новоросійському університеті (1912), розпочав свою наукову діяльність, працюючи на різних посадах в цьому університеті до 1922 р. З 1922 по 1926 рр. він працював на кафедрі геології та ґрунтознавства в Одеському сільськогосподарському інституті.



Володимир Крокос  
(1889–1936)

Ще в студентські роки під керівництвом відомого геолога проф. В. Ласкарева В. Крокос активно працював у полі. Цю жагу до польових робіт він зберіг упродовж усього свого життя. Коло його наукових інтересів було дуже широким. Це і ґрунтознавство, геологія, палеонтологія, гідрогеологія, гідрологія і, звичайно, різні типи плейстоценових відкладів. Для В. Крокоса дослідження плейстоценових відкладів набрало особливої ваги, коли він брав участь у ґрунтознавчих експедиціях свого вчителя проф. О. Набоких і вивчав материнські породи сучасного ґрунтоутворення. В результаті проведених робіт В. Крокос опублікував декілька праць (Крокос, 1915а, 1915б).

В січні 1922 р. після зразкових факультетських лекцій В. Крокос одержав доручення від фізико-математичного факультету Новоросійського університету викладати доцентський курс “Четвертинні поклади України”. Такі глибокі теоретичні знання і практичний досвід прискорили підвищення молодого науковця по службових сходах [2].

Серед наукових інтересів В. Крокоса вимальовується його зацікавленість лесами і викопними ґрунтами. На четверту Міжнародну ґрунтознавчу конференцію (Рим, 1924) він запропонував доповідь “Лес і фосильні ґрунти південно-західної України”, яка опублікована (Крокос, 1924).

У 1925 р. в Одеському сільськогосподарському інституті В. Крокоса перевели на посаду професора мінералогії та геології, а в 1926 р. обрали завідувачем кафедри геології та ґрунтознавства цього ж інституту. Варто

відзначити, що цю кафедру організував і очолював його вчитель проф. О. Набоких.

В 1927 р. за монографією “Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної та південної України” (Крокос, 1927) В. Крокос захистив докторську роботу. Одним із офіційних опонентів був акад. П. Тутковський, який після успішного захисту запросив В. Крокоса на роботу до Києва [3]. З 1927 р. учений завідував відділом палеонтології Інституту геології АН УРСР. Паралельно він працював професором кафедри геології і палеонтології Київського інституту народної освіти (тепер – Київський національний університет імені Тараса Шевченка), а з 1933 р. – завідувачем цією ж кафедрою і деканом геолого-географічного факультету.

Педагогічна і наукова діяльність проф. В. Крокоса під час київського етапу життя і діяльності набирає усе більшого розквіту. Він підготував низку україномовних підручників для студентів вищих навчальних закладів, зокрема “Курс палеозоології” в двох томах, активно працював у різних експедиціях, усе глибше проникає в проблеми вивчення плейстоценових відкладів, особливо лесово-грунтових серій. Серед найбільших заслуг ученого є розробка ним стратиграфії лесово-грунтових серій України (Крокос, 1927, 1934), яка фактично лягла в основу сучасної стратиграфічної схеми лесово-грунтової серії України. Схема В. Крокоса складена на основі великого, зібраного особисто, нового фактичного матеріалу (опрацьовано близько 500 розрізів – шурфів, відслонень, свердловин) [1]. Варто звернути увагу на те, що величезного значення В. Крокос надавав вивченню викопних ґрунтів (Крокос, 1931), співставляючи їх з епохами потеплінь, методам досліджень четвертинних відкладів (Крокос, 1932), іншим проблемам геології і палеогеографії плейстоцену. В багатьох з них він був першопрохідцем.

Життя В. Крокоса обірвалося в кінці листопада 1936 р. в Одесі. Поховано ученого в Києві на Старобайковому цвинтарі.

Присвячуючи Володимирові Івановичу Крокосу XVIII українсько-польський семінар “Лесовий покрив Північного Причорномор’я”, ми ще і ще підкреслюємо винятково великі заслуги великого українця, одесита, визначного дослідника лесово-грунтових серій плейстоцену, геології, палеонтології, ґрунтознавства, гідрогеології України тощо. Віримо, що наукові ідеї проф. В. Крокоса ще довго слугуватимуть українській і світовій науці.

Наводимо вибрані праці В. Крокоса, які найближче стосуються тематики нинішнього семінару:

*Крокос В. И.* Маршрутный список почвенных образцов, взятых в 1913 г. В Изюмском уезде / В. И. Крокос // Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губернии / [под рук. проф. А. И. Набоких] ; Херсон. Губ. Земство. – Одесса, 1915а. – Вып. 12. – 70 с.

*Крокос В. И.* Маршрутный список поверхностных образцов почв, собранных летом 1914 года в Тираспольском уезде Херсонской области / В. И. Крокос // Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губернии / [под рук. проф. А. И. Набоких] ; Херсон. Губ. Земство. – Одесса, 1915б. – Вып. 12. – 48 с.

*Крокос В. И.* Лес і фосильні ґрунти південно-західної України : (докл. на IV Міжнар. конф. ґрунтознавства в Римі 12–19 трав. 1924 р.) / У.С.С.Р., Н.К.З.С., СГКУ. Секція ґрунтознавства. – Х. : Друкарня-літогр. Книгоспилки, 1924. – 13 с. – Окр. відб. з журн. “Вістн. С.-Г. Науки”. – Ч. 3–4 за 1924 р., на укр. і франц. мовах.

*Крокос В. И.* Краткий очерк четвертичных отложений Украины / В. И. Крокос // Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геологии. – 1926. – Вып. 4. – С. 214–264.

*Крокос В. И.* Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної і південної України / В. И. Крокос // Матеріали дослідження ґрунтів України. Секція ґрунтознавства. – Харків, 1927. – Т. 9. – Вип. 5. – С. 1–325.

*Крокос В. И.* Палеопедологія та її значення / В. И. Крокос // Збірник пам'яті академіка П. А. Тутковського. – 1931. – Т. 1. – С. 163–166.

*Крокос В. И.* Інструкція до вивчення четвертинних покладів України / В. И. Крокос // Четвертинний період. – 1932. – Вип. 3. – С. 17–55.

*Крокос В. И.* К вопросу о номенклатуре четвертичных отложений Украины / В.И. Крокос // Доклады АН СССР. – 1934. – Т. 2. – № 8. – С. 500–506.

---

1. *Веклич М. Ф.* Палеоэтапность и стратотипы почвенных формаций верхнего кайнозоя / М. Ф. Веклич. – Киев : Наук. думка, 1982. – 208 с.

2. *Красікова О. Ю.* Науково-педагогічна діяльність професора В. И. Крокоса в освітніх закладах Одеси (1912–1927) / О. Ю. Красікова // Історія науки і біографістика : електронне наукове фахове видання. – 2012. – N 2. – Режим доступу: [http://archive.nbuv.gov.ua/e-journals/INB/2012-2/12\\_krasikova.pdf](http://archive.nbuv.gov.ua/e-journals/INB/2012-2/12_krasikova.pdf)

3. *Красікова О. Ю.* З історії Київського інституту народної освіти – постать професора Володимира Крокоса // Гілея : науковий збірник. – К., 2012. – Вип. 67. – Режим доступу: [http://archive.nbuv.gov.ua/portal/soc\\_gum/Gileya/2012\\_67/Gileya67/I30\\_doc.pdf](http://archive.nbuv.gov.ua/portal/soc_gum/Gileya/2012_67/Gileya67/I30_doc.pdf)

*Андрій Богоцький,  
Петро Гожик,  
Олена Томенюк*

Rozpoznanie lessów w rejonie przyczarnomorskim nie stanowiło dotychczas polskiej specyfiki badawczej. W minionym wieku duży wkład w badania tego typu miał Prof. **Henryk Maruszczak**, który wielokrotnie uczestniczył zarówno w badaniach terenowych, jak też był uczestnikiem sesji terenowych realizowanych w rejonie Odessy. Obszar ten to część tzw. strefy lessów perymedyterańskich wydzielonych przez Profesora obok peryglacialnych (dominujących w Europie Zachodniej) i perydesertycznych (powszechnych w Azji). Strefy te wydzielił H. Maruszczak częściowo właśnie w oparciu o własne bezpośrednie spostrzeżenia zdobyte podczas wyjazdów w rejon ukraińskiej części wybrzeża Morza Czarnego.



Henryk Maruszczak

Prof. dr Henryk Maruszczak zmarł w dniu 12 października 2012 r., w wieku 90 lat. Uznać Go należy za jednego z najwybitniejszych polskich geografów i geomorfologów. Jego dorobek pozwala także na zaliczenie go do europejskiego grona wybitnych badaczy lessów jak i uznać Go za jednego z twórców polskiej szkoły badań osadów tego typu.

Profesor H. Maruszczak całe swoje życie zawodowe i twórcze związał z Uniwersytetem Marii Curie-Skłodowskiej

w Lublinie. Tu ukończył studia geograficzne. Był jednym z pierwszych absolwentów tej uczelni. Tu pracował (jeszcze jako student) od 1946 r. aż do przejścia na emeryturę w 1993 roku, przechodząc wszystkie szczeble awansu zawodowego i naukowego. Pełnił również przez funkcje administracyjne. Przez wiele lat kierował Zakładem Geografii Fizycznej. Był prodziekanem Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi (1958–1960) i dyrektorem Instytutu Nauk o Ziemi (1972–1978).

Zainteresowania naukowe Profesora Maruszczaka od początku jego kariery naukowej ewoluowały, a właściwie rozszerzały się z upływem czasu o kolejne pola badawcze – od geografii społeczno-ekonomicznej poprzez geografie regionalną i historyczną, geografie fizyczną, paleogeografię i geomorfologię, aż po geoarcheologię i historię geografii. W każdej z tych dziedzin geograficznych pozostawił wymierny, ceniony do dzisiaj i wielokrotnie przywoływany, dorobek publikacyjny. W większości przypadków były to (niezależnie od objętości) dzieła oryginalne, pionierskie, wyznaczające nowe kierunki badań dla kolejnych pokoleń geografów.

Szczególne miejsce w jego badaniach naukowych odgrywała problematyka lessowa. Interesował się zarówno litologią, stratygrafią i typologią lessów, zagadnieniami lessowej morfogenezy, jak i metodyką badań terenowych i laboratoryjnych tych osadów. Wypracowany przez Niego schemat stratygrafii lessów polskich i ich korelacji z krajami sąsiednimi jest podstawą współczesnych badań lessu.

Był inicjatorem i redaktorem dwutomowego opracowania monograficznego *“Podstawowe profile lessów w Polsce”* (tom I – 1991, tom II – 2001), będącego swoistym kompendium wiedzy na temat 72 stanowisk lessowych z obszaru Polski, dokumentujących reprezentatywne sekwencje lessowo-glebowe dla tej części Europy Środkowej. Zbiór ten jest podsumowaniem kilkudziesięcioletnich badań, głównie nad stratygrafią i wydźwiękiem paleogeograficznym, polskich pokryw lessowych. Zaznaczyć należy, że oba tomy poprzedzone są obszernymi artykułami wprowadzającymi Prof. Henryka Maruszczaka na temat lito- i pedostratygrafii lessów polskich, podsumowującymi w istocie aktualny stan badań nad ich wieloaspektowym wykształceniem. Oba tomy redagowanych przez H. Maruszczaka *“Podstawowych profili...”* są postrzegane, nie bez podstaw, jako skarbnica wiedzy na temat pokryw lessowych w Polsce. Współczesne rozpoznanie rozmieszczenia pokryw lessowych na tym obszarze zasadniczo jest wierne z tym, które kilkadziesiąt lat temu przedstawił Prof. H. Maruszczak, zaś nazwane przez niego regiony lessowe są powszechnie uznawane za obowiązujące. Wyraźnie widoczny jest tu również bezpośredni wkład redaktora – Prof. H. Maruszczaka – w ujednoczenie, a jednocześnie doprecyzowanie korelacji lito- i pedostratygraficznej lessów polskich w nawiązaniu do europejskiej strefy peryglacialnej, jak też globalnej stratygrafii plejstocenu.

Dopełnieniem wybitnie “lessowych” zainteresowań naukowych Prof. H. Maruszczaka, są publikacje dotyczące uściślenia genezy lessów i w konsekwencji doprecyzowania definicji utworów lessowych oraz rozróżnienia ich od tzw. osadów lessopodobnych. Jego badania dotyczyły przede wszystkim litostratygrafii lessów. W tym nurcie zainteresowań mieści się opracowanie strefowego zróżnicowania utworów lessowych na półkuli wschodniej, z wydzieleniem typów głównych – lessów perydesertycznych, peryglacialnych i perymedytterrańskich. Prof. Henryk Maruszczak jest autorem kilku (publikowanych cyklicznie wraz z rozwojem wiedzy autora) schematów stratygraficznych lessów polskich. Z czasem zostały one rozbudowane o inne kryteria, różnicujące różnowiekowe pokrywy lessowe, w tym zwłaszcza o kryteria mineralogiczne, paleopedologiczne oraz datowania termoluminescencyjne. Znaczącym “lessowym” wątkiem zainteresowań badawczych Prof. H. Maruszczaka są zagadnienia związane z morfogenezą lessową. Badania te realizował on najpierw na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu, a następnie poszerzył ich analizę na inne regiony lessowe Polski i Europy Środkowej. Jego pierwsze publikacje, warte szczególnego zacytowania, dotyczą wykształcenia stoków nadbudowanych pokrywami lessowymi (odziedziczona peryglacialna asymetria) i wierzchowin z nadbudową lessową (falistość rzeźby i bogactwo peryglacialnie uwarunkowanych zagłębień bezodpływowych typu “wymoków”). Swoistym podsumowaniem wieloletnich zainteresowań Prof. H. Maruszczaka problematyką lessową jest korelacja lessów polskich z lessami krajów ościennych oraz sprecyzowanie cykliczności akumulacji lessów z globalnymi zdarzeniami paleogeograficznymi. Jego korelacje dotyczyły Europy Środkowej, ze szczególnym uwzględnieniem sąsiadów Polski: Ukrainy, Rosji i Niemiec. Z kolei globalne rekonstrukcje paleogeograficzne sprowadzały się przede wszystkim do korelacji zdarzeń o różnej randze stratygraficznej zapisanych w lessach Polski oraz osadach głębokomorskich i rdzeniach lodowych.

Prof. H. Maruszczak był inicjatorem i koordynatorem międzynarodowej współpracy Komitetu Badań Czwartorzędu PAN z Komisją Badań Okresu Czwartorzędowego Ukraińskiej Akademii Nauk w Kijowie; organizował lub współorganizował 7 seminariów terenowych w zakresie korelacji lessów i utworów glacialnych Polski SE i Ukrainy NW (3 seminaria w Polsce i 4 na Ukrainie).

Prof. H. Maruszczak był członkiem Komitetu Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk (1974–1982), członkiem Komitetu Badań Czwartorzędu (1964–2006) oraz był pomysłodawcą i przewodniczącym Komisji Lessu tego Komitetu. Był członkiem rzeczywistym Komisji Lessu INQUA (1982–1995) i koordynatorem grupy roboczej “Europa” tejże Komisji. W uznaniu zasług naukowych, redakcyjnych i organizacyjnych INQUA nadała Profesorowi Maruszczakowi tytuł honorowego członka tej organizacji.

Profesor Maruszczak był ideałem sumienności naukowej i pasji badawczej, człowiekiem bezkompromisowym i odważnym w wyrażaniu swoich opinii. Był człowiekiem o szerokich horyzontach, ogromnym autorytecie naukowym i moralnym, niespożytej energii twórczej, zacięciu w tworzeniu nowych koncepcji badawczych. Jego zaangażowanie w prace terenowe, które zawsze uważał za kluczowe w pracy geografa, aktywność na ogólnopolskim forum naukowym, udział w konferencjach – budziły podziw i szacunek. Był niekwestionowanym autorytetem i wzorem naukowca.

*Maria Łanczont,  
Przemysław Mroczek*



УДК 56+550.93:551.791](477.74)

## ДО ПИТАННЯ ВИВЧЕННЯ РОЗРІЗУ РОКСОЛАНИ

Петро Гожик

*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. О. Гончара, 55<sup>б</sup>, 01054, м. Київ, Україна*

Розріз лесів і похованих ґрунтів біля с. Роксолани привертає до себе останнім часом все більшу увагу дослідників, свідченням чого є публікація низки статей в закордонних виданнях. Інтерес до розрізу продиктований його унікальністю, яка проявляється в надзвичайно потужних лесових горизонтах, наявності серії похованих ґрунтів, неоднозначній інтерпретації палеомагнітних, палеопедологічних, фауністичних даних та визначень віку радіо вуглецевим і термолюмінесцентним методами. Розбіжності настільки значні, що потребують усестороннього аналізу наявних даних, чому і присвячений черговий українсько-польський симпозіум.

Однак, перш ніж приступити до розгляду матеріалу, отриманого впродовж останніх двох років, доречно коротко зупинитись на передісторії вивчення лесових відкладів України. Їх вивчають понад століття і, природно, їм присвячено велику кількість публікацій. Їхній аналіз – справа окремої роботи, ми ж зупинимось на головних, визначальних публікаціях по стратиграфічному розчленуванні лесової формації. Перша спроба розчленування лесової товщі виконана О. Набоких (1915), який виділив три горизонти лесів, розділених двома похованими ґрунтами. Співставлення їх з етапністю кліматичних змін, зокрема зледеніннями і міжльодовиків'ями, було суперечливим. Горизонти лесів співставляли з міжльодовиків'ями такі знакові постаті в геологічній науці, як В. Ласкарев та Г. Мірчинк. Д. Соболев уважав, що вони утворились у часи зледенінь. Його аргументація базувалась на факті заміщення дніпровської морени в перигляціальній зоні горизонтом однойменного лесу.

Визначальними ж у цій дискусії були дослідження В. Крокоса (1926, 1927), який запропонував схему розчленування і кореляції лесової товщі України. Ним виділено 5 горизонтів лесів (бузький, удайський, дніпровський, тилігульський, сульський), розділених похованими ґрунтами (удайсько-бузьким, дніпровсько-удайським, тилігульсько-дніпровським, сульсько-тилігульським). Це була перша в Європі схема розчленування лесової формації, яка швидко ввійшла в практику геологічних досліджень в Україні. Досліджуючи положення морени дніпровського зледеніння в розрізах лесів Середнього Придніпров'я, він прийшов до висновку, що формування дніпровського лесу відбувалось в другій половині трансгресивної фази, стаціонарного положення краю льодовика і першій половині його деградації. Таким чином, він однозначно співставляв утворення лесів з епохами зледенінь, зокрема в Альпах, а похованих ґрунтів з міжльодовиків'ями.

Г. Лунгерсгаузен (1934) виділив ще один горизонт лесу – орельський, який залягає під дніпровським лесом і над тилігульсько-дніпровським похованим ґрунтом.

О. Москвітін у своїй роботі по Прилуцькому району описав ґрунтові утворення над льодовиковими відкладами дніпровського зледеніння, які М. Веклич (1965, 1968) співставив з кайдацьким похованим ґрунтом.

Широкий розмах геолого-зйомочних робіт в післявоєнні роки, виконання тематичних досліджень в зв'язку із проблемами зрошення півдня України, сприяли більш ґрунтовному вивченню лесової формації, що знайшло відображення в запропонованій М. Векличем стратиграфічній схемі, опублікованій в 1965 р. в журналі “Советская геология”. В ній збереглися горизонти лесів В. Крокоса і виділені додатково нові (приазовський, тясминський, причорноморський), а також нові поховані ґрунти (дофінівський, кайдацький, потягайлівський) в плейстоцені і еоплейстоцені (широкінський, крижанівський). Крім цього ним дані назви похованим ґрунтам В. Крокоса (за назвою населеного пункту біля якого вони найбільш повно представлені). Виділені М.Ф. Векличем горизонти лесів і похованих ґрунтів досліджувались на опорних розрізах комплексом методів в кожному регіоні, що слугувало прийняттю схеми для геолого-зйомочних робіт.

В 1972 р. А. Величко і Т. Морозова опублікували зведену схему стратиграфічних горизонтів лесової товщі Руської рівнини. В ній виділили три горизонти лесів в пізньому плейстоцені (лес I, лес II, лес III), брянський похований ґрунт, мезинський комплекс, дніпровський лес і чотири додніпровських ґрунти, розділених лесами, причому третій додніпровський співставлений зі “скіфськими глинами”. В схемі 1975 р. А. Величко значно деталізує попередню схему і надає назви горизонтам лесів: алтинівський – лес III; деснінський – лес II; хотильовський – лес I; дніпровський, оржицький, хорольський, токмакський. Горизонт оглеєння (схема 1972 р.) названо трубчевським ґрунтом, мезинський комплекс розділено на дві фази – салинську і крутицьку, перший додніпровський ґрунт названо роменським, другий додніпровський – сенжарським (з двома фазами). Границя палеомагнітних епох Брюнес-Матуяма проведена в основі хорольського лесу. В наступній схемі (1984) суттєво деталізовано розчленування середньо- і нижньоплейстоценової товщі лесів виділенням у кожній ланці по три похованих ґрунти міжльодовикового статусу.

Стратиграфічну схему лесово-ґрунтової формації Волино-Поділля, Передкарпаття розробив А. Богуцький. Разом зі співробітниками він опрацював комплексом методів низку опорних розрізів (Бояничі, Коршів, Горохів, Рівне, Галич та ін.), що дало змогу детально розчленувати лесову серію і співставити виділені горизонти з такими інших регіональних схем. В епосі Брюнес виділено сім ґрунтових комплексів розділених лесами: дубнівський, горохівський, коршівський, луцький, сокальський, солотвин і загвіздя. Границя епох Брюнес-Матуяма встановлена під ґрунтовим комплексом загвіздя.

Не можна в цьому екскурсі не згадати про детальні палінологічні дослідження виконані Н. Боліховською (1995) на Чернігівщині і Середньому Дністрі. Дотримуючись схеми А. Величко вона зробила низку уточнень і висновків щодо кореляції лесів та похованих ґрунтів. Перш за все, детальний аналіз показав, що брянський ґрунт в Араповичах має складну будову і охоплює три міжстадіали, розділених похолоданнями. Радіовуглецеві дати в 24 тис. років

відносяться до останнього міжстадіалу. Міжстадіал між деснінським (бузьким) і алтинівським (причорноморським) горизонтами лесів співставлено з плюським міжстадіалом (16,5–15 тис. років). Дофінівський і витачівський ґрунти Н. Боліховська вважає одновіковими, в протипагу В. Гричуку (1989), який дофінівський ґрунт співставляв з трубчевським, а хотильовський, деснінський і алтинівський лесові горизонти з удайським, бузьким і причорноморським. Лубенський ґрунтовий комплекс Н. Боліховська співставляє не з воронським ґрунтом, а з ліхвінським (інжавінським).

В 2010 р. Ж. Матвіїшина, Н. Герасименко, В. Передерій та ін. опублікували працю, в якій навели аналіз матеріалів комплексного вивчення лесово-ґрунтової формації України. Дотримуючись схеми М. Веклича, автори деталізували виділені палеогеографічні етапи лесо- і ґрунтоутворення і скорелювали зі стратонами суміжних територій та ізотопно-кисневою шкалою. В запропонованій схемі тясминський горизонт співставляється із 5d ІКС, а кайдацький – 5е, дніпровський горизонт – 6 ІКС. Завадівський горизонт об'єднує два міжльодовиків'я: нижньозавадівсько-ліхвінське (гольштейн), а верхньозавадівсько-чекалінське (рейсдорф). Потягайлівський горизонт скорельовано з роменським ґрунтом. Лубенський та мартоносський ґрунтові комплекси також об'єднують по два міжльодовиків'я. Перший співставляється з мучкапським горизонтом, другий – ільїнським. Границя палеомагнітних епох Брюнес-Матуяма проведена в основі мартоносського комплексу. Екскурс Харамильо встановлений у відкладах середньоширокинського підетапу.

Аналіз запропонованих стратиграфічних схем, з врахуванням етапності розвитку природи, глобальних кліматичних змін дозволяє розглянути схему кореляції горизонтів в слідкуючій інтерпретації.

Причорноморський лес відповідає лужській стадії пізньовалдайського зледеніння та алтинівському лесу. Похований ґрунт у середині горизонту може співставлятись з потепліннями белінг, алерд.

Дофінівський ґрунт не визнається низкою дослідників, оскільки за датою радіовуглецевого дослідження (Dodonov et al., 2006) відповідає витачівському ґрунту. Можливий варіант – співставлення з плюським (уланським) інтервалом та трубчевським ґрунтом.

Бузький лес відповідає осташківській стадії пізньовалдайського зледеніння, деснінському лесу і верхньому горизонту верхньоплейстоценових лесів.

Витачівський ґрунтовий комплекс охоплює три міжстадіали брянського комплексу і відповідає дубнівському ґрунту, хенгело-гунеборг і денекамп західноєвропейської шкали.

Удайський горизонт лесів відповідає калінінському зледенінню, хотильовському лесу і нижньому горизонту верхньоплейстоценових лесів.

Прилуцький ґрунтовий комплекс розглядається в одних роботах одновіковим з микулинським (еемським), горохівським горизонтами, в інших як міжстадіали раннього валдаю (брьоруп, амерсфорт, одераде), крутицькою фазою мезинського комплексу.

Питання самостійності тясминського горизонту вимагає окремого дослідження. При цьому заслуговує на увагу факти наявності в окремих опорних розрізах трьох прилуцьких і трьох кайдацьких ґрунтів, розділених тясминським лесом (потужністю від 1 до 2,5 м), термомюнісцентного датування лесу та московської і дніпровської морени (Рычагов, Антонов, Судакова, 2011).

Крім цього, залишається незрозумілим місце в схемі середньоплейстоценового міжстадіалу, коршівського ґрунтового комплексу, 7 ІКС і шкловського міжльодовиків'я. На сьогоднішній день тясминський горизонт лесів співставляється одними дослідниками з московською стадією дніпровського зледеніння (6 ІКС), іншими – з 5d ІКС, тобто стадією микулинського міжльодовиків'я.

Кайдацький ґрунтовий комплекс відноситься Н. Боліховською, Н. Герасименко до микулинського міжльодовиків'я (5e ІКС). Інші дослідники співставляють його з 7 ІКС, коршівським ґрунтовим комплексом, шкловським міжльодовиків'ям.

Дніпровський горизонт лесу відповідає дніпровській стадії однойменного зледеніння (8 ІКС), нижньому горизонту середньоплейстоценових лесів Волино-Поділля. На думку інших дослідників, горизонт відповідає 6 ІКС.

Потягайлівський ґрунт найбільш ймовірно корелятний черепетьєвському міжльодовиків'ю (Н. Боліховська), роменському, луцькому похованим ґрунтам.

Орельський горизонт лесу співставляється з орчикським лесом.

Завадівський ґрунтовий комплекс охоплює два міжльодовиків'я розділених похолоданням: нижньозавадівський ґрунт – ліхвінське міжльодовиків'я, сокальський ґрунт 11 ІКС (гольштейн), інжавінський ґрунт; верхньозавадівський ґрунт – каменський ґрунт (рейсдорф).

Тилігульський горизонт лесу співставляється з окським зледенінням 12 ІКС, коростильовським лесом, ельстер I, верхнім горизонтом нижньоплейстоценових лесів Волино-Поділля.

Лубенський ґрунтовий комплекс чітко поділяється проверстком лесу на два ґрунти: нижньолубенський 15 ІКС, верхньолубенський 13 ІКС, проверсток лесу 14 ІКС. Співставляється з комплексом солотвин, мучкапським горизонтом, біловезьким міжльодовиків'ям, сокальським, воронським ґрунтами.

Сульський горизонт лесу відповідає донському зледенінню, 16 ІКС, донському горизонту лесу.

Мартоносський ґрунтовий комплекс представлений нижньомартоносським ґрунтом (19 ІКС), середньомартоносським лесовидним суглинком (18 ІКС) і верхньомартоносським ґрунтом (17 ІКС). Співставляється з нижньо- і верхньоільїнськими горизонтами, комплексом загвіздя, ржаксинським комплексом. Границя палеомагнітних епох Брюнес-Матуяма проводиться в підшві нижньомартоносського і нижньоільїнського ґрунтів та комплексу загвіздя.

Приазовський горизонт лесу (20 ІКС) є найдавнішим лесом на Україні і відноситься до верхів еоплейстоцену.

Широкінський ґрунтовий комплекс: верхньоширокінський ґрунт – 21–25 ІКС, середньоширокінський – 26–30 ІКС і нижньоширокінський – 31–37 ІКС. Екскурс Харамільо встановлений у середньоширокінських відкладах, приблизно в 26–28 ІКС. Глини, суглинки, які залягають під широкінським ґрунтовим комплексом, відносять до іллічівського горизонту, який корелює з похолоданням менап – 40–41 стадії. Його нижня межа 1,3 млн років.

Крижанівський ґрунтовий комплекс з двома субтропічними ґрунтами віднесено до потепління вааль. Нижня границя крижанівського комплексу визначається за комплексом методів у 1,54 млн років.

Нижче нього М. Веклич виділив березанський комплекс піщано-глинистих порід, в основі якого встановлено екскурс Олдувей, а також виявлені прісноводні

молюски верхнього куяльника Одеського району та дрібні ссавці одеського фауністичного комплексу (А. Шевченко). Відклади березанського горизонту підстелюються куяльницькими морськими відкладами.

Лесова формація у Причорномор'ї вивчена достатньо детально, завдяки проведеній геологічній зйомці двохсоттисячного масштабу і крупномасштабної зйомки території зрошувальних систем. Зйомка здійснювалась за стратиграфічною схемою М. Веклича та Уніфікованою схемою 1993 р. Нижня границя четвертинної системи в ній проводиться в підшві березанського горизонту, який співставляється з верхнім куяльником р-ну Одеси і схарактеризований верхньокуяльницькими прісноводними молюсками та дрібними ссавцями одеського фауністичного комплексу корелятивного ногайському фауністичному комплексу.

Стратиграфічно вище розміщуються відклади крижанівського, іллічівського, широкінського та приазовського горизонтів. Останній представлений малопотужним лесом, перекритий мартоносським горизонтом, в складі якого, як правило, приймають участь два червоно-бурі ґрунти, іноді розділені проверстком лесовидного суглинку.

Аналіз наявного матеріалу дає підстави співставити березанський горизонт з ебуроном, крижанівський з ваалем, іллічівський з менепом, а широкінський з бавелем. В середині широкінського горизонту зафіксований екскурс Харамільо, в підшві мартоносського – границя палеомагнітних епох Брюнес-Матуяма. Серед інших екскурсів найбільш стабільно виділяється екскурс оберненої полярності в дніпровському лесі (як і в дніпровському комплексі розрізу Лихвін, морені дніпровського зледеніння та над- і підморенному лесі). В низці розрізів екскурси встановлені у відкладах прилуцького (Блейк) та завадівського (очевидно, Емперіор) горизонтах.

Визначення абсолютного віку здійснювалось радіовуглецевим та термолюмінесцентним методами. Датування радіовуглецевим методом лесів і похованих ґрунтів Причорномор'я виконувалось різними лабораторіями, однак більшість дат отримано від Київської радіовуглецевої лабораторії.

Проведено аналіз верхньонеоплейстоценових лесів та похованих ґрунтів з опорних розрізів Приморське, Роксолани, Санжейка та Станіслав (рис. 1). Отримано такі результати (рис. 2), тис. років: причорноморський лес –  $11,9 \pm 0,14$  –  $12,6 \pm 0,25$ ; ґрунт в середині причорноморського лесу –  $8,9 \pm 0,14$ ,  $11,1 \pm 0,14$ ,  $11,4 \pm 0,12$ ; дофінівський ґрунт –  $14,0 \pm 0,17$ ,  $15,3 \pm 0,17$ ,  $17,1 \pm 0,15$ ,  $16,3 \pm 0,3$ ,  $13,7 \pm 0,23$ ; бузький лес –  $21,3 \pm 0,3$ ,  $16,3 \pm 0,23$ ,  $25,1 \pm 0,21$ ;  $26,1 \pm 0,39$ ,  $>39,6$ ; витачівський ґрунт –  $34,1 \pm 2,0$ ,  $36,4 \pm 0,27$ ; удайський лес –  $45,1 \pm 3,5$ ,  $>42,0$ ,  $>50$ .

Окремо необхідно зупинитись на розрізі Роксолани. В 1975 р. під час підготовки до міжнародного симпозіуму продатовано (ка): причорноморський лес –  $9,8 \pm 0,17$ ,  $11,0 \pm 0,2$ ; похований ґрунт в причорноморському лесі –  $10,0 \pm 0,2$ ; дофінівський ґрунт –  $11,5 \pm 0,4$ ,  $13,7 \pm 0,8$ ; бузький лес –  $16,1 \pm 1,9$ ,  $25,0 \pm 2,4$ ; витачівський ґрунт –  $30,3 \pm 2,1$ ; удайський лес  $>42,0$ ,  $>50$ . Повторні аналізи в 2003–2004 рр. виявили великі розбіжності в датах. Так, по дофінівському ґрунту отримано 5 дат:  $16,9 \pm 1,1$ ,  $23,4 \pm 2,5$ ,  $16,9 \pm 1,1$ ,  $24,1 \pm 2$  і  $14,2 \pm 1$ . Проби відбирали з тієї ж самої стінки, що і в 1975 р. Згодом А. Додонов та ін. (2006) для ґрунту, який був нами віднесений до причорноморського, отримали дату в  $26,7 \pm 2,4$  і скорелювали його з брянським ґрунтом. Відповідно нижчезалягаючий ґрунтовий комплекс віднесено до мезинського комплексу. При такій інтерпретації у розрізі

немає місця для бузького горизонту лесу, максимального за потужністю і, природно, дофінівському ґрунту.

Проблема виникає і під час кореляції похованих ґрунтів, що залягають на алювії. В алювії виявлені рештки ссавців пізньотаманського фауністичного комплексу. Якщо прийняти інтерпретацію співставлення верхнього ґрунту з брянським, тоді ґрунти на алювії тераси мають відноситись до широкінського і крижанівського горизонтів, що суперечить віку алювію.

Ще однією особливістю лесового розрізу Роксолани є наявність проверстки вулканічного попелу в верхньому потужному лесовому горизонті.



Рис. 1. Опорні розрізи лесової формації Причорномор'я

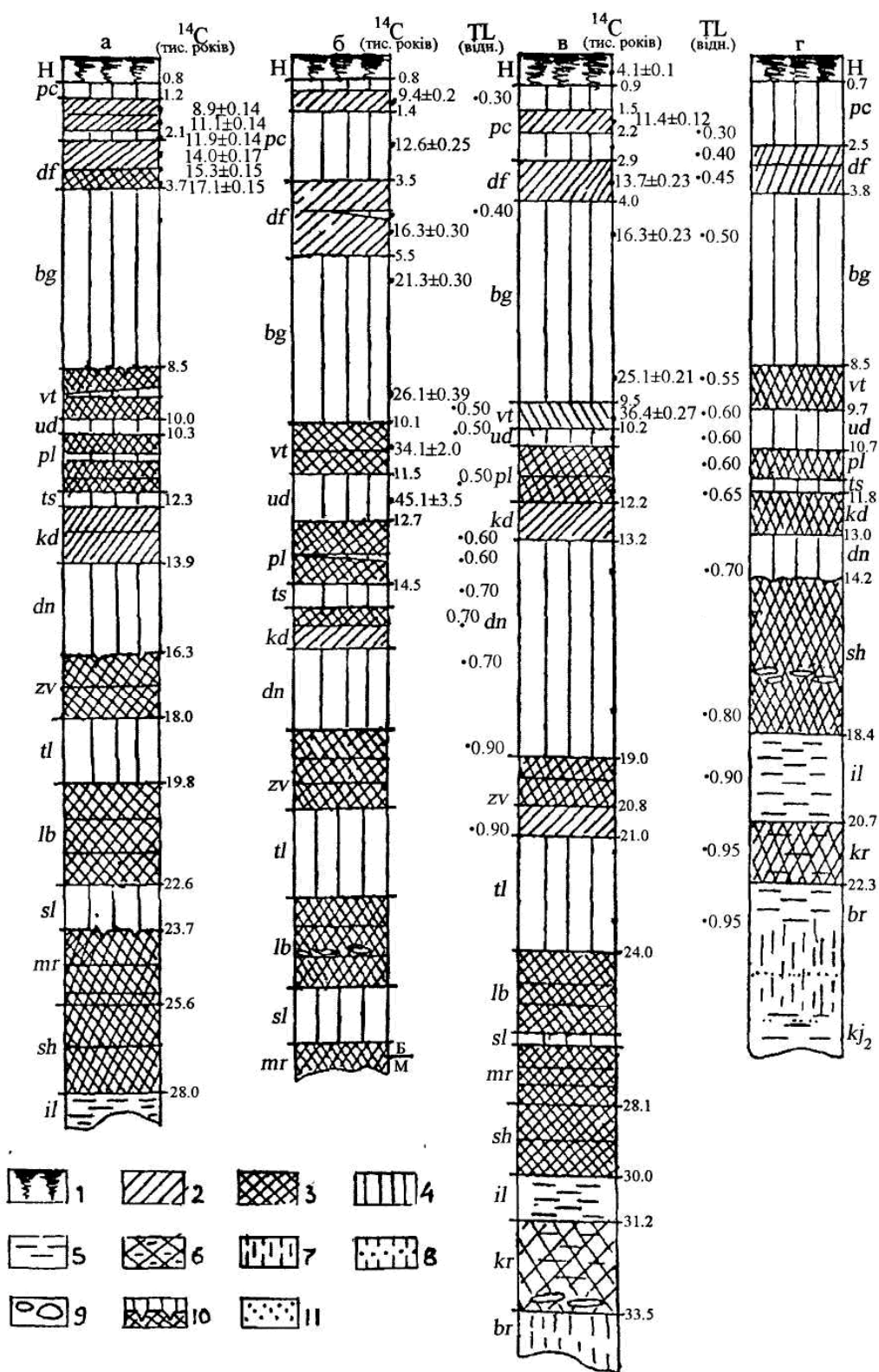


Рис. 2. Геологічні розрізи лесово-грунтової формації Причорномор'я  
(а – Санжейка, б – Приморське, в – Станіслав, г – Крижанівка):

1 – сучасний ґрунт; 2 – чорноземовидні ґрунти; 3 – бурі, коричнево-бурі, червонувато-бурі ґрунти; 4 – леси; 5 – глини; 6 – червоно-бурі, глинисті ґрунти; 7 – супіски; 8 – супіски з провертками пісків; 9 – масивні карбонатні конкреції; 10 – клини, тріщини в покрівлі похованих ґрунтів; 11 – піски.

Знахідки вулканічного попелу неодноразово відмічали дослідники в лесових породах Східно-Європейської рівнини (Цеховський, Муравйов, Бабушкін, 1998). Переважна більшість знахідок приурочені до верхньонеоплейстоценових лесів, в усякому разі це стосується Воронежської, Харківської, Донецької і Луганської областей. На думку П. Луцького, перевірки вулканічного попелу виявлені у лесах бузького горизонту (пізній в юрм), рідше середнього вюрму. В розрізі Костенки (верхів'я Дону) попел залягає між двома похованими ґрунтами, вік яких за радіовуглецевим методом становить: верхньою –  $30080 \pm 590$ , нижньою –  $32280 \pm 650$ . Вюрмом датував накопичення вулканічного попелу біля с. Джурджулешт В. Карлов (1957). Близькі за умовами залягання знахідки біля м. Кишинів, Софіївка (Нижній Дніпро) та Дніпропетровська. Вулканічний попел біля с. Краснокутське (басейн Мерефи) залягає в лесовій товщі на глибині 3,2–3,9 м (Романов, 1959) і, природно, не міг бути давнішим верхнього неоплейстоцену. Нижня границя перевірки попелу різка і нерівна, верхня – не чітка. На глибині 4 м (тобто під попелом) були виявлені кістки *Equus equus*. Колагеновий аналіз показав індекси прокалювання 281 і 292, що, на думку І. Підоплічка, може відноситись до кінця вюрму I та початку вюрму II. За хімічним складом попел близький до попелу виявленого біля Дніпропетровська і відноситься до нормального складу андезито-дацитових лав з переходом до липарито-дацитових. Перерахунок результатів хіманалізів за формулами Ф. Левінсон-Лессінга і П. Нігглі показав, що за хімічним складом попел відповідає трахітовій магмі (Романов, 1959) і може бути принесеним із Закавказзя або Малої Азії при виверженні одного із вулканів Головного Кавказького хребта. Однак трековий аналіз показав, що попел із лесу біля с. Роксолани має вік більше 12 млн років, а це значить, що його поява у верхах лесової товщі півдня України і Молдови має еолове походження, внаслідок захвату попелу давнього виверження пиловими бурями. Однозначно також можна говорити про вік перевірок попелу (як продукту сильної пилової бурі) – кінець середнього, а ймовірніше – пізнього неоплейстоцену.

#### **Короткий нарис історії вивчення розрізу Роксолани**

Вперше згадка про розріз Роксолани наводиться в монографії А. Чепалиги (1967). В базальному горизонті алювію виділеної ним VII (кіцканської) тераси біля с. Роксолани він виявив черепашки *Potomida sublitoralis* Tschep., *Unio* (*Pseudosturia*) *caudata* Bog., *Unio* (*Crassunio*) *crassoides* Tschep., *Viviparus achatinoides* Desh., *Sphaerium rivicola* Leach., *Fagotia acicularis* Fer., *Lithoglyphus* sp., *Valvata* sp. і відніс алювію до верхнього еоплейстоцену (верхам верхнього пліоцену), можливо, верхам апшерона. Опис лесової товщі в роботі відсутній.

В алювії VII тераси в різних пунктах виявлені рештки *Archidiscodon meridionalis tamanensis*, типового представника пізньотаманського комплексу.

В 1970 р. вийшов збірник доповідей VIII Міжнародної конференції по постійному магнітному полі та палеомагнетизму, в якому опубліковано дві статті з результатами палеомагнітних досліджень розрізу лесової серії терас Дністра. Г. Поспелова і З. Гнибіденко по результатах палеомагнітних досліджень дійшли висновку, що алювії V (колкотовської) тераси і відповідні їм субаеральні відклади мають пряму полярність (епоха Брюнес), а суглинки корелятні алювію VI (михайлівської) тераси – обернену. Відповідно, алювії VII тераси також знаходиться в епі Матуяма. В статті М. Певзнера границя епох Брюнес-Матуяма проводиться по відкладах, дещо молодших від алювію VI тераси, а в розрізі Роксолани вона показана в середині ґрунту, який відповідає алювію



V тераси. Але на наведеному рисунку нижче цієї границі зазначено ще низку ґрунтових відкладів. Зазначений рисунок приводиться в роботі “Плейстоцен Тирасполя” і в спільній з А. Чепалигою статті (1970). Щоправда, в статті зазначено, що на алювії в розрізі Роксолани лежить потужна товща покривних суглинків із трьома нижніми похованими ґрунтами, з яких два нижніх розщеплюються на чотири ґрунти, а по літералі знову зливаються в два. Це свідчить про те, що нормального опису відслонення не проводилось.

В 1972 р. М. Веклич та Н. Сіренко опублікували стратиграфічну схему лесової формації Нижнього Придністер'я і берегів Дністровського лиману (табл.), в якій подали характеристику горизонтів лесів та похованих ґрунтів. Ця схема використана під час першого опису відслонення у ході підготовки до VIII Міжнародного симпозіуму по лесових породах, опублікованого в Путівнику до симпозіуму (Гожик, Чугунный и др., 1976). Окрім опису відслонення, в Путівнику наведені дані про гранулометрію, мінералогічний склад, датування радіовуглецевим і термолюмінесцентним методами, результати палеомагнітних досліджень. Горизонти лесів і похованих ґрунтів ідентифіковані за схемою М. Веклича, чому в значній мірі сприяли дані по визначенню абсолютного віку верхніх ґрунтів радіовуглецевим методом, палеомагнітних досліджень та залягання в основі розрізу алювію з рештками пізньютаманської фауни.

Ю. Баландін (1982) повторив опис розрізу, наведений в путівнику, але додав геологічний профіль від Роксолан до долини р. Барабой (рис. 3). Ці ж дані опубліковані в Путівнику екскурсії конгресу INQUA (1982). Профіль цікавий тим, що засвідчує поширення більшості лесових і ґрунтових горизонтів у межах Дністерсько-Барабойського межиріччя, яке в районі Роксолан представляє VII терасу (Чепалига, 1967). Від найвищої точки межиріччя лесово-ґрунтові горизонти знижуються як в сторону Дністра, так і Барабоя, що характерно в першу чергу для верхньої частини розрізу (рис. 3). Особливий інтерес представляє св. 95, яка пройшла складнопобудований комплекс відкладів з трьома похованими ґрунтами, розділених товщею піску і двома проверстками лесу. Наявність піску та різке збільшення потужності цього комплексу, який в сторону Дністра і Барабоя різко звужується і далі представлений одним (?) похованим ґрунтовим комплексом, свідчить про надзвичайно високі швидкості накопичення матеріалу на припіднятій ділянці межиріччя. З огляду на великі потужності двох горизонтів лесів (які ідентифіковані як бузький і удайський горизонти), наявність зазначеного вище складного комплексу з товщею піску дозволяє припустити про особливі умови осадконакопичення. Найімовірніше, що час їхнього утворення співпадає з великими регресіями Чорного моря, коли транспортований Дністром (в попередні епохи) на шельф теригенний і біогенний матеріали переносився південно-західними вітрами на Дністерсько-Барабойське межиріччя.

Публікація результатів досліджень розрізу лесової товщі біля с. Роксолани в Путівнику до Конгресу INQUA (1982) сприяла активізації досліджень його будови і, особливо, палеомагнітної характеристики.

Таблиця  
Стратиграфічна схема лесової формації Нижнього Придністер'я  
(Веклич, Сиренко, 1972; Веклич, Сиренко, Матвишина и др., 1993)

Система	Розділ	Ланка	Горизонт	Характеристика горизонтів	
ЧЕТВЕРТИНА	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	верхня	Голоценовий (H)	Чорноземи південні, звичайні	
			Причорноморський (рс)	Лес бурувато-палевий, малопотужний; сірувато-бурий ґрунт; лес сірувато-жовтий, малопотужний	
			Дофінівський (df)	Ґрунти: верхній – бурий, світло-бурий; середній – чорнозем; нижній – червонувато-бурий	
			Бузький (bg)	Леси: палеві, жовтувато-палеві, потужні	
			Витачівський (vt)	Ґрунти: верхній – бурий, червонувато-бурий; нижній – сірувато-коричневий	
			Удайський (ud)	Леси: палеві, бурувато-палеві	
		середня	Прилуцький (pl)	Ґрунти: верхній – бурий, бурувато-коричневий, червонувато-бурий; середній і нижній – коричневі, сірувато-коричневі	
			Тясмінський (ts)	Леси: палеві, жовтувато-палеві, малопотужні	
			Кайдацький (kd)	Ґрунти: верхній – коричневатобурий; середній – чорнозем; нижній – коричневатобурий	
			Дніпровський (dn)	Леси: палеві, жовтувато-палеві, потужні	
			Потягайлівський (pt)	Малопотужний червонувато-коричневий ґрунт	
			Орельський (or)	Леси: палеві, малопотужні, часто відсутні	
		нижня	Завадівський (zv)	Ґрунти: верхній – червонувато-бурий; середній – червонувато-коричневий, нижній – чорноземовидний	
			Тилігульський (tl)	Леси: палеві, жовтувато-палеві, в основі піщанисті	
			Лубенський (lb)	Ґрунти: верхній – червонувато-коричневий; нижній – луговий	
			Сульський (sl)	Леси: палеві, жовтувато-палеві, рідко з проверстками піску в основі	
		Еоплейстоцен	верхня	Мартоносський (mr)	Ґрунти: два, рідко три – червонувато-коричневі
				Приазовський (pr)	Леси: світло-бурі, малопотужні
				Широкінський (sh)	Ґрунти: як правило, два – червоно-коричневі, потужні, рідко з проверстком світло-бурого суглинку між ними
			нижня	Іллічівський (il)	Ґлини, суглинки: сірі, темно-сірі, з гігроморфними ґрунтами
				Крижанівський (kr)	Ґрунти: два потужні червоно-бурі
				Беззанський (bz)	Ґлини сірі, темно-сірі з ознаками ґрунтоутворення

Спеціальні детальні дослідження проведені О. Третьяком (1983, 1989). На відміну від М. Певзнера, відбір зразків здійснювався через 5–15 см. Границя Брюнес-Матуяма проведена ним в основі ґрунтового комплексу, який безпосередньо залягає на алювії тераси. В ортозоні Брюнес виділено низку екскурсів оберненої полярності, аномальних відхилень. Екскурси відмічались у верхній частині розрізу (на глибинах 3–4 і 9–10 м), в середині (22–23 м) і нижній (38–41 м, 45 і 49 м). Згідно з прийнятою схемою розчленування вони розміщувались у відкладах причорноморського, дофінівського, бузького, витачівського, дніпровського, завадівського і лубенського горизонтів. Особливо потужна зона оберненої полярності встановлена в дніпровському лесі.

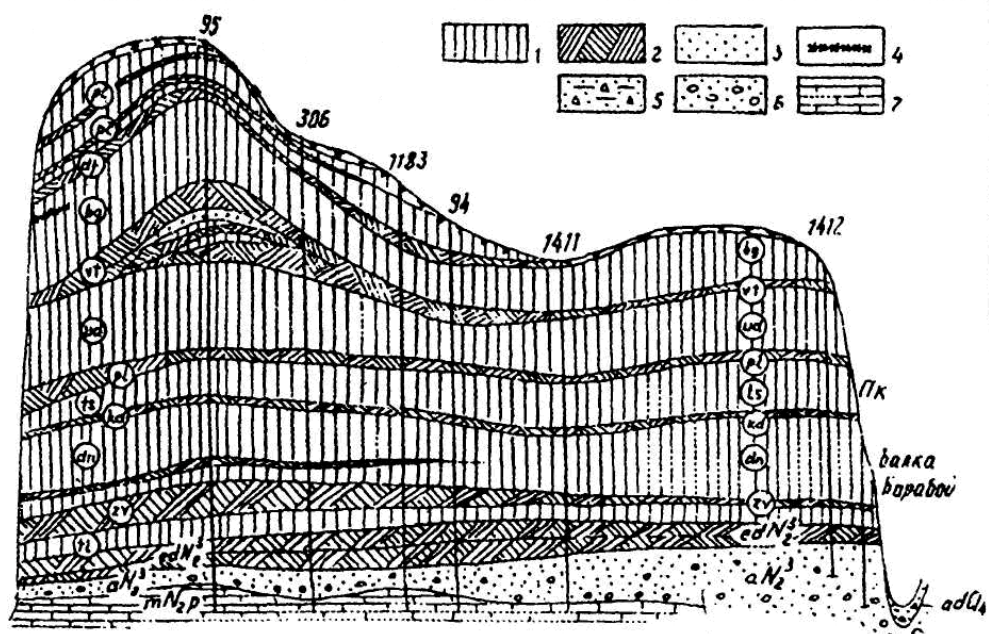


Рис. 3. Геологічний профіль від с. Роксолани до р. Барабой: 1 – леси, лесовидні суглинки, 2 – поховані ґрунти, 3 – піски, 4 – проверсток вулканічного попелу, 5 – заплавні відклади р. Бара бой, 6 – гравійно-галечникові відклади, 7 – понтичний вапняк.

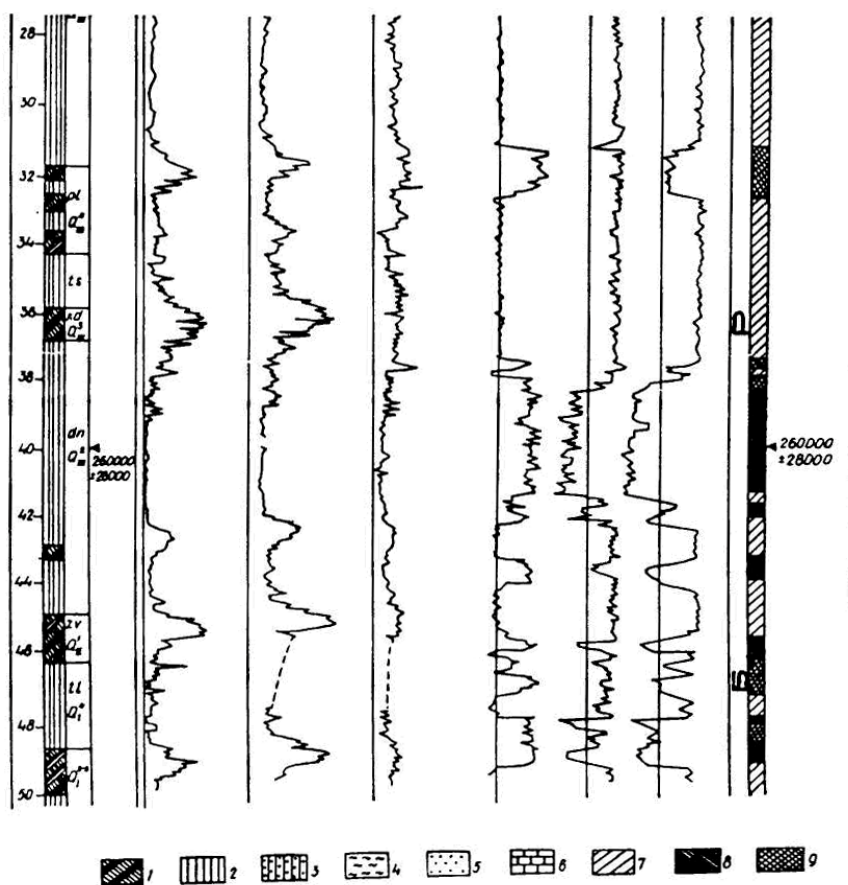


Рис. 4. Палеомагнітний розріз плейстоцену (відслонення Роксолани) (Третяк та ін., 1989): 1 – похований ґрунт; 2 – леси та лесовидні суглинки; 3 – суглинки; 4 – глини; 5 – піски та конгломерати; 6 – вапняки. Полярність: 7 – пряма, 8 – обернена, 9 – аномальна.

В 90-х роках минулого століття з'являється низка публікацій у закордонних виданнях (Tsatskin et al., 1998; Heller et al., 1996; Gendler et al., 2006; Dodonov et al., 2006; Шаранова и др., 2004; Пилипенко и др., 2007), в яких наведено характеристику розрізу, зокрема палеомагнітну. На відміну від схеми О. Третьяка, в більшості із них границя Брюнес-Матуяма проведена в основі педокомплексу, який в Путівнику співставлений з прилуцьким горизонтом (на глибинах 34–35 м). Нижче в розрізі представлено ще 5 похованих ґрунтів повного профілю і один – деградований (в іноземних публікаціях – incipient soil). В жодній із зазначених вище робіт два нижніх ґрунти не приводяться. Попри однакове трактування границі Брюнес-Матуяма в інтерпретації вікової належності ґрунтів є певні розбіжності. В роботах Т. Гендлер та ін. верхній похований ґрунт співставляється із брянським і мезинським комплексами, а нижчезалягаючий – з роменським, каменським й інжавінським ґрунтами. Природно, що під ними на границі між двома потужними горизонтами лесу показано воронський ґрунт. А. Додонов та ін. верхній ґрунт співставляють тільки з брянським, а нижчезалягаючий – із мезинським комплексом. Відповідно, під ним зазначений інжавінський ґрунт. В ортозоні Брюнес у зазначених роботах екскурсів оберненої полярності не відмічено. Між тим, в інших роботах (Шаранова и др., 2004; Пилипенко и др., 2007) виділяється ділянка аномальної поведінки геомагнітного поля на глибині 4,2–4,6 м, яку умовно співставлено з екскурсом Моно, та дві ділянки на глибинах 14,3 і 16,8 м, умовно співставлених з екскурсом Ямайка.

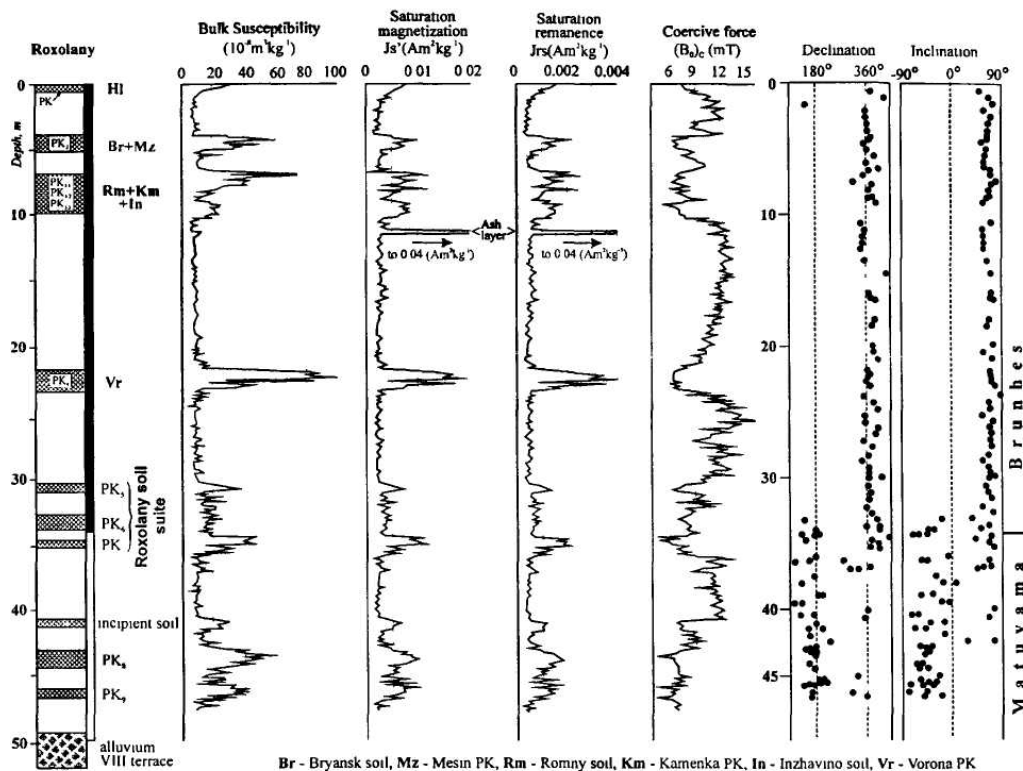


Рис. 5. Літологія (стратиграфічна номенклатура і магнітна полярність) розрізу лесів в Роксоланах (Гендлер та ін., 2006)

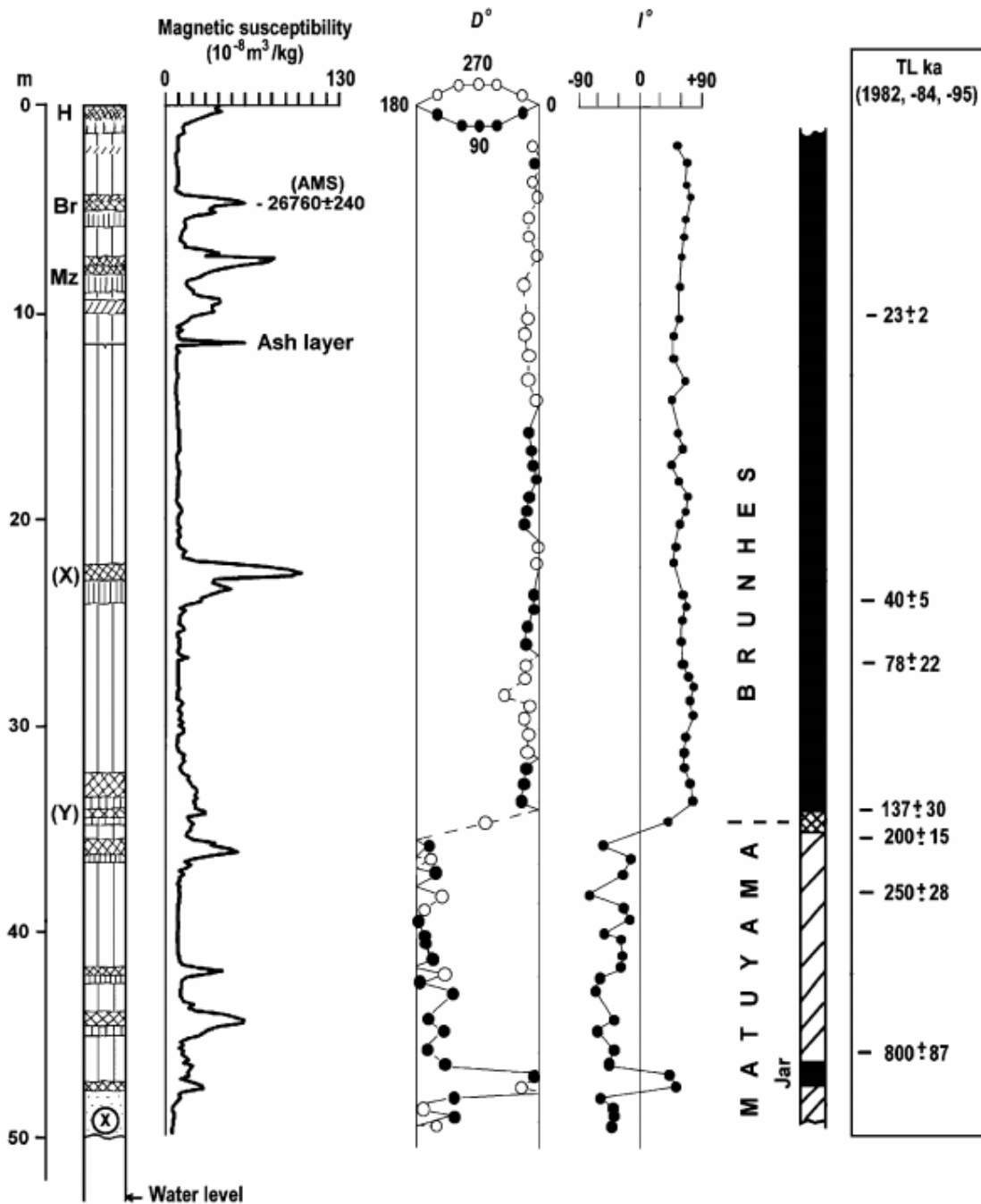


Рис. 6. Розріз Роксолани і його магнітна характеристика.  
Термолюмінісцентні дані взяті з Путівника (1982) і за Гожик та ін. (1995) – (Додонов та ін., 2006).

При цьому необхідно провести детальний аналіз накладання детритальних і хімічних процесів магнетизації, впливу педогенетично індукованих процесів магнетизації на формування хімічної залишкової намагніченості, зміни вмісту детритного компоненту магнетизації при близько розміщених ґрунтах.

Якщо прийняти положення границі Брюнес-Матуяма в розрізі Роксолани в основі ґрунтового комплексу з трьох ґрунтів, то з огляду на наявність нижче ще 5 ґрунтів, доведеться співставляти нижні червоно-бурі ґрунти з широкінськими і крижанівськими, а алювій VII тераси з березанським горизонтом. Така

інтерпретація виключається, оскільки вона характерна для районів розвитку верхньокуяльницьких відкладів. Тим більше, що в ґрунті над алювієм А. Додонов та ін. (2006) виділяють екскурс Харамільо, який у лесовій серії України вставлений в середині широкінського педокомплексу.

Крім цього, виникає ще одна проблема – кореляція потужних горизонтів лесу. Верхній доведеться співставити з дніпровським, а нижній – із донським. Випадатиме із схеми лес часу окського зледеніння, а нижче границі Брюнес-Матуяма, яка встановлена в основі мартоносського педокомплексу, залягатиме приазовський лес і ще три достатньо потужних горизонти лесу до екскурсу Харамільо, чого не відмічалось в жодному із лесових розрізів України. Найпотужніший горизонт лесу буде не бузький, як нині прийнято, а дніпровський. Зазначені зауваження можуть бути прийняті після повторного палеомагнітного дослідження нижньої частини розрізу з суцільним відбором зразків, а не через 60–65 см. Необхідність його продиктована не співпадінням (рис. 4, 5, 6) даних по намагніченості відкладів нижньої частини розрізу (Третяк, 1989; Tsatskin et al., 1998; Gendler et al., 2006; Dodonov et al., 2006).

Враховуючи зазначені вищенаведені зауваження щодо інтерпретації палеомагнітних даних, розбіжності в датуванні віку радіовуглецевим і термолюмінесцентним методами, відмінністю будови розрізу Роксолани від інших розрізів Причорномор'я, закономірним буде висновок про його унікальність. Вона полягає у великій потужності лесових горизонтів, переважно червоно-бурому забарвлені похованих ґрунтів, високому вмісту вивітрілого глауконіту у верхніх лесових горизонтах та пилку екзотичних форм деревної рослинності і його більш давнього віку, однакового складу акцесорних мінералів лесів та алювію Дністра.

Логічним вбачається висновок, що унікальність розрізу полягає в швидкості лесонакопичення й інтенсивного переносу вітром алювію Дністра з шельфу Чорного моря, накопиченого там в час пізньоплейстоценових регресій. Великий вміст привнесеної органіки міг бути чинником розбіжності в радіовуглецевому датуванні.

---

1. Баландин Ю. Г. Новое об особенностях лесового покрова района Роксоланского опорного разреза плейстоцена Украины / Ю. Г. Баландин // Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины. – Киев, 1982. – С. 19–31.

2. Богуцкий А. Б. Основные лесовые и почвенные горизонты перигляциальной лесово-почвенной серии плейстоцена юго-запада Восточно-Европейской равнины / А. Б. Богуцкий // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. – Киев, 1987. – С. 47–52.

3. Болиховская Н. С. Эволюция лесово-почвенной формации Северной Евразии / Н. С. Болиховская. – Изд-во МГУ, 1995. – 270 с.

4. Веклич М. Ф. Стратиграфия лессов Украины / М. Ф. Веклич // Советская геология. – 1965. – № 6. – С. 35–53.

5. Веклич М. Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран / М. Ф. Веклич. – К. : Наук. думка, 1968. – 238 с.

6. Веклич М. Ф. Опорные геологические разрезы антропогена Украины / М. Ф. Веклич, Н. Н. Сиренко. – Киев, 1972. – Ч. III. – 225 с.

7. Веклич М. Ф. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / [М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, Ж. Н. Матвишина и др.]. – Киев : Наук. думка, 1993. – 40 с., 8 табл.

8. *Величко А. А.* Основные горизонты лессов и ископаемых почв Русской равнины / А. А. Величко, Т. Д. Морозова // Лессы. Погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. – М. : Наука, 1972. – С. 5–25.
9. *Величко А. А.* Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины / А. А. Величко // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. – М., 1975. – С. 7–26.
10. *Величко А. А.* Природный процесс в плейстоцене / А. А. Величко. – М., 1973. – 254 с.
11. *Величко А. А.* Проблемы геохронологии и корреляции лессов и ископаемых почв Восточной Европы / А. А. Величко, А. К. Маркова, В. П. Ударцев, Т. Д. Морозова // Изв. АН СССР, сер. геогр. – 1984. – № 6. – С. 5–19.
12. *Гожик П. Ф.* Путеводитель VIII Международного симпозиума по лессовым породам / [П. Ф. Гожик, Ю. Г. Чугунный, В. И. Мельник и др.]. – Киев : Наук. думка, 1976. – 71 с.
13. *Гожик П. Ф.* Путівник X польсько-українського семінару “Кореляція лесів і льодовикових відкладів Польщі і України” / П. Ф. Гожик, В. М. Шелкопляс, М. С. Комар, Ж. М. Матвіїшина, В. І. Передерій. – Київ, 2000. – С. 34.
14. *Гричук В. П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене / В. П. Гричук. – М., 1989. – 183 с.
15. *Карлов Н. Н.* К истории изучения вулканических пеплов Европейской части СССР / Н. Н. Карлов // Бюлл. МОИП. – 1957. – Т. 32 (2). – С. 25–47.
16. *Крокос В. И.* Краткий очерк четвертичных отложений Украины / В. И. Крокос // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1926. – № 4. – С. 214–264.
17. *Крокос В. И.* Материалы для характеристики четвертичных отложений Восточной и Южной Украины / В. И. Крокос // Матеріали до дослідження ґрунтів України. – Харків, 1927. – Вип. 5. – 326 с.
18. *Лунчерсгаузен Л.Ф.* Новый поверх лесу на Україні / Л.Ф.Лунчерсгаузен // Четвертинний період. – 1934. – в.7. – С. 30-37.
19. *Матвіїшина Ж. М.* Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / Ж. М. Матвіїшина, Н. П. Герасименко, В. І. Передерій та ін. – К. : Наук. думка, 2010. – 189 с.
20. *Набоких А. И.* Факты и предположения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России // Материалы по исследованию почв и грунтов Херсонской губернии. – Одесса, 1915. – Вып. 6. – С. 17–27.
21. *Певзнер М. А.* Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра / М. А. Певзнер, А. Л. Чепалыга // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 194. – № 1. – С. 179–182.
22. *Пилипченко О. В.* Геологическая и палеомагнитная корреляция плейстоценовых разрезов юга России, Украины и Азербайджана / О. В. Пилипченко, В. М. Трубихин // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 2012. – № 72. – С. 136–147.
23. *Романов И. С.* Четвертичный вулканический пепел бассейна р. Мерлы / И. С. Романов // Советская геология. – 1959. – № 10. – С. 17–24.
24. *Рычагов Г. И.* Дискуссионные проблемы надежности стратиграфических и палеогеографических построений в центре Русской равнины / Г. И. Рычагов, С. И. Антонов, Н. Г. Судакова // Квартер во всем его многообразии. VII Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода. Т. II (1я). Апатиты. – СПб, 2011. – С. 212–215.
25. *Третьяк А. Н.* Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ / А. Н. Третьяк // Киев : Наук. думка, 1983. – 256 с.

26. Третьяк А. Н. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое / А. Н. Третьяк, Л. И. Вигилянская, В. Н. Макаренко, В. П. Дудкин. – Киев : Наук. думка, 1989. – 156 с.

27. Цеховский Ю. Г. Четвертичные вулканические пеплы Восточно-Европейской платформы / Ю. Г. Цеховский, В. И. Муравьев, Д. А. Бабушкин // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 3. – С. 292–307.

28. Чепалыга А. Л. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение / А. Л. Чепалыга. – М. : Наука, 1967. – 222 с.

29. Шарапова З. В. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лесово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75 000 лет / З. В. Шарапова, О. В. Пилипенко, В. М. Трубихин, А. Н. Диденко, А. Г. Фейн // Физика Земли. – 2004. – № 1. – С. 4–13.

30. Bronger A. Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe – towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history / A. Bronger // The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene. – Kyiv, 2001. – P. 16–18.

31. Dodonov A. E. Middle – Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the Northern Black Sea Coastal Area / A. E. Dodonov, L. P. Zhou, A. K. Markova et al. // Quaternary International. – 2006. – Vol. 149. – P. 44–54.

32. Gendler T. S. Roxolany and Novaya Estuliya – key sections in the Western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology / T. S. Gendler, F. Heller, A. Tsatskin et al. // Quaternary International. – 2006. – Vol. 152–153. – P. 78–93.

33. Gendler T. S. Magnetic and structural characteristics of natural samples and clay fractions of loess-soil sediments from the Russian plain as a record of climatic change in the Pleistocene (materials of paleomagnetic, micromorphological and Mossbauer study of Roxolany and Novaya Etuliya sections) / T. S. Gendler, F. Heller, A. Tsatskin, A. Virina, E. I. Spassov, S. Du Pasquier, I. Bagin, V. I. Faustov, S. S. Hus // Paleomagnetism and Rock magnetism. – 2002. – P. 83–85.

34. Gozhik P. Development stages of loessial and facial formation in Ukraine (Stratigraphy of loess in Ukraine) / P. Gozhik, V. Shelkopyas, T. Khristoforova // Annales Universitatis Mariae Curie-Sklodowska. Sec. B. – Lublin, 1995. – Vol. 50. – P. 65–74.

35. Guidebook for Excursions A-7, C-7, 1982. Moldova and the Odessa Region XI Congress INQUA, Moscow, 1982. – 45 pp.

36. Heller F. Paleoenviromental change documented by magnetic investigations at Roxolany a loess type section near Odessa (Ukraine) / F. Heller, M. Sartori, J. Hus et al. // Geologica Carpathica. – 1996. – Vol. 47. – No 3. – P. 208.

37. Stephens M. Palaeoclimate and pedosedimentary reconstruction of a Middle to Late Pleistocene Loess – Palaeosol sequence, Prymorske, SW Ukraine / M. Stephens, D. Krzyszkowski, A. Ivchenko, M. Majewski // Studia Quaternaria. – 2002. – Vol. 19. – P. 3–17.

38. Tsatskin A. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess-paleosol sequence at Roxolany (Ukraine) / A. Tsatskin, F. Heller, E. A. Hailwood, T. S. Gendler, J. Hus, P. Montgomery, M. Sartori, E. I. Virina // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1998. – Vol. 143. – P. 111–133.

39. Velichko A. A. Loess-paleosol formation on the Russian plain Original Research Article / A. A. Velichko // Quaternary International. – 1990. – Vol. 7/8. – P. 103–114.



### **Summary**

The exposure of loessial rocks near vil. Roksolany is one of the most complete all over the Black Sea area. The section is located on the left bank of the Dniester estuary 1.5 km north ward of vil. Roksolany. Relative to geomorphology, it is the VII Dniester terrace above the flood plain. Alluvium deposits here are washed out in the Pontian deposits. The age of the terrace alluvium is reliably determined by findings of mollusks, shells, mammalian remains. Among mollusks the findings of *Bogatschevia caudate*, *Potomida sublitoralis*, *Unio crassioides* are of interest. The findings of mammalian remains (*Archidiskodon meridionelos tamaneksis*, *Khinoceros etruscus*) belong to the "Taman" faunistic complex. It can be argued that the overlying series of loessial belong to Neopleistocene. Definition of the Brunhes-Matuyama boundary and the loesses age require additional research.

УДК 551.79+551.4

**PROFIL LESSOWY W ROKSOLANACH:  
POŁOŻENIE, HISTORIA BADAŃ, CHARAKTERYSTYKA OSADÓW**

**Andriy Bogucki<sup>1</sup>, Maria Łanczont<sup>2</sup>, Petro Gozhik<sup>3</sup>, Maryna Komar<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup> *Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, Wydział Geograficzny,  
ul. Doroszenka, 41, 79000, Lwów, Ukraina*

<sup>2</sup> *Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej,  
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,  
al. Kraśnicka, 2 c, d, 20-718, Lublin, Polska*

<sup>3</sup> *Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy,  
ul. O. Gonczara, 55<sup>B</sup>, 01054, Kijów, Ukraina*

<sup>4</sup> *Muzeum Historii Naturalnej, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy,  
ul. B. Chmielnickiego, 15, 01601, Kijów, Ukraina*

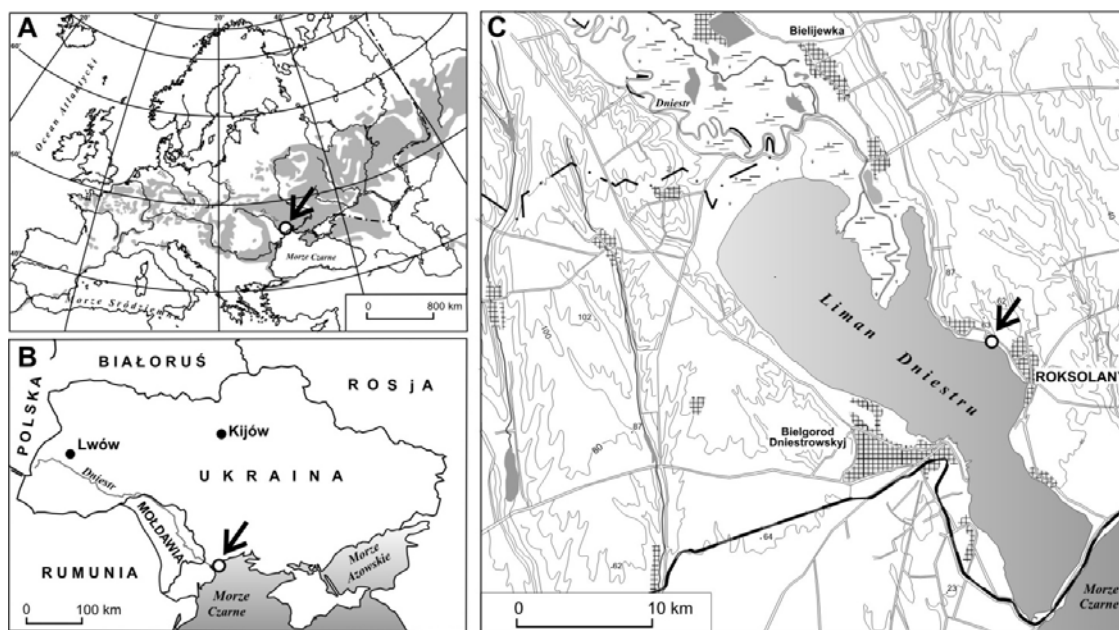
Profil Roksolany należy do najbardziej znanych i wielokrotnie badanych europejskich profili lessowych tak ze względu liczne i dobrze rozwinięte gleby kopalne rozdzielone poziomami lessu jak i z powodu dyskusji wokół problemu wieku tych gleb a przede wszystkim położenia granicy paleomagnetycznej Brunhes-Matuyama.

*Geologiczne i geomorfologiczne położenie profilu*

Profil położony jest na lewym brzegu limanu Dniestru na północ od wsi Roksolany (46°10' N, 30°27' E) w obrębie fizyczno-geograficznego subregionu Dnistrowsko-Buzka równina stanowiącego południowo-zachodnią część Niziny Czarnomorskiej (Nadczarnomorskiej) (ryc. 1). Jest to równina akumulacyjna, płaska, lekko falista i słabo rozczłonkowania o wysokości 50–10 m n.p.m., nieznacznie nachylona w kierunku południowym i wschodnim. Podstawowe rysy rzeźby Niziny Czarnomorskiej są uwarunkowane tektoniką blokową z subpołudnikowym i subrównoleżnikowym układem dyslokacji (Stecjuk, red., 2010). Nierównomierna amplituda ruchów doprowadziła do różnego nachylenia bloków. W okresie post-pontyjskim nastąpił etap słabych ruchów, których skutkiem jest szereg deformacji, głównie plikatywnych, rzadziej fleksuralnych ugięć i dysjunktywnych zaburzeń. Do stref obniżanych przystosowane są doliny rzeczne, limany, “bałki”, niskie akumulacyjne odcinki brzegów i zatoki. Elementy elewowane (zrębowe) to słabo rozczłonkowane międzyrzecza, przy morzu kończące się zazwyczaj abrazyjnymi stromymi krawędziami. Szeroko są rozprzestrzenione osady plejstoceńskie – lagunowe,

aluwialno-deltowe i aluwialne oraz lessy pokrywające szczelnym płaszczem terasy i międzyrzecza dolinne.

Liman Dniestru ukierunkowany NW-SE ma długość około 40 km, a szerokość od 4 do 12 km. Jest odcięty od morza mierzeją. Klifowy brzeg limanu położony na północ od Roksolany o długości około 1,5 km ma orientację NNW-SSE. Jest on rozcięty licznymi głębokimi jarami o długości 150–200 m. W środkowej i południowo-wschodniej części tego odcinka brzegu wyloty jarów o trójkątnych przekroju są zawieszane bezpośrednio nad wąską strefą plaży zaś odcinki międzywózowe mają charakter świeżych lessowych klifów; powszechnie widoczne są charakterystyczne świeże odkłucia. W obrębie jarów procesy erozji, sufozji, grawitacyjne (obrywy, zsuwy) są bardzo aktywne. Ich dna są wąskie, silnie nachylone, bardzo nierówne z licznymi stopniami, wysłane wielkimi świeżo odkłutymi blokami lessowymi. W północno-zachodniej części strefy brzegowej rozbudowana jest charakterystyczna, płaska lekko nachylona ku morzu i w kształcie delty równina aluwialno-proluwialna (stożek napływowy). Zarówno bezpośrednio na klifie brzegowym jak i na obnażonych ścianach rozcięć odsłania się miększa sekwencja lessowo-glebowa, w której spągu pojawia się seria aluwiów akumulacji powodziowo-rozlewiskowej VII (kickanskiej) terasy Dniestru (Gozhik i in., 2000, 2007), złożonych na cokole erozyjnym wyciętym w neogeńskich wapieniach organogenicznych (pont i częściowo środkowy sarmat).



Ryc. 1. Położenie profilu Roksolany:

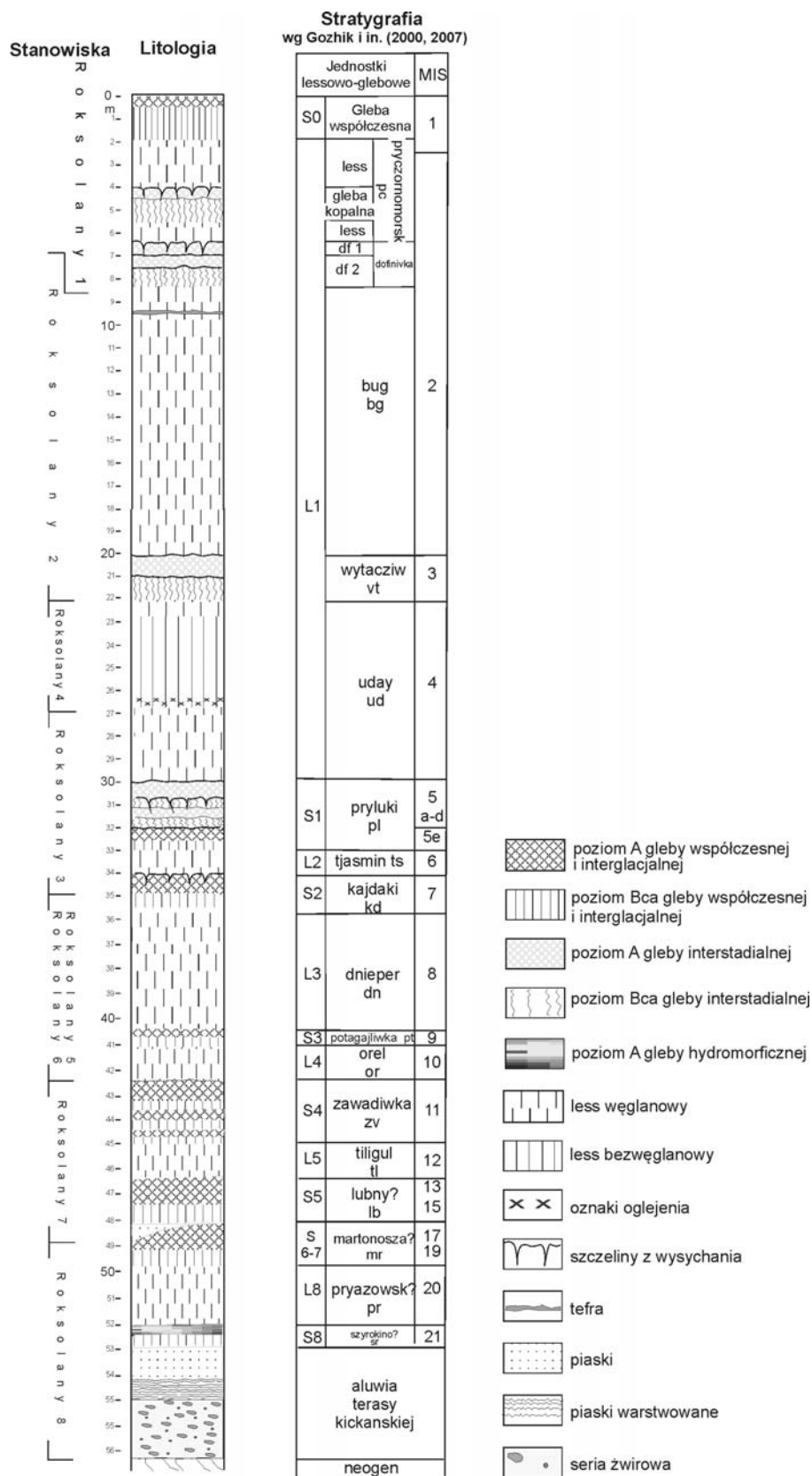
A – na tle mapy lessów Europy; B – na tle mapy konturowej Ukrainy; C – szkic topograficzny okolic wsi Roksolany.

### *Historia badań*

Pierwsze szczegółowe badania profilu Roksolany podjęto w 1976 roku, przygotowując go do prezentacji na Międzynarodowym symposium lessowym. W przewodniku (1982) przedstawiono budowę profilu, jego charakterystykę paleomagnetyczną, uziarnienie i skład mineralny lessów oraz kilka datowań metodą  $^{14}\text{C}$ . Położenie granicy paleomagnetycznej Brunhes-Matuyama ustalono w dolnej części serii subaeralnej pomiędzy glebami kompleksu martonosza ponad aluwiami facji powodziowej. Kolejny etap prac zreferowany przez Gozhik i in. (2007) objął analizy paleomagnetyczne, paleontologiczne (palinologia, malakofauna, szczątki drobnych ssaków), datowanie metodami  $^{14}\text{C}$  i TL, ugruntował powyższy pogląd. Markerowy poziom tefry w profilu Roksolany według tego opracowania leży w lessie bugskim (bg), bezpośrednio poniżej gleby dofiniwka.



Ryc. 2. Lokalizacja odsłoneń 1–8, badanych w latach 2011–2012, przedstawiona na tle Google Earth (zestawienie w opracowaniu P. P. Woźniaka, R. Wróblewskiego i P. Mroczka)



Ryc. 3. Litologia i stratygrafia lessów w profilu Roksolany

W literaturze znajdujemy inne stanowisko w sprawie położenia granicy Brunhes-Matuyama, przedstawione po raz pierwszy przez Tsatskina i in. (1998), następnie Satori (2000) i Gendler i in. (2006). Wyznaczono ją pomiędzy glebami PK6 i PK7, czyli w stropie gleby interpretowanej przez poprzedni zespół jako poziom jednostki kajdaki. Natomiast okres depozycji tefry w tym ujęciu przypada na okres akumulacji lessu L3, który jest skała macierzystą kompleksu gleb Romny+Kamenka+Inzhava (czyli PK3). Do epoki Matuyama zaliczono dolną część profilu z aż 5 glebami kopalnymi. Później Dodonov z zespołem (2006) dokonał na podstawie daty AMS (26 760 lat) uzyskanej dla gleby kopalnej pierwszej od góry profilu, korekty geochronologii górnoplejstocenijskiej warstwy lessowo-glebowej. W tym ujęciu z kolei poziom tefry znajduje się poniżej gleby Mezin (czyli PK2).

#### *Badania profilu Roksolany w latach 2011–2012\**

Przedstawiony poniżej opis ma charakter łączony, wykonany został na podstawie odsłoneń rozlokowanych w kilku stanowiskach, na ścianach jarów oraz na klifie brzegowym (ryc. 2). Taka procedura była możliwa dzięki bardzo charakterystycznej sekwencji lessowo-glebowej, dającej możliwość w pewni wiarogodnej identyfikacji poszczególnych warstw (ryc. 3). W szczególności takimi markerami, które pozwalały na korelację między sobą różnych odsłoneń były gleba wytacziw (vt) oraz sekwencja glebowo-lessowo-glebowo: pryluki (pl) – tjasmin (ts) – kajdaki (kd). Łącznie było to analizowanych osiem punktów badawczych.

W roku 2011 dokonano na podstawie odsłoneń stanowisk 1–4 charakterystyki osadów do głębokości 35,25 m, do lessu L3 (less dnepu), oraz ogólnie opisano warstwy występujące poniżej w profilu stanowiska 5 (zespół gleb S3+4). W 2012 roku uzupełniono opis na podstawie trzech odsłoneń (6–8), poczynając kompleksu gleb kajdaki S2, aż do cokołu skalnego. Z całego niemal profilu pobrane zostały systematycznie próbki do analiz (co 0,2 m). Niestety, niedostępny dla tych działań był jeden fragment profilu 8. Najwyższy punkt – strop profilu R1 – znajduje się na wysokości 40 m n.p.m. Skumulowana, łączna miąższość osadów w profilu Roksolany badanych w latach 2011 i 2012 wynosi 56,5 m.

Opis profilu Roksolany (ryc. 3).

**Stanowisko R1**, profil położony w głowie jednego z jarów, najdalej wcinającego się w płaską równinę, w bliskim sąsiedztwie skrzyżowania dróg prowadzących od Roksolany w kierunku pól uprawnych (ryc. 2).

0–1,85 m

#### **Gleba współczesna, S0**

Poziom humusowy o miąższości do 0,4 m, w części górnej przykryty nawianym lessem, antropogenicznie przekształcony, pylasto-piaszczysty węglanowy niejednorodny o wielobarwnym (pstrym) i nierównomiernym zabarwieniu,

---

\* Badania terenowe były częściowo realizowane w ramach projektu badawczego MNiSW nr N N306 474138 (2011) oraz projektu badawczego międzynarodowego niewspółfinansowanego MNiSW nr 691/N-Ukraina/2010/0 (2012).

najciemniejszy w części dolnej (10YR4/1 \*\*). Granica ostra, poziom płużny. Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 1,45 m, pylasto-piaszczysty węglanowy mikroporowaty pionowo uszczeliniony, w części górnej ciemnożółty (10YR6/4), w dolnej nieco jaśniejszy (10YR7/4) i bardziej spoisty, ale z dużą ilością kanalikowych pseudomorfoz zoogenicznych o średnicy do 2 cm, wypełnionych materiałem humusowym. Przejście stopniowe, spada stopień przekształcenia przez pedofaunę.

**Less L1 – less bugski (bg), z poziomami gleb kopalnych, górny pleniglacjał ostatniego zlodowacenia**

- 1,85–3,95 Less bardzo jednorodny, pylasto-piaszczysty bardzo silnie węglanowy mikroporowaty płowy (w części górnej 10YR8/4, w części dolnej 10YR8/3) z dużą ilością mało zwięzłych kongrecji manganowo-żelazistych. Granica wyraźna falista. Przy granicy ulokowane są pojedyncze kretowiny i nory zimowe o średnicy do 7–10 cm, wypełnione materiałem humusowym, pochodzących z niżej położonego poziomu kopalnej gleby.
- 3,95–5,55 **Gleba kopalna**, o dobrze rozwiniętym profilu. Poziom A o miąższości 0,4–0,45 m, pylasto-piaszczysty węglanowy mikroporowaty bardzo spoisty czerwonawordzawy (5YR6/4), w części stropowej rozbity drobnymi szczelinami o głębokości 0,3 m i szerokości 1–2 cm, wypełnionymi lessem, odstęp między szczelinami do 5–6 cm, liczne są kretowiny wypełnione lessem o średnicy do 7 cm, miejscami widoczne są pseudomorfozy poziome korytarzy. Granica nierówna, zaznacza się wzbogacenie w tlenki żelaza podkreślone rdzawą barwą oraz skupienia białych węglanowych wytrąceń. Poziom B<sub>Ca</sub>, pylasto-piaszczysty silnie wzbogacony w węglany tworzące charakterystyczną plamistą teksturę (średnica plam 2–3 cm), spoisty, w części górnej żółtorodzawy (10YR7/6), w części dolnej żółty (10YR8/4), z bardzo licznymi kretowinami o średnicy do 10 cm i kanalikami zoogenicznymi, wypełnionymi rdzawym materiałem poziomu humusowego, jest ich tak dużo, że miejscami przewyższają udział skały macierzystej w profilu. Granica nierówna, przejście stopniowe, wzrasta jednorodność osadu.
- 5,55–6,40 Less typowy węglanowy płowy (7,5YR8/3) z pojedynczymi kretowinami o średnicy do 7 cm, z dużą ilością czarnych pieprzyków manganowo-żelazistych oraz z pseudomyceliami węglanowymi w dolnej części. Granica falista ze szczelinami wypełnionymi lessem o szer. do 0,1 m i głębokości do 0,5 m.
- 6,40–8,35 **Kopalny kompleks glebowy złożony z 2 paleosoli – dofiniwka (df)**  
6,40–6,95 m (df1)  
Gleba górna jednopoziomowa, poziom humusowy pylasto-piaszczysty węglanowy dosyć jednorodny, czerwonawobeżowy (2,5YR5/6), spoisty z kretowinami i dużą ilością czarnych kongrecji Mn-Fe. Granica bardzo ostra, wyraźna.  
6,95–8,35 m (df2)  
Gleba dolna pełnoprofilowa z nieco zniszczonym/zdenudowanym poziomem akumulacyjnym. Zachowała się dolna część poziomu A o miąższości 0,5 m, pylasto-piaszczysta, słabo węglanowa, ciemnoróżowa w barwie (2,5YR6/4), spoista, z czarnymi pieprzykami Mn-Fe, z bardzo dużą ilością kretowin wypełnionych lessem, materiałem poziomu A oraz materiałem pochodzącym z gleby df1. Granica bardzo nierówna, językowata.  
Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości o 0,9 m, pylasto-piaszczysty, ciemnopłowy (5YR7/3), w części górnej z plamami o średnicy 1–3 cm nalotów węglanów (“mączystych”), także z dużą ilością pseudomorfoz po norach zimowych

\*\* Barwę materiału określono na próbkach wilgotnych zgodnie z skalą barw *Revised Standard Soil Color Charts* (1970).

i kretowinach. Granica wyraźna, spadek śladów aktywności pedofauny.

**Stanowisko R2**, profil położony jest w obrębie tego samego jaru, idąc w dół w odległości ok. 50 m i na tej samej północnej ścianie (ryc. 2).

8,35–20,05 Less o miąższości 11,7 m, wyjątkowo dobrze rozwinięty, silnie węglanowy jednorodny, makroporowaty pionowo uszczelniony (na ścianach suchych jest to bardzo wyraźne), z dużą ilością czarnych nowotworów manganowo-żelazistych o zróżnicowanej spoistości i wilgotności. Przyczyna tego zróżnicowania nie jest jasna, może się to np. wiązać z różnymi warunkami wysychania osadu i właściwościami uziarnienia – najbardziej spoiste i suche fragmenty mogą zawierać więcej cząstek ilastych, a te wilgotne - mniej (?); może być także zróżnicowany udział soli rozpuszczalnych (gipsów). Najbardziej spoiste odmiany lessu są jasnopłowe (7,5YR8/2) przy większej wilgotności – płowe (7,5 YR8/3). W profilu dobrze wyodrębniają się fragmenty lessu jasnopłowego i płowego o miąższości kilku m.

Na głębokości 9,65 m występuje tefra soczewkowo i w warstewkach o grubości 1–3 lub 4 cm), widoczna na odcinku ponad 3 m. Popiół wulkaniczny jest jasnoszary.

W przypowierzchniowej części lessu (do głębokości 9,55 m), obecne są kretowiny

z czerwonorudym humusowym wypełnieniem o średnicy 7–10 cm. Do tej głębokości można umownie mówić o poziomie C gleby df2.

#### **L1 – gleba kopalna wytacziw (vt), środkowy pleniglacjał ostatniego zlodowacenia**

20,05–22,05 Poziom humusowy gleby vt o miąższości do 1 m, pylasto-piaszczysty, bardzo spoisty, makroporowaty, o strukturze drobno gruzełkowatej, w części górnej czerwonawobrazowy (2,5YR6/6) oraz niżej (2,5YR5/6), z małymi białymi plamkami węglanowymi o średnicy od 0,5 cm (część górna) do 1 cm (część dolna) z bardzo licznymi dużo czarnymi pieprzykami manganowo-żelazistymi o średnicy 2 mm. Granica nierówna ostro podkreślona zmianą barwy oraz węglanami.

Poziom B<sub>Ca</sub> gleby vt o miąższości ponad 1m, pylasto-piaszczysty i pylasto-ilasty bardzo spoisty, w części górnej jasnorudy (5YR7/3) oraz w części dolnej ciemnopłowy (5YR8/3), przepelniony węglanami, zwłaszcza w części górnej, gdzie plamy węglanowe osiągają do 5 cm średnicy, miejscami zajmują więcej niż połowę objętości gleby. W całej warstwie liczne czarne pieprzyki Mn-Fe, ku dołowi zmniejsza się zażelazienie osadu, zmniejsza się udział węglanów, osad jest bardziej jednorodny, ale spoistość pozostaje znaczna.

**Stanowisko R4**, profil położony jest ok. 0,8 km na północ od stanowiska 2, w obrębie ostrogi międzyjarowej (ryc. 2). Wylot jaru oddalony jest ok. 100 m od brzegu limanu, gdzie rozwinięta jest płaska listwa równiny aluwialno-proluwialnej. Profil lokuje się niedaleko od ujścia jaru na tę równinę, blisko drogi przecinającej ją równolegle do wysokiej krawędzi.

**Less L1 – less udajski (ud), dolny pleniglacjał ostatniego zlodowacenia** (w stanowisku 4 less udajski występuje w nietypowym wariantcie, jako osad odwapniony wypełniający lokalną kopalną depresję?).

22,05–22,65 Less pylasto-ilasty makroporowaty, spoisty, ciemnopłowy z lekko czerwonym odcieniem (5YR7/3), z dużą ilością czarnych drobnych nowotworów manganowo-żelazistych, z pseudomyceliami oraz twardymi konkrecjami węglanowymi o średnicy do 2 cm (less jest węglanowy tylko w bezpośrednim sąsiedztwie tych konkrecji). Przejście w barwie.

22,65–23,45 Pył piaszczysty spoisty jednorodny makroporowaty żółtawoszary (10YR6/3 do 5/3). Przejście stopniowe.

23,45–24,35 Pył piaszczysty bezwęglanowy szary z odcieniem brązowym (5YR6/2), o grubo



- grudkowatej strukturze (średnica agregatów – 3–4 cm), widocznej zwłaszcza na fragmentach zwietrzałych. Przejście stopniowe w barwie.
- 24,35–25,45 Pył piaszczysty bezwęglanowy makroporowaty jasnobrązowy z szarym odcieniem (7,5YR6/4 i 7,5YR6/2), z plamami manganowymi o średnicy do 0,5 cm, grudkowata struktura widoczna jest tylko w górnej części warstwy. Przejście stopniowe w barwie.
- 25,45–26,65 Less bezwęglanowy jednorodny ciemnopłowy (5YR6/3), z plamami gleju i manganu oraz z drobnymi konkrecjami Mn-Fe; HCl-

**Stanowisko R3**, profil położony na ścianie jaru położonego najbliżej wsi Roksolany, czyli na południowym skraju strefy erozyjnie rozciętego pobraża (ryc. 2).

- 26,65–29,95 Less ud (część dolna) bardzo jednorodny, jasnopłowy (7,5YR8/2), sporadyczne plamy białawych pyłowatych węglanów, w części dolnej (0,7–0,8 m) występują kretowiny o średnicy do 7 cm wypełnione czerwonym materiałem poziomu humusowego najmłodszej gleby kompleksu pryłuckiego. Granica wyraźna nierówna - zmiana barwy, spoistości osadu.

### Zespół gleb kopalnych pryłucka (pl), S1

#### 29,95–31,10 Gleba kopalna pl1

Poziom A o miąższości 0,7–0,8 m, pylasto-piaszczysty spoisty węglanowy, z kryształami gipsu, czerwonorudy, w części górnej mniej intensywnie (2,5YR7/6 i 6/6). Granica ostra i wyraźna nierówna, przy granicy zapoczątkowane są płytkie (0,1–0,15 m) i wąskie (1–3 cm) szczelinki wypełnione lessem.

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 0,25–0,4 m, pylasto-piaszczysty płowy (7,5YR8/4), podobny do lessu, spoisty, przepelniony plamami mączystych węglanów o średnicy do 3 cm oraz z pojedynczymi kretowinami o średnicy 7 cm, wypełnionym rudym materiałem humusowym.

#### 31,10–32,00 Gleba kopalna pl2

Poziom A o miąższości 0,45 m, pylasto-ilasty czerwonawobrązowy (odcień u góry jaśniejszy 2,5YR7/4, u dołu ciemny 2,5YR7/6), spoisty, z wtórnymi węglanami (plamy i soczewki o średnicy 1 cm) oraz twardymi konkrecjami węglanowymi o średnicy 5–7 cm. Poziom jest rozbity systemem szczelin o szerokości do 1 cm, wypełnionych lessem. Przy granicy dolnej i w poziomie B<sub>Ca</sub> liczne przejawy działalności zoogenicznej (kanaliki o średnicy do 1,5 cm, kretowiny o średnicy do 10 cm, wypełnione rudym materiałem poziomu A i poziomu B<sub>Ca</sub>).

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 0,45 m, lessopodobny, ciemnopłowy (5YR7/4), przepelniony węglanami (plamiste skupienia, zwarte konkrecje i pojedyncze kryształy o średnicy 0,5 cm). Granica wyraźna nierówna.

#### 32,0–33,05 Gleba kopalna pl3

Poziom A o miąższości zmiennej, średnio około 0,55 m, pylasto-ilasty węglanowy w części górnej, w dolnej słabo, czerwonaworudy (5YR6/6) dosyć jednorodny, silnie spoisty. Granica ostra nierówna, podkreślona dużą ilością węglanów.

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 0,5 m, lessopodobny, silnie węglanowy, z plamami węglanów o średnicy 3–4 cm, które nadają jasną barwę całemu poziomowi, kolor tła płowy (5YR8/3), skupienia węglanów – białawe (5YR8/1). Ozom zawiera dużą ilość czarnych drobnych nowotworów Mn-Fe. Granica wyraźna, ostra, spada spoistość, znikają plamiste węglany, a osad jest bardziej jednorodny.

#### 33,05–34,05 Less tjasmin (ts), L2

Less typowy węglanowy jednorodny makroporowaty, płowy z zielonkawym odcieniem (5YR8/3), z czarnymi pieprzykami nowotworów manganowo-żelazistych. Granica wyraźna nierówna językowata - języki mają pokrój szczelin

o szerokości do 3 cm.

34,05–35,25 **Gleba kopalna kajdacka (kd), S2**

Poziom A o miąższości do 0,9 m, pylasto-ilasty węglanowy dosyć jednorodny, czerwonorudy (2,5YR6/6), z dużą ilością drobnych pieprzyków Mn-Fe, z kretowinami zapełnionymi lessem o średnicy do 10 cm. Granica wyraźna bardzo nierówna.

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości do 0,3 m, lessopodobny pylasto-piaszczysty, słabo spoisty, zielonkawopłowy (2,5YR8/4), węglanowy, ale węglanów jest mniej niż w glebach pl.

Na głębokości 35,25 m odsłonięto **less dniewru (dn), L3**. W celu korelacji z innymi odsłonięciami pogłębiono wykop o 1 m. Less jest jednorodny mikroporowaty węglanowy, płowy z zielonkawym odcieniem (2,5YR8/4) przepelniony miękkimi nowotworami Mn-Fe (średnica ich 3–5 mm), z pojedynczymi zwięzłymi węglanami o średnicy 3–5 cm.

**Stanowisko R5**, pomocnicze, położone w kolejnym jarze (idąc w dół limanu), gdzie stwierdzono pod opisanym wyżej lessem, zespół gleb: potagajliwka (pt) o miąższości 0,7 m i zawadiwka (zv) o miąższości 2 m, rozdzielonych lessem orelskim (or) o miąższości 1,8 m (ryc. 2).

**Stanowisko R6**, profil obrywistej ściany nad limanem położony w miejscu, gdzie (idąc w dół limanu) wyklinowuje się wielki płaski stożek napływowy a zaczyna się klifowy odcinek linii brzegowej. Badania prowadzono tu w 2012 r., powtarzając i uszczegółowiając opis poziomu B<sub>Ca</sub> gleby kajdaki, który w tym miejscu jest bardziej miąższy i dobrze wykształcony (ryc. 2).

34,95–35,45 **Gleba kopalna kajdacka (kd), S2**

Poziom B<sub>Ca</sub> pylasto-piaszczysty mikroporowaty, ciemnopłowy (7,5YR7/6), silnie spoisty i scementowany pyłowatymi węglanami z białymi nowotworami węglanowymi o średnicy do 1 cm, z bardzo licznymi mało zwięzłymi kongrecjami Mn-Fe i pojedynczymi większymi i twardymi czarnymi kongrecjami Mn-Fe o średnicy do 3 mm. Występują też kretowiny o średnicy 7 cm, zapełnione czerwonorudym materiałem poziomu A. Przejście stopniowe, w barwie i spoistości osadu.

35,45–40,45 **Less dniewru (dn), L3**

Less pylasto-piaszczysty bardzo jednorodny silnie węglanowy żółtawoszary (10YR7/6), z pseudomyceliami i licznymi czarnymi pieprzykami Mn-Fe oraz kongrecjami węglanowymi o średnicy do 5–7 cm, na głębokości ok. 37,5 m z pojedynczymi kretowinami zapełnionymi czerwonorudym materiałem i lessem o średnicy do 10 cm. Poziom przecinają pionowe szczeliny. Granica nierówna, zaburzona, erozyjna. Na powierzchni gleby pt zaznaczają się nawet niewielkie loby o wysokości do 10 cm. Przy tej granicy widoczne są kretowiny zapełnione materiałem z poziomu A gleby pt o średnicy 7–10 cm, kolor jest nieco jaśniejszy oraz widoczne jest oglejenie (10YR7/4).

40,45–41,05 **Gleba kopalna potagajliwka (pt), S3**

Poziom A o miąższości 0,2–0,25 m, pylasto-piaszczysty, słabo węglanowy, bardzo spoisty, jasnobrązowy (7,5YR6/6), z dużą ilością czarnych kongrecji Mn-Fe, twardych i miękkich, o średnicy do 0,3 cm. Przejście stopniowe w barwie, wzbogaceniu w węglany.

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 0,35–0,4 m pylasto-piaszczysty jasnobrązowy (7,5YR8/4) i miejscami rozjaśniony z powodu obecności węglanów (7,5YR8/2), których najwięcej jest w części górnej poziomu. Granica wyraźna, w kolorze i spoistości osadu. W poziomie jest sporo kretowin, zapełnionych materiałem humusowym, o średnicy 10 cm.

41,05–42,45 **Less orelski (or), L4**

Less jasnopłowy (10YR7/3) pylasto-piaszczysty silnie węglanowy jednorodny

makroporowaty (bioturbacje fitogeniczne), z dużą ilością konkrecji węglanowych o średnicy do 5–7 cm, z kretowinami zapełnionymi czerwonym materiałem humusowym gleby pt o średnicy do 7 cm. Granica wyraźna, zmiana koloru i spistości osadu.

**Stanowisko R7**, położone 200 m na południe od wylotu drogi przecinającej w poprzek strefę klifową (ryc. 2).

**Zespół gleb kopalnych zawadiwka (zv), S4.** W kompleksie można wyróżnić jednoznacznie co najmniej dwie gleby o profilu A-B<sub>Ca</sub>, przy czym dolna z nich ma bardzo niejednorodny poziom B<sub>Ca</sub>, co dało podstawę podzielenia go na dwie jednostki glebowe o profilach A-B<sub>Ca</sub>, przy czym ślady pedogenezy najstarszej są silnie zatarte przez procesy glebowe młodsze.

42,45–43,50 **Gleba kopalna, zv1**

Poziom A o miąższości 0,8 m, pylasto-piaszczysty dosyć jednorodny, silnie spoisty, czerwonawobrazowy (10YR4/8), z kretowinami zapełnionymi lessem i materiałem humusowym o średnicy 7 cm, z gniazdami drobnych białawych cementów węglanowych o średnicy do 0,5 cm, z bioporami zoogenicznymi zapełnionymi materiałem humusowym o średnicy do 1 cm. Przejście wyraźne, nierówne, zmiana koloru i spistości osadu. Przy nierównej granicy górnej zapoczątkowane są szczeliny o głębokości do 1 m i szerokości do 0,5 cm, zapełnione lessem or.

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 0,25 m pylasto-piaszczysty silnie spoisty, nasycony węglanami, ciemnopłowy (7,5YR7/4). Dolna granica wyraźna, podkreślona nagromadzeniem konkrecji węglanowych o średnicy do 3–4 cm oraz z pojedynczymi kretowinami o średnicy 7 cm, zapełnionymi lessem i materiałem poziomu A.

43,50–44,50 **Gleba kopalna zv2**

Poziom A, dobrze wykształcony o miąższości 0,5 m, pylasto-piaszczysty czerwonobury (10YR5/6), przepiękny węglanami w postaci luźnej oraz węglanowymi konkrecjami o średnicy 3–4 cm, z bardzo dużą ilością czarnych pieprzyków Mn-Fe, z pionowymi pseudomorfozami węglanowymi po systemie korzeniowym roślin. Granica wyraźna, zmiana koloru, wzrost udziału węglanu wapnia w osadzie.

Poziom B<sub>Ca</sub>, niejednorodny, o miąższości 0,5 m pylasto-piaszczysty bardzo spoisty, białawy (5YR8/2), nasycony węglanami (skupionymi w gniazdach), których ilość maleje ku dołowi, z kretowinami o średnicy do 7 cm. Granica wyraźna, zmiana barwy, spadek udziału węglanów.

44,50–45,00 **Gleba kopalna zv3**

Poziom A gleby o miąższości 0,25 m, słabiej wykształconej, pylasto-piaszczysty, czerwonawobrazowy (2,5YR6/4), słabiej nasycony węglanami, miejscami gniazd węglanowych niemal brak. Granica wyraźna, przejawia się we wzroście udziału węglanów. Poziom B<sub>Ca</sub>, o miąższości 0,25 m pylasto-piaszczysty silnie spoisty, nasycony węglanami ciemnopłowy, często białawy ze względu na skupienia węglanowe (10YR8/2 i 8/3), z dużą ilością pionowo zorientowanych biopor oraz z drobnymi pieprzykami/konkrecjami Mn-Fe o średnicy do 0,3 cm. Granica wyraźna, zmiana barwy, spadek udziału węglanów.

45,00–46,30 **Less tiligulski (tl), L5**

Less pylasto-piaszczysty silnie spoisty, niejednorodny, ciemnopłowy (7,5YR8/4), z dużą ilością pieprzyków Mn-Fe, z pojedynczymi kretowinami zapełnionymi materiałem poziomu A, oraz płowym lessem, z bardzo licznymi konkrecjami węglanowymi o średnicy do 10 cm. Granica dolna wyraźna, falista.

46,30–48,10 **Gleba kopalna lubny? (lb?), S5?**

Poziom A o miąższości 1,1 m, pylasto-piaszczysty, spoisty, czerwobrazowy (10YR4/6), bezwęglanowy w podstawowej masie osadu, ale silnie nasycony

wtórnymi węglanami pyłowatymi skupionymi w gniazdach (o średnicy 1–3 cm) oraz z kongrecjami węglanowymi, z kretowinami o średnicy 7 cm, napełnionymi materiałem poziomym B<sub>Ca</sub>. Granica wyraźna w barwie i zaniku oznak odwapnienia.

Poziom B<sub>Ca</sub> o miąższości 0,7 m, niejednorodny ciemnopłowy o zielonkawym odcieniem (2,5YR7/3), silnie nasycony kongrecjami węglanowymi oraz gniazdami pyłowatych węglanów o średnicy 3–4 cm. Miejscami zaznacza się wzrost udziału związków żelaza, co nadaje rudawy osadowi odcień. Granica wyraźna, litologiczna.

- 48,10–48,90 Piaski, drobnoziarniste dosyć jednorodne zielonkavo-szare (7,5YR6/4), w części dolnej ze żwirkami skał karpaccich oraz scementowane węglanami do postaci kongrecji płaskurowych, płytowatych, bardzo twardych, które tkwią w piaskach. Seria ta nie została przebita.

**Stanowisko R8**, położony jest o około 100 m dalej na południe względem stanowiska 7, na ścianie obrywu klifu opadającego bezpośrednio do linii wody (ryc. 2). W górnej części profilu tego stanowiska występuje poziom glebowy o miąższości 1,5 (do 1,7 m), gleby prawdopodobnie innej niż lb, który jest niedostępny do badań (wysoko położony). Przypuszczalnie gleba ta reprezentuje poziom gleby martonosza (mr). Zakładamy, że gleba ta występuje obocznie względem serii piasków, które lokalnie zostały prawdopodobnie włożone w poziom gleby lb.

- 48,90–50,40 **Gleba kopalna martonoska? (mr), S6-7?**

Gleba złożona jest z poziomu A o miąższości 0,9 m pylasto-piaszczystego i czerwonego oraz z poziomu B<sub>Ca</sub> pylasto-piaszczystego płowego, których cechą charakterystyczną są subwertykalne wytrącenia węglanowe w kształcie rurek o długości 15 cm, występujące dość gęsto, co 10–30 cm, najprawdopodobniej ślady po systemie korzeniowym roślin.

*Ta część profilu nie została objęta badaniami (nie pobrano próbek do analizy).*

- 50,40–52,00 **Less przyzowski (pr)? L8?**, dwudzielny ze względu na zróżnicowany udział węglanów.

Less pylasto-piaszczysty o miąższości 0,7 m, ciemnopłowy (10YR8/3), zasadniczo bezwęglanowy, tylko miejscami z wtórnymi węglanami (kongrecje), z dużą ilością pieprzyków Mn-Fe o średnicy 2–3 mm, oraz zoogenicznych biopor o średnicy 1,5 cm, zapełnionych czerwonym materiałem humusowym. Przejście wyraźne w barwie, ale stopniowe, granica odwapnienia.

Less pylasto-piaszczysty o miąższości 0,9 m, silnie węglanowy, jasnopłowy (10YR8/2), bogaty w zoogeniczne biopory oraz kretowiny o średnicy do 7 cm. Występują węglany pierwotne i wtórne tworzące skupienia gniazdowe, a w dolnej części liczne dyfuzyjne kongrecje Mn-Fe a niżej twarde drobne kongrecje Mn-Fe oraz ślady oglejenia. Granica wyraźna litologiczna oraz w barwie.

- 52,00–52,80 **Gleba szirokińska? (sh), S8?**, hydromorficzna rozwinięta na aluwjach facji powodziowej VII terasy Dniestru.

Poziom A o miąższości 0,4 m, pylasto-ilasty, bezwęglanowy, ale zawiera skupienia wtórnych węglanów w tym kongrecje o średnicy do 3 cm, szary (10YR6/2), miejscami niebieskawoszary. Występują zoogeniczne biopory zapełnione czerwonym materiałem oraz pieprzyki Mn-Fe o średnicy do 3 mm. Przejście stopniowe, w barwie i oznakach odwapnienia.

Poziom B o miąższości do 0,4 m, pylasto-ilasty, dosyć jednorodny, brązowoszary (7,5YR7/3), z zoogenicznymi bioporami o czerwonym napełnieniu, wzbogacony w węglany przy dolnej granicy.

- 52,80–54,20 Pakiet mułkowo-piaszczysty jednorodny, przy czym udział komponenty piaszczystej wzrasta ku dołowi, z bardzo licznymi kongrecjami Mn-Fe o średnicy do 5 mm, w części górnej ciemnożółty (10YR7/4) z zoogenicznymi

- bioporami, w dolnej niebieskawoszary (10YR7/1), miejscami silnie oglejony i wzbogacony w związki żelaza, co nadaje osadowi silniej niebieskawy odcień oraz pojawiają się oznaki warstwowania. Przejście wyraźne, zmiana litologii i oznaki warstwowania wyraźniejsze.
- 54,20–54,90 Piaski warstwowane horyzontalnie i faliście, szare (5YR8/1), poszczególne warstewki o grubości do 10 cm, wśród nich cieńsze i bardziej ilaste niebieskawe (5YR7/1), na płaszczyznach warstw wzrost udziału tlenków żelaza. Granica ostra, zmiana litologii.
- 54,90–56,50 Gruboziarniste osady aluwialne facji korytowej odsłaniają się w odległości 10 m w kierunku północnym od profilu R8. Są to konglomeraty różnie obtoczonych żwirów zbudowanych z piaskowców i mułowców o średnicy do 5–7 cm, tylko pojedyncze otoczaki mają ponad 20–30 cm średnicy, słabo scementowane lepiszczem gliniasto-wapnistym. Proporcje lepiszcza i żwirów 0,3 do 0,7.
- 56,50 Cokół skalny zbudowany z organogenicznych wapieni neogenu o wysokości 0,5–0,6 m nad poziom wody w limanie.

Profil Roksolany został szczegółowo opróbowany w celu wykonania różnego typu analiz. Uzyskane wyniki są częściowo przedstawione w niniejszym tomie jako oddzielne prace, niektóre (w tym między innymi wyniki datowań izotopowych) wymagają dalszego dopracowania.

Nie ulega wątpliwości, że profil Roksolany położony na północnym Przyczarnomorzu ma kluczowe znaczenie dla stratygrafii plejstocenu, jak i paleogeografii tego regionu, i zasługuje na dogłębne opracowanie monograficzne.

---

*Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N., 2006. Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the Northern Black Sea Coastal Area. Quaternary International, 149, 44–54.*

*Gendler T. S., Heller F., Tsatskin A., Spassov S., Du Pasquier J., Faustov S. S., 2006. Roxolany and Novaya Etuliya – key sections in the western Black Sea loess area: Magnetostratigraphy, rock magnetism, and paleopedology. Quaternary International, 152–153, 78–93.*

*Gozhik P., Komar M., Krokhmal O., Shovkopljas V., Khrystoforova T., Dykan N. & Prylypko S., 2007. The key section of Neopleistocene subaerial deposits near Roxolany village (Odessa region). [In:] Problemy serednoplejstocenogo interglacialu. Lviv, Vid. Centr. LNU im. I. Franka, 109–128.*

Guidebook for Excursions A-7, C-7, 1982. Moldova and the Odessa Region XI Congress INQUA. Moscow, 45 pp.

*Gozhik P., Shovkopljas V., Komar M., Matviishyna Ž., Perederiy W., 2000. Putivnyk, X polsko-ukrainsky seminar “Korelacija lesiw i lodowykowych widkladiw Polszczy i Ukrainy”. NAN Ukrainy, Instytut geologicznych nauk, Kijów. 34 pp.*

*Sartori M., 2000. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. A Dissertation submitted to the Swiss Federal Institute of Technology Zürich for the degree of Doctor of Natural Sciences.*

*Stecjuk W. W. (red.) 2010. Relief Ukrainy. Nawcz. posibn. [B. O. Wahruszew, I. P. Kowalczyk, O. O. Komlew, J. S. Krawczyk, E. T. Palienko, G. I. Rudko, W. W. Stecjuk]; Pod red. W. W. Stecjuka, Wydawnictwo Dim “Slovo”, 688 pp.*

*Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A., Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E. I., 1998. Pedosentimentary division, rock magnetism, and chronology of the*

loess/palaeosol sequence at Roksolany (Ukraine). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 143, 111–133.

### **Summary**

The Roksolany key loess section (Northern Black Sea) is one of the largest (56.5 m) sections of Pleistocene deposits in Ukraine. Information about the location of the profile, history of its studies is provided in this article. Detailed description of every horizon is presented. Importance for solving problems of stratigraphy and palaeogeography of the Pleistocene, including loess-soil series is emphasized. The Roksolany section deserves on monographic publication.

УДК 551.79+551.4

**ЛЕСОВИЙ РОЗРІЗ РОКСОЛАНИ:  
РОЗТАШУВАННЯ, ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕНЬ,  
ХАРАКТЕРИСТИКА ВІДКЛАДІВ<sup>1</sup>**

**Андрій Богущкий<sup>1</sup>, Марія Ланчонт<sup>2</sup>, Петро Гожик<sup>3</sup>, Марина Комар<sup>3,4</sup>**

<sup>1</sup> Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Дорошенка, 41, 79000, м. Львів, Україна

<sup>2</sup> Університет Марії Кюрі-Склодовської,  
ал. Красніцька, 2 с, д, 20-718, м. Люблін, Польща

<sup>3</sup> Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. О. Гончара, 55<sup>б</sup>, 01054, м. Київ, Україна

<sup>4</sup> Національний науково-природничий музей НАН України,  
вул. Б. Хмельницького, 15, 01601, м. Київ, Україна

Розріз Роксолани відноситься до найвідоміших і багаторазово досліджуваних європейських лесових профілів як з точки зору чисельних і добре розвинених викопних ґрунтів, розділених горизонтами лесів, так і з огляду на дискусію довкола проблеми віку цих горизонтів, зокрема положення палеомагнітної границі Брюнес-Матуяма.

*Геологічне і геоморфологічне положення розрізу*

Розріз розташований на лівому березі Дністерського лиману на північ від села Роксолани (46°10' N, 30°27' E) в межах Дністерсько-Бузької рівнини, яка відноситься до південно-західної частини Причорноморської низовини (рис. 1<sup>\*</sup>). Це акумулятивна, плоска, слабкохвиляста і слабкорозчленована рівнина висотою 10–50 м н. р. м. Вона дещо нахилена в південному і східному напрямках. Характерні риси рельєфу Причорноморської низовини обумовлені блоковою тектонікою з субпівденним та субширотним напрямками дислокацій (Стецюк, ред., 2010). Нерівномірна амплітуда рухів призвела до різного нахилу блоків. В постпонтійському часі наступив етап послаблення рухів, наслідком яких низка деформацій, головню плікативних, рідше флексурних і диз'юнктивних переміщень. До районів понижень пристосувались річкові долини, лимани, балки, низькі акумулятивні відрізки берегів і затоки. Елеваційні елементи – це слабко розчленовані межиріччя, які біля моря закінчуються переважно крутими

---

<sup>1</sup> Роботи виконані завдяки фінансовій підтримці проекту MNiSW N N306 474138 та міжнародного проекту MNiSW 691-N/2010/0.

<sup>\*</sup> Рисунок наведений в польськомовній версії опису розрізу Роксолани (див. статтю Bogucki A., Lanczont M., Gozhik P., Komar M. у цьому збірнику – с. 33–43).

абразійними уступами. Тут широко розповсюджені плейстоценові відклади – лагунні, алювіально-дельтові й алювіальні, а також потужні лесово-грунтові покриви на терасах і межиріччях.

Дністерський лиман орієнтований NW-SE, має довжину близько 40 км, а ширину – від 4 до 12 км. Відокремлений від моря піщаним пересипом – косою Бугаз (завширшки від 40 до 500 м). Кліфовий берег лиману розташований на північ від с. Роксолани, має довжину 1,5 км і орієнтований на NNW-SSE. Він порізаний чисельними глибокими ярами довжиною до 150–200 м і більше. В середній і південно-східній частинах цього відтинку берега гирла ярів мають трикутну форму і закінчуються безпосередньо над вузьким пляжем, а ділянки між ярами мають вигляд свіжих лесових кліфів – характерними є нависання величезних блоків лесів, обумовлених їхньою вертикальною тріщинуватістю. В межах самих ярів дуже активними є процеси ерозії, суфозії, обвальні, зсувні тощо. Дно ярів дуже вузьке, різко нахилене до лиману. На схилах ярів спостерігаються чисельні ступені, обумовлені різновисотним положенням обвалених лесових блоків. В північно-західній частині берегової смуги досліджуваного району є дуже характерна плоска, слабо нахилена до моря алювіально-пролювіальна рівнина (на зразок дельти, конусу виносу). Водночас безпосередньо на береговому кліфі та відслонених стінках ярів спостерігається потужна лесово-грунтова серія, в основі якої залягає пачка руслового і заплавного алювію VII (кіцканської) тераси Дністра (Гожик та ін., 2000, 2007), а також цоколь тераси, збудований неогеновими органогенними вапняками (понт і частково середній сармат). Висота цоколю над рівнем лиману близько 1 м.

#### *Історія досліджень*

Перші детальні дослідження розрізу Роксолани проведено в 1976 р. під час підготовки до презентації на міжнародному лесовому симпозіумі. В путівнику (1982) представлено будову профілю, палеомагнітну характеристику, гранулометрію і мінералогічний склад лесів, а також кілька абсолютних радіовуглецевих дат. Положення палеомагнітної границі Брюнес-Матуяма констатовано в нижній частині субаеральної серії між ґрунтами мартоносського комплексу над заплавною алювієм. Наступний етап робіт підсумований у колективній праці (Гожик та ін., 2007). В ній узагальнено палеомагнітні, палеонтологічні (палінологія, малакофауна, рештки дрібних ссавців) аналізи, результати датувань радіовуглецевим і термолюмінесцентним методами, які загалом підтвердили попередні висновки. Маркувальний горизонт вулканічного попелу, згідно з результатами досліджень П. Гожика та інших авторів (2007), залягає у бузькому лесі, безпосередньо під дофінівським ґрунтом.

В літературі також знаходимо іншу позицію відносно положення границі Брюнес-Матуяма (Tsatskina і in., 1998, Satori, 2000, Gendler і in., 2006). Згідно з цими дослідниками, границя Брюнес-Матуяма знаходиться між ґрунтами РК6 і РК7, тобто в покрівлі ґрунту, інтерпретованого попередніми дослідниками (Гожик та ін., 2007) як кайдацький горизонт. Стосовно акумуляції вулканічного попелу, то вона припадає на інтервал формування лесу L3, який є материнською породою комплексу ґрунтів ромни+кам'янка+інжава (РК3). До епохи Матуяма включено нижню частину розрізу, в якій знаходиться аж 5 викопних ґрунтів.

Пізніше А. Додонов зі співавт. (2006) на підставі дати AMS (26 760 років), отриманої для першого з верху викопного ґрунту, зробив корекцію геохронології верхньоплейстоценової лесово-грунтової серії. У цьому випадку горизонт вулканічного попелу знаходиться нижче мезинського (РК2) ґрунту.



*Дослідження розрізу Роксолани у 2011–2012 роках\*\**

Нижченаведений опис носить синтетичний характер. Він виконаний на підставі розчисток, розташованих в кількох місцях на стінках ярів, а також на береговому кліфі (рис. 2). Така процедура була можлива, дякуючи дуже характерній послідовності лесово-грунтових горизонтів, що дало змогу з великою ступінню ймовірності ідентифікувати конкретні верстви (рис. 3). Зокрема, такими маркерами, які дозволили корелювати між собою різні розчистки, були витачівський (vt) ґрунт, а також ґрунтово-лесово-ґрунтова послідовність: прилуки (pl) – тясмин (ts) – кайдаки (kd). Загалом проаналізовано вісім пунктів досліджень.

В 2011 р. на підставі розчисток 1–4 досліджено характеристики відкладів до глибини 35,25 м, до лесу L3 (дніпровського), а також зроблено загальний опис шарів, які виступають нижче в розчистці 5 (комплекс ґрунтів S3+4). У 2012 р. опис доповнено на підставі трьох розчисток (6–8), розпочинаючи з комплексу кайдацьких (S2) ґрунтів і закінчуючи цоколем сьомої тераси Дністра. З усього розрізу систематично відібрано зразки для аналізів (через кожні 0,2 м).

Z całego niemal profilu pobrane zostały systematycznie próbki do analiz (co 0,2 m). Na żаль, недоступним для цих робіт був один фрагмент розчистки 8.

Найвищий пункт – покрівля розчистки R1 – знаходиться на висоті 40 м н. р. м. Загальна потужність відкладів у розрізі Роксолани, досліджених 2011–2012 рр., становить 56,5 м.

Переходимо до опису розрізу Роксолани (рис. 3).

**Розріз Роксолани 1 (R1)** розташований у вершині одного із ярів, найглибше врізаного в плоску рівнину поблизу перехрестя доріг, що йдуть від Роксолан у напрямку до сільськогосподарських полів (рис. 2).

0–1,85 м *Сучасний ґрунт (S0)*. Сформований на лесах.

Гумусовий (H) горизонт має потужність до 0,4 м, зверху прикритий перевианим пилом, антропогенно порушений. Горизонт супіщаний, неоднорідний, зі строкатим забарвленням, найтемніший (темно-сірий) колір (10YR4/1)\*\*\* у нижній частині шару. Із соляною кислотою закипає бурхливо. Нижній контакт гострий, техногенний.

Лювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт має потужність 1,45 м. Добре виділяється у профілі як в сухій, так і вологій відмінах. Горизонт супіщаний, макропористий, вертикально тріщинуватий, карбонатний, у верхній частині колір темно-жовтий (10YR6/4), у нижній частині він дещо освітлений (10YR7/4), тут зростає щільність, з'являється велика кількість червоточин діаметром до 2 см. Червоточини заповнені матеріалом горизонту H. Перехід поступовий, майже зникає біогенна переробленість.

*Лес L1 – бузький лес (bg), з горизонтами викопних ґрунтів, верхній пленігліціал останнього зледеніння*

1,85–3,95 *Лес* дуже однорідний, супіщаний, макропористий, палевий (у верхній частині 10YR8/4, в нижній – 10YR8/3), з великою кількістю пухких залізо-манганових крапкових новоутворень. Супіски інтенсивно

\*\* Badania terenowe były częściowo realizowane w ramach projektu badawczego MNiSW nr N N306 474138 (2011) oraz projektu badawczego międzynarodowego niewspółfinansowanego MNiSW nr 691/N-Ukraina/2010/0 (2012).

\*\*\* Колір матеріалу визначено на пробах з природною вологістю згідно зі шкалою кольорів *Revised Standard Soil Color Charts* (1970).

- закипають з HCl. Нижній контакт чіткий, хвилястий. Біля нього поодинокі кротовини і спальні камери діаметром до 7–10 см. Вони заповнені матеріалом горизонту Н похованого ґрунту, що залягає нижче.
- 3,95–5,55 *Викопний ґрунт* з добре розвинутим генетичним профілем. Гумусовий (Н) горизонт має потужність 0,4–0,45 м, місцями дещо більшу. Він супіщаний, макропористий, дуже щільний, червонувато-бурого (5YR6/4) кольору. У верхній частині горизонт розбитий дрібними неглибокими (до 0,3 м) тріщинами з максимальною шириною 1–2 см. Тріщини заповнені лесом. Відстань між тріщинами 5–6 см. У шарі багато кротовин діаметром до 7 см, іноді спостерігаються кротовинні трубчасті ходи. Кротовини заповнені лесом. Супіски взаємодіють з HCl. Нижній контакт нерівний, підкреслений плівками бурого озалізнення, а також скупченнями білих карбонатних новоутворень.
- Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт. Супіщаний, щільний, у верхній частині жовтувато-бурий (10YR7/6), у нижній – жовтий (10YR8/4). Супіски дуже збагачені карбонатами, які утворюють характерну плямисту текстуру (діаметр плям 2–3 см). У шарі багато кротовин діаметром до 10 см і червоточин, заповнених бурим матеріалом гумусного горизонту. Ділянками біогенна переробленість така інтенсивна, що кількість кротовин і червоточин займає більше половини об'єму горизонту. Нижній контакт нерівний, перехід загалом поступовий, зростає однорідність порід.
- 5,55–6,40 *Лес* палевого (7,5YR8/3) кольору, з поодинокими кротовинами діаметром до 7 см, з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень, а також псевдоміцелієм у нижній частині шару. Леси карбонатні, мають хвилястий нижній контакт.
- 6,40–8,35 *Палеоґрунтовий комплекс*, побудований двома викопними ґрунтами, – дофінівський (df).
- 6,40–6,95 *Ґрунт 1 (верхній – df1)*. Гумусовий (Н) горизонт складений супісками, відносно однорідними, червонувато-коричневими (2,5YR5/6), щільними, з кротовинами і великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Супіски інтенсивно реагують з HCl. Поверхня горизонту розбита глибокими (до 0,5 м) і відносно широкими (до 0,1 м) тріщинами, заповненими лесом. Нижній контакт дуже гострий, виразний.
- 6,95–8,35 *Ґрунт 2 (нижній – df2)*. Повнопрофільний викопний ґрунт з дещо денудованим гумусовим горизонтом. Фактично збереглась нижня частина цього горизонту потужністю 0,5 м. Вона побудована супісками, темно-рожевими (2,5YR6/4), щільними, з чорними крапковими залізо-мангановими новоутвореннями. В горизонті велика кількість кротовин, заповнених лесом, а також рожевим матеріалом горизонту Н і матеріалом з першого ґрунту дофінівки (df1). З соляною кислотою породи взаємодіють слабо. Нижній контакт дуже нерівний, язиковатий.
- Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт має потужність 0,9 м. Супіщаний, темно-палевого (5YR7/3) кольору. У верхній частині спостерігаються плями мучнистих білих карбонатів діаметром 1–3 см, є також велика кількість кротовин і спальних камер. Нижній контакт виразний, за зменшенням інтенсивності біогенної переробленості.

**Розріз Роксолани 2 (R2)** розташований на цій самій північній стінці, що й розріз Роксолани 1, в 50 м нижче по схилу цього ж яру, тобто в напрямку його гирла (рис. 2).

8,35–20,05 *Горизонт бузького (bg) лесу* потужністю 11,7 м. Винятково добре розвинутий, однорідний, дуже карбонатний, вертикально тріщинуватий

(особливо добре це видно на сухих стінках), з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Лес макропористий, на різних ділянках має дещо різну щільність і вологість, що може бути пов'язано з різними умовами висихання і особливостями гранулометрії: найвологіші і найщільніші (?) фрагменти швидше за все пов'язані з найбільш глинистими відмінами лесів. Очевидно, різним у розрізі порід горизонту є і вміст легкорозчинних солей. Колір лесів змінюється від світло-палевого (7,5YR8/2) до палевого (7,5YR8/3). В бузькому лесі у вигляді лінз і прошарків потужністю 1–3, іноді 4 см зустрінуто світло-сірий вулканічний попіл, який залягає на глибині 1,3 м від підшви другого ґрунту дофінівки, тобто на глибині 9,65 м. Лінзи вулканічного попелу констатовано на відрізок протяжністю понад 3 м. У приповерхневій частині лесу (до глибини 9,55 м) звичайними є кротовини діаметром 7–10 см із червонувато-бурим гумусовим наповнювачем. До цієї глибини можна говорити про материнську породу дофінівського ґрунту (df2).

*L1 – витачівський викопний ґрунт (vt), середній пленігліціал останнього зледеніння*

20,05–22,05 *Витачівський викопний ґрунт (vt)*. Має добре розвинутий генетичний профіль.

Гумусовий (H) горизонт потужністю до 1 м (20,05–21,05 м) складений супісками дуже щільними, макропористими, дрібногрудкуватої структури. У верхній частині супіски червонувато-бурі (2,5YR6/6), а в нижній – дещо освітлені (2,5YR5/6). Повсюдно невеликі білі плями карбонатів діаметром до 0,5 см у верхній частині горизонту і до 1 см – у нижній. По всьому шару багато чорних залізо-манганових конкрецій діаметром до 2 мм. Нижній контакт нерівний, підкреслений виразною зміною кольору і збільшенням карбонатності.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт потужністю 1 м. Складений супісками і суглинками, світло-бурий (5YR7/3) у верхній частині і темно-палевий (5YR8/3) – в нижній. Породи дуже щільні, переповнені карбонатами, особливо у верхній частині шару, де плями карбонатів досягають 5 см у діаметрі, а подеколи займають понад половину об'єму горизонту. По всьому шару чисельні чорні крапкові залізо-манганові новоутворення. До підшви шару зменшуються озалізнення порід, кількість карбонатів, породи стають одноріднішими. Щільність порід залишається високою.

**Розріз Роксолани 4 (R4)** розташований на північ від розрізу Роксолани 2 на відстані близько 0,8 км, на виступі між двома ярами (рис. 2). Гирло яру знаходиться на відстані близько 100 м від берега Дністерського лиману. Яр виходить на плоску поверхню алювіально-пролювіальної рівнини з характерними ознаками пологого конусу виносу. Розріз розташований недалеко від устя яру на цій рівнині, близько від дороги, яка перетинає його паралельно до крутого уступу.

*Лес L1 – удайський лес (ud), нижній пленігліціал останнього зледеніння*. У розрізі Роксолани 4 удайський лес виступає у нетиповому варіанті і сформований, очевидно, в локальній западині, відмитий від карбонатів. Розріз Роксолани 4 репрезентує лише верхню частину удайського лесу.

22,05–22,65 *Лес* темно-палевий з червонуватим відтінком (5YR7/3), суглинистий, макропористий, щільний, з великою кількістю чорних крапкових залізо-манганових новоутворень, з псевдоміцелієм, а також щільними карбонатними конкреціями (дутиками) діаметром до 2 см. Леси закипають з НСІ лише на ділянках з вторинними карбонатами. Перехід за зміною кольору.

22,65–23,45 *Супіски* щільні, однорідні, макропористі, жовтувато-сірі (10YR6/3 до 5/3). Перехід поступовий.

- 23,45–24,35 *Супіски* сірі з коричнюватим відтінком (5YR6/2), з великогрудкуватою структурою (розміри агрегатів – 3–4 см). Структуру добре видно на звітрилих поверхнях. З соляною кислотою не взаємодіють. Перехід поступовий, за зміною кольору.
- 24,35–25,45 *Супіски* макропористі, світло-коричневі з сірим відтінком (7,5YR6/4 і 7,5YR6/2) з мангановими плямами діаметром до 0,5 см. Грудкувата структура спостерігається тільки у верхній частині шару. З соляною кислотою не взаємодіють. Перехід поступовий, за зміною кольору.
- 25,45–26,65 *Лес* однорідний, темно-палевий (5YR6/3) з плямами глею і мангану, з крапковими залізисто-мангановими новоутвореннями. З соляною кислотою не взаємодіють.

**Розріз Роксолани 3 (R3)** розташований на стінці яру, найближчого до с. Роксолани, його північної околиці (рис. 2).

- 26,65–29,95 *Удайський лес, його нижня частина*. Винятково однорідний, світло-палевий (7,5YR8/2), зі спорадичними плямами білих мучнистих карбонатів. В нижній частині (0,7–0,8 м) є кротовини діаметром до 7 см, заповнені червоним матеріалом гумусового горизонту верхнього (наймолодшого) ґрунту прилуцького викопного ґрунтового комплексу. Нижній контакт чіткий, нерівний, за зміною кольору і щільності порід.

*S1 – прилуцький викопний ґрунтовий комплекс (p1)*

- 29,95–31,10 *Прилуцький викопний ґрунтовий комплекс (p1)* побудований трьома викопними ґрунтами.

*Верхній (наймолодший) ґрунт прилуцького викопного ґрунтового комплексу (p11)*. Має добре диференційований генетичний профіль.

Гумусовий (Н) горизонт потужністю 0,7–0,8 м, складений супісками щільними, карбонатними, з новоутвореннями (кристалами) гіпсу. Колір супісків червонувато-бурий (2,5YR7/6), у верхній частині забарвлення менш інтенсивне (2,5YR6/6). Нижній контакт різкий, нерівний. Біля контакту розпочинаються неглибокі (0,1–0,15 м) і вузькі (1–3 см) тріщинки, заповнені лесом.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт має потужність 0,25–0,4 м. Він супіщаний, палевий (7,5YR8/4), лесоподібний, щільний, переповнений плямами мучнистих карбонатів діаметром до 3 см. Є поодинокі кротовини діаметром до 7 см, заповнені бурим гумусовим матеріалом.

- 31,10–32,00 *Середній ґрунт прилуцького викопного ґрунтового комплексу (p12)*, складений з гумусного та ілювіального карбонатного горизонтів.

Гумусовий (Н) горизонт потужністю 0,45 м, суглинистий, червонувато-бурий (темніший (2,5YR7/6) відтінок у нижній частині, у верхній – світліший (2,5YR7/4)). Суглинки щільні, містять пухкі вторинні карбонати (плями і лінзочки розміром до 1 см) і щільні карбонатні конкреції діаметром до 5–7 см. Горизонт розбитий системами тріщин шириною до 1 см, заповнених лесом. Біля нижнього контакту і в горизонті I<sub>карб.</sub> інтенсивна біогенна переробленість – червоточини діаметром до 1,5 см і кротовини діаметром до 7 см. Вони виповнені бурим матеріалом горизонту Н і матеріалом горизонту I<sub>карб.</sub>

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт потужністю 0,45 м, супіщаний, лесоподібний, темно-палевий (5YR7/4), переповнений карбонатами (плями, дутики та поодинокі кристали розміром до 0,5 см). Перехід ясний, нерівний.

- 32,00–33,05 *Нижній (найстарший) ґрунт прилуцького викопного ґрунтового комплексу (p13)*.

Гумусовий (Н) горизонт потужністю 0,55 м, з невеликими відхиленнями із-за нерівних верхнього і нижнього контактів. Він суглинистий,

червонувато-коричневий (5YR6/6), досить однорідний, дуже щільний, карбонатний, але у верхній частині з HCl закипає слабко. Нижній контакт гострий, нерівний, підкреслений великою кількістю карбонатів.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт потужністю 0,5 м. Він лесоподібний, з великою кількістю дрібних чорних залізисто-манганових новоутворень. Насичений карбонатами – плями мучнистих карбонатів до 3–4 см діаметром надають білястого кольору цілому горизонтові. Колір основної маси шару палевий (5YR8/3), на ділянках скупчення карбонатів (біля верхнього контакту) білястий (5YR8/1). Перехід ясний, гострий, за зменшенням щільності порід, зникненням карбонатної плямистості, зростанням однорідності порід.

33,05–34,05 *Тясминський лес (ts – L2)*, типовий, палевий з зеленкуватим відтінком (5YR8/3), супіщаний, однорідний, макропористий, карбонатний, з чорними крапковими залізисто-мангановими новоутвореннями. Нижній контакт нерівний, язичуватий. Язики мають вигляд тріщин шириною до 3 см.

34,05–35,25 *Кайдацький викопний ґрунт (kd – S2)* має добре диференційований профіль.

Гумусовий (H) горизонт має потужність до 0,9 м. Він суглинистий, досить однорідний, червонувато-коричневий (2,5YR6/6), з великою кількістю чорних крапкових залізисто-манганових новоутворень. Зустрічаються кротовини діаметром до 10 см, заповнені лесом. Суглинки карбонатні. Верхній і нижній контакти дуже нерівні.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт має потужність до 0,3 м. Він супіщаний, лесоподібний, невеликої щільності, зеленкувато-палевий (2,5YR8/4). Містить дещо меншу, в порівнянні з ілювіальними горизонтами прилуцьких ґрунтів, кількість карбонатів.

З глибини 35,25 м розпочинається *дніпровський лес (dn – L3)*, супіщаний, палевий з зеленкуватим відтінком (2,5YR8/4), переповнений пухкими залізисто-мангановими новоутвореннями діаметром до 3–5 мм, однорідний, макропористий, з поодинокими щільними карбонатними конкреціями діаметром до 3–5 см. Для потреб кореляції з іншими розчистками його розкрито 1,0 м.

**Розріз Роксолани 5 (R5)** додатковий. Він розташований дещо нижче за течією від профілю Роксолани 4, в наступному ярі (рис. 2). Тут відслонюються під дніпровським лесом комплекс ґрунтів потягайлівка (pt) потужністю 0,7 м і завадівка (zv) потужністю 2,0 м, розділені орельським лесом (or) потужністю 1,8 м.

**Розріз Роксолани 6 (R6)** розташований на обривистій стінці над Дністерським лиманом, де добре видно досить плаский конус виносу яру і розпочинається крута (кліфова) ділянка берегової лінії лиману (рис. 2). Під час досліджень 2012 р. ми повторили і деталізували опис горизонту I<sub>карб.</sub> кайдацького ґрунту, який тут є потужнішим і краще вираженим, ніж у розрізі Роксолани 3.

34,95–35,45 *Ілювіальний (I) горизонт кайдацького (kd) ґрунту (S2)*. Складений супісками, дуже щільними, фактично зцементованими карбонатами, темно-палевими (7,5YR7/6), макропористими, насиченими пилюватими карбонатами і білими карбонатними новоутвореннями діаметром до 1 см. Є багато пухких чорних залізисто-манганових примазок і конкрецій діаметром до 3 мм. Зустрічаються кротовини діаметром до 7 см, заповнені червоно-бурим матеріалом гумусового горизонту. Перехід поступовий, за зміною кольору і щільності порід.

35,45–40,45 *Дніпровський лес (dn – L3)*. Складений супісками, жовтувато-сірими (10YR7/6), дуже однорідними, з псевдоміцелієм і великою кількістю

чорних крапкових залізо-манганових новоутворень, а також щільних карбонатних конкрецій (дутиків) діаметром до 5–7 см. Приблизно до глибини 37,5 м трапляються також поодинокі кротовини діаметром до 10 см, заповнені червонувато-бурим матеріалом і лесом. Супіски інтенсивно закипають з HCl. Леси розбиті розбиті вертикальними тріщинами. Нижній контакт нерівний, ерозійний. На поверхні нижчезаліаючого потягайлівського ґрунту (pt) зустрічаються невеликі підняття висотою до 10 см.

40,45–41,05 *Потягайлівський викопний ґрунт (pt – S3).*

Гумусовий (H) горизонт має потужність 0,2–0,25 м. Складений супісками світло-коричневими (7,5YR6/6), дуже щільними, з великою кількістю чорних залізо-манганових конкрецій, щільних і пухких діаметром до 3 мм. З HCl супіски взаємодіють слабо. Перехід поступовий, за зміною кольору, зростанням кількості карбонатів.

Ілювіальний (I) горизонт має потужність 0,35–0,4 м. Складений супісками світло-коричневими (7,5YR8/4), місцями освітленими внаслідок збагачення карбонатами (7,5YR8/2). Максимальна кількість карбонатів спостерігається у верхній частині горизонту. Супіски щільні. Нижній контакт ясний, за зміною кольору і щільності порід. У шарі є багато кротовин діаметром до 10 см, заповнених матеріалом гумусового горизонту.

41,05–42,45 *Орельський лес (or – L4).*

Складений супісками, світло-палевими (10YR7/3), однорідними, макропористими, біогенно переробленими (кротовини діаметром до 7 см, заповнені гумусовим матеріалом потягайлівського ґрунту). Зустрічаються щільні карбонатні конкреції діаметром 5–7 см. Супіски інтенсивно закипають з HCl. Нижній контакт ясний, за зміною кольору і щільності порід.

**Розріз Роксолани 7 (R7)** розташований в 200 м від гирла яру, який знаходиться найнижче відносно усіх попередніх (рис. 2).

42,45–45,00 *Завадівський викопний ґрунтовий комплекс (zv – S4)* складається з двох викопних ґрунтів, нижній із яких може бути розділений на два самостійних.

42,45–43,50 *Завадівський ґрунт (молодший, верхній – zv1)* має добре виражений генетичний профіль.

Гумусовий (H) горизонт потужністю 0,8 м складений супісками червонувато-коричневого кольору (10YR4/8), досить однорідними, дуже щільними, з кротовинами діаметром до 7 см, заповненими як лесом, так і гумусовим матеріалом, з уламками білих карбонатів діаметром до 0,5 см. Трапляються також червоточини діаметром до 1 см з гумусовим наповнювачем. Супіски інтенсивно взаємодіють з HCl. Верхній контакт шару нерівний, розбитий глибокими (до 1 м) вузькими (до 0,5 см) тріщинами, заповненими орельським лесом. Перехід виразний, нерівний, за зміною кольору і щільності порід.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт має потужність 0,25 м. Складений супісками темно-палевими (7,5YR7/4), дуже щільними, насиченими білими карбонатами. Нижній контакт чіткий, підкреслений скупченням карбонатних конкрецій діаметром до 3–4 см. Тут зустрічаються також окремі кротовини діаметром до 7 см, заповнені лесом і матеріалом гумусового горизонту.

43,50–45,00 *Завадівський ґрунт (старший, нижній – zv2).* В генетичному профілі добре виділяється гумусовий та ілювіальний горизонти.

Гумусовий (Н) горизонт добре виражений і має потужність 0,5 м (в інтервалі 43,5–44,0 м). Він супіщаний, червонувато-бурий (10YR5/6), переповнений карбонатами як пилюватими, так і карбонатними конкреціями діаметром 3–4 см. Є велика кількість чорних крапкових залізо-манганових новоутворень. Звичайним є псевдоміцелій. Супіски карбонатні. Нижній контакт ясний, за зміною кольору, збільшенням кількості карбонатів в породах.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт має потужність 1,0 м, за розрізом неоднорідний. Його можна розділити на дві основних частини, нижня з яких також може бути розділена на дві частини. Отже, в ілювіальному горизонті виділяємо три частини.

Верхня частина потужністю 0,5 м (в інтервалі 44,0–44,5 м) супіщана, біляста (5YR8/2), дуже щільна, насичена карбонатами, кількість яких зменшується до підшви шару. Дуже характерні гнізда білих карбонатів. Зустрічаються кротовини діаметром до 7 см. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору, зменшенням кількості карбонатів.

Середня частина ілювіального горизонту потужністю 0,25 м (в інтервалі 44,5–44,75 м) може бути інтерпретована як рештки гумусного горизонту слабкорозвиненого викопного ґрунту. Складена супісками червонувато-бурими (2,5YR6/4), менше насиченими карбонатами, місцями гнізд білих карбонатів майже немає. Перехід ясний, за зростанням кількості карбонатів.

Нижня частина ілювіального горизонту потужністю 0,25 м (в інтервалі 44,75–45,0 м) супіщана, темно-палева, часто біляста із-за карбонатів (10YR8/2 і 8/3), дуже щільна, насичена карбонатами, з великою кількістю вертикально орієнтованих червоточин. У шарі багато дрібних (до 3 мм) залізо-манганових конкрецій. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору, зменшенням кількості карбонатів.

*Отже, можна припустити, що в інтервалі 44,5–45,0 м розвинений ще один завадівський ґрунт (найстарший – zv3) з гумусовим та ілювіальним горизонтами потужністю по 0,25 м кожен.*

45,00–46,30 *Тилігульський лес (tl – L5) складений супісками, темно-палевими (7,5YR8/4), дуже щільними, неоднорідними, з великою кількістю крапкових чорних залізо-манганових новоутворень. В шарі зустрічаються поодинокі кротовини діаметром до 10 см, заповнені гумусним матеріалом і палевим лесом. Характерною ознакою шару є скупчення карбонатних конкрецій діаметром до 10 см. Нижній контакт чіткий, хвилястий.*

46,30–48,10 *Лубенський (?) викопний ґрунт (lb – S5) репрезентований потужним (1,1 м) гумусовим горизонтом і дещо меншим за потужністю (0,7 м) ілювіальним горизонтом.*

Гумусовий (Н) горизонт (в інтервалі 46,3–47,4 м) супіщаний, червонувато-бурий (10YR4/6), щільний, інтенсивно насичений пилюватими карбонатами. Поширені гнізда білих карбонатів і карбонатні конкреції діаметром 1–3 см. В шарі є кротовини діаметром до 7 см, заповнені матеріалом ілювіального горизонту. Нижній контакт чіткий, за зміною кольору і кількості карбонатів.

Ілювіальний (I<sub>карб.</sub>) горизонт (в інтервалі 47,4–48,1 м) темно-палевий з зеленкуватим відтінком (2,5YR7/3), дуже насичений конкреціями і гніздами пилюватих карбонатів діаметром до 3–4 см. Ділянками зростає озалізнення, що надає породі червонуватий відтінок. Нижній контакт чіткий, за зміною літології.

48,10–48,90 Піски зеленкувато-сірі (7,5YR6/4), дрібнозернисті, досить однорідні,

у нижній частині з гравієм карпатських порід. Піски місцями зцементовані карбонатами до стану пластоподібних конкрецій, що добре виділяються в піщаній пачці завдяки підвищеній твердості.

**Розріз Роксолани 8 (R8)** розташований в 100 м південніше від розрізу Роксолани 7, безпосередньо над урізом води в лимані (рис. 2).

48,90–50,40 *Мартоносський (?) викопний ґрунт (mr – S6–7?)*. Ґрунт побудований гумусовим горизонтом потужністю 0,9 м, супіщаним, червонуватого кольору та палевими супісками потужністю 0,6 м ілювіального (I<sub>карб.</sub>) горизонту. Для ілювіального горизонту дуже характерні густі (через кожні 10–30 см) субвертикальні трубочки (очевидно, по рослинності) глибиною до 15 см, заповнені білими карбонатами.

50,40–52,00 *Приазовський (?) лес (pr – L7)*, неоднорідний, який ділиться на дві частини. Верхня частина потужністю 0,7 м супіщана, темно-палева (10YR8/3), в основній масі не закипає з HCl, закипає лише на ділянках з вторинними карбонатами. Містить велику кількість пухких залізисто-манганових новоутворень діаметром до 2–3 мм, а також червоточин діаметром 1–5 см, заповнених червоним гумусовим матеріалом. Перехід виразний, за зміною кольору і кількості карбонатів.

Нижня частина шару потужністю 0,9 м складена лесом супіщаним, світлішим із-за карбонатів. Колір світло-палевий (10YR8/2). По усьому шару багато червоточин і кротовин діаметром до 7 см. З HCl породи закипають дуже інтенсивно. Карбонати пилюваті, зустрічаються також гнізда білих вторинних карбонатів. У нижній частині шару є чисельні залізисто-манганові конкреції і сліди оглеєння. Нижній контакт чіткий, за зміною літології і кольору.

52,00–52,80 *Широкинський (?) ґрунт (sh – S8)*. Він гідроморфний, розвинений на заплавної фації алювію VII надзаплавної тераси Дністра. Ґрунт має добре виражений профіль, особливо добре виражений гумусовий горизонт.

Гумусовий (H) горизонт потужністю 0,4 м суглинистий, сірого (10YR6/2) кольору, місцями з голубувато-сірим відтінком. В основній масі з HCl суглинки не реагують, але місцями спостерігаються скупчення вторинних карбонатів, в т.ч. дутики діаметром до 3 см. Тут є також червоточини, заповнені червонуватим матеріалом, і залізисто-манганові конкреції діаметром до 3 мм. Перехід поступовий, за зміною кольору і відмитістю від карбонатів.

Ілювіальний (I) горизонт має потужність 0,4 м. Складений суглинками, коричнюватого-сірими (7,5YR7/3), досить однорідними, з червоточинами, які заповнені червонуватим матеріалом. Біля нижнього контакту відзначається збагаченість карбонатами.

52,80–54,20 Загалом однорідна *суглиниста пачка*. Кількість піщаної складової у шарі зростає в напрямку до подошви шару. У шарі дуже багато залізисто-манганових конкрецій діаметром до 5 мм. Колір суглинків неоднорідний: у верхній частині вони темно-жовті (10YR7/4), у нижній – голубувато-сірі (10YR7/1). Місцями суглинки дуже оглеєні і озалізовані. Звичайними є смуги озалізовання, що надає породам ознак шаруватості. У верхній частині шару є червоточини. Перехід чіткий, за зміною літології і появою чіткої шаруватості.

54,20–54,90 Горизонтально- і хвилястощаруваті *піски* сірого кольору (5YR8/1). Піски різнозернисті, перешаровуються з більш глинистими відмінами. Домінуюча потужність прошарків до 10 см, глинисті відміни голубуватого (5YR7/1) кольору мають дещо меншу потужність. Шаруватість підкреслена плівками бурого озалізовання. Нижній контакт різкий, за



- зміною літології.
- 54,90–56,50 Грубозернистий *русловий алювій*. Він відслонений за простяганням майже на 10 м у північному напрямку. Це фактично різного ступеня обкатаності галька і валуни, представлені пісковиками і силіцитами діаметром головно до 5–7 см, окремі уламки мають розміри більше 20–30 см. Уламки зцементовані до стану конгломератів. Цемент глинисто-карбонатний. Кількість цементу не перебільшує 30 % від загального об'єму шару руслового алювію.
- з 56,50 м *Цоколь тераси* побудований органогенними вапняками неогену. Його висота над урізом води в лимані не перебільшує 0,6 м.

Розріз Роксолани детально опробований на різноманітні види аналізів. Отримані результати частково публікуються окремими статтями у цьому збірнику, решта (в т.ч. результати абсолютного датування відкладів) – потребують подальшого доопрацювання і будуть опубліковані згодом. Ми переконані, що опорний розріз Роксолани у Північному Причорномор'ї заслуговує на монографічне опублікування.

---

*Гожик П. Ф.* Путівник X польсько-українського семінару “Кореляція лесів і льодовикових відкладів Польщі і України” / П. Ф. Гожик, В. М. Шелкопляс, М. С. Комар, Ж. М. Матвіїшина, В. І. Передерій. – Київ, 2000. – С. 34.

*Гожик П.* Опорний розріз неоплейстоценових субаеральних відкладів біля с. Роксолани (Одеська область) / П. Гожик, М. Комар, О. Крохмаль, В. Шовкопляс, Т. Христофорова, Н. Дикань, С. Прилипка // Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу : матеріали XIV українсько-польського семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.). – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – С. 109–128.

*Стецюк В. В. (ред.).* Рельєф України. Навч. посібн. / [Б. О. Вахрушев, І. П. Ковальчук, О. О. Комлев, Я. С. Кравчук, Е. Т. Палієнко, Г. І. Рудько, В. В. Стецюк]; За заг. ред. В. В. Стецюка. – К. : Видавничий Дім “Слово”, 2010. – 688 с.

*Dodonov A. E.* Middle – Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the Northern Black Sea Coastal Area / A. E. Dodonov, L. P. Zhou, A. K. Markova, A. L. Tchepalyga, V. M. Trubikhin, A. L. Aleksandrovski, A. N. Simakova // Quaternary International. – 2006. – Vol. 149. – P. 44–54.

*Gendler T. S.* Roxolany and Novaya Estuliya – key sections in the Western Black Sea loess area: Magnetostatigraphy, rock magnetism, and paleopedology / T. S. Gendler, F. Heller, A. Tsatskin, S. Spassov, J. Du Pasquier, S. S. Faustov // Quaternary International. – 2006. – Vol. 152–153. – P. 78–93.

Guidebook for Excursions A-7, C-7, 1982. Moldova and the Odessa Region XI Congress INQUA, Moscow, 1982. – 45 pp.

*Sartori M.* The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis : A Dissertation submitted to the Swiss Federal Institute of Technology Zürich for the degree of Doctor of Natural Sciences / M. Sartori. – 2000.

*Tsatskin A.* Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess-paleosol sequence at Roxolany (Ukraine) / A. Tsatskin, F. Heller, E. A. Hailwood, T. S. Gendler, J. Hus, P. Montgomery, M. Sartori, E. I. Virina // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 1998. – Vol. 143. – P. 111–133.

**Summary**

The Roksolany key loess section (Northern Black Sea) is one of the largest (56.5 m) sections of Pleistocene deposits in Ukraine. Information about the location of the profile, history of its studies is provided in this article. Detailed description of every horizon is presented. Importance for solving problems of stratigraphy and palaeogeography of the Pleistocene, including loess-soil series is emphasized. The Roksolany section deserves on monographic publication.

УДК 551.79

**PROFIL ROKSOLANY – UZIARNIENIE OSADÓW  
SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWEJ\***

**Zbigniew Frankowski<sup>1</sup>, Przemysław Mroczek<sup>2</sup>, Maria Łanczont<sup>2</sup>, Andriy Bogucki<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy,  
ul. Rakowiecka, 4, 00-975, Warszawa, Polska

<sup>2</sup> Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki  
Przestrzennej,  
al. Kraśnicka, 2 c, d, 20-718, Lublin, Polska

<sup>3</sup> Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, Wydział Geograficzny,  
ul. Doroszenka, 41, 79000, Lwów, Ukraina

Zaprezentowano pierwsze wyniki pomiarów uziarnienia 267 próbek z profilu Roksolany wykonanych na dwóch niezależnych analizatorach różnych firm. W obu przypadkach analizowane były te same próbki, pochodzące z materiału przeznaczonego do analiz laboratoryjnych. Uziarnienie określono za pomocą laserowego miernika cząstek dwóch producentów: Analysette 22 Micro Tec XT firmy Fritsch (Laboratorium Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie) oraz Mastersizer 2000 HydroG\*\* (laboratorium Zakładu Geoekologii i Paleogeografii UMCS w Lublinie). Na ich podstawie obliczono wskaźniki granulometryczne według Folka i Warda (1957, za Racinowskim i in., 2001). Do klasyfikacji osadów zastosowano nomenklaturę uziarnienia zgodną z PN-R-04033:1998.

Próbki były pobierane w interwale 0,2 m, poczynając od głębokości 0,2 w niemal całym profilu, badanym w odsłonięciach 8 stanowisk w latach 2011–2012. Do głębokości 36,5 m pobrano próbki z odsłoneń R1–R4 (do lessu dn, L3), a na podstawie trzech odsłoneń, R6–R8, poczynając kompleksu gleb kajdaki, S2, aż do cokołu skalnego. Fragment dolnej części profilu obejmujący glebę martonosza (?) był niedostępny do badań, na granicy osadów badanych w odsłonięciach R7 i R8 (około 1,5 m osadów).

*Analiza laserowa na aparacie Analysette 22 Micro Tec XT firmy Fritsch*

Laserowy miernik “Analysette 22” produkcji niemieckiej firmy Fritsch GmbH składa się z aparatury pomiarowej, urządzenia dyspergującego i komputera z drukarką. Źródłem światła jest laser helowo-neonowy. Aparatura składa się z układu optycznego i komory pomiarowej do przepływu zawiesiny. Do pomiaru wielkości cząstek stosuje się wiązkę promieni laserowych o długości fali 0,6328 μm. Wiązka światła laserowego

---

\* Analizy zostały wykonane w ramach projektu międzynarodowego niewspółfinansowanego MNiSW nr 691/N-Ukraina/2010/0.

\*\* Analizator uziarnienia został zakupiony w ramach Programu Operacyjnego Rozwój Polski Wschodniej 2007–13. Oś Priorytetowa I: Nowoczesna gospodarka. Działanie I.3. Wspieranie innowacji. “Wzrost potencjału badawczo-rozwojowego Wydziałów Chemii i Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie”.

ulega rozproszeniu podczas przechodzenia przez zawiesinę cząstek, która jest przepompowywana wielokrotnie w komorze pomiarowej. Długość odcinka pomiarowego komory wynosi od 9 do 747 mm, co umożliwia pomiar średnicy cząstek od 0,1  $\mu\text{m}$  do 1250  $\mu\text{m}$ . Odchylenie promienia laserowego jest tym większe, im większa jest średnica cząstki. W wyniku interferencji powstają dyfraktogramy, z których określa się średnice poszczególnych cząstek.

Urządzenie dyspergujące zawiera naczynie ze stali nierdzewnej o pojemności około 400 ml z mieszadłem oraz generator ultradźwięków o mocy regulowanej w zakresie od 0 do 150 W. Pompa odśrodkowa przepompowuje zawiesinę przez komorę pomiarową.

Pomiary były wykonywane dwukrotnie. Wynikiem końcowym była średnia z pomiarów.

Za pomocą specjalnego programu komputer steruje przebiegiem pomiaru, oblicza wyniki, wyświetla na ekranie i drukuje. W programie do obliczeń średnicy cząstek zastosowano teorię Fraunhofera, a dla cząstek poniżej 1  $\mu\text{m}$  teorię MIE (Instruction, Laser Particle Sizer..., 1994).

#### *Analiza laserowa na aparacie **Mastersizer 2000 Hydro G**, firmy **Malvern***

Pomiary wykonano przy użyciu dyfraktometru laserowego Mastersizer 2000, Malvern, Wielka Brytania, z przystawką Hydro G przystosowanego do pomiarów na mokro. Zakres pomiarowy próbek wynosił 0,01–2000  $\mu\text{m}$ .

Stosowana w instrumencie metoda dyfrakcji laserowej wykorzystuje efekt rozproszenia światła laserowego przez mierzone cząstki. Załamanie kąta lasera informuje o wielkości cząstek. Do obliczania ich wielkości stosowana dwie teorie – Fraunhofera i Mie (Weiss, Frock, 1976). Według normy ISO 13320, teorię Mie zastosowano do cząsteczek o średnicy poniżej 50 mikronów, natomiast w przypadku większych średnic - teoria Fraunhofera.

Podczas pięciominutowej fazy wstępnej przygotowania 1000 ml zawiesiny stosowano 75 % zakresu mocy ultradźwięków, mocy pompy i mieszadła. Podczas pomiarów obskurancja mieściła się w zakresie 10–20 %.

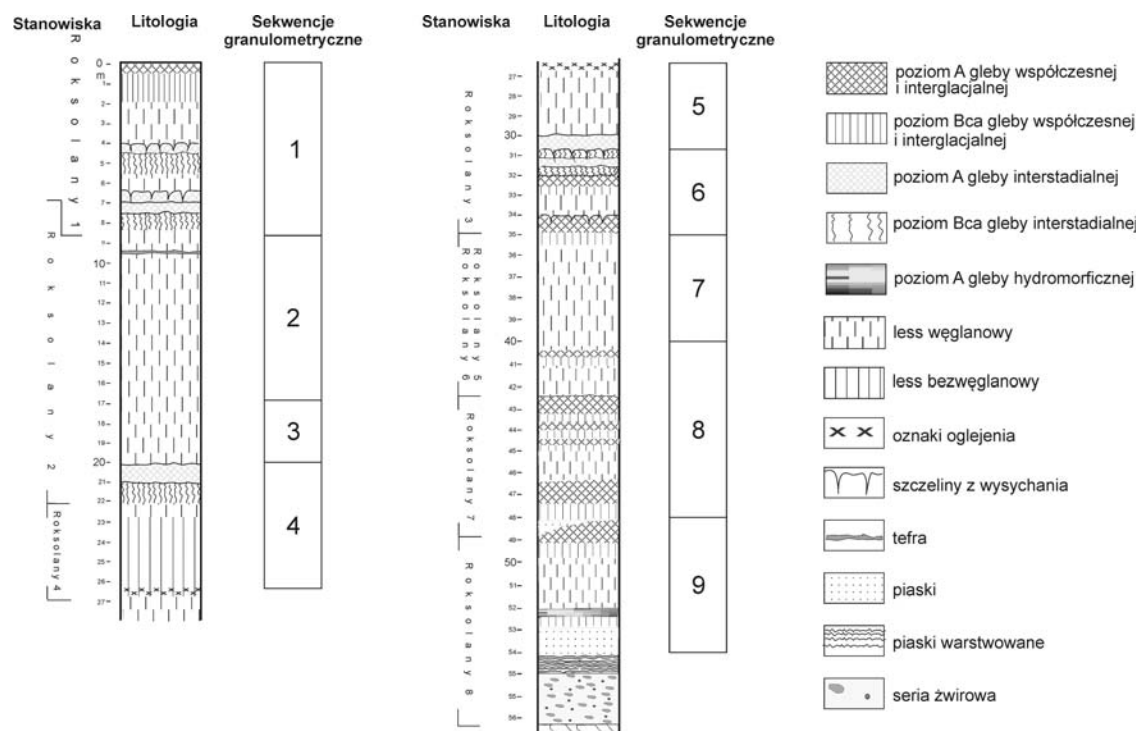
Kończym wynikiem pomiarów jest średnia z trzech odczytów mierzonych dla każdej próbki.

#### *Wyniki analizy uziarnienia*

W każdej ze 267 próbek oznaczono 21 przedziałów (klas) frakcji. Na podstawie zmian zawartości poszczególnych frakcji wydzielono w profilu 9 sekwencji (ryc. 1).

Z rozkładów uziarnienia próbek lessu uzyskanych metodą laserową wyliczono statystyczne wskaźniki uziarnienia według metody Folka i Warda (Racinowski i in., 2001). W przypadku analizatora Analysette 22 do obliczeń wykorzystano program komputerowy opracowany przez dr J. Wacha z Uniwersytetu Śląskiego, zaś dla wyników z analizatora Mastersizerze zastosowane zostały analogiczne algorytmy zaproponowane przez producenta.

Według polskiej normy PN-86/B-02480 każdy rodzaj gruntów spoistych ma ściśle określone procentowe zawartości frakcji piaskowej, pyłowej i ilowej (tab. 1).



Ryc. 1. Podział profilu Roxolany na sekwencje granulometryczne (opis profilu *vide* Bogucki i in., 2013 – w tym tomie, s. 34–46)

Tabela 1  
Wybrane grunty spoiste ze względu na uziarnienie wg PN-86/B-02480

Nazwa rodzaju gruntu	Symbol	Zawartość frakcji [%]		
		$f_p$	$f_\pi$	$f_i$
Piasek pyłasty	$P\pi$	68–90	10–30	0–2
Pył piaszczysty	$\pi p$	30–70	30–70	0–10
Pył	$\pi$	0–30	60–100	0–10
Gлина pyłasta	$G\pi$	0–30	30–90	10–20

U w a g a :  $f_p$  – frakcja piaskowa,  $f_\pi$  – frakcja pyłowa,  $f_i$  – frakcja iłowa.

W tabeli 2 przedstawiono liczbowy i procentowy udział poszczególnych rodzajów gruntów spoistych, określonych w stosunku do wszystkich przebadanych 267 próbek profilu. W przypadku obu analizatorów (w tej tabeli i następnych sygnowane – Fritch i Malvern) najliczniej reprezentowane są pyły, wśród wyników z Mastersizera ich udział osiągnął niemalże wartość 90 %. Dodatkowo, wyniki z pomiarów Analysette 22 pozwoliły na zaklasyfikowanie części próbek do glin pyłastych, zaś z Mastersizera wręcz odwrotnie – pyłom towarzyszą piaski pyłaste. Największy odsetek udziału innych rodzajów gruntów udokumentowano w sekwencji 9. Jednak ich udział jest stosunkowo niewielki.

Tabela 2

Udziały liczbowe i procentowe (procentowe podane w nawiasach) rodzajów gruntów pyłowych określonych wg PN-86/B-02480

Sekwencja	Rodzaj gruntu							
	Pπ		πp		π		Gπ	
	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern
1				1 (0,4)	35 (13,1) <sup>(x)</sup>	42 (15,7)	8 (3,0)	
2					41 (15,3)	40 (15,0)		1 (0,4)
3					16 (6,0)	16 (6,0)		
4					5 (1,8)	32 (12,0)	27 (10,1)	
5					20 (7,5)	21 (7,8)	1 (0,4)	
6					7 (2,6)	23 (8,6)	16 (6,0)	
7					22 (8,2)	24 (9,0)	2 (0,8)	
8		1 (0,4)		13 (4,9)	8 (3,0)	26 (9,7)	32 (12,0)	1 (0,4)
9	3 (1,1)	5 (1,8)	3 (1,1)	5 (1,8)		14 (5,2)	21 (8,0)	2 (0,8)
<b>Σ</b> (suma 267 próbek)	<b>3</b> <b>(1,1)</b>	<b>6</b> <b>(2,2)</b>	<b>3</b> <b>(1,1)</b>	<b>19</b> <b>(7,2)</b>	<b>154</b> <b>(57,7)</b>	<b>238</b> <b>(89,1)</b>	<b>107</b> <b>(40,1)</b>	<b>4</b> <b>(1,5)</b>

U w a g a : 35 (13,1)<sup>(x)</sup> – liczba próbek (procentowy udział).

W tabeli 3 przedstawiono w podziale na sekwencje procentowy udział pyłu grubego, pyłu średniego i pyłu drobnego w badanych próbkach. Przedziały trzech frakcji pyłowych przyjęto zgodnie z europejską normą PN-EN ISO 14688-1:2006. Wartości graniczne przedziałów są następujące:

- pył gruby > 0,02 – 0,063 mm,
- pył średni > 0,0063 – 0,02 mm,
- pył drobny > 0,002 – 0,0063 mm.

Tabela 3

Procentowa zawartość pyłu grubego, pyłu średniego i pyłu drobnego wg PN-EN ISO 14688-1 w poszczególnych sekwencjach

Sekwencja (liczba próbek w sekwencji)	Średnia zawartość w procentach					
	>0,02–0,063 mm		>0,0063–0,02 mm		>0,002–0,0063 mm	
	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern
1 (43)	48,5	40,1	21,8	24,6	11,1	9,9
2 (41)	58,8	54,7	19,2	18,3	6,8	7,0
3 (16)	44,4	42,7	25,1	22,0	12,4	10,9
4 (32)	36,0	36,9	32,4	32,5	18,3	13,9
5 (21)	48,2	37,7	22,9	28,9	10,8	13,0
6 (23)	40,6	36,0	27,7	30,6	15,6	13,8
7 (24)	41,9	41,9	27,0	22,5	13,2	11,3
8 (40)	30,5	30,5	34,5	24,8	19,4	12,5
9 (27)	20,7	21,8	29,0	21,4	19,7	12,8

Oba analizatory wykazały, że w badanych sekwencjach od 1 do 7 zdecydowanie przeważa pył gruby, przy czym Analysette 22 wyraźnie wykazuje wyższy jego udział. Dodatkowo pomiary dla Analysette 22 w sekwencjach 8 i 9 wykazały procentowy wzrost udziału pyłu średniego kosztem grubego. Podobnie, stosując Analysette 22 – z wyłączeniem sekwencji 2 i 5 – wyższe wartości ustalono dla pyłu drobnego. Jednak oba analizatory wykazały w miarę zbliżone wyniki analiz frakcji pyłowych.

W tabeli 4 zestawiono procentowy udział frakcji piaskowej, pyłowej i iłowej (wg PN-EN ISO 14688-1) w poszczególnych sekwencjach.

W przypadku pomiarów Analysette w sekwencjach od 1 do 8 zawartość frakcji pyłowej wynosi ponad 80 %. Podobnie wyniki z Mastersizera wykazały dominację tej frakcji w osadzie, jednak jej udział nie jest już tak wyraźnie dominujący. Ponadto otrzymane wartości z pomiarów na Mastersizerze przewyższyły wyniki Analysette kilkakrotnie. Największe rozbieżności dotyczą zwiększonego udziału frakcji piaskowej, kosztem głównie pyłowej.

Tabela 4

Procentowy udział frakcji piaskowej, pyłowej i iłowej w wydzielonych sekwencjach

Sekwencja	Zawartość frakcji w procentach					
	Piaskowa >0,063 mm		Pyłowa >0,002–0,063 mm		Iłowa ≤0,002 mm	
	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern
1	10,0	17,7	81,4	74,6	8,6	7,7
2	9,6	14,6	84,8	80,0	5,6	5,5
3	9,5	17,0	81,9	75,5	8,6	7,5
4	1,7	5,5	86,7	55,5	11,6	8,4
5	10,2	7,9	81,9	53,1	7,9	8,5
6	4,4	10,3	83,9	80,4	11,7	9,3
7	9,1	16,8	82,1	75,7	8,8	8,1
8	2,4	29,7	84,4	62,0	13,2	7,6
9	18,8	37,2	69,4	56,0	11,8	6,8

Tabela 5

Średnie wartości wskaźników uziarnienia wg wzorów Folka i Warda zestawiono dla poszczególnych sekwencji w tabeli 5

Sekwencja	Wskaźnik uziarnienia wg wzorów R. L. Folka i W. C. Warda							
	M <sub>z</sub>		σ <sub>1</sub>		Sk <sub>1</sub>		K <sub>G</sub>	
	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern	Fritch	Malvern
1	5,8	5,5	1,8	2,0	0,4	0,2	1,1	2,2
2	5,3	5,0	1,5	1,5	0,4	0,4	1,5	2,5
3	5,9	5,6	1,8	1,9	0,4	0,4	1,0	1,7
4	6,5	5,9	1,7	1,8	0,3	0,3	0,9	1,7
5	5,7	6,0	1,8	1,9	0,4	0,2	1,1	1,9
6	6,3	6,0	1,8	1,9	0,3	0,2	0,9	1,9
7	5,9	5,6	1,8	1,9	0,3	0,3	1,0	1,8
8	6,7	5,5	1,7	2,3	0,2	0,1	0,9	2,0
9	6,1	5,0	1,8	1,9	0,2	0,2	1,1	2,2
<b>Wartość średnia dla 9 sekwencji</b>	<b>6,0</b>	<b>5,5</b>	<b>1,7</b>	<b>1,9</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>	<b>1,0</b>	<b>2,0</b>

Średnia wartość M<sub>z</sub> dla całego badanego profilu wynosi 6 (Analysette) i 5,5 (Mastersizer). Zasadniczo wskaźnik ten przyjmuje zbliżone średnie wartości dla

analizowanych sekwencji, przy czym jego wartości są zazwyczaj niższe w przypadku analizy na Mastersizerze. Podobne tendencje cechują wyliczone wskaźniki uziarnienia, część z nich ma podobne wartości (szczególnie  $\sigma_1$ ), w niektórych przypadkach odnotowano jednak znaczne różnice. Uwaga ta dotyczy szczególnie wskaźnika  $K_G$ .

---

*Bogucki A., Łanczont M., Gozhik P., Komar M., 2013 – w tym tomie: Profil lessowy w Roksolanach: Położenie, historia badań, charakterystyka osadów. S. 34–46.*

Instruction, Laser Particle Sizer “Analysette 22” Edition December 1994, Fritsch GmbH, Manufactures of Laboratory Instruments.

ISO 13320 (2009). Particle size analysis – laser diffraction methods.

PN-86/B-02480 Grunty budowlane. Określenia, symbole, podział i opis gruntów.

PN-88/B-04481 Grunty budowlane. Badania próbek gruntów.

PN-EN ISO 14688 – 1 Badania geotechniczne. Oznaczanie i klasyfikowanie gruntów. Część 1: Oznaczanie i opis.

*Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001: Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.*

*Weiss E. L., Frock H. N., 1976: Rapid analysis of particle size distributions by laser light scattering. Powder Technol. 1976; 14 (2) : 287–293. DOI: 10.1016/0032-5910(76)80077-0.*

### **Summary**

The object of grain size measurements were 267 samples from Roksolany loess section. Analyses were carried out on two independent laser instruments: Fritsch Analysette 22 Micro Tec XT and Malvern Mastersizer 2000 HydroG. The results (medium grain size and also Falk and Ward ratios) allowed us to share the profile on nine separate sequences. Much of the results – obtained from two instruments – have similar or close to similar values. However, some of them are clearly different.



УДК 551.79:550.93.001.5

## DATOWANIE IZOTOPOWE W PROFILU ROKSOLANY, 2011

Stanisław Fedorowicz<sup>1</sup>, Maria Łanczont<sup>2</sup>, Andriy Bogucki<sup>3</sup>, Piotr Paweł Woźniak<sup>1</sup>,  
Radosław Wróblewski<sup>1</sup>, Grzegorz Adamiec<sup>4</sup>, Andrzej Bluszcz<sup>4</sup>, Piotr Moska<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii,  
ul. Bażyńskiego, 4, 80-952, Gdańsk, Polska*

<sup>2</sup> *Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki  
Przestrzennej,*

*al. Kraśnicka, 2 c, d, 20-718, Lublin, Polska*

<sup>3</sup> *Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko,  
ul. Doroszenka, 41, 79000, Lwów, Ukraina*

<sup>4</sup> *Politechnika Śląska, Instytut Fizyki,  
ul. Krzywoustego, 2, 44-100, Gliwice, Polska*

W maju 2011 roku, w ramach projektu badawczego MNiSW N N306 474138 “Korelacja podstawowych profili lessowych Ukrainy”, zostały przeprowadzone badania terenowe na stanowisku Roksolany (Ukraina). Przeanalizowany został 35-metrowy profil osadów lessowych, poprzez badania poszczególnych jego odcinków w czterech odsłonięciach, reprezentujący ciągłą sedymentację od gleby kajdaki (MOIS 7) po glebę współczesną. Podczas badań szczegółowo rozpoznano makroskopowe cechy występujących w nim osadów oraz pobrano próbki do dalszych analiz. Z pokładów lessów i gleb kopalnych pobrano próbki do datowań luminescencyjnych (TL, OSL), z poziomów gleb kopalnych próbki do datowań radiowęglowych AMS<sup>14</sup>C. W jednorodnym, kilkunastometrowej miąższości lessie bugskim odnaleziono przewarstwienie zawierające tefrę. Z tej warstwy pobrano próbkę do datowania metodą potasowo-argonową (K-Ar).

Wymienione metody: luminescencyjna, radiowęglowa i potasowo-argonowa należą do metod datowania bezwzględne. Ta wspólna cecha umożliwia porównanie uzyskanych tymi metodami dat i daje możliwość dokonywania korelacji, mimo że datowany materiał badawczy jest różny i określa wiek różnych procesów. Data luminescencyjna określa ostatni moment ekspozycji na promieniowanie słoneczne badanych ziaren kwarcowych, skaleniowych bądź frakcji polimineralnych. Data radiowęglowa określa moment obumarcia szczątków organicznych zawartych w badanej próbce np. gleby. Metodą potasowo-argonową (K-Ar) lub argonową (Ar-Ar) określa się czas miniony od uformowania się skały w wyniku aktywności wulkanicznej.

Wykorzystano dwie metody luminescencyjne: termoluminescencji (TL) w laboratorium gdańskim i optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) w laboratorium gliwickim. Obydwa laboratoria zastosowały technikę odtworzeniową wykorzystując w pomiarach wieku ziarna kwarcu frakcji 80–100 μm. Laboratorium gdańskie stosowało technikę wielu porcji (Fedorowicz, 2006), zaś laboratorium śląskie technikę pojedynczych porcji (Bluszcz, 2000). Wyniki datowania tą ostatnią techniką dostarczają oprócz dat OSL również dodatkowe informacje o tym, czy wszystkie ziarna

użyte do badań są równowiekowe, czy też są zbiorem ziaren o pewnej rozpiętości wiekowej. Tę informację czerpie się z rozkładu dat pojedynczych pomiarów. Ten rozkład decyduje o ilości mód. Im ich jest mniej, tym bardziej jednolite są wiekowo badane ziarna. Ta informacja w sposób pośredni może służyć weryfikacji dat uzyskanych metodą wielu porcji.

Z wyników datowania OSL 17 próbek można wyciągnąć następujące wnioski:

- nie ma młodych (pleniglacialnych) dat OSL; wszystkie daty OSL są zawarte w przedziale od 97 do 164,6 ka;
- w pojedynczych porcjach ziaren nie ma młodszych wyników niż 74 ka;
- zdecydowana większość próbek jest niejednorodna wiekowo, bowiem wśród 17 dat OSL zarejestrowano: dwukrotnie – rozkład jednomodalny, sześciokrotnie – dwumodalny, sześciokrotnie – trójmodalny, trzykrotnie – czteromodalny;
- w całym profilu występują liczne inwersje.

Dla profilu Roksolany uzyskano również 28 dat TL, przy czym 13 próbek pobrano z tych samych części profilu, z których pochodziły próbki do datowań OSL. Należy zaznaczyć, że datowania metodą TL tych samych próbek wykonano dwukrotnie. Niektóre z wyników pochodzących z pierwszego podejścia były cytowane przez Fedorowicza i in. (2012). Stwierdzono wówczas duże rozbieżności wyników datowań TL i OSL. Ponieważ za jedną z przyczyn uznano niejednorodność materiału w próbkach, dokonano jego dodatkowej selekcji na etapie wstępnej preparacji. Jako wiążące traktowane są ponownie wykonane datowania TL.

Wnioski z porównania dat OSL i TL są następujące:

- zbiór dat TL należy do przedziału od 64,8 do 222,0 ka;
- najmłodsze daty TL uzyskano dla próbek ze środkowej części profilu; niestety nie można ich porównać z datami OSL ponieważ wspomniane próbki nie były datowane tą metodą;
- daty OSL i TL dla próbek pobranych od stropu profilu do górnej części pokładu lessu bugskiego (wg Gozhika i in., 2007) dobrze korelują ze sobą; daty TL zawierają się w zakresie wyznaczonym przez zbiór pojedynczych wyników OSL dla danej próbki; mimo to daty luminescencyjne sugerują starszy wiek (około 100 ka), niż wynikający z wcześniejszego rozpoznania Gozhika i in. (2007);
- przy uwzględnieniu niepewności daty OSL dla tych samych próbek są zazwyczaj starsze niż daty TL;
- daty TL podobnie jak daty OSL wykazują inwersje.

Jak wspomniano, w górnej części pokładzie lessu bugskiego odnaleziono cienkie przewarstwienie w postaci tefry. Należy zauważyć, że o występowaniu tego przewarstwienia informowali wcześniej A. Tsatskin i in. (1998) i M. Sartori (2000), przy czym wymienieni autorzy sytuują je w MOIS 12, który przypada na okres od 400 do 450 tysięcy lat temu. Pobraną w 2011 roku próbkę wydatował S. Hałas z Instytutu Fizyki Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie metodą argonową. Uzyskano daty: 12,35 Ma i 11,83 Ma (Fedorowicz i in., 2012 oraz w tym tomie). Mogą one oznaczać tylko jedno: poziom tefry powstał w wyniku redepozycji pyłu wulkanicznego. Końcowy wniosek w odniesieniu do dat luminescencyjnych jest również jednoznaczny: uzyskane daty K-Ar nie mogą być markerem do kalibracji dat luminescencyjnych w przypadku tego profilu.

Z profilu Roksolany pobrano również próbki do datowań  $^{14}\text{C}$ , które następnie wykonał T. Goslar z Poznańskiego Laboratorium Radiowęglowego. Wnioski z datowania AMS  $^{14}\text{C}$  są następujące:

- dla wszystkich próbek uzyskano wiek skończony w przedziale 20–30 ka BP;
- wszystkie daty radiowęglowe są młodsze od otaczających je dat luminescencyjnych;
- występują inwersje dat, a w tych samych poziomach – wyraźne rozbieżności;
- daty radiowęglowe próbek pobranych z gleby dofiniwka są nieco rozbieżne ze schematem stratygraficznym wg Gozhika i in. (2007), przy czym trudne jest wyjaśnienie, dlaczego daty radiowęglowe z tego samego poziomu glebowego, występującego w spagowej części stanowiska pierwszego i stropowej drugiego, są tak rozbieżne;
- wiek dat próbek pobranych z gleby witaczew (MOIS 3) i pod nią jest niedoszacowany.

Omawiane datowania bezwzględne nie doprowadziły do jednoznacznego potwierdzenia lub zaprzeczenia rozpoznania przyrodniczego (Gozhik i in., 2007). Daty AMS  $^{14}\text{C}$ , a tym bardziej daty K-Ar, nie mogą stanowić markera dla 45 dat luminescencyjnych (TL i OSL). W świetle wyników datowań luminescencyjnych okres redepozycji tefry można datować na około 100 ka. Mimo szeregu uwag do prezentowanych dat radiowęglowych, istnieje możliwość weryfikacji dat luminescencyjnych wyłącznie przy założeniu, że w przypadku materiału z badanego profilu wydатовanego metodami luminescencyjnymi ma się do czynienia z osadem, który cechuje brak dostatecznej redukcji nagromadzonej w ziarnach energii w momencie ich depozycji (brak kontaktu ze światłem słonecznym i szybkie przykrycie młodszyimi osadami). Dotyczy to w szczególności osadów utworzonych w MOIS 2 i MOIS 3, dla których daty luminescencyjne są wyraźnie niedoszacowane. Daty TL dla MOIS 4 są zgodne z proponowanym czasem tworzenia lessu udajskiego (Gozhik i in., 2007).

---

*Bluszcz A.*, 2000: Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. *Geochronometria*, 17, 1–104.

*Fedorowicz S.*, 2006: Metodyczne aspekty luminescencyjnego oznaczania wieku osadów neoplejstocenijskich Europy Środkowej. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego, 1–156.

*Fedorowicz S., Woźniak P.P., Halas S., Łanczont M., Paszkowski M., Wójtowicz A.*, 2012: Challenging K-Ar dating of the Quaternary tephra from Roxolany. *Mineralogia*; 39, 102–105.

*Gozhik P., Komar M., Krokhmal O., Shovkoplias V., Khrystoforova T., Dykan N. & Prylypko S.*, 2007: The key section of Neopleistocene subaerial deposits near Roxolany village (Odessa region). [In:] *Problemy serednoplejstocenogo interglacialu*. Lviv, Vid. Centr. LNU im. I. Franka, 109–128.

*Sartori M.*, 2000: The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. Dissertation submitted to the Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland, 1–231.

*Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A., Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M. & Virina E. I.*, 1998: Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaesol sequence at Roxolany (Ukraine). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*; 143, 111–133.

**Summary**

In 2011, field studies were conducted in the research site of Roksolany (Ukraine). A 35-meter profile of loess deposits was analysed through the study of its individual sections in four outcrops, representing the continuous sedimentation from the kaydaky soil (MOIS 7) to the contemporary soil. The loess deposits were sampled for luminescence dating (TL, OSL), while the fossil soil levels were sampled for the AMS  $^{14}\text{C}$  radiocarbon datings, as well as TL and OSL. In the bug loess an insertion containing tephra was found, the sample of which was taken for dating with the potassium-argon method. In total, 28 TL dates, 17 OSL dates, 11 AMS  $^{14}\text{C}$  dates and two K-Ar dates were obtained. Following the adoption of certain interpretation assumptions of the results, especially in relation to distribution of the OSL dates, the luminescence dates (TL and OSL) show high similarity. The vast majority of them oscillate within 100 ka. However, the radiocarbon and K-Ar dates are discordant with them. The absolute datings did not lead to a clear confirmation or denial of the natural identification.

УДК 551.79

## WSTĘPNE WYNIKI BADANIA TEFRY Z PROFILU ROKSOLANY

Stanisław Fedorowicz<sup>1</sup>, Stanisław Hałas<sup>2</sup>, Maria Łanczont<sup>3</sup>, Mariusz Paszkowski<sup>4</sup>,  
Piotr Paweł Woźniak<sup>1</sup>, Radosław Wróblewski<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii,  
ul. Bażyńskiego, 4, 80-952, Gdańsk, Polska*

<sup>2</sup> *Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej, Instytut Fizyki,  
Pl. M. Curie-Skłodowska, 1, 20-031, Lublin, Polska*

<sup>3</sup> *Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej,  
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,  
al. Kraśnicka, 2 c, d, 20-718, Lublin, Polska*

<sup>4</sup> *Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie,  
ul. Senacka, 1, 31-002, Kraków, Polska*

W profilu Roksolany występuje tefra, która podczas badań w 2011 prowadzonych w ramach projektu badawczego MNiSW nr N N306 474138 “Korelacja podstawowych profili lessowych Ukrainy” została opisana i pobrano jej próbkę do badań. Warstewka o miąższości kilku cm pyłu wulkanicznego przemieszanego z lessem jest usytuowana w lessie bugskim na głębokości 9,65 m, pomiędzy zespołem gleb dofiniwka (df<sub>1</sub> i df<sub>2</sub>) (głębokość 6,40–8,35 m) i glebą witaczew (vt) (głębokość 20,05–22,05 m). Gleby te były datowane metodą <sup>14</sup>C AMS, przy czym gleba df<sub>2</sub> w dwóch lokalizacjach.

Dla gleby df<sub>2</sub> uzyskano następujące wyniki: stanowisko Roksolany 1, nr próbki Roksolany 5 – cal: 34 680 BP (95,4 %) 32 477 BP (Poz-42414); stanowisko Roksolany 2, nr próbki Roksolany 5A – cal: 24 553BP (95,3 %) 23 480 BP (Poz-42408).

Dla gleby vt w stanowisku Roksolany 2 uzyskano trzy daty: Roksolany 6 – cal: 22 301 BP (95,4 %) 21 547 BP (Poz-42415), Roksolany 7 – 22 087 BP (95,4 %) 21 003 BP (Poz-42417), Roksolany 8 – 25 496 BP (95,4 %) 24 326 BP (Poz-42418).

Prac związanych z datowaniem tefry metodą K-Ar podjęli się: dr Mariusz Paszkowski z Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Krakowie i prof. dr hab. Stanisław Hałas z Instytut Fizyki lubelskiego UMCS. Z pobranej próbki pierwszy z wymienionych wyseparował amfibole i biotyt, drugi zaś wykonał pomiary. Dwukrotne badania metodą znacznika <sup>38</sup>Ar amfiboli wykazały: zawartość potasu na poziomie 1,40 %, koncentrację Ar-40 odpowiednio – 30,08 pikomoli/gram i 28,81 pikomoli/gram oraz procent radiogenicznego Ar-40 na poziomie 41,88 i 42,86. Uzyskano dwie daty: 12,35 Ma i 11,83 Ma. Dane dla biotyty były następujące: koncentracja 40Ar: 44,16 pikomoli/gram, procent radiogenicznego 40Ar – 21,25. Wiek próbki określono na 14,54 Ma. Daty K-Ar uzyskane dla tefry wskazują na stary wiek materiału. Jedynym wytłumaczeniem tak starych dat może być to, że podczas erupcji wulkan rozsiewał stary materiał skalny wraz ze świeżym popiołem. Powinna też być brana pod uwagę ekshalacja gazów, które porwały stare skały.

Wyniki datowania tefry w Roksolanach znalezionej na głębokości 11,5 m, w górnej części lessów L<sub>3</sub>, a poniżej pedokompleksu PK<sub>3</sub>, zaprezentował również Tsatskin i in. (1998). Metodą argonową określono jej wiek na 50±3 Ma.

Zatem wyniki datowania samej tefry zdecydowanie nie przystają do interpretacji stratygraficznej profilu lessowego tak według Gozhik i in. (2007) jak i wyrażonej w publikacji Tsatskin i in. (1998). Zdaniem Tsatskina (Sartori, 2000), który poziom tefry sytuje w MOIS 12, jej wiek powinien być szacowany na 400–450 tysięcy lat. Z kolei według pracy Dodonowa i in. (2006) pył wulkaniczny z Roksolan może być korelowany z tefrą znaną ze stanowisk w pobliżu Kiszyniowa, z doliny dolnego Dniepru i Półwyspu Krymskiego, gdzie metodami geologicznymi jej wiek został określony na późny Riss–Würm.

Odrębnym problem, poza datą erupcji, jest sam wulkan, z którego badana tefra pochodzi. Fitzsimmons i in. (2013) oraz Pyle i in. (2006) podają, że erupcja wulkanu Kampanu Ignimbrite (CI), położonego na południu Włoch (Campi Flegrei) najbardziej znacząca w ciągu ostatnich 100 tysięcy lat, a nawet 200 tysięcy lat, miała miejsce około 40 tysięcy lat temu i zbiegła się z falą znaczącego zimna w Europie i na świecie. Zasięg rozproszenia pyłu wulkanicznego był znaczący. Dotarł on aż na Wyżynę Rosyjską (po dolinę Donu, wschodnie Morze Śródziemne i północne brzegi Afryki. Sporej miąższości warstwę tefry odkryto w południowej części Rumuni w profilu Urluia około 100 km od wybrzeża Morza Czarnego. Zlokalizowano ją między pokładami lessu L1S1 datowanego metodą OSL na: 23,9±1,9 ka i 36,2±3,5 ka od góry oraz 38,7±3,3 ka od dołu. Oszacowano, że wiek tefry wynosi 39,28±0,11 ka (Fitzsimmons i in., 2013). W rekonstrukcji zasięgu opadu pyłu wspomnianej erupcji proponowanej przez Pyle'a i in. (2006) mogła nim być objęta zachodnia i środkowa część basenu Morza Czarnego.

Tefrę stwierdzono również w węgierskich profilach lessowych. W niektórych profilach (Paks) znaleziono nawet dwa horyzonty. Datowania metodą Ar-Ar nie dały wiarygodnych wyników. Ustalono natomiast, że tefra ma włoskie pochodzenie i określono wiek OSL na 351 ka (Horvath, 2001). O dacie OSL warstwy zawierającej tefrę informuje również Bradak (2009). Datę wykonaną przez Frechena odniesiono do MOIS 10–8 (250–350 ka).

Wymienione wyżej daty uzyskane dla próbki tefry pobranej w Roksolanach w 2011 roku nie zakończyły badań nad jej datowaniem K-Ar. Ponownych prac związanych z jej datowaniem podjął się dr M. Paszkowski. Wyseparowany z próbki biotytyt został już przekazany do laboratorium w Milton Keynes Open University (dr Sara Sherlock). Badania o nazwie laser ablation Ar/Ar na pojedynczych kryształach biotytytu i hornblendy trwają.

---

Bradak B., 2009. Application of anisotropy of magnetic susceptibility(AMS) for the determination of paleo-wind directions and paleo-environment during the accumulation period of BagTephra, Hungary, *Quaternary International* 198: 77–84.

Dodonov A. E., Zhou L. P., Markova A. K., Tchepalyga A. L., Trubikhin V. M., Aleksandrovski A. L., Simakova A. N., 2006. Middle-Upper Pleistocene bio-climatic and magnetic records of the Northern Black Sea Coastal Area. *Quaternary International* 149: 44–54.

Fitzsimmons K. E., Hambach U., Veres D., Iovita R., 2013. The Campanian Ignimbrite Eruption: New Data on Volcanic Ash Dispersal and Its Potential Impact on Human Evolution, *PLOS ONE*, [www.plosone.org](http://www.plosone.org). 8 (6), Issue 6 e 65839: 1–13.

Gozhik P., Komar M., Krokmal O., Shovkopliias V., Khrystoforova T., Dykan N. & Prylypko S., 2007: The key section of Neopleistocene subaerial deposits near Roxolany village

(Odessa region). [In:] Problemy serednoplejstocznego interglacialu. Lviv, Vid. Centr. LNU im. I. Franka, 109–128.

*Horvath E.*, 2001, Marker horizons in the loesses of the Carpathian Basin, Quaternary International 76/77: 157–163.

*Pyle D. M., Ricketts G. D., Margari V., van Andel T. H., Sinitsyn A. A., Praslov N. D., Lisitsyn S.*, 2006. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene ‘Campanian Ignimbrite/Y5’ eruption, Italy. Quaternary Science Reviews 25: 2713–2728.

*Sartori M.*, 2000. The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis. A Dissertation submitted to the Swiss Federal Institute of Technology Zürich for the degree of Doctor of Natural Sciences.

*Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A., Gendler T. S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E. I.*, 1998. Pedosentimentary division, rock magnetism, and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roksolany (Ukraine). Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 143: 111–133.

### Summary

In 2011, in profile Roksolany 2, at a depth of 9.65 m, in a homogeneous loess layer of about 11 m in thickness positioned between the fossil soils horizons (second and third one from the top) a thin tephra layer was found. The radiocarbon analyses were carried out with the accelerator mass spectrometry (AMS) technique. The dates obtained for the samples from the two soil horizons overlying the tephra layer (profile 1), indicated the age of about 30 ka BP, while for the paleosol lying 10 m deeper – 23.2, 20.0 and 25.4 ka BP. The new determinations of the K/Ar dates for the Roxolany tephra were made in the Mass Spectrometry Laboratory, UMCS, Lublin, using a low blank Ar extraction-purification line. Initially a heavy fraction from the loess sample was separated, from which unexpectedly large amounts of radiogenic argon (Ar\*) was extracted, therefore we decided to reanalyze carefully separated two dominant K-bearing mineral fraction, amphibole and biotite. K/Ar dates for 2 different mineral separates from Roxolany tephra are: amphibole –  $12.3 \pm 0.15$  and  $11.9 \pm 0.15$  Ma and biotite –  $14.5 \pm 0.15$  Ma. The obtained dates are rather consistent and they point perhaps to redeposited weathering product of Neogene volcanic rocks.

УДК 550.384, 33:551.79

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗРЕЗА РОКСОЛАНЫ: ОБЗОР ПРЕДЫДУЩИХ РАБОТ И НОВЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Владимир Бахмутов, Дмитрий Главацкий

*Институт геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины,  
просп. Академика Палладина, 32, 03680, Киев-164, Украина,  
e-mail: bakhm@igph.kiev.ua, hlavatskyi@gmail.com*

### Введение

Четвертичные покровные образования, широко распространенные на Украине и сопредельных территориях, самым тесным образом связаны с повседневной деятельностью человека, направленной на решение большого комплекса задач народнохозяйственного, экологического и прогнозного характера. Существующие в настоящее время стратиграфические схемы осадочных отложений плейстоцена, несмотря на детальность, в своей основе имеют существенный изъян, который нельзя не игнорировать при каких бы то ни было стратиграфических обобщениях. Вследствие частой смены мощности реперных горизонтов и резких изменений условий седиментации (вплоть до полного отсутствия осадконакопления в определенные промежутки времени) даже в пределах сравнительно небольших провинций возникают трудности их корреляции, в том числе и на близлежащих площадях. Кроме того, большинство континентальных плейстоценовых толщ Украины фаунистически немые, что существенно затрудняет выяснение их стратиграфических взаимоотношений.

В этой связи большой интерес проявляется к результатам палеомагнитных исследований лессово-почвенных толщ. В Институте геофизики НАН Украины на протяжении нескольких десятков лет проводились такие работы с целью создания магнитостратиграфической шкалы для территории Украины. В результате палеомагнитного изучения более 60 разрезов, представленных как типично континентальными, так и лиманно-морскими фациями в естественных обнажениях и кернах структурно-картировочных скважин, была предложена магнитостратиграфическая шкала плейстоцена (Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1989; Третьяк, Вигилянская, 1994). При этом полевые работы и интерпретация полученных результатов выполнялись в тесном контакте с ведущими стратиграфами Украины (П. Ф. Гожик, М. Ф. Веклич, Ю. М. Веклич, Б. Д. Возгрин, А. И. Шевченко, В. Н. Семененко, В. Ю. Зосимович, В. А. Присяжнюк и др.).

Но с развитием аналитической базы и появлением нового фактического материала стало очевидно, что существуют весьма противоречивые толкования как стратиграфических, так и, соответственно, магнитостратиграфических схем. Показательным в этом отношении является стратиграфическая привязка границы Матуяма-Брюнес, своего рода “золотой гвоздь” Четвертичной



магнитостратиграфии, роль которого в привязке и корреляции отложений разного генезиса трудно переоценить. Ее идентификация позволяет независимо коррелировать разрезы и уточнять существующие педостратиграфические схемы. Возраст этой границы, калиброванный по астрономической шкале, составляет около 780 тыс. лет, а по изотопно-кислородной шкале эта граница попадает в стадию MIS 19 (Marine oxygen isotope stage 19) (Cande and Kent, 1992; Tauxe et al., 1996).

Во многих исследованиях, посвященных магнетизму евроазиатских лессово-почвенных толщ, отмечается “плавающее” положение этой границы, обусловленное процессами педогенеза, что приводит к “задержкам” фиксации направления остаточной намагниченности в породах. Вероятно, именно в связи с этим положение границы Матуяма–Брюнес в лессово-почвенных толщах Центральной Европы определялось как в интергляциальных палеопочвах Венгрии, Чехии, Польши, так и в лессах Австрии, Болгарии, Украины (см. список публикаций в (Бахмутов и др., 2005)).

Для территории Украины стратиграфическое положение границы Матуяма–Брюнес в разное время определяли и на уровне сульского, и на уровне мартоношского, и на уровне широкинского горизонтов (Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1989; Третьяк и Вигилянская, 1994). Позднее, в серии междисциплинарных исследований лессово-почвенных формаций Западного Причерноморья, одним из ключевых разрезов которых является Роксоланы (Tsatskin et al., 1998; 2001), новые результаты не просто дополнили существующие педо- и магнитостратиграфические схемы четвертичных субэаральных отложений Западного Причерноморья, а в корне их изменили (рис. 1). При этом основной упор был сделан именно на результаты магнитостратиграфических исследований – идентификацию местоположения границы Матуяма–Брюнес. Примечательно, что в этих новых исследованиях нигде не упоминается соотнесение результатов со стратиграфической шкалой четвертичных отложений Украины, утвержденной РМСК в 1984 г. (Веклич и др., 1984).

Целью нашей работы является независимое палеомагнитное исследование разреза Роксоланы, в первую очередь для оценки палеомагнитной информативности лессово-почвенной формации и определения местоположения границы Матуяма–Брюнес. Мы не исключаем также и возможность определения структурных элементов магнитостратиграфической шкалы более низкого ранга – событий, эпизодов и экскурсов.

### **1. Обзор исследований**

Разрез возле с. Роксоланы является одним из наиболее представительных обнажений серии лессовых пород Причерноморской впадины. Террасовый комплекс представлен аллювием VII (по оценкам других авторов – VIII) террасы р. Днестр, залегающим с размывом на понтических отложениях. В аллювии найдены раковины моллюсков, характерные для сообществ заключительной стадии развития позднеплейстоценовой фауны. Перекрывающая эти отложения почти 50-метровая толща лессов и лессовидных суглинков с комплексом ископаемых почв была в свое время детально стратифицирована палеопедологическим, термолюминесцентным и др. методами: она характеризует собственно плейстоценовый этап четвертичного периода.

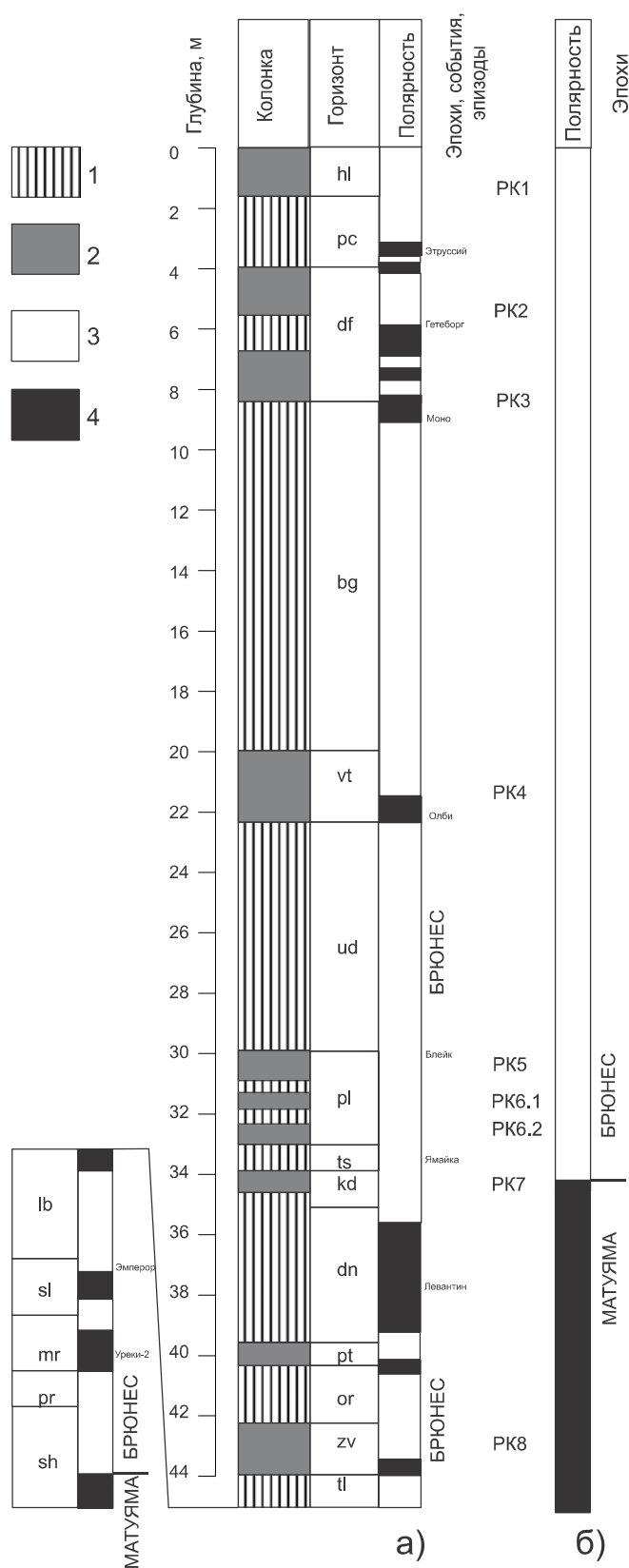


Рис. 1. Палеомагнитный разрез Роксоланы: 1 – лессы, 2 – почвы; 3 – прямая намагниченность, 4 – обратная. По данным: а) Третьяка, Вигилянской, 1994; б) Tsatskin et al., 1998; 2001.

В результате детальных палеомагнитных исследований разреза Роксоланы коллективом ИГ НАНУ под руководством А. Н. Третьяка (Третьяк и др., 1989) были установлены уровни с прямой и обратной намагниченностью пород. Результаты исследования магнитно-минералогического состава, природы остаточной намагниченности, а также отсутствие явной зависимости направлений вектора остаточной намагниченности от литологии, привели авторов к выводам о геофизической природе выделенных аномалий, т.е. об их связи с изменениями древнего магнитного поля. Отложения причерноморского, дофиновского, бугского и витачевского горизонтов, представленные в разрезе Роксоланы чередующимися почвами и лессовидными суглинками общей мощностью около 23 метров, характеризуются преимущественно прямой намагниченностью, на фоне которой проявляются серии маломощных слоев с обратной намагниченностью (в дофиновском и витачевском горизонтах, рис. 1). Залегающие ниже горизонты удайских лессов, прилуцких погребенных почв и тясминских лессовидных суглинков характеризуются прямой намагниченностью. Отложения нижней части разреза – ниже уровня кайдацких почв РК7, толща

днепровских лессов и потягайловская почва, имеют преимущественно обратную намагниченность. Исследовав десятки других разрезов, авторы (Третьяк, 1983; Третьяк и др., 1989; Третьяк и Вигилянская, 1994) считали, что зоны обратной намагниченности являются эпизодами в рамках эпохи Брюнес. Зона обратной полярности на уровне 36–39 м была отнесена ими к магнитному событию Левантин (именуемому разными авторами как Бива II, Днепр, Чеган) с возрастом около 290 тыс. лет назад.

В середине 90-х годов эти работы получили продолжение в серии междисциплинарных исследований лессово-почвенных формаций Западного Причерноморья, в частности разреза Роксоланы, которые были выполнены на современной аналитической базе, палеопедологические реконструкции, магнитно-минералогические и палеомагнитные определения, а также мессбауэровскую спектроскопию (Tsatskin et al., 1998; 2001). Положение границы Матуяма-Брюнес было установлено в разрезе Роксоланы в лессах, залегающих ниже почвы РК6 на глубине 34,5 м, что противоречит предыдущим геологическим, палеонтологическим и палеомагнитным данным. Ниже, до аллювия VIII днестровской террасы, было описано еще три почвы – РК7, РК8 и РК9. В этом же регионе, на разрезе Новая Этулия граница Матуяма-Брюнес была определена на уровне почвы РК7 (Tsatskin et al., 2001).

Таким образом, если предыдущие исследователи оценивали возраст нижних пород разреза около 320 тыс. лет (завадовский горизонт), то по новым данным возраст пород кайдакского горизонта составляет 780 тыс. лет, а завадовского – почти 1 млн. лет. Эти материалы легли в основу построения новой педостратиграфической схемы для Западного Причерноморья с последующей ее корреляцией с изотопно-кислородной шкалой (Tsatskin et al., 2001). Примечательно, что, несмотря на детальность выполненных работ (отбор образцов выполнялся с шагом 5–10 см), ни об одном событии обратной полярности внутри хрона Брюнес не упоминается.

Детальные исследования верхней части разреза Роксоланы с целью получения информации о тонкой структуре древнего магнитного поля были проведены коллективом авторов Института физики земли РАН (Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005; 2007). На верхних 20 метрах разреза, охватывающих, по мнению авторов, последние ~ 300 тыс. лет, при детальных опробованиях на 692 уровнях было выделено две аномальные зоны. Они были соотнесены к экскурсам Моно и Блейк соответственно ~ 30 и 100 тыс. лет назад. Кроме того, резкое изменение угловых компонент поля в нижней части бугского леса было проинтерпретировано как экскурс Ямайка, который датируется ~ 220 тыс. лет назад. Следует отметить, что по полученным “записям” вариаций угловых компонент поля был также рассчитан спектр вековых вариаций поля, что предполагает высокую точность определения компонент древней (первичной) намагниченности. Но сам вопрос выделения характеристической (первичной) компоненты намагниченности в лессово-почвенных толщах юга Украины является весьма сложным, недостаточно изученным и, с нашей точки зрения, весьма проблематичным. Необходимо не только определить минералы железа – носители намагниченности пород, но и выяснить их генезис, доказать возможность выделения первичной компоненты намагниченности. Без этого любые магнитостратиграфические схемы, а тем более оценки элементов тонкой структуры древнего геомагнитного поля, нельзя считать приемлемыми. Они носят больше спекулятивный характер, что в итоге приводит к ситуации, которая

на сегодня сложилась с интерпретацией палеомагнитных данных по разрезу Роксоланы.

## **2. Магнитная минералогия и палеомагнитная информативность**

Изменение петромагнитных параметров (намагниченность, магнитная восприимчивость) вдоль разреза Роксоланы приведено в работе (Третьяк и др., 1989), и указывает на отличие значений для лессов и почв в среднем почти на порядок.

В более поздних работах (Evans and Heller, 2003) для анализа были привлечены другие магнитные параметры, и также было показано их значительное различие для лессов и почв. Эти работы имели, в первую очередь, петромагнитную направленность с последующей оценкой палеоклиматических реконструкций. Для лессов характерна относительно высокая коэрцитивность в то время как почвы характеризуются относительно низкой коэрцитивностью. Параметры петли гистерезиса для ферромагнетиков типичны для магнетита и маггемита. Основным носителем намагниченности в почвах был определен псевдооднодоменный магнетит, подвергшийся незначительному низкотемпературному окислению (вероятно по поверхности зерен). Гематит встречается преимущественно в лессах, а в верхних горизонтах почв отсутствует. Повсеместно отмечается большой вклад суперпарамагнитной составляющей, особенно он велик для прослоев почв.

В работах (Шаронова и др., 2004; Пилипенко и др., 2005), посвященных палеомагнитным исследованиям верхней части разреза Роксоланы, было показано, что основным носителем естественной остаточной намагниченности (ЕОН) является низкокоэрцитивный минерал с температурой Кюри 580–600 °С. Термомагнитный анализ не обнаруживает различий в составе магнитных минералов лессов и почв. Сделан вывод, что основным носителем ЕОН являлся магнетит. Помимо магнетита, в небольших количествах присутствует маггемит и гематит. Основной направленностью этих работ было исследование тонкой структуры и эволюции геомагнитного поля позднего плейстоцена.

В последующих комплексных петромагнитных исследованиях коллектива авторов (Gendler et al., 2006) были измерены и проанализированы магнитные параметры, отражающие состав магнитных минералов, их концентрацию, размер зерен и др., что, наряду с данными по микроморфологии, химическим анализам и мессбауэровской спектроскопии позволило сделать ряд важных выводов о генезисе минералов железа – носителях намагниченности в породах. В разрезе Роксоланы степень педогенеза существенно выше, чем в других разрезах Украины (особенно северных). В почвах верхних 34 м мощности разреза наблюдаются многочисленные признаки вторичных изменений (следы биологической активности, трещины, карбонатные конкреции и др.), а для почв, залегающих ниже 34 м, характерны включения оксидов железа. По сравнению с лессами, в почвах наблюдается высокая концентрация суперпарамагнитных минералов, максимальное количество которых приурочено к витачевскому горизонту (РК4) на глубине 22 м.

Представленные в (Gendler et al., 2006) результаты укладываются в концепцию увеличения магнитных параметров в почвах в результате комплексных, климатически контролируемых почвообразующих процессов. Результаты мессбауэровской спектроскопии указывают на обогащение почв ферро-монтмориллонитом, ультрадисперсным гетитом, ферригидридом и гематитом, которые ассоциируются с глинистыми минералами. Минералы

железа в лессах состоят в основном из ферросиликатов. Авторы приходят к важным выводам, что магнитные свойства почв в основном биогенного происхождения (выделяется три разных типа аутигенного магнетита – химический и бактериальный внеклеточный и внутриклеточный), обусловлены почвообразующими изменениями железосодержащих минералов, а ЕОН имеет химическую природу. В то же время магнитные свойства лессов обусловлены терригенным материалом, что предполагает седиментационную природу намагниченности.

Таким образом, присутствие в лессах терригенных псевдооднодоменных частиц магнетита, а также маггемита и, местами, гематита, может быть весомым аргументом в пользу возможности выделения первичной компоненты намагниченности. В образующихся по лессам почвах формируется химическая намагниченность, связанная в первую очередь с разными зернами магнетита биогенного происхождения. При этом время их образования может существенно отличаться и продолжаться уже после захоронения почвы. То есть в отношении палеомагнитной информативности лессы выглядят более предпочтительными, чем почвы.

Вопрос о палеомагнитной информативности лессово-почвенных горизонтов является ключевым, и именно с его решением связано определение местоположения границы Матуяма-Брюнес (см. предыдущий раздел), либо даже выделение в разрезе Роксоланы экскурсов и вековых вариаций (Пилипенко и др., 2005).

В работе (Третьяк и др., 1989) результаты по склонению и наклонению представлены после массовой чистки коллекции переменным магнитным полем (одно-два значения поля в диапазоне 20–30 мТл) и температурой (250–300°C). При этом пилотная коллекция была размагничена достаточно детально, но ни одной диаграммы Зийдервельда (а это необходимый элемент любых современных палеомагнитных определений) не приведено.

Для выделения характеристической компоненты намагниченности в работе (Пилипенко и др. 2005) применена процедура массовой температурной чистки до температур 200, 250, 300 и 350 °C. Для пилотной коллекции образцов было выполнено детальное терморазмагничивание, а компонентный анализ результатов показал, что ЕОН лессов и почв включает две компоненты – вязкую, которая достигает 80–90 % и удаляется при нагреве до 150 °C, и характеристическую, идущей к нулю на диаграммах Зийдервельда в интервале температур 150–550 °C и, по мнению авторов, являющуюся первичной (Шаронова и др., 2004).

В работах (Tsatskin et al., 1998; Gendler et al., 2006) представлены магнитные параметры и изменения угловых компонент после магнитной чистки вдоль всего разреза, на основании чего и выделено местоположение границы Матуяма-Брюнес. Измерения были выполнены на высокочувствительном SQUID магнитометре, что, без сомнения, позволяет выделить направление характеристической компоненты намагниченности даже при очень низких (около 5 % от первичных) значениях сигнала. Но ни одной диаграммы Зийдервельда в этих работах не приведено, что не позволяет оценить степень достоверности выделения обратной полярности на “хвостах” диаграмм. Диаграммы приведены в работах (Du Pasquier, 1999; Sartori, 2000), там же указано, какие методы магнитной чистки были приведены для почв (температурное размагничивание) и лессов (размагничивание переменным магнитным полем).

В нашей работе мы как раз сосредоточили усилия на выделении характеристической компоненты намагниченности по результатам детального размагничивания новой пилотной коллекции образцов, отобранной в верхних 40 метрах разреза Роксоланы.

### **3. Предварительные результаты палеомагнитных исследований**

Из коллекции, включающей 99 ориентированных штуфов, было выбрано 23 штуфа, охватывающих все горизонты почв и лессов. При отборе штуфов особое внимание уделялось выбору неизмененных участков с ненарушенной текстурой породы, без визуальных признаков вторичных изменений. Из каждого штуфа изготавливалось 3–4 стандартных образца-кубика, измерения магнитных параметров выполнялось в палеомагнитной лаборатории Центра коллективного пользования магнитометрической аппаратурой Института геофизики им. С. И. Субботина НАН Украины (ИГ НАНУ, г. Киев), а образцов-дублей – в палеомагнитной лаборатории Института геофизики Польской академии наук (ИГ ПАН, г. Варшава). В обеих лабораториях измерительная аппаратура размещена в немагнитной комнате MMLFC, что минимизирует эффекты подмагничивания для магнитновязких пород (что характерно для почвенно-лессовых толщ).

В лаборатории Института геофизики НАН Украины измерения остаточной намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6. Образцы подвергались ступенчатому размагничиванию температурой при 5 степенях размагничивания до 300 °С (в терморазмагничивающей установке MMTD80, с контролем изменения магнитной восприимчивости после каждой ступени размагничивания на каппа-метре MFK1) и переменным магнитным полем (на размагничивающей установке LDA-3A при 12–15 степенях размагничивания до 100 мТл). В лаборатории Института геофизики Польской академии наук измерения остаточной намагниченности и ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем проводились на 2G SQUID магнитометре с приставкой для размагничивания. Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ) измерялась на каппа-метре MFK1, вычисления параметров АМВ выполнялось по программе ANISO. Результаты размагничивания анализировались методом главных компонент по программе Remasoft 3.0.

Величины скалярных магнитных параметров – намагниченности и магнитной восприимчивости – полностью согласуются с результатами предыдущих исследований. Почвы обладают повышенными по сравнению с лессами значениями магнитной восприимчивости. В разрезе Роксоланы МВ достигает своих максимальных значений ( $800 \times 10^{-6}$  ед. СИ) в суглинках витачевского горизонта (почва РК4), а минимальных ( $80 \times 10^{-6}$  ед. СИ) в лессах бугского горизонта на глубине 14 м.

Измерения анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) коллекции образцов показали низкую степень анизотропии (параметр Р, характеризующий степень анизотропии, не превышает 1,02 как для образцов почв, так и для лессов, а в среднем составляет 1,01). На рис. 2а и рис. 2б представлены результаты соответственно по почвам и лесам. Очевидно, что преобладает плоскостной тип анизотропии, и для большинства образцов минимальные оси эллипсоидов близки к вертикали, что характерно для седиментационной намагниченности. В то же время в отдельных образцах как лессов, так и почв направления осей эллипсоидов АМВ хаотичны, что может быть связано с отсутствием терригенных зерен (либо механическими нарушениями породы, например, при биотурбации)

и исключительно химической намагниченностью пород. Чтобы исключить неоднозначность в интерпретации, результаты по таким образцам нами исключены из анализа.

При температурной чистке до 270–300 °С в почвах остается 10–20 % ЕОН, в лессах ЕОН составляет в среднем от 20 % до 40 % от первоначальных значений. При нагревах до 270 °С, судя по результатам изменения МВ после каждой ступени нагрева, образцы не претерпевают минералогических изменений, а при 300 °С только в двух образцах почв на уровне 1,0 м и 4,2 м отмечается возрастание МВ соответственно на 50 % и 30 %. Результаты по всем образцам указывают исключительно на прямую полярность. Как было упомянуто в предыдущем разделе (Шаронова и др., 2004), вязкая компонента удаляется при нагревах до 150 °С. В работе (M. Sartori, 2000) температура 250 °С приводится как граничная, при которой удаляется вязкая и выделяется характеристическая компонента. Наши результаты указывают, что вязкая компонента удаляется при нагревах до 210–240 °С, то есть можно сделать предварительный вывод, что при 270–300 °С нами получено направление характеристической компоненты намагниченности. Нагревы до более высоких температур пока не проводились, что связано с разрушением образцов при нагревах, и мы не можем рассчитать направление высокотемпературной (идущей к нулю на диаграммах Зийдервельда) характеристической компоненты, то есть вывод о прямой полярности требует подтверждения.

Результаты размагничивания образцов-дублей переменным магнитным полем, как указывалось выше, были получены независимо в двух лабораториях на разной аппаратуре. При этом размагничивание в лаборатории ИГ НАНУ выполнялось в разных режимах – с вращением образца в переменном магнитном поле разной амплитуды и при последовательном размагничивании вдоль трех перпендикулярных осей. Именно второй метод размагничивания позволил получить более стабильные результаты, и аналогичная процедура размагничивания выполнялась в лаборатории ИГ ПАН.

Как и следовало ожидать, в палеомагнитном отношении лессы в целом оказались более стабильными, чем почвы, хотя параметры, характеризующие стабильность ЕОН к размагничивающему переменному полю ( $M_{50}$  %,  $M_{10}$  %,  $M_{\min}/M_0$  соответственно падение остаточной намагниченности до 50 % и 10 % по отношению к первичной ЕОН ( $M_0$ ) и отношение минимальной величины остаточной намагниченности к  $M_0$ ), для разных горизонтов почв существенно различались. После удаления вязкой компоненты в почвах при 20–30 мТл ( $M_{50}$  % для почв колеблется от 4,6 до 10,5 нТл) величина сигнала составляла в среднем 3–5 % от первоначальной и колебалась на уровне  $n \times 10^{-5}$  А/м, что уверенно измеряется на магнитометрах. Характерный пример размагничивания образца потягайловской почвы, отобранного на уровне 40 м, приведен на рис. 3а.

Для лессов  $M_{50}$  % несколько выше и колеблется от 8–10 нТл в нижней части до 15–20 нТл в верхней части разреза. После удаления вязкой компоненты (в переменных полях в диапазоне 20–40 мТл) величина сигнала составляла в среднем от 10 до 30 % от первоначального. Характерный пример размагничивания одного из наиболее “магнито жестких” образцов лесса, отобранного на уровне 35,5 м, приведен на рис. 3б. Следует отметить, что в таких образцах диаграммы Зийдервельда при высоких полях не идут к началу координат, поэтому направление характеристической “высококоэрцитивной” компоненты нами рассчитывалось с привязкой к конечной точке.

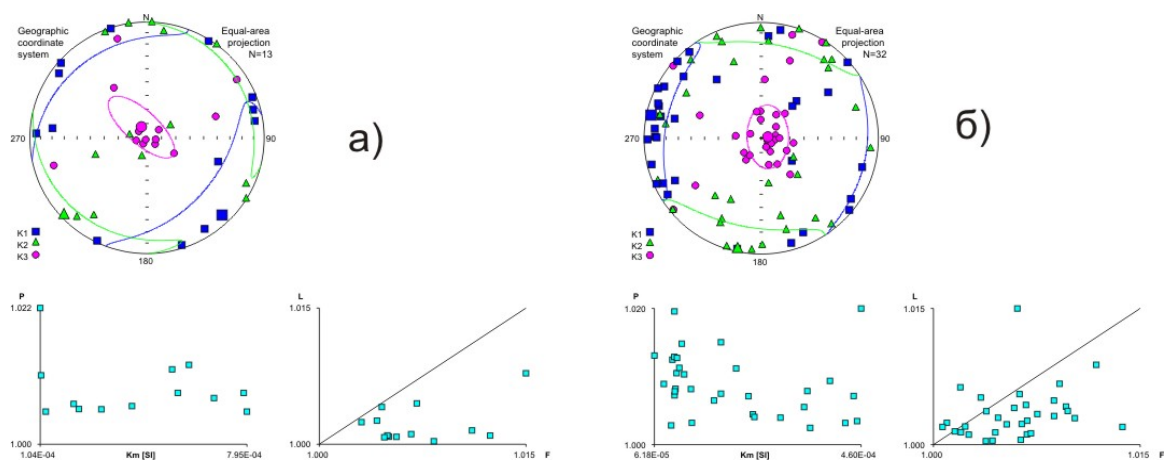


Рис. 2. Распределение осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости ( $K_1$ ,  $K_2$  и  $K_3$  соответственно направления максимальной, средней и минимальной оси) и диаграммы Флинта образцов почв (а) и лессов (б).  $P$  – степень анизотропии  $K_1/K_3$ ;  $Km$  – магнитная восприимчивость, ед. СИ;  $L$  – коэффициент анизотропии  $K_1/K_2$ , показатель степени магнитной линейности;  $F$  – коэффициент анизотропии  $K_2/K_3$ , показатель степени плоскопараллельной ориентировки магнитных минералов.

Для всех образцов были рассчитаны направления высококоэрцитивной компоненты. Поскольку для каждого уровня мы имели результаты размагничивания переменным полем по 2–3 образцам, у нас была возможность проведения объективного контроля для случаев, когда по каким-либо причинам отдельные образцы на некоторых ступенях размагничивания показывали аномальные значения. Особое внимание было уделено зоне от 30 до 40 м, где на уровне около 34 м ожидалась, по данным (Tsatskin et al., 1998; 2001), граница Матуяма-Брюнес. Этому отрезку было уделено особое внимание, здесь было обработано 10 уровней. Ни на одном из них не было выделено направление характеристической компоненты обратной полярности. И по другим штуфам, отобранным выше этой зоны, также не было зафиксировано ни одного образца с обратной либо аномальной полярностью.

### Выводы

Анализ результатов предыдущих палеомагнитных исследований разреза Роксоланы указывает на принципиальные расхождения магнитостратиграфических построений разных авторов, что, по нашему мнению, обусловлено недооценкой палеомагнитной информативности лессово-почвенной формации и сложностью выделения первичной компоненты намагниченности.

К настоящему времени нами проведены детальные палеомагнитные исследования пилотной коллекции, которая составляет лишь одну пятую часть всех отобранных на разрезе Роксоланы уровней. Нижняя часть разреза (ниже 40 м) пока не исследована.

Результаты магнитно-минералогических исследований указывают на присутствие магнетита и маггемита, в отдельных горизонтах также присутствует гематит. На диаграммах Дея зерна попадают в псевдооднородную область. И почвы (в большей мере), и лессы (в меньшей мере) характеризуются магнитной вязкостью, что связано с присутствием суперпарамагнитного магнетита. Это



предполагает сосредоточение усилий на предотвращении подмагничивающего эффекта в процессе измерения образцов.

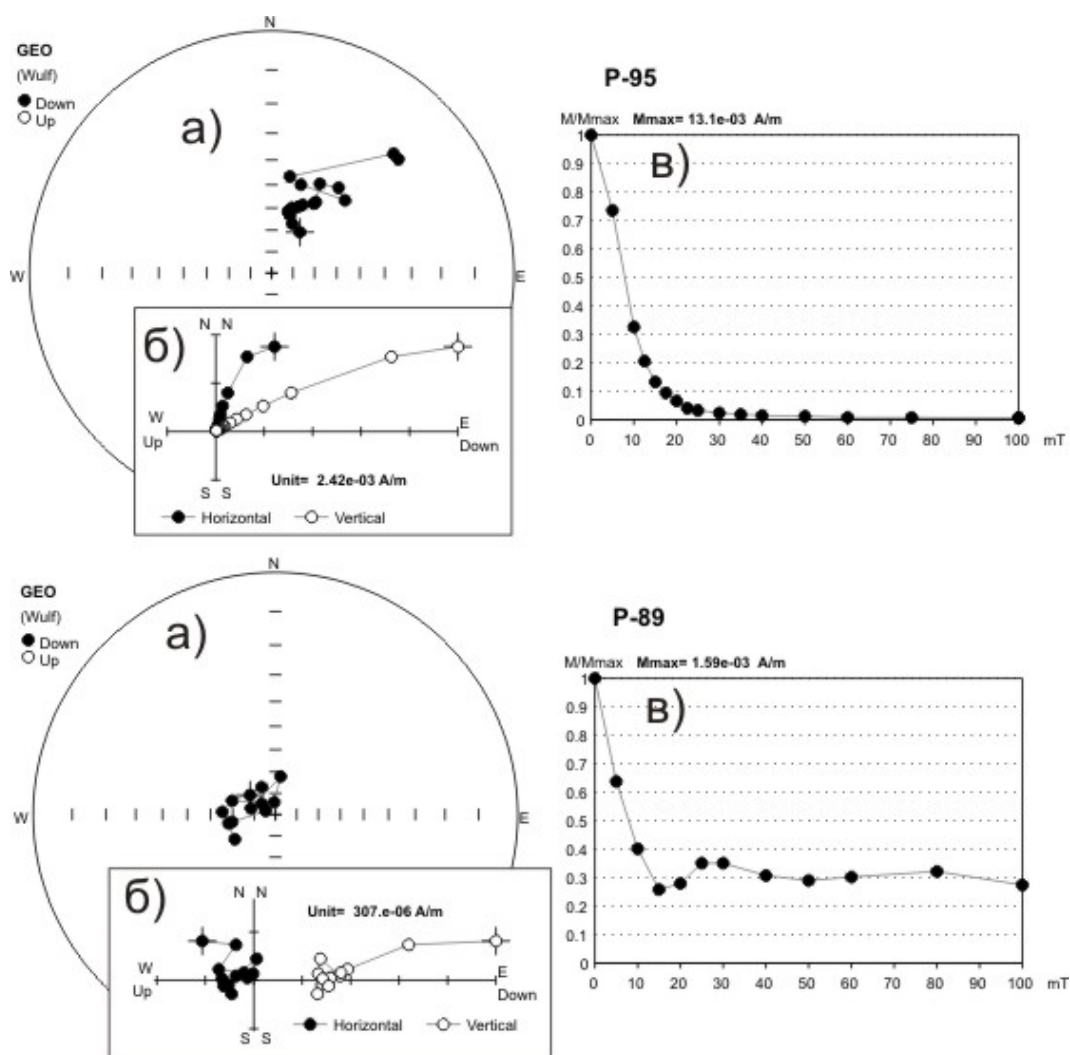


Рис. 3. Примеры ступенчатого размагничивания переменным магнитным полем характерного образца почв (P-95) и лессов (P-89): а) стереографические проекции изменения направления вектора остаточной намагниченности в процессе размагничивания (полые (залитые) круги – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу); б) диаграммы Зийдervельда (залитые и полые круги – проекции соответственно на горизонтальную и вертикальную плоскость); в) нормированные кривые размагничивания ЕОН переменным магнитным полем.

Породы характеризуются химической намагниченностью, связанной с аутигенным магнетитом, но в них также присутствует седиментационная намагниченность, связанная с терригенными зёрнами, характеризующимися разной коэрцитивностью. Оценка палеомагнитной стабильности пород указывает на лессы как на более предпочтительный объект для выделения характеристической (первичной) компоненты намагниченности. Из анализа совокупности всех материалов можно сделать вывод, что породы разреза Роксоланы палеомагнитно информативны для магнитостратиграфических построений, хотя, строго говоря, первичность выделенной высококоэрцитивной (стабильной) компоненты намагниченности не доказана.

Результаты размагничивания пилотной коллекции образцов переменным магнитным полем и температурой с целью выделения характеристической компоненты намагниченности, выполненные в разных лабораториях, на разной измерительной аппаратуре, разными методами, не указывают на обратную полярность ниже 34 м разреза, то есть не подтверждают, что мы вышли в эпоху Матуяма. Для вышележащей толщи ни на одном образце также не получено направлений обратной полярности. Все аномальные значения, которые были получены в процессе работы над материалом и неоднократно перепроверялись, были связаны с методикой палеомагнитных исследований.

Наши результаты ставят под сомнение выделение на уровне 34 м границы Матуяма-Брюнес, а также всех вытекающих отсюда новых педостратиграфических схем (Tsatskin et al., 1998; 2001). Но нельзя также утверждать, что они в какой-то мере согласуются с более ранними результатами исследований и увязываются с украинской региональной магнито-стратиграфической шкалой, поскольку уровни, где ранее была выделена обратная полярность, нашими предварительными результатами не подтверждаются.

Очевидно, что для интерпретации даже таких предварительных результатов необходимо привлекать современные данные других методов. В ближайшее время детальное палеомагнитное исследование коллекции образцов разреза Роксоланы, а также отбор новой коллекции в нижней части разреза, будут продолжены.

---

1. Бахмутов В. Г., Мокряк И. Н., Скарбовийчук Т. В., Якушно В. И. Результаты палеомагнитных исследований разреза дунайских террас и проблемы магнито-стратиграфии плейстоцена Западного Причерноморья // Геофиз. журн. – 2005. – Т. 27. – № 6. – С. 980–991.

2. Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвишинина Ж. Н. Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – 32 с.

3. Пилипенко О. В., Шаронова З. В., Трубихин В. М., Абрахамсен Н. Палеомагнитные исследования пород позднего плейстоцена юга России и Украины // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: материалы семинара. Борок. 18–21 октября 2007 г. – М.: ГЕОС, 2007. – С. 110–115.

4. Пилипенко О. В., Шаронова З. В., Трубихин В. М., Диденко А. Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75–10 тыс. лет тому назад на примере лёссово-почвенного разреза Роксоланы (Украина) // Физика Земли. – 2005. – № 1. – С. 66–73.

5. Третьяк А. Н. Естественная остаточная намагниченность и проблема палеомагнитной стратификации осадочных толщ. – Киев: Наук. думка, 1983. – 256 с.

6. Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И. Магнито-стратиграфическая шкала плейстоцена Украины // Геофизический журнал. – 1994. – № 2. – Т. 16. – С. 3–14.

7. Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Макаренко В. Н., Дудкин В. П. Тонкая структура геомагнитного поля в позднем кайнозое. – Киев: Наук. думка, 1989. – 156 с.

8. Шаронова З. В., Пилипенко О. В., Трубихин В. М., Диденко А. Н., Фейн А. Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лёссово-почвенном разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75 000 лет // Физика Земли. – 2004. – № 1. – С. 4–13.

9. Cande S. C., Kent D. V. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic // Journal of Geophysical Research. – 1992. – № B10. – Vol. 97. – P. 13917–13951.

10. *Du Pasquier J.* Environmental paleomagnetic study of the loess/paleosol sequence from Roxolany (Ukraine) : Diploma Thesis, Institute für Geophysik, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich. – 1999. – 59 p.
11. *Evans M., Heller F.* Environmental magnetism. – Academic Press, 2003. – P. 69–74.
12. *Sartori M.* The Quaternary climate in loess sediments: Evidence from rock and mineral magnetic and geochemical analysis : Doctor of Natural Sciences Thesis, Institute für Geophysik, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich. – 2000. – 231 p.
13. *Tauxe L., Herbert T., Shackleton N. J., Kok Y. S.* Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and Asian loess sequences // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1996. – Vol. 140. – P. 133–146.
14. *Tsatskin A., Heller F., Gendler T. S. et al.* New Scheme of Terrestrial Paleoclimate Evolution during the Last 1.5 Ma in the Western Black Sea Region: Integration of Soil Studies and Loess Magnetism // *Phys. Chem. Earth (A)*. – 2001. – Vol. 26. – №. 11–12. – P. 911–916.
15. *Tsatskin A., Heller F., Hailwood E. A. et al.* Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 1998. – Vol. 143. – P. 111–133.

### Summary

Review of palaeomagnetic data from loess/paleosol sequences in the western Black sea area at Roxolany outcrop is described. The Matuyama/Brunhes boundary was found in the different outcrops across Black sea loess area and has been used as key marker for pedostratigraphy correlation. Earlier paleomagnetic investigation (Tretyak et al., 1984–1994) considered that the whole sequences belong to the Brunhes and some geomagnetic events as magnetostratigraphy markers were described. Later on in (Tsatskin, Heller et al., 1996–2006) the stratigraphic position of the Matuyama/Brunhes boundary was detected on 34,5 m sequences depth below PK6 pedocomplex, which was refined the pedostratigraphic scheme and correlate with oxygen isotope stage. Our new paleomagnetic results of pilot collection of samples from Roxolany neither confirm any reverse polarity zone nor Matuyama/Brunhes boundary. We stress attention on the problems of loess/paleosol magnetism and for ambiguous interpretation of paleomagnetic data.

УДК 551.583.7

## ANALIZY GEOCHEMICZNE OSADÓW PROFILU ROKSOLANY WYKONANE W CELU REKONSTRUKCJI ZMIAN ŚRODOWISKA

Bożena Łacka<sup>1</sup>, Maria Łanczont<sup>2</sup>, Teresa Madeyska<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych PAN,  
ul. Twarda, 51/55, 00-818, Warszawa, Polska

<sup>2</sup> Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej,  
Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,  
al. Kraśnicka 2 c, d, 20-718, Lublin, Polska

W celu zebrania danych dotyczących warunków środowiskowych/paleoklimatycznych i ich zmienności w czasie sedimentacji lessów odsłoniętych w profilu Roksolany wykonano analizy składu chemicznego serii próbek oraz oznaczono stosunki izotopowe węgla i tlenu we wtórnych węglanach. Analizy te były wykonane w ramach projektu badawczego międzynarodowego niewspółfinansowanego MNiSW nr 691/N-Ukraina/2010/0 (2012).

### *Analiza chemiczna*

Z przygotowanych w laboratorium ING PAN próbek proszkowych analizy zostały wykonane metodą ICP-MS w laboratorium ACME Labs w Vancouver, Kanada. Przeanalizowano 168 próbek z 6 profili: 43 próbki z profili – R1–2, 39 próbek z profilu R3, 8 próbek z profilu R4, 23 próbki z profilu R6, 32 próbki z profilu R7, 23 próbki z profilu R8. Oznaczano 10 pierwiastków głównych: Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P i S oraz z grupy pierwiastków śladowych 51 pierwiastków: Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, Cd, W, Sn, As, Sb, Bi, Au, U, Th, Sr, Ba, V, Cr, Zr, Hf, Nb, Sc, Li, Rb, Cs, Ga, Ta, Tl, Te, In, Re, Se, Be, Y i REE (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

W celu prześledzenia zmian koncentracji poszczególnych pierwiastków w lessach i glebach oraz zmniejszenia efektu “rozcieńczenia” kwarem składu chemicznego osadów (Cullers, 1994), zróżnicowanie składu chemicznego w profilach wyliczono w dwojaki sposób:

• w postaci zmian stosunków wagowych zawartości danego pierwiastka w próbce do zawartości w niej glinu:

$$E_{\text{próbka}}/Al_{\text{próbka}} \text{ (wt. \%)}$$

• w postaci zmian wartości wskaźnika wzbogacenia (EF), tzn. ilorazu stosunków wagowych poszczególnych pierwiastków względem glinu w osadzie do stosunków wagowych danego pierwiastka względem Al w górnej kontynentalnej skorupie Ziemi (UCC):

$$EF_{\text{UCC}} E = (E/Al_{\text{osad}})/(E/Al_{\text{UCC}}),$$

gdzie  $E$  oznacza dowolny pierwiastek (Sterckeman et al., 2006 i literatura tam cytowana).

Najstarsze osady w badanym profilu reprezentują piaski, aluwia powodziowe i poziomy gleby hydromorficznej szyrokinowej (sh) (por. ryc. 1, Bogucki i in., w tym tomie). W tych osadach zawartości takich pierwiastków jak: P, Ti, Zr, Hf, Mg, Sr, K

jest stabilna, natomiast udział: Fe, Mn, Zn, Sc, Cr, V cechują znaczne oscylacje pomiędzy sąsiadującymi próbkami z wyraźną tendencją wzrostu zawartości ku poziomowi gleby sh. W tym samym kierunku zawartość Na, Ba nieznacznie maleje.

W najniższej części lessów przyazowsk obserwuje się wyraźny wzrost udziału P, Cu, Zn, V w dolnej części a następnie stopniowy spadek ich zawartości w części górnej. Ilość Fe, Mn, Na, K, Th, Cr nie ulega znaczącym zmianom.

Następna badana sekwencja obejmuje piaski i pokrywające je poziomy gleby lb (?). Piaski w spągu gleby wzbogacone są w P, Mn, Na, K, Sr, Ba, a zubożone w Zr, Sc, Ga, Th, Cu, Zn, Cr i V. W wyżej położonych poziomach gleby stopniowo wzrasta udział Fe, Cu, Zn, Ga, a maleje Mn. W poziomie B<sub>Ca</sub> wzrastają zgodnie zawartości Ca, Sr i Mg.

Less tiligulski (tl) cechuje wzrost udziału P w spągu i w stropie warstwy. Ponadto, w spągu lessów wzrasta udział Zr i Hf, a spada Fe i Mn. W stropie lessów zgodnie wzrasta ilość Ca i Sr oraz U, Th.

Poziomy gleb zawadowskich od A/zv1 do B/zv3 charakteryzują się wzrostem udziału Ca, Sr i w mniejszym stopniu Mg. Maksimum zawartości Fe i Mn jest obserwowane w poziomach od A/zv2 do A/zv1. Tu też występuje maksimum koncentracji Na i K oraz Cu, Zn, Cr, Ga, V, Sc.

W lessie orelskim (or) obserwuje się wzrost zawartości P, Zr, U, Th, a na granicy z podścielającą glebą (zv1) również Cu oraz Zn. Jedna z próbek jest wyjątkowo bogata w itr, co może być artefaktem, ponieważ temu wzbogaceniu nie towarzyszy ani wzbogacenie w REE ani w Zr. Słabo rozwinięty poziom gleby potagajliwka jest nieco wzbogacony w P, Ca, Sr oraz Cu w spągu oraz w Fe i Mn w górnej części.

Less dnierpu (dn) cechuje jednolity rozkład zawartości głównych i śladowych pierwiastków w całym profilu. Podobnie przedstawia się zmienność udziału głównych pierwiastków w obrębie gleby kajdaki (kd). Jedynie w spągu tego poziomu gleby wzrasta nieznacznie udział P, Ca i Sr, a w części środkowej wzrasta nieznacznie ilość Fe, Mn, Zn.

Powyżej gleby kd znajduje się cieniutkie przewarstwienie lessu tjasmin (ts) i dobrze rozwinięty kompleks gleb pryłuckich (pl3, pl2, pl1). Gleba pl3 w spągu jest wzbogacona w P, Ti, Zr, Ca, Sr, Mg, Na, K, U, Cr, Rb, Y, La i Ce. Wyjątkowo wysoka zawartość Ba jest obserwowana w spągu poziomu pl3 i na granicy poziomów pl2 i pl1. W tym ostatnim przypadku w próbce wzrasta również zawartość Y, La, Ce i pozostałych REE oraz P, Ca Sr, Mg, Na, K, U, Th.

Less udajski cechuje wyraźna dwudzielność. Jego część dolna jest wzbogacona w Mg, Ca, Sr, Ba, Na, U, Th, Pb, Cd, Cr, Rb, Li, Cs, Ba, Y, La, Ce, Pr. Duży udział Ba w osadach od poziomu gleby pl2 do lessu udajskiego wiąże się pośrednio z obecnością w nich siarczanu wapnia (bassanitu) i może wskazywać na znaczne zmniejszenie ilości opadów w czasie ich depozycji.

Rozkład zawartości pierwiastków w profilu gleby wytacziw (vt) cechuje wzbogacenie w P, Ti, Zr, Mn, Ca, Sr, Th, U, Zn, Cr, V, Nb, Sc i Y oraz spadek zawartości Na, K w stosunku do niżej leżących lessów.

Less bugski charakteryzuje brak wyraźnej zmienności udziału takich pierwiastków jak: P, Ti, Mg, Ca, Sr, Na, Cu, Pb, Cr, V, Sc. Tylko niewielkie wzbogacenie w Y, La, Ce, Zr, Hf, Mn obserwuje się w górnej części tych lessów.

W glebach dofinowskich i w lessie przyczarnomorskim (pč) łącznie z rozdzielającą go glebą kopalną zmiany składu chemicznego są niewielkie. W glebach i lessach lokalnemu wzrostowi ilości Ca odpowiada wzbogacenie w Sr i w mniejszym stopniu w Mg. Poziomy glebowe są nieznacznie wzbogacone w P, Fe, Mn, U, Cu, Zn,

V, Sc w stosunku do podścielających je lessów. Natomiast poziom gleby współczesnej jest wzbogacony w prawie wszystkie pierwiastki poza Mg, Ca, Sr, Cs, V, Ta, Ni.

W stosunku do UCC lessy i gleby kopalne z profilu Roksolany są zubożone w Zr, Hf, i Na. Pierwiastki Mg, V, Sc, K, Ga, Co, Cr i Ta występują w podobnych ilościach jak w UCC, a koncentracja Ba wyraźnie wzrasta jedynie poziomach gleby p12 i p11. Badane lessy i gleby w stosunku do UCC są wzbogacone w Zn, Th, Y, REE, Ti, Nb, Ni, Cu, Rb, Li. Współczynnik wzbogacenia  $EF_{UCC}$  Fe jest wyraźnie wyższy w dolnej części badanego profilu do lessu L3 (dn) natomiast  $EF_{UCC}$  Mn, poza powyżej wymienionym odcinkiem dolnej części profilu, znacząco wzrasta w górnych częściach lessów ud i bg, w górnych poziomach gleb dofinowskich i w glebie w obrębie lessu pć.

#### *Analiza izotopowa węgla i tlenu w autogenicznych kalcytach*

W ekosystemach lessowych i glebowych, węglany najczęściej wytrącają się w równowadze z  $CO_2$  zawartym w roztworach osadów. Występujący tam gazowy dwutlenek węgla jest mieszaniną dwutlenku węgla pochodzącego głównie z mineralizacji substancji organicznej i z dyfuzji  $CO_2$  z atmosfery (Nordt et al., 1996 i prace tam cytowane). Skład izotopowy i ilość  $CO_2$  pochodzącego z różnych źródeł zależy głównie od klimatu, a szczególnie od temperatury i wilgotności. Na podstawie analizy mikromorfologicznej węglanów pedogenicznych wykazano (Becze-Deák et al., 1997), że cementy w ryzolitach powstają w wyniku bezpośredniego wytrącania kalcytu z roztworów w osadach blisko powierzchni depozycji. Stąd uważa się, że zapis izotopowy tlenu w autogenicznych cementach węglanowych ryzolitów pośrednio odzwierciedla skład izotopowy wód meteorycznych a tym samym i temperaturę na powierzchni. W uproszczeniu, wartość  $\delta^{18}O$  w autogenicznym kalcydzie zależy głównie od temperatury panującej w środowisku depozycji (Różański et al. 1993), a wartość  $\delta^{13}C$  określa źródło mineralizowanej glebowej substancji organicznej (Nordt et al., 1996).

Do analizy izotopowej węgla i tlenu w węglanach osadów na stanowisku Roksolany wybrano 90 próbek z profili Roksolany 2, 3 i 4. Z frakcji osadów  $>0.1$  mm pozostałej po przesianiu na mokro 90 próbek, wybrano pod lupą binokularną: ryzolity, nieregularne grudki spojone kalcytem i drobne konkracje oraz, w jednym przypadku, fragmenty skorupki ślimaków lądowych.

Analizę składu izotopowego tlenu i węgla w kalcydzie wykonano dla 49 próbek autogenicznych węglanów (cementów kalcytowych: w 9 ryzolitach, 8 konkracjach i w 31 grudkach) oraz dla 1 próbki detrytusy muszli ślimaków lądowych.

Stosunki izotopowe  $\delta^{13}C$  i  $\delta^{18}O$  w kalcydzie oznaczono względem międzynarodowego wzorca NBS 19 korzystając z przyrządu Kiel IV do automatycznego oznaczania składu izotopowego węglanów sprzężonego ze spektrometrem Finnigan Mat Delta<sup>plus</sup> pracującym w systemie dwuwęsciowym w Laboratorium Izotopów Trwałych Instytutu Nauk Geologicznych w Warszawie. Wyniki wyliczono w standardowym zapisie  $\delta$  (‰) w stosunku do VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite).

W lessie dniewru (dn) wartości  $\delta^{13}C$  cementów kalcytowych konkracji wahają się w wąskim przedziale od -7 do -6,5 ‰. W pokrywających je poziomach gleby kd i lessie ts konkracje nie występują, natomiast liczne tam grudki spojone kalcytem charakteryzuje duża zmienność wartości  $\delta^{13}C$  cementów kalcytowych, od -8,5 do -3 ‰. W glebach p13 i p12 zanikają grudki scementowane kalcytem a pojawiają się liczne konkracje o wartościach  $\delta^{13}C$  mieszczących się w zakresie od -7,5 do -5 ‰. W poziomie p11 i w dolnej części lessu udajskiego ponownie występują głównie grudki

scementowane kalcytem, dla których wartości  $\delta^{13}\text{C}$  cementów wyraźnie maleją ku górze profilu od -4 do -8 ‰. Najwyższy poziom lessu udajskiego wyróżnia obecność ryzolitów, dla których wartości  $\delta^{13}\text{C}$  cementów zmieniają się w niewielkim zakresie od -10 do -9 ‰. Na granicy lessu udajskiego z glebą wytacziw i w tej glebie jedyną formą autogenicznych węglanów są grudki scementowane kalcytem, dla których wartości  $\delta^{13}\text{C}$  znacząco maleją ku górze profilu od -7 do -10 ‰. W obrębie lessów bugskiego i przyczarnomorskiego (wraz z poziomami glebowymi) wartości  $\delta^{13}\text{C}$  kalcytu w grudkach wahają się w granicach od -8 do -6 ‰, a dla cementów ryzolitów nagromadzonych w nielicznych poziomach wartości te mieszczą się w większym przedziale od -8,5 do -4,5 ‰.

Rozkłady wartości  $\delta^{18}\text{O}$  cementów kalcytowych konkrecji i grudek w dolnym odcinku analizowanego profilu (górną część lessu dn, gleba kd, less ts oraz poziomy gleby pl3 i pl2) charakteryzują duże wahania od -9 do -3,5 ‰ dla grudek i od -8,5 do -5,5 ‰ dla konkrecji. W poziomie gleby pl1 i w lessie udajskim wartości  $\delta^{18}\text{O}$  są mało zmienne i mieszczą się w zakresie -8,1 do -7,9 ‰ z jednym wyjątkiem (próbka R3/17: -8,7 ‰). Podobne wartości  $\delta^{18}\text{O}$  mają cemeny ryzolitów ze stropowej części lessu udajskiego. Zupełnie inaczej wygląda rozkład wartości  $\delta^{18}\text{O}$  w leżącym powyżej poziomie gleby vt. W tej części profilu wartości  $\delta^{18}\text{O}$  stopniowo rosną ku górze profilu od -9 do -5,7 ‰. W środkowej części lessu bugskiego wartości  $\delta^{18}\text{O}$  cementów kalcytowych w grudkach i ryzolitach są zmienne i wzrastają od -9,9 do -7 ‰, z jednym wyjątkiem, gdzie ta wartość wzrasta aż do -6 ‰. Powyżej lessu bg wartości  $\delta^{18}\text{O}$  są mało zmienne i mieszczą się w granicach -7,4 do -6 ‰.

#### *Wskaźniki geochemiczne i izotopowe*

Zmiany temperatury i ilości opadów w czasie depozycji osadów i w czasie przerwy sedymentacyjnych w znaczący sposób wpływają na stopień zwietrzenia minerałów – pierwotnych składników osadów. Stopień wietrzenia chemicznego szacuje się na podstawie zmian składu chemicznego osadów w profilach, a ściślej zmian koncentracji pierwiastków mobilnych w tych procesach w stosunku do koncentracji pierwiastków bardziej na nie odpornych. Zmiany te są pośrednim zapisem wahań temperatury i ilości opadów.

W celu określenia intensywności procesów wietrzenia w profilu Roksolany wykorzystano chemiczny wskaźnik wietrzenia – CIA – *Chemical index of alteration* (Nesbitt & Young, 1982). Jest on określony następującym wzorem:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$$

w proporcjach molowych, gdzie  $\text{CaO}^*$  jest ilością  $\text{CaO}$  związanego w krzemianach. Ze względu na obecność węglanów zastosowano poprawkę wprowadzoną przez McLennana (1993), która zakłada że w osadach drobnoziarnistych ilość moli  $\text{CaO}$  związanych w krzemianach nie przekracza ilości moli  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Ponadto, w celu oszacowania średnich rocznych opadów, wykorzystano równanie pozwalające oszacować wielkość MAP, opracowane (Sheldon et al., 2002) na podstawie dużego zbioru danych dotyczących składu chemicznego współczesnych gleb oraz parametrów klimatycznych: temperatury i wielkości opadów ze strefy umiarkowanej Stanów Zjednoczonych. Równanie to wykorzystane było (Sheldon & Tabor, 2009) do oszacowania wielkości średnich rocznych opadów w czasie powstawania gleb kopalnych:

$$\text{MAP} = 221e^{0,0197(\text{CIA}-\text{K})}$$

gdzie CIA-K oznacza chemiczny wskaźnik wietrzenia bez potasu:

$$\text{CIA}-\text{K} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$$

Innym wskaźnikiem, który wykorzystaliśmy do jakościowego określenia zmian ilości opadów (a ściślej przemywania) są wartości stosunków ilościowych pomiędzy barem i strontem (Ba/Sr – Sheldon, Tabor, 2009) – pierwiastkami śladowymi wchodzącymi w skład minerałów o różnym stopniu trwałości w procesach wietrzenia i procesach glebotwórczych. Sr łatwo przechodzi do roztworów w wyniku hydrolizy skaleni i rozpuszczania detrytycznych wapieni, natomiast Ba w trakcie tych procesów zazwyczaj pozostaje w osadach. Stosunki Ba/Sr (Sheldon, Tabor, 2009) mogą więc być pomocne w jakościowym oszacowaniu zmian wielkości opadów.

Cytowani autorzy (Sheldon et al., 2002) wykorzystali ponadto stosunki molowe tlenków pierwiastków głównych do oszacowania średniej rocznej temperatury MAT i zależność tą opisali równaniem:

$$\text{MAT} = -18,516 * [(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3] + 17,3$$

Wzór ten wykorzystaliśmy do oszacowania zmian średniej rocznej temperatury w profilu Roksolany.

Jeszcze jednym wskaźnikiem zmian temperatury jest zapis izotopowy tlenu w autogenicznych cementach węglanowych ryzolitów. Dworkin et al. (2005) w oparciu o analizę statystyczną dużych zbiorów danych analitycznych opracowali równanie pozwalające określić średnią roczną temperaturę (MAT):  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} (\text{‰ PDB}) = 0.49 (T) - 12.65$ , gdzie T jest podana w °C. Ponieważ kalcytowe cementy ryzolitów wytrącają się zazwyczaj w okresach wegetacji (Wang & Greenberg 2007), oznaczoną temperaturę na podstawie wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{kalcyt}}$  można określić jako MTVS – średnia temperatura w okresach wegetacji. W profilu Roksolany szacowane wartości MAT i MAP są zmienne, w niektórych odcinkach ulegają znacznym wahaniom, w innych są bardziej stabilne. Wahania średniej rocznej temperatury oszacowane na podstawie składu chemicznego dla poziomów lessów dają wartości w granicach 9–10 °C, a dla gleb kopalnych: 10–12 °C. Temperatura w okresach wegetacji oszacowana na podstawie zmian wartości  $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$  to minimum 6 °C, a maksimum wyjątkowo 12 °C. W przypadku gleb kopalnych wartości te wahają się w granicach 10–14 °C. Średnie roczne opady szacuje się od 400 mm, a wyjątkowo nawet minimum 250 mm do ponad 1000 mm.

Wszystkie zastosowane wskaźniki dają szacunkowe informacje dotyczące parametrów klimatycznych, ponieważ zarówno skład chemiczny jak i izotopowy osadów zależy od wielu czynników. Są to więc informacje wspomagające dane otrzymane przy użyciu innych metod.

---

*Becze-Deák J., Langohr R., Verrecchia E. P., 1997. Small scale secondary CaCO<sub>3</sub> accumulation in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstructions. Geoderma, 76, 221–252.*

*Cullers R. L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado tp platform sediment in Kansas. Geochemica et Cosmochimica Acta, 58, 4955–4972.*

*Dworkin S. I., Nordt L., Atchley S., 2005. Determining terrestrial paleotemperatures using the oxygen isotopic composition of pedogenic carbonate. Earth and Planetary Science Letters, 237, 56–68.*

*McLennan S. M., 1993. Weathering and global denudation. Journal of Geology, 101, 295–303.*

*Nesbitt H. W., Young G. M., 1982. Early Proterozoic climates and pale motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715–717.*



Nordt L. C., Wilding L. P., Hallmark Ch. T., Jacob J. S., 1996. Stable carbon isotope composition

of pedogenic carbonates and their use in studying pedogenesis. In: Boutton T. W., Yamasaki S. (Eds), Mass Spectrometry of soils, Marcel Dekker, New York, 133–154.

Róžański K., Araguás-Araguás L., Gonfiantini R., 1993. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Climate change in continental isotopic records. Geophysical Monograph 78, 1–36.

Sheldon N. D., Retallack G. J., Tanaka S., 2002. Geochemical climofunctions from North American soils and application to paleosols across the Eocene-Oligocene boundary in Oregon. Journal of Geology, 110, 687–696.

Sheldon N. D., Tabor N. J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews, 95, 1–52.

Sterckeman T., Douay F., Baize D., Fourrier H., Proix N., Schwartz C., 2006. Trace elements in soil developed in sedimentary materials from Northern France. Geoderma, 136, 912–929.

Wang H., Greenberg S. E., 2007. Reconstructing the response of C<sub>3</sub> and C<sub>4</sub> plants to decadal-scale climate change during the late Pleistocene in southern Illinois using isotopic analyses of calcified rootlets. Quaternary Research, 67, 136–142.

### Summary

Chemical analyses of series of samples from the profile Roxolany were used for the calculation of some climatic parameters' changes during the time of loess sedimentation

and soils' development. All geochemical processes are complex and depend on many factors

so the indices are burdened with uncertainty. For estimation the intensity of loess weathering and soils' development the chemical index of alteration CIA was used, which is based on the comparison of the mobile and more stable elements' concentrations. Mean annual precipitation (MAP) was calculated as well. Another index of precipitation or more precisely of leaching is Ba/Sr ratio. The mole proportions of oxides of main elements were also used for the estimation of mean annual temperature MAT.

УДК 551.793:[561.581.33]+550.53] (477.74)

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДКОВ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОЙ СЕРИИ РАЗРЕЗА РОКСОЛАНЫ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫМ МЕТОДОМ

Марина Комар<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины,*

*ул. Б. Хмельницкого, 15, 01601, Киев, Украина*

<sup>2</sup> *Институт геологических наук НАН Украины,*

*ул. О. Гончара, 55<sup>б</sup>, 01054, Киев, Украина*

Степная зона, в которой расположены лессовые разрезы Причерноморья, уникальна. Эта зона занимает южную часть Украины – 40 % территории страны. Расширяясь к востоку, зона простирается с юго-запада на северо-восток и характеризуется наиболее теплым и сухим климатом, более плодородными почвами, чем в других зонах. Годовой баланс солнечной радиации составляет 50–57 ккал/см<sup>2</sup>. Средняя температура января колеблется от -1 °С на юго-западе до -7 °С на северо-востоке, средняя температура июля +22 и +21 °С, соответственно. Среднее количество осадков за год изменяется от 450 мм на севере до 300–350 мм на юго-востоке. Баланс влаги резко отрицательный; здесь периодически повторяются засухи, бывают суховеи и пыльные бури. На большей части территории зоны почвообразующие породы представлены лессовидными суглинками, достигающими значительной мощности в Причерноморской низменности. В почвенном покрове господствуют обыкновенные и южные черноземы и каштановые почвы. Пахотные земли занимают около 75 % всей зоны [2].

Степная зона расположена далеко за пределами границ всех плейстоценовых оледенений, что обусловило четкое чередование лессов, сформировавшихся в холодном и относительно холодном климате оледенений и похолоданий, и погребенных почв межледниковых и межстадиальных интервалов. Климат во время образования последних был более теплым и влажным. Такая четкая стратификация лессово-почвенной толщи, в основе которой лежит палеоклиматический, палеогеографический поход, очень важна при определении масштабы климатических изменений и их длительности. При подобных исследованиях спорово-пыльцевой метод оказывается наиболее действенным инструментом. Результаты, полученные с помощью этого метода, дают наиболее полное представление о флоре и доминирующих типах растительности, их смене во времени, позволяют реконструировать ландшафтные и климатические особенности прошлых эпох, а также проводить корреляцию морских и континентальных осадков.

Отбор образцов на спорово-пыльцевой анализ из осадков разреза Роксоланы проводился в течение нескольких сезонов. Наиболее детальные палинологические исследования были проведены для нижней (mr-zv) и верхней (kd-bg) частей разреза, где образцы отбирались с интервалом 10 см (за исключением ud и bg

лесса). Результаты этих исследований частично уже были представлены в нескольких работах [1, 3–6], в том числе детальная характеристика спорово-пыльцевых спектров, выделенных из отложений нижней части разреза. В данной статье приведены спорово-пыльцевая гистограмма (рис. 1) и ее описание, таблица реконструированных температур (табл. 1), график изменения преобладающих биомов (рис. 2) верхней части разреза, а также таблица корреляции выделенных локальных палинозон (L PAZ). В связи с тем, что отбор образцов для спорово-пыльцевого анализа проводился из разных расчисток, метраж не совпадает с описанием, приведенным в настоящем сборнике.

Представленный отрезок гистограммы характеризует верхнюю часть разреза, а именно отложения с глубины (9,3–35,6 м). Пыльцевая гистограмма состоит из 63 пыльцевых спектров и разделена на 18 локальных пыльцевых зон (L PAZ), соответствующих фазам развития растительности, которые пронумерованы снизу вверх и обозначены ROX (Роксоланы).

#### **L PAZ – ROX-1**

L PAZ представлена двумя образцами. Несмотря на относительно высокое процентное содержание древесных и кустарников (39,8–44,2 %), их состав не слишком разнообразен. Здесь преобладает пыльца *Pinus sylvestris*, в значительно меньших количествах присутствует пыльца *Betula sect. Alba*, *Alnus*, *Corylus*, *Salix*, *Lonicera*, *Euonimus*, *Rhamnus*, *Berberis*. В составе травянистых господствует пыльца представителей семейства Asteraceae. Определены споры зеленых мхов Bryales. Верхняя граница зоны обозначается резким снижением количества пыльцы *Pinus sylvestris* и представителей семейства Asteraceae.

В соответствии с выявленным составом флоры диапазон палеотемператур был следующим: МТС = +8...-16,8 °С, МТW = +13...+21 °С (табл. 2).

#### **L PAZ – ROX-2**

Процентные соотношения основных групп спектров этой L PAZ изменяются незначительно, но состав древесных и кустарников становится разнообразнее. Появляется пыльца дуба (7,6–10,7 %), в меньших количествах граба, бука, ясеня, клена, боярышника. Непрерывными остаются кривые сосны, березы, ольхи, орешника, жимолости, бересклета, жестера. Среди травянистых преобладают маревые. В спектрах появляется пыльца прибрежно-водных растений и многоножковых папоротников. Границы L PAZ проводятся на основании изменений кривых сосны, дуба и маревых.

Диапазон изменения палеотемператур следующий: МТС = +8...-4 °С, МТW = +17,5...+22 °С.

#### **L PAZ – ROX-3**

Спектры этой зоны схожи со спектрами L PAZ-1 как в количественном, так и в качественном отношении. Они характеризуются невысоким разнообразием пыльцы группы древесных и кустарников и преобладанием пыльцы травянистых растений. В составе травянистых главная роль принадлежит представителям семейств маревых и цикориевых. Лишь в самом верхнем образце резко возрастает количество пыльцы семейства осоковых. Появляется пыльца *Ephedra*.

Состав палинофлоры позволил установить следующий интервал изменения палеотемператур: МТС = +6,5...-4 °С, МТW = +18,5...+21 °С.

Роксоланы

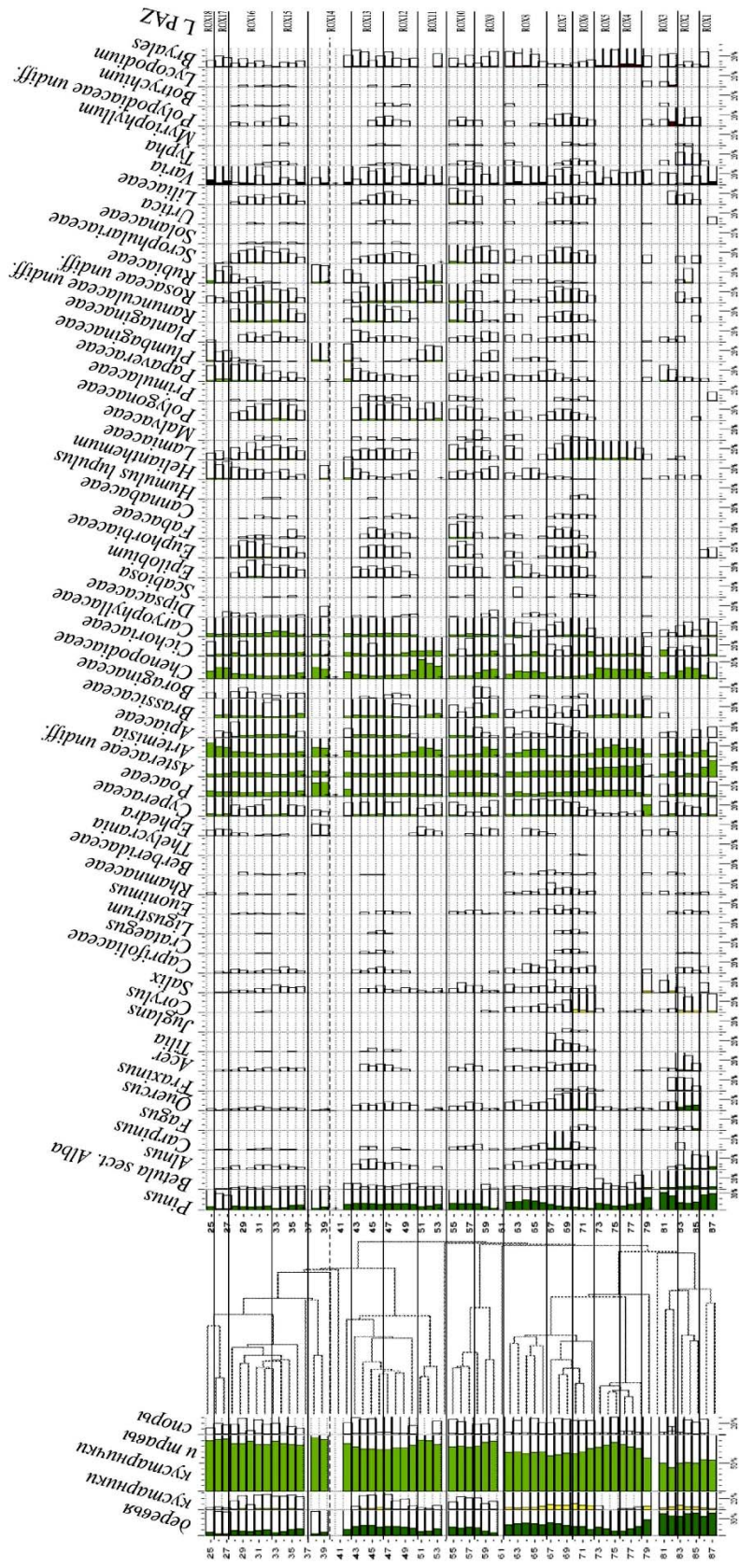


Рис. 1. Спорово-пыльцевая гистограмма

Таблица 1  
 Схема корреляции выделенных локальных пыльцевых зон верхней части разреза  
 Роксоланы

OIS	Стратиграфия лессов и почв		L PAZ	Растительный покров	
	Украина	Западная Европа			
OIS 2	Причерноморский лесс	Late Glacial	Late Glacial	Rox-18	Ксерофильная степь
	Дофиновский почвенный комплекс	Pleniglacial	Upper Pleniglacial	Rox-17	Расширение древесных группировок на фоне преобладания открытых пространств
			Upper Pleniglacial	Rox-15, 16	
Бугский лесс	Upper Pleniglacial		Rox-14	Ксерофильная степь	
OIS 3	Витачевский почвенный комплекс		Denekamp	Rox-12, 13	Развитие древесных группировок на фоне устойчивого преобладания открытых пространств, занятых травянистой растительностью с участием ксерофитов
			Huneborg		
			Hengello		
		Moershoofd			
		Lattrop			
		Glinde			
OIS 4	Удайский лесс		Schalkholz	Rox-11	Ксерофильная степь
OIS 5a	Прилуцкий почвенный комплекс	Early Glacial	Odderade	Rox-10	
OIS 5b			Rederstall	Rox-9	Ксерофильная степь
OIS 5c			Brörup <i>sensu lato</i>	Rox-8	Расширение древесных группировок на фоне преобладания открытых пространств
			OIS 5d	Herning	
OIS 5e				Femian	Eem 1–7
OIS 6	Тясминский лесс	Saalian	Warthe	Rox-3–5	Ксеромезофильная степь
OIS 7	Кайдакская погребенная почва		Rügen	Rox-1–2	Развитие древесных группировок на фоне преобладания открытых пространств, занятых травянистой растительностью с участием ксерофитов
			OIS 8	Днепровский лесс	Drenthe

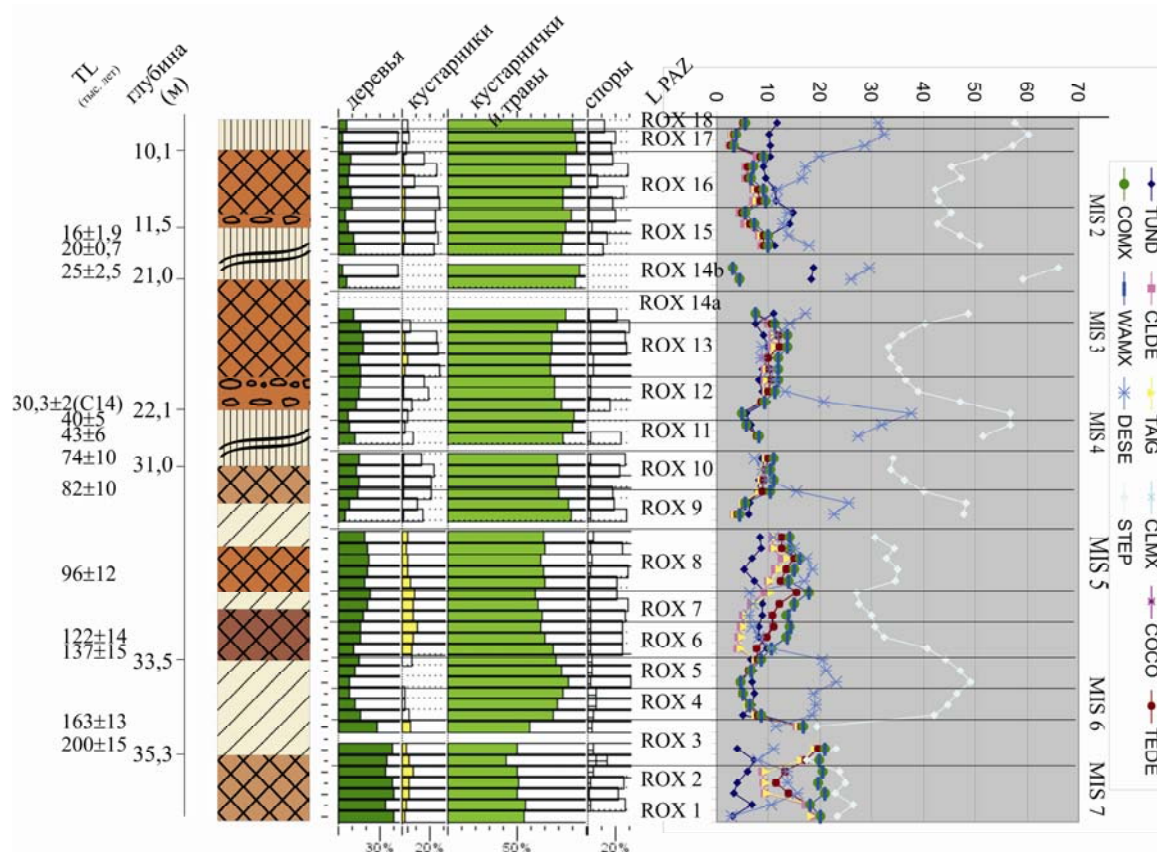


Рис. 2. График изменения преобладающих биомов

### L PAZ – ROX-4; 5

К L PAZ относятся шесть образцов, в которых преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений. Состав спектров обеих зон практически идентичен. Основанием для их разделения служат количественные показатели: в L PAZ-4 количество пыльцы травянистых растений и, соответственно, снижается количество древесных и кустарников, в L PAZ-5 – наоборот.

Палеотемпературы несколько снизились по сравнению с предыдущей фазой и изменялись в следующих пределах: МТС = +8...-4,5 °С и +8...-13 °С, МТW = +16,5...+21 °С и +13,5...+21 °С.

### L PAZ – ROX-6

L PAZ охватывает три образца. В группе AP, по сравнению с предыдущими зонами, значительно снижается количество пыльцы *Pinus sylvestris* (max = 6,4 %) и *Betula sect. Alba* (max = 0,4 %). Вновь появляются непрерывные кривые *Alnus*, *Carpinus*, *Fagus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Tilia*, *Salix*, *Crataegus*, *Euonymus*, *Caprifoliaceae*, *Rhamnaceae*, *Berberidaceae*. Кривые *Quercus* (*Q. robur*, *Q. pubescens*) и *Corylus* почти одновременно достигают своих максимальных значений 4,7 и 5,8 % соответственно. Впервые встречается пыльца *Juglans*, *Ligustrum*, *Thelycrania*. В составе травянистых растений возрастает значение термо- и мезофильных элементов. Появляется пыльца *Typha* и *Myriophyllum*.

Таблица 2

Реконструированные значения температур января (МТС) и июля (МТW), град. С

Фаза	Реконструированные температуры МТС	Реконструированные температуры МТW
ROX 1	+8...-16,8	+13...+21
ROX 2	+8...-4	+17,5...+22
ROX 3	+6,5...-4	+18,5...+21
ROX 4	+8...-4,5	+16,5...+21
ROX 5	+8...-13	+13,5...+21
ROX 6	+6,5...-4	+18,5...+22
ROX 7	+6,5...-4	+18,5...+24
ROX 8	+6,5...-4	+18,5...+24
ROX 9	+6,5...-4	+18,5...+21
ROX 10	+8...-3	+18,5...+22,5
ROX 11	+6,5...-17	+18,5...+21
ROX 12	+6,5...-4	+18,5...+21
ROX 13	+6,5...-4	+18,5...+21
ROX 14a	+6,5...-21,5	+15,5...+21
ROX 14b	+8...-17	+13,5...+21
ROX 15	+6,5...-4,5	+18,5...+21
ROX 16	+6,5...-4,5	+18,5...+21
ROX 17	+6,5...-4,5	+18,5...+21
ROX 18	+6,5...-21,5	+15,5...+21

#### L PAZ – ROX-7

L PAZ характеризуется спектрами трех образцов и характеризуется постепенным увеличением в общем составе спектров количества пыльцы древесных и кустарниковых растений к концу интервала (29,4–34,9 %). Как и в предыдущей зоне, состав древесных и кустарников, представленных в спектрах, довольно разнообразен.

По-видимому, L PAZ – ROX-7 соответствуют климатическому оптимуму с таким диапазоном палеотемператур: МТС = +6,5...-4 °С, МТW = +18,5...+24 °С.

#### L PAZ – ROX-8

Выделенная L PAZ охватывает спектры пяти образцов. В этом интервале отмечается рост значения пыльцы сосны в составе древесных. Непрерывные кривые сохраняют *Betula sect. Alba*, *Alnus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Acer*, *Corylus*, *Tilia*, *Salix*, *Euonimus*, *Caprifoliaceae*, *Rhamnaceae*, *Berberidaceae*. В составе травянистых заметно возрастает количество пыльцы семейства *Chenopodiaceae* (9,3–14,3 %) и рода *Artemisia* (7,6–15,2 %). Появляется пыльца *Ephedra dystachia*. Диапазон палеотемператур сохраняется: МТС = +6,5...-4 °С, МТW = +18,5...+24 °С.

#### L PAZ – ROX-9

L PAZ выделяется ростом значения пыльцы кустарниковых и травянистых растений (80,2–67,7 %), в составе которых наибольшие процентные показатели отмечаются у представителей семейства *Chenopodiaceae* и рода *Artemisia*. Зимние температуры остаются в прежних границах МТС = +6,5...-4 °С, а летние несколько снижаются МТW = +18,5...+21 °С.

#### L PAZ – ROX-10

L PAZ включает спектры трех образцов и отмечается некоторым ростом значения пыльцы группы AP при малом таксономическом разнообразии ее

составляющих. Непрерывные кривые сохраняют сосна, граб, дуб, клен, ива и бересклет. В группе травянистых преобладает пыльца растений семейства сложноцветных. Верхняя граница зоны четко фиксируется резкими изменениями в группе NAP. Диапазон изменения температур следующий МТС = +8...-3 °С, МТW = +18,5...+22,5 °С.

#### **L PAZ – ROX-11**

Как предыдущая зона представлена спектрами трех образцов, в которых вновь возрастает количество пыльцы кустарничковых и травянистых растений. Зона характеризуется максимальными во всей диаграмме значениями Chenopodiaceae, Cichoriaceae и Brassicaceae. Верхняя граница L PAZ обозначается резким уменьшением процентного содержания пыльцы Chenopodiaceae в спектрах. Зимние палеотемпературы заметно снизились по сравнению с предыдущей фазой и изменялись в следующих пределах: МТС = +6,5...-17 °С, в то время как летние изменились незначительно МТW = +18,5...+21 °С.

#### **L PAZ – ROX-12; 13**

L PAZ характеризуются ростом кривой AP и таксономического разнообразия как пыльцы древесных и кустарников, так и травянистых. Вновь в спектрах, хотя и в небольших количествах, появляется пыльца растений-термофилов *Tilia*, *Ligustrum*, *Crataegus*, а также водных и прибрежно-водных растений *Typha* и *Myriophyllum*. Диапазон изменения температур следующий: МТС = +6,5...-4 °С, МТW = +18,5...+21 °С.

#### **L PAZ – ROX-14**

Зона подразделяется на две подзоны, характеристики которых сходны, и характеризуется минимальным во всем разрезе таксономическим разнообразием древесных и кустарников (*Pinus sylvestris* и *Quercus robur*).

Подзона ROX-14a отличается от ROX-14b увеличением в последней количества пыльцы злаков, полыней и маревых, а также появлением в спектрах пыльцы хвойника. МТС ROX-14a = +6,5...-21,5 °С; МТW ROX-14a = +15,5...+21 °С; МТС ROX-14b = +8...-17 °С; МТW ROX-14b = +13,5...+21 °С.

#### **L PAZ – ROX-15; 16**

Локальные пыльцевые зоны характеризуются спектрами девяти образцов, в которых преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений. По сравнению с предыдущей зоной состав травянистых становится значительно разнообразнее. Общее количество пыльцы древесных и кустарников не превышает 15,4 %, но здесь также наблюдается увеличение разнообразия состава и фиксируется появление пыльцы умеренных термофилов (L PAZ-16). Отмечается присутствие небольшого количества пыльцы рогоза и урути.

#### **L PAZ – ROX-17; 18**

В трех спектрах этих L PAZ заметно преобладает пыльца кустарничковых и травянистых растений (90,7–92,4 %), но наблюдается существенное обеднение состава и увеличение роли пыльцы растений открытых пространств.

В составе спектров изменяются пропорции содержания пыльцы травянистых растений, а также к концу интервала наблюдается существенное обеднение состава древесных и кустарников. В L PAZ-18 зафиксировано лишь присутствие пыльцы *Pinus sylvestris*, *Quercus robur* и *Rhamnus*.

Снижение как зимних, так и летних температур реконструировано для L PAZ 14a, 14b и 18, хотя летние температуры изменились не так заметно (см. табл. 1).



Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о неоднократных изменениях растительного покрова в исследуемой точке, связанных с климатическими флуктуациями. Характерной чертой является повторяющееся изменение участия лесных сообществ в растительном покрове региона. Выявлено довольно четкое чередование плювиальных этапов, характеризовавшихся усилением позиций древесной растительности, и аридных, представленных широким развитием ксерофитных травянистых формаций. Таким образом, ясно, что ход кривых на гистограмме действительно отражает изменение характера растительного покрова, а также намечает периодизацию, выраженную в чередовании аридных и гумидных этапов, а не является зависящим только от литолого-фациальных особенностей осадков.

В целом, спектры отражают направленное увеличение континентальности климата от раннего к позднему плейстоцену и связанное с этим изменение растительного покрова: сокращение площадей, занятых древесной растительностью и расширение открытых пространств с травянистым и кустарничковым растительным покровом [1; 3; 5, табл. 2].

Следует заметить, что, сохраняя общую тенденцию изменения климата в сторону континентализации, амплитуды колебаний в пределах раннего плейстоцена отличаются значительно меньше, чем в среднем и позднем плейстоцене. На это указывает присутствие в спектрах отложений, относящихся к эпохам похолодания и аридизации, пыльцы широколиственных древесных пород, а также отсутствие в них элементов-микротермов. То есть, смены растительности в раннем плейстоцене носили менее дифференцированный характер, чем в среднем и позднем плейстоцене и выражались в большей мере в изменении количественных отношений между древесными породами и образующими ими формациями, чем в замещении одних древесных пород другими [1, 3, 4, 6]. Однако, преобладающим биомом в данном регионе на протяжении всего плейстоцена оставалась степь (см. рис. 2).

---

1. *Гожик П.* Опорний розріз неоплейстоценових субаеральних відкладів біля с. Роксолани (Одеська обл.) / [П. Гожик, М. Комар, О. Крохмаль та ін.] // Матеріали XIV укр.-пол. семінару “Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу” (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.). – Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – С. 109–128.

2. *Загальногеографічний атлас України.* – К. : Картографія, 2004.

3. *Комар М. С.* Стратиграфія і палеогеографія раннього плейстоцена юга України : дисертація на соискание ученої ступені кандидата геолого-мінералогічних наук: 04.00.09 – палеонтологія і стратиграфія / М. С. Комар. – Київ : ІГН НАН України. – 1997. – 135 с.

4. *Комар М. С.* Палеогеографічні умови території степної зони України в ранньому неоплейстоцені (за даними палинологічного аналізу) / М. С. Комар // Геол. журн. – 1999. – № 3 – С. 48–54.

5. *Комар М. С.* Стратиграфія і палеогеографія пізнього плейстоцена перигляціальної області Центральної і частини Східної Європи (за палинологічними даними) : дисертація на соискание ученої ступені доктора геологічних наук: 04.00.09 – палеонтологія і стратиграфія / М. С. Комар. – Київ : ІГН НАН України. – 2011. – 393 с.

6. *Путівник Х польсько-українського семінару “Кореляція лісів і льодовикових відкладів Польщі і України”.* – К., 2000. – 36 с.

**Summary**

The article is devoted to study of the Pleistocene continental deposits of the Roksolany section (South of Ukraine) by palynological method, their stratigraphic subdivision and reconstruction of palaeoenvironment for the Middle and Late Pleistocene time. The results of the palynological investigations allow us to draw a conclusion that the plant cover during the Middle and Late Pleistocene time had a steppe character. The pollen record shows the presence of some tree species with the predominance of herbaceous plants. Cyclicity of natural environment change during the Pleistocene and relative amplitudes of main fluctuation as humidity and temperature factors are recognized. The palaeotemperatures of Roksolany region (steppe zone) reconstructed.

УДК 569.32:551.791 (477.74)

**МИКРОТЕРИИ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ РОКСОЛАНЫ:  
СИСТЕМАТИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ОДОНТОМЕТРИЯ, БИОХРОНОЛОГИЯ,  
СРЕДА ОБИТАНИЯ**

**Алексей Крохмаль**

*Институт геологических наук НАН Украины,  
ул. О. Гончара, 55<sup>б</sup>, 01054, г. Киев, Украина,  
e-mail: krohmal1959@ukr.net*

**Введение**

Отложения плейстоценового аллювия VII надпойменной террасы Днестра и вышележащая толща субаэральных осадков, которые обнажаются в береговом обрыве у с. Роксоланы, достаточно хорошо изучены различными методами относительной и абсолютной геохронологии [1, 2, 9, 13, 14]. По материалам этих работ установлено, что русловой аллювий датируется поздним эоплейстоценом, а граница палеомагнитных ортозон Брюнес-Матуяма фиксируется в кровле мартоношского климатолита [2].

В толще аллювия были найдены остатки крупных млекопитающих *Archidiscodon meridionalis tamanensis* Dub. и *Dicerorhinus etruscus* Falc., которые относятся к таманскому фаунистическому комплексу [10].

Фауна мелких млекопитающих позднего эоплейстоцена также относится к этому комплексу. В его состав входят тарханкутская, ногайская и верхнечеревичанская ассоциации мелких млекопитающих, отличающиеся друг от друга по появлению нового таксона полевок в палеосообществе [4]. В тарханкутской ассоциации впервые отмечен вид серой полевки *Allophaiomys pliocaenicus* Korm. Для ногайской териоассоциации характерно появление пеструшки *Prolagurus pannonicus* Korm. Вид *Microtus hintoni* Kretz. фиксирует нижнюю биохронологическую границу верхнечеревичанской ассоциации микротериев. В свою очередь ногайская ассоциация подразделяется на три фазы развития в зависимости от уровня эволюционной продвинутости ортостратиграфических видов. Продвинутость последних отражена в морфометрических показателях строения зубов. Внутривидовая эволюция руководящих видов полевок ногайской териоассоциации представлена следующими трендами. Для *A. pliocaenicus* – увеличение длины антероконида и степени дифференциации его элементов, уменьшение значений частного эмали. Для *P. pannonicus* – увеличение длины антероконида, существенное сужение устья непарной петли антероконида. Для трех фаз развития ногайской ассоциации мною просчитаны следующие значения коэффициентов, основанных на морфометрических показателях строения первых нижних щечных зубов [4]. Средноногайская фаза характеризуется такими значениями коэффициентов: *A. pliocaenicus* – A/L=42–44, B/W=25–29, SDQ=90–100; *P. pannonicus* – A/L=47–48, B/W=8–12. Каирская фаза представлена следующими значениями:

*A. pliocaenicus* –  $A/L=44-47$ ,  $B/W=20-26$ ,  $SDQ=80-90$ ; *P. pannonicus* –  $A/L=48-50$ ,  $B/W=8-12$ . Заключительная роксоланская фаза ногайской ассоциации идентифицируется по таким значениям коэффициентов: *A. pliocaenicus* –  $A/L=47$ ,  $B/W=20$ ,  $SDQ=80$ ; *P. pannonicus* –  $A/L=48-50$ ,  $B/W=8$ .

Ниже детально рассмотрено морфологию зубов руководящих видов полевок, а также количественный и качественный состав тафоценоза местонахождения Роксоланы, ставшего основой для выделения одноименной фазы развития ногайской ассоциации мелких млекопитающих таманского фаунистического комплекса.

#### Материалы и методы

Костный материал получен методом промывки на ситах. Тафоценоз местонахождения Роксоланы представлен следующими таксонами (в скобках – количество остатков первых нижних (m1) и третьих верхних щечных зубов (M3)) (рис. 1):

- Soricidae* gen. (нижняя челюсть);
- Ochotona* cf. *antiqua* Pidoplichko (1 P3);
- Spermophilus* sp. (2 коренных);
- Castor* cf. *tamanensis* (фрагмент зуба);
- Clethrionomys* cf. *sokolovi* Topachevsky (1 m1);
- Prolagurus pannonicus* Korm. (5 m1, 5 M3);
- Lagurodon arankae* Kretz. (2 m1);
- Mimomys intermedius* Newt. (10 m1, 1 M3);
- Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus* (1 m1);
- Mimomys* cf. *hintoni* Fejfar (1 M3);
- Mimomys* sp. (1 M3);
- Allophaiomys pliocaenicus* Korm. (9 m1, 8 M3).

Из этого же местонахождения А. Маркова и др. [8] получила микротериофауну, аналогичную по составу с приведенным выше списком: *Ochotona* sp. (2), *Clethrionomys* cf. *sokolovi* (4), *Prolagurus pannonicus* (2), *Lagurodon arankae* (6), *Mimomys intermedius* (1), *Mimomys* ex gr. *reidi-pusillus* (5), *Allophaiomys pliocaenicus* (21). Разница лишь в количественном соотношении видов, что связано, вероятно, с тафономическими условиями захоронения остатков.

При морфометрическом исследовании жевательной поверхности зубов полевок использованы промеры и обозначения элементов зуба, предложенные van der Meulen [19], подсчет индекса  $SDQ$  проведен по W.-D. Heirich [16]. В данной работе использованы следующие обозначения для m1 (мм):  $L$  – длина,  $M$  – ширина,  $A$  – длина антерокоидного отдела,  $W$  – внутреннее расстояние между вершинами треугольников Т4 и Т5,  $B$  – ширина устья непарной петли,  $C$  – ширина слияния треугольников Т4 и Т5,  $T1-T5$  – треугольники жевательной поверхности (Т1–Т3 – основные),  $SDQ$  – отношение толщины эмали на задней стенке основных треугольников к толщине на передней стенке последних,  $A/L$ ,  $B/W$ ,  $C/W$ ,  $M/L$ ,  $B/L$ ,  $C/L$  – индексы дифференциации элементов антерокоиды (рис. 1, 38).

#### Результаты исследований

Для установления уровня эволюционной продвинутости видов данной палеоассоциации были проведены морфометрические исследования. Результаты измерений приведены ниже (для m1).

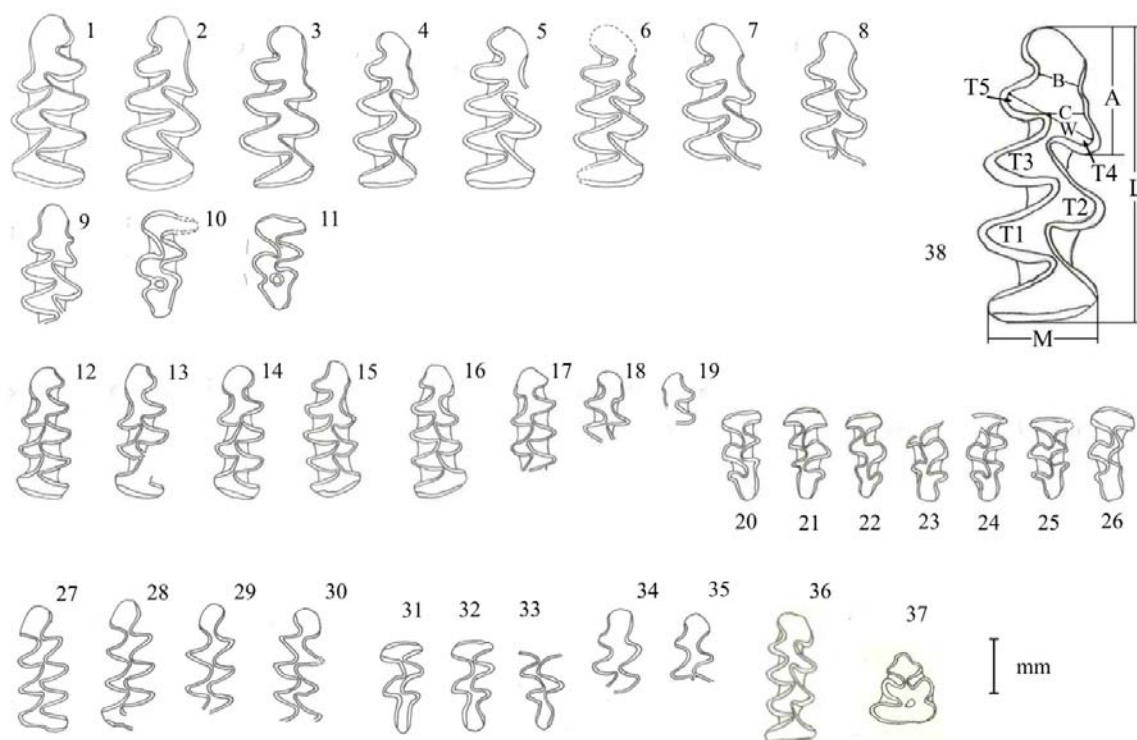


Рис. 1. Строение жевательной поверхности зубов полевокых из местонахождения Роксоланы.

1–8 – m1 *M. intermedius*; 9 – m1 *M. ex gr. reidi-pusillus*; 10 – M3 *M. sp.*; 11 – M3 *M. cf. hintoni*; 12–19 – m1 *A. pliocaenicus*; 20–26 – M3 *A. pliocaenicus*; 27–30 – m1 *P. pannonicus*; 31–33 – M3 *P. pannonicus*; 34, 35 – m1 *L. arankaе*; 36 – m1 *C. cf. sokolovi*; 37 – P3 *O. cf. antiqua*; 38 – обозначения и промеры элементов зуба m1 (объяснение см. в тексте).

***A. pliocaenicus***: L – 2,5-2,52-2,55; A – 1,15-1,18-1,25; W – 0,79-0,813-0,843; B – 0,112-0,16-0,2; C – 0,125-0,155-0,187; A/L – 46,0-47,02-50,0; B/W – 14,0-19,6-24,6; C/W – 15,1-19,07-22,2; SDQ – 62,5-72,18-0,95.

***P. pannonicus***: L – 2,34-2,37-2,4; A – 1,137-1,17-1,2; W – 0,771-0,801-0,828; B – 0,021-0,055-0,093; C – 0,178-0,183-0,185; A/L – 48,6-49,3-50,0; B/W – 2,6-6,97-12,1; C/W – 21,5-22,87-24,0.

***M. intermedius***: L – 2,87-3,108-3,3; A – 1,3-1,416-1,52; M – 1,25-1,38-1,5; W – 0,9-1,148-1,225; B – 0,2-0,366-0,47; C – 0,125-0,232-0,3; A/L – 43,03-45,62-47,5; B/W – 16,5-32,22-42,73; C/W – 10,31-20,85-33,33; M/L – 42,33-44,52-48,08; B/L – 6,67-11,76-16,38; C/L – 4,17-7,52-10,0; SDQ – 136,3-148,82-163,8.

***C. cf. sokolovi***: L – 2,45; A – 1,15; W – 0,875; B – 0,175; C – 0,15; A/L – 46,94; B/W – 20,0; C/W – 17,14.

#### Обсуждение результатов

Соотношение основных видов полевок таманского комплекса в местонахождениях юга Украины представлено на рис. 2. Появление *P. pannonicus* в разрезе Ногайск и *M. hintoni* в Черевичном 1 четко определяют группу местонахождений, которые содержат представителей ногайской ассоциации таманского фаунистического комплекса (Ногайск, Ахтанизовская, Несмеяновка, Каиры, Лиманы, Ушкалка, Роксоланы). К этой группе относится изученный нами тафоценоз местонахождения Роксоланы.

Сравнение морфометрических показателей жевательной поверхности m1 *A. pliocaenicus* из местонахождений близкого геологического возраста выявило общие тенденции в их развитии (табл. 1). При направленном во времени

уменьшении длины зубов от древних к молодым популяциям происходит увеличение длины антероконида, что выразилось в закономерном увеличении коэффициента  $A/L$  с 42,0 (Ногайск) до 47,1 (Черевичное 1). Несколько уменьшилось значение  $W$  – с 0,86 до 0,8 мм. Продолжается процесс дифференциации антероконидного отдела зуба за счет уменьшения с 0,2 до 0,15 мм ширины устья непарной петли при практически постоянном значении  $S$ . Соответственно снижается и значение индекса  $B/W$ . Также наблюдается дальнейшее усложнение строения непарной петли  $m1$ . Частное эмали (SDQ) уменьшается с 97,0 до 70,0.

Сравнительный анализ метрических показателей остатков *A. pliocaenicus* из разреза Роксоланы указывает на ее близкий уровень развития с представителями вида из местонахождений Ушкалка и Черевичное 1. При этом она несколько моложе, чем в Ушкалке, но древнее вида из Черевичное 1.

Таблица 1

Промеры и индексы для  $m1$  *Allophaiomys pliocaenicus*

Промеры, индексы	Ногайск n=30 [11]	Каиры n=21 [11]	Лиманы II n=14 [5]	Ушкалка n=8 [17]	Роксоланы n=9 [6]	Черевичное 1 n=23 [11, 12]
L	2,59	2,50	2,56	2,458	2,52	2,48
A	1,09	1,11	1,15	1,107	1,18	1,18
W	0,86	0,85	0,866	0,836	0,813	0,80
B	0,18	0,20	0,219	0,167	0,16	0,15
A/L	42,2	45,1	46,75	45,33	47,02	47,1
B/W	20,04	26,7	24,77	19,88	19,6	16,42
SDQ	97,4	90,5	87,4	57,0	72,18	76,2

Необходимо определиться с положением эпизода Харамильо в разрезе Роксоланы, так как некоторые исследователи указывают на его присутствие в данном разрезе [20]. И поможет нам в этом уровень эволюционной продвинутости *A. pliocaenicus*. В острогожской свите разреза Коротояк субзона Харамильо обнаружена в толще красно-бурого пролювия с фауной мелких млекопитающих [3, 18]. Для *A. pliocaenicus* этого разреза существуют такие данные –  $A/L=44,73$ ,  $B/W=20,34$ . Эволюционный уровень фауны сопоставим с таковым местонахождения Каиры. С эпизодом Харамильо также связывают фауну разреза Colle Curti. Серая полевка *A. pliocaenicus* из этого местонахождения имеет следующие коэффициенты дифференциации элементов антероконида:  $A/L=45,05$ ,  $B/W=28,23$ ,  $SDQ=89,8$  [4]. Проанализированные мною на основании большой серии данных из местонахождений Европы коэффициенты для *A. pliocaenicus* позволили определить их значения для отложений, содержащих субзону прямой полярности Харамильо. Вот эти значения –  **$A/L=44,5–45,5$ ;  $B/W=20–25$ ;  $SDQ=88–91$** . Принимая во внимание аналогичные показатели для серых полевок из местонахождения Роксоланы ( $A/L=47,02$ ,  $B/W=19,6$ ,  $SDQ=72,18$ ), можно с уверенностью констатировать то, что тафоценоз Роксолан (роксоланская фаза ногайской ассоциации) заведомо моложе субзоны Харамильо.

Первое появление *P. rannonicus* фиксируется в отложениях ногайской террасы, где морфотип “rannonicus” встречается почти в 70 % изученных  $m1$  *Prolagurus* [11, 15]. Для представителей этого рода, отмеченных в ногайской териоассоциации, характерно некоторое увеличение длины антероконида при

среднепостоянном значении L. На это указывает увеличение индекса A/L в более молодых сообществах (табл. 2). Большие значения B/W, которые характерны для *P. ternopolitanus* (Тарханкут), уменьшаются почти в 3 раза у *P. pannonicus* при постепенном снижении показателя C/W. Все это свидетельствует о дифференциации морфоструктуры антероконида, которая выражена в почти полном отделении непарной петли от треугольников T4–T5 и частичным их разделением между собой.

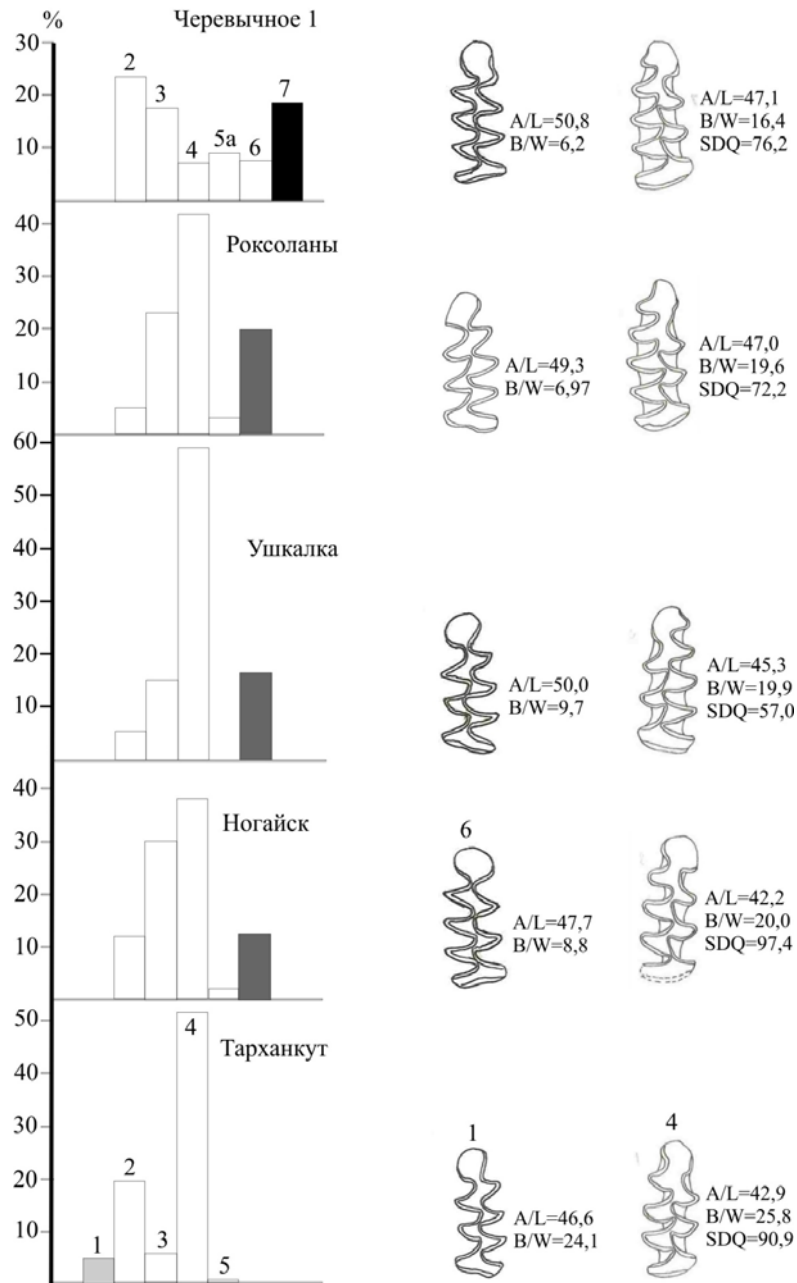


Рис. 2. Количественное распределение (%) некоторых видов полевок из местонахождений позднего эоплейстоцена юга Украины: 1 – *P. ternopolitanus*; 2 – *L. arankae*; 3 – *M. intermedius*; 4 – *A. pliocaenicus*; 5 – *C. cf. sokolovi* (5a – *glareolus*); 6 – *P. pannonicus*; 7 – *Microtus hintoni*.

Таблица 2

Промеры и индексы для m1 *Prolagurus ternopolitanus* (Тарханкут) и *Prolagurus pannonicus*

Промеры, индексы	Тарханкут n=15 [11]	Ногайск n=27 [11]	Каиры n=22 [11]	Лиманы II n=31 [5]	Роксоланы n=4 [6]	Черевичное I n=7 [11]
L	2,40	2,45	2,40	2,45	2,37	2,4
A/L	46,6	47,7	50,0	48,83	49,3	50,8
B/W	24,1	8,8	9,7	10,83	6,97	6,2
C/W	26,4	23,0	26,1	23,69	22,87	20,1

Анализ морфологии зубов *P. pannonicus* роксоланского разреза подтверждает близкий эволюционный уровень этой пеструшки с представителями вида из местонахождений Каиры и Черевичное I. Но по основным показателям (A/L, B/W) она тяготеет к пеструшкам последнего из них.

Сравнение морфологических особенностей m1 *M. intermedius* роксоланского разреза (табл. 3) с аналогичными показателями для других палеопопуляций вида выявило их близость с водяными полевками местонахождения Черевичное I [12]. Это позволяет отнести изученный материал к подвиду *M. i. meridionalis* Torachevsky, существовавшему в конце позднего эоплейстоцена на юге Украины. Хотя присутствие мимомисной складки (37,5 % остатков) указывает на бóльшую древность остатков. Степень развития корней – преобладание зубов с корнями на стадии пузырей и низкое представительство зубов с длиной корней равной 1/6–1/3 и 1/2–3/4 высоты коронки – также сближает *M. intermedius* из Роксолан с аллохронной популяцией вида из Черевичного I. Водяные полевки из Ногайска, Каир и Ушкалки по длине m1, отсутствию цемента или малоцементности зубов и другим показателям отнесены к более древнему подвиду *M. i. kislangensis* Kretz. [7, 12].

Таблица 3

Промеры и индексы для m1 *Mimomys intermedius*

Промеры, индексы	Тарханкут n=8 [12]	Ногайск n=32 [12]	Лиманы II n=2 [5]	Роксоланы n=8 [6]	Черевичное I n=34 [12]
L	3,0	2,9	2,86	3,108	3,1
A/L	43,5	44,0	44,62	45,62	45,0
M/L	42,2	41,9	42,35	44,52	43,0
B/L	15,9	14,1	14,45	11,76	13,5
C/L	8,4	8,6	9,2	7,52	6,7

Морфологический анализ структуры зубов, приведенный выше, однозначно указывает на то, что эволюционный уровень роксоланских полевок выше, чем полевок разрезов Ногайск, Каиры, Лиманы II и Ушкалка. При этом полевки местонахождения Черевичное I имеют более прогрессивный облик, чем из разреза Роксоланы, где еще не отмечен вид *M. hintoni*.

Из слоя зеленовато-серых супесей пойменной фации аллювия добыты кости посткраниального скелета мелких млекопитающих, два передних верхних щечных зуба (M1), принадлежащих *Lagurini* gen., а также один коренной *Spermophilus* sp.

Таким образом, микротериофауна местонахождения Роксоланы представляет собой завершающую фазу развития ногайской ассоциации



таманского фаунистического комплекса. Вмещающие фауну отложения находятся стратиграфически выше субзоны Харамильо, но ниже границы Брюнес-Матуяма и строенной почвы, залегающей в основании субаэральной части разреза с датировкой в  $800 \pm 87$  тыс. лет [2]. Предположительный возраст аллювия террасы 930–990 тыс. лет – 25–27 стадии морской изотопной шкалы.

В заключение, попробуем реконструировать палеогеографические условия низовьев Днестра в конце позднего эоплейстоцена на основании роксоланской фауны мелких млекопитающих. Климат, вероятно, был умеренным морским или близким к нему. Повышенная влажность вызывала повсеместное развитие в регионе низинных и пойменных лугов, местами остепненных на плакорах, с мезофильной травянистой растительностью. Древостой был, скорее, исключением, чем правилом и произрастал по берегам водоемов. Гидрографическая сеть была представлена системой протоков, рукавов и стариц в низовьях реки (устье дельтового типа) и занимала обширные площади.

---

1. Баландин Ю. Г. Новое об особенностях лессового покрова района Роксоланского опорного разреза плейстоцена Украины // Материалы по изучению четвертичного периода на территории Украины (к XI юбил. Конгр. INQUA). – Киев : Наук. думка, 1982. – С. 19–31.

2. Гожик П., Комар М., Крохмаль О., Шовкопляс В., Христофорова Т., Дикань Н., Прилипко С. Опорний розріз неоплейстоценових субаеральних відкладів біля с. Роксолани (Одеська обл.) // Матеріали XIV укр.-пол. семінару “Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу” (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.). – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – С. 109–128.

3. Иосифова Ю. И., Красненков Р. В., Семенов В. В. Коротояк – опорный разрез эоплейстоцена Верхнего Дона // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. – М., 1992. – С. 256.

4. Крохмаль А. И. Морфогенез жевательной поверхности зубов *Allophaiomys* и *Prolagurus* – эволюционная основа стратиграфического расчленения эоплейстоценовых отложений Европы // Геол. журн. – 2011. – № 1. – С. 74–84.

5. Крохмаль А. И. Новое местонахождение эоплейстоценовой микротериофауны в Северном Причерноморье // Геол. журн. – 2009. – № 3. – С. 60–64.

6. Крохмаль А. И., Прилипко С. К. Субфоссильные мелкие млекопитающие (морфология, стратиграфия) из аллювиальных отложений VII террасы Днестра (с. Роксоланы, Одесская обл.) // Проблеми палеонтології та біостратиграфії протерозою і фанерозою України. – К., 2006. – С. 306–313.

7. Маркова А. К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). – М. : Наука, 1982. – 188 с.

8. Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. – Кишинев: Штиинца, 1992. – 312 с.

9. Певзнер М. А., Чепалыга А. Л. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террас Днестра // Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 194, № 1. – С. 179–182.

10. Путеводитель экскурсий А-7, С-7. – М., 1982. – 46 с.

11. Рековец Л. И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. – Киев : Наук. думка, 1994. – 370 с.

12. Топачевский В. А., Скорик А. Ф., Рековец Л. И. Грызуны верхнеэоценовых и раннеантропоценовых отложений Хаджибейского лимана. – Киев : Наук. думка, 1987. – 208 с.

13. Третьяк А. Н., Волок З. Е. Опорный палеомагнитный разрез плиоценчетвертичных отложений Приднестровья и юго-запада Молдавии //

Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. – Киев : Наук. думка, 1982. – С. 31–36.

14. Третьяк А. Н., Шевченко А. И., Дудукин В. П. и др. Палеомагнитная стратиграфия опорных разрезов позднего кайнозоя юга Украины. – Киев, 1987. – 50 с. – (Препр. / АН УССР. ИГН; 87–46).

15. Шушпанов К.И. Морфотипическая изменчивость зубов *Lagurodon praeparannonicus* Тор. и *Allophaiomys pliocaenicus* Korm. (Rodentia, Microtinae) в позднем плиоцене северо-западного Причерноморья // Биостратиграфия антропогена и неогена юго-запада СССР. – Кишинев, 1981. – С. 43–48.

16. Heinrich W.-D. Zur biometrischen Erfassung eines Evolutiostrecks bei *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozan Thuringens // Säugetierkdliche Mitteilungen. – 1978. – № 2. – P. 3–21.

17. Markova A.K. Eastern European rodent (Rodentia, mammalia) faunes from the Early-Middle Pleistocene transition // Quat. Intern. – 2005. – Vol. 131. – P. 71–77.

18. Markova A., Kozharinov A. *Allophaiomys* of the Southern Russian Plain // Paludicola. – 1998. – № 2 (1). – P. 62–69.

19. Meulen A. L. van der. Middle Pleistocene smaller Mammals from Monte Peglia (Orvieto, Italy) with special reference to the phylogeny of *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia) // Quaternaria. – 1973. – Vol. 17. – P. 1–144.

20. Tsatskin A., Heller F., Hailwood E.A. et al. Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaesol sequence at Roxolany (Ukraine) // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. – 1998. – Vol. 143. – P. 111–133.

### Summary

Taphocenosis of the location Roksolany contains 11 taxa: one taxon of insectivorous, one taxon of lagomorphs and 9 species of rodents. The most important stratigraphic significance voles: *Allophaiomys pliocaenicus* (38 specimens), *Prolagurus pannonicus* (12 specimens), *Mimomys intermedius* (12 specimens), *Clethrionomys* cf. *sokolovi* (5 specimens). For these species of measurements and coefficients (L, A, W, B, C, A/L, B/W, SDQ et al.) are given. These data show that taphocenosis refers to Roksolanian phase of Nogaisk association of Tamanian faunal assemblage. Age of the taphocenosis about 0,93–0,99 Ma. For *A. pliocaenicus*, the values of the coefficients which correspond to the sub-zone Jaramillo. They are: A/L=44,5–45,5; B/W=20–25; SDQ=88–91. The region has been distributed flood meadows with mesophilic grass vegetation, land of steppes, dense hydrographic network. The tree stand was rare.

УДК 551.79:551.311:234 (477)

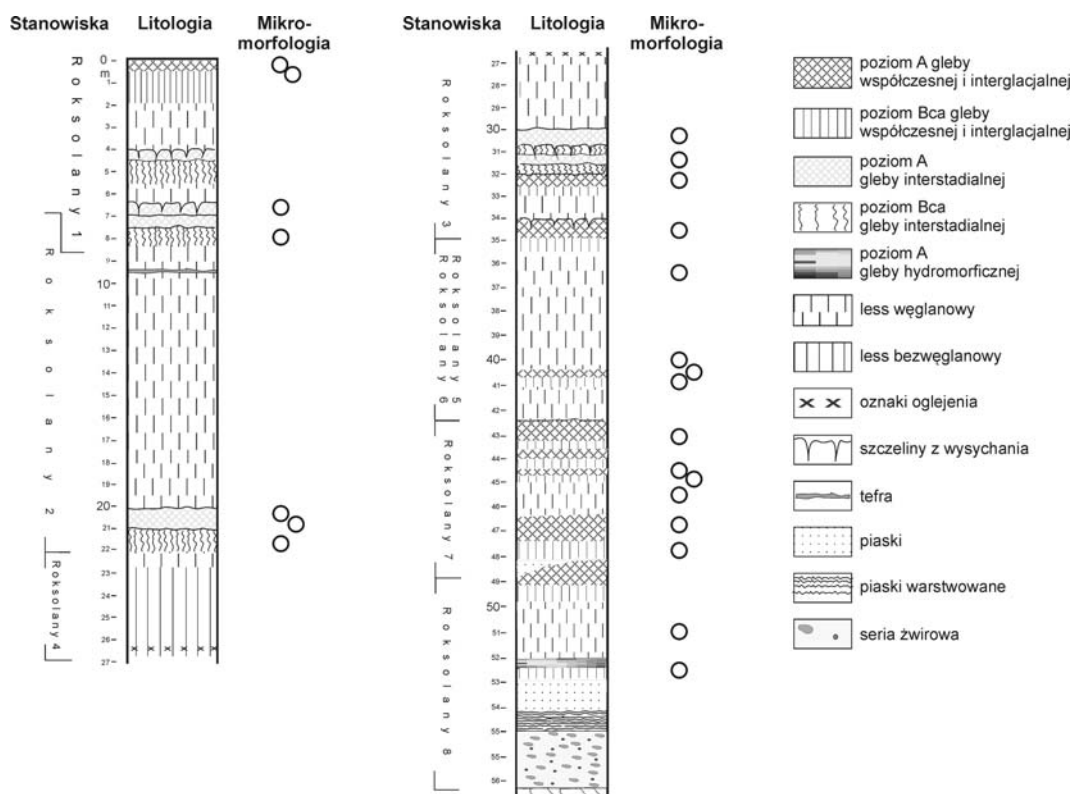
## MIKROMORFOLOGIA SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWEJ W ROKSOLANACH I JEJ WYDŹWIĘK PALEOGEOGRAFICZNY

Przemysław Mroczek

*Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki  
Przestrzennej,  
al. Kraśnicka, 2 c, d, 20-718, Lublin, Polska*

Wykształcenie mikromorfologiczne stanowiło przedmiot badań naukowych zaprezentowanych wcześniej przez Tsatskina i in. (1998). Badania te stanowiły uzupełnienie szeregu innych analiz wykonanych w celu rozpoznania lito-, pedo- i magnetostratygraficznego rozpoziomowania omawianej sekwencji lessowo-glebowej.

Przedmiotem analiz mikromorfologicznych, wykonanych w 2012 roku, było 26 próbek o nienaruszonej strukturze. Materiał do analiz mikroskopowych pobrano bezpośrednio z profili (ryc. 1). Wszystkie próbki pobrano z miejsc uznanych za diagnostyczne i reprezentatywne dla badanych poziomów glebowych. Lokalizacją pokrywają się one z punktami, dla których wykonano datowania luminescencyjne.



Ryc. 1. Rozmieszczenie próbek pobranych do analiz mikromorfologicznych z profilu Roxolany (opis lito- i pedologiczny *vide* Bogucki i in., 2013 – w tym tomie, s. 34-46)

Metodyka wykonania cienkich płytek stanowi standardową procedurę prac laboratoryjnych stosowaną w laboratorium Zakładu Geoekologii i Paleogeografii UMCS w Lublinie (Mroczek 2008). Dla każdej próbki wykonano po 2 preparaty (tzw. cienkie płytki lub szlify) o wymiarach 5x7 cm i grubości rzędu 20-30  $\mu\text{m}$ . Obserwacje mikromorfologiczne prowadzono z wykorzystaniem mikroskopu Olympus BX51. Ich wyniki uznano za ekspertyzowe.

W świetle wykonanych analiz mikroskopowych profil w Roksolanach można za złożoną poligenetyczną sekwencję lessowo-glebową, w której gleby zazwyczaj tworzą pedokompleksy. W szlifach zidentyfikowano zespół cech mikromorfologicznych w mniejszym stopniu powstałych na etapie akumulacji lessów, zaś w większym podczas formowania gleb oraz postglebotwórczej diagenetyki. Z analizy szlifów stwierdzić można, że zaawansowanie przekształceń postsedymentacyjnych jest bardzo wysokie. Cechy zaliczone do grupy litogenicznej są zasadniczo zatarte przez późniejsze zmiany pedogeniczne, jak też diagenetyczne związane z pogrzebaniem gleb przez młodsze osady.

W zapisie mikromorfologicznym zarejestrowano przede wszystkim:

1. Typy mikrostruktury, dzielące się na pedo- i diagenetyczne:
  - a. gruzełkowa – występująca rzadko, głównie rejestrowana jest w poziomach humusowych, przypominająca typ mikrostruktury dokumentowany w poziomach A czarnoziemów,
  - b. kanalikowa – biogeniczna, dowodząca głównie aktywności fauny w poziomach glebowych oraz ich skale macierzystej
  - c. szczelinowa – głównie świadcząca o agregatowym typie struktury poziomów wzbogacania oraz o przekształceniach diagenetycznych,
  - d. masywna – związana z postglebotwórczą transformacją starszych struktur glebowych, ich kompaktacją oraz wzbogacaniem masy glebowej we wtórne węglany.
2. Formy koncentracji węglanu wapnia – grupa cech powszechnie występujących zarówno w poziomach skały macierzystej (less), jak też w poziomach humusowym A i wzbogacania Bca. Mikrocechy tego typu można podzielić na dwie zasadnicze grupy:
  - a. pierwotne – z pewnością należą do nich kryształki sprytu o wielkościach nawet 100  $\mu\text{m}$ , dokumentowane w lessach makroskopowo uznanych za pierwotne lub z minimalnym stopniem postsedymentacyjnego przekształcenia. Cechy te dowodzą o zasobności w węglany osadów strefy alimentacyjnej,
  - b. wtórne – to mikroformy złożone z mikrosparytu i sprytu. Należą do nich formy koncentracji  $\text{CaCO}_3$  w postaci wypełnień wewnątrz biogenicznych kanalików i szczelin o różnej genezie (w tym przestwory między agregatami glebowymi). większość z nich można uznać za formy związane z ługowaniem, następnie wytrącaniem węglanów po części w fazie pedogenezy, jak też i diagenetyki.
3. Formy koncentracji iłu koloidalnego – nieliczna grupa otoczek ilastych obecnych wewnątrz przestworów glebowych w poziomach wzbogacania. Tworzą one głównie wyściółki na ściankach agregatów o stosunkowo niewielkiej miąższości rzędu 100-200  $\mu\text{m}$ . Ich wspólną cechą jest brązowe lub brązowo-czerwone zabarwienie. Większość z nich jest wtórnie zniszczona, przemieszczona a nawet wchodzi w skład biogenicznych agregatów.

4. Formy koncentracji związków żelaza i manganu – to głównie oksydacyjno-redukcyjne konkrecje Fe i w mniejszym stopniu Mn-Fe. Występują one głównie w poziomie humusowym i wzbogacania. Towarzyszą im także nieregularne, prawdopodobnie diagenetyczne pseudofibry żelaziste.
5. Koproliity – głównie rejestrowane w poziomach humusowych, zazwyczaj są one wtórnie przekształcone. Ich owalny zarys nie jest łatwo zauważalny z powodu wtórnego scalenia sąsiadujących ze sobą grudek.

Z obserwacji mikroskopowych wynika, że badane osady przeszły złożoną, wieloetapową ewolucję. Każda jednostka lessowo-glebowa jest dodatkowo znacznie przekształcona przez wtórne procesy diagenetyczne. Podstawowym procesem metamorficznym jest kompakcja osadów, powodująca niszczenie starszych mikrostruktur oraz niektórych cech (przede wszystkim koncentracje CaCO<sub>3</sub> i ładu koloidalnego). Do grupy tej należy także wtórna migracja węglanów (ługowanie, migracja, wytrącanie i krystalizacja). Istotnym jest także proces rubifikacji, zaznaczający się w koncentracjach żelaza, maskującego inne starsze cechy mikromorfologiczne w poziomach humusowych. Proces ten nadaje im wygląd typowy dla gleb strefy śródziemnomorskiej.

---

*Bogucki A., Łanczont M., Gozhik P., Komar M., 2013 – w tym tomie: Profil lessowy w Roksolanach: Położenie, historia badań, charakterystyka osadów. S. 34–46.*

*Mroczek P., 2008: Interpretacja paleogeograficzna cech mikromorfologicznych nieoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych. Wydawnictwo UMCS, Lublin.*

*Tsatskin A., Heller F., Hailwood E.A., Gendler T.S., Hus J., Montgomery P., Sartori M., Virina E.I., 1998: Pedosedimentary division, rock magnetism and chronology of the loess/palaeosol sequence at Roxolany (Ukraine). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 143; 111–133.*

### **Summary**

New micromorphological data have been collected from Roxolany (26 samples), a key Quaternary type-site of the northern coast of Black Sea (Ukraine), thus enabling the preliminary reconstruction of the pedogenic and sedimentary history of this loess-paleosol sequence. The micromorphological features reflects three stages: litho-, pedo- and diagenesis. Main features recorded in the thin sections are: types of microstructures, primary and secondary carbonates, Fe and Mn concentrations, clay coatings. According to microscopic analysis, the profile is well developed, polygenetic sequence. The studied soil horizons have very compound history of soil evolution ended by burial processes and the postpedogenic alterations. In the buried soil horizon is recorded the unique rubification pedogenic process.

УДК 551.79:930.26

**OBSZARY U UJŚCIA DNIESTRU W EPOCE KAMIENIA I BRĄZU  
NA TLE SYTUACJI KULTUROWEJ NA STEPACH  
NADCZARNOMORSKICH**

**Tadeusz Wiśniewski**

*Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej, Wydział Humanistyczny, Instytut Archeologii,  
Pl. Skłodowskiej 4, 20-031, Lublin, Polska*

Pas stepów Europy Wschodniej od zarania dziejów znajdował się w strefie bezpośredniego zainteresowania ludności pradziejowej. Specyfika warunków przyrodniczych i klimatycznych sprzyjała powstawaniu niepowtarzalnych jednostek kulturowych, rzutując jednocześnie na ich charakter. Nie bez znaczenia pozostawał fakt krzyżowania się na tym obszarze różnych tradycji kulturowych, ekonomicznych i społecznych przenikających zarówno z terenu Europy Środkowej i Południowej, jak i obszarów azjatyckich.

*Epoka kamienia*

Wszelkie procesy związane z epoką kamienia, w tym szczególnie z jej najstarszym okresem - paleolitem rozpatrywać należy niezwykle szeroko. Większość występujących wówczas zjawisk miała charakter globalny, nie dający się ograniczyć do jednego regionu Europy. Ponadto niezwykle trudno mówić jest o zachodzących wówczas przemianach bez szczegółowego omówienia niezrozumiałej dla przeciętnego człowieka technologii i techniki obróbki narzędzi krzemiennych. Stąd też w niniejszej pracy przedstawione zostaną jedynie główne informacje dotyczące tego okresu.

Epoka kamienia dzieli się na trzy główne okresy: paleolit (starsza epoka kamienia), mezolit (środkowa epoka kamienia) i neolit (młodsza epoka kamienia). Późna faza neolitu określana jest najczęściej mianem eneolitu, co ma bezpośredni związek z pojawieniem się przedmiotów miedzianych.

*Paleolit*

Początek paleolitu wiązany jest z pojawieniem się pierwszych ludzi. Stąd też w różnych częściach Afryki, Azji i Europy jest on różnie datowany. Paleolit zsynchronizować można z epoką lodową, nazywaną też plejstocenem. Okres paleolitu dzieli się na kilka etapów. Granice pomiędzy nimi wyznaczają kolejne zlodowacenia. Sam podział nawiązuje też do poszczególnych etapów ewolucji człowieka (antropogenezy).

Podział paleolitu przedstawia się następująco:

- paleolit dolny - od pojawienia się przodków człowieka współczesnego wytwarzających pierwsze narzędzia, a więc w Afryce ponad 2,8 miliona lat temu, w południowej Europie – około 1,2 miliona lat temu; dominacja homo habilis (w Afryce) i homo erectus (Europa, Azja)

- paleolit środkowy - dominacja w Europie i Azji Zachodniej *homo sapiens neanderthalensis*, żyjącego w zależności od obszaru w okresie od około 350 do 200 tysięcy lat temu

- paleolit górny – związany z pojawieniem się w Europie *homo sapiens sapiens*, co w zależności od obszaru nastąpiło w okresie pomiędzy 45 a 30 tysięcy lat temu

- paleolit schyłkowy – wyróżniany jedynie na niektórych obszarach i datowany na około 12-10 tysięcy lat temu (Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 39-43).

W przypadku stepów nadczarnomorskich dokładniejsze informacje posiadamy dopiero odnośnie paleolitu środkowego. Zachodnia część tej strefy, w tym dorzecze Dniestru, weszła wówczas w obręb tzw. kultury mustiersko-lewaluaskiej typu bałkańskiego (około 100-60 tysięcy lat temu). W bezpośrednim sąsiedztwie limanu Dniestru wymieniane są dwa tak datowane stanowiska - Bilhorod-Dnistrov's'kyj (Belgorod-Dnestrovskij<sup>2</sup> - pojedyncze stanowisko otwarte) oraz nieco dalej na wschód Illinka (Il'inka - pojedyncze obozowisko typu jaskiniowego) – (Praslov, 1984, s. 95 ryc. 37: 10-11; Davnja..., 1997, s. 25-30, mapa 1: 42-43; Kozłowski, 1999, s. 54-59, ryc. 45).

W paleolicie górnym, a dokładnie w jego środkowej fazie, następuje ujednoczenie obrazu kulturowego Europy (od Atlantyku po Ural). Najważniejszą jednostką taksonomiczną staje się tzw. kompleks grawecki, którego rozwój przypadał na okres od 30/29 do około 24/23 tysięcy lat temu. Najbardziej charakterystycznymi cechami tego okresu były stabilizacja sieci osadniczej oraz sezonowa mobilność grup ludzkich. Niezwykle ważną rolę odegrało również pozyskanie umiejętności wypalania gliny. Lepiono z niej figurki zwierzęce i ludzkie, które następnie wypalano w specjalnych piecach. Najbardziej rozpoznawalne są figurki antropomorficzne, tzw. graweckie Wenus, znajdujące na obszarze niemal całego kontynentu. Około 22-21 tysięcy lat temu, w wyniku kryzysu klimatycznego, ludność kultury graweckiej wyemigrowała na obszar Niżu Rosyjskiego, zasiedlając także dorzecze Dniestru. Od 10,8-10 tysięcy lat temu rozwijała się tam kultura epigrawecka strefy stepowej. W bezpośrednim sąsiedztwie limanu Dniestru nie znamy stanowisk związanych z wyżej wymienionymi jednostkami kulturowymi (Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 76-78; Kozłowski, 2004, s. 450-491).

### *Mezolit*

Mezolit, czyli środkowy okres epoki kamienia charakterystyczny był przede wszystkim dla terenów Niżu Środkoeuropejskiego. Rozpoczął się on wraz z początkiem holocenu, czyli około 10 tysięcy lat temu i był wynikiem adaptacji do nowych warunków środowiskowych (całkowite wycofanie się lądolodu; rozwój sieci rzecznej; pojawienie się lasów mieszanych i nowych gatunków zwierząt leśnych). W mezolicie dominowała gospodarka przyswajająca bazująca na zbieractwie, łowiectwie i rybołówstwie. Z wytwórczością narzędzi krzemienych związany był proces mikrolityzacji czyli zmniejszania się rozmiarów narzędzi krzemienych. Najczęściej produkowano niewielkie narzędzia kształtem przypominające trójkąty, trapezy i prostokąty, których następnie używano, jako grotów strzał lub jako zbrojników osadzanych w kościanych, rogowych lub drewnianych oprawach. Powstałe w ten sposób ostrza i harpuny wykorzystywano głównie do polowań lub łowienia ryb.

<sup>2</sup> W nawiasach podano transliterację opartą na często występujących w literaturze rosyjskich zapisach nazw miejscowości z terenu Ukrainy. Uwaga ta tyczy się całości tekstu.

Mezolit to także okres, w którym na ogromną skalę produkowano wyroby z poroża i kości. Były to zarówno narzędzia codziennego użytku, jak i broń czy ozdoby. Niekiedy te ostatnie wykonywane były także z bursztynu.

W Europie w okresie mezolitu wyróżnia się kilka kręgów kulturowych. Stepy nadczarnomorskie zaliczane są do tzw. kręgu czarnomorskiego (lub azowsko-czarnomorskiego), który związany był z adaptacją ludności kultury epigraweckiej z wczesnego holocenu do warunków leśnych oraz z napływem nowych grup z terenów zakaukaskich i nadkaspjskich. Materiały mezolityczne z terenu Ukrainy rozdzielić można na dwa główne horyzonty chronologiczne – wczesny (koniec IX-VIII tysiąclecie przed Chr.) i późny (VII - początek V tysiąclecia przed Chr.).

Z interesującego nas obszaru znane są dwa obozowiska mezolityczne odkryte w takich miejscowościach jak: Dobrożany i Tsarychanka (Caričanka) - (Telegin, 1989, s. 106-124, mapa 9: 59-60; Davnja..., 1997, s. 114-125, mapa 3: 59-60; Kozłowski, 1999, s. 122-123, ryc. 142).

### *Neolit i eneolit*

Neolit, czyli inaczej młodsza epoka kamienia był okresem wielkich zmian w historii ludzkości, które miały swój początek na Bliskim Wschodzie już około 10 tysięcy lat temu. Często nieco niefortunnie określano je mianem „rewolucji neolitycznej”. Tymczasem pomimo ich ogromnego znaczenia, nie powstały one nagle, w wyniku natychmiastowego przewrotu, ale stopniowo ewoluowały i rozprzestrzeniały się na coraz to nowe tereny. Podstawową zdobyczą ludzkości w okresie neolitu była zmiana typu gospodarki, polegająca na przejściu od łowiectwa i zbieractwa do rolnictwa (od gospodarki przyswajającej do wytwórczej). Zaczęto uprawiać głównie zboża wyselekcjonowane z dziko rosnących traw, takie jak pszenica, jęczmień i proso, a nieco później żyto. Poza tym uprawiano len, mak i konopie oraz rośliny strączkowe takie jak groch czy soczewicę.

Równoległe z rolnictwem upowszechniła się także hodowla oparta na udomowieniu dziko żyjących zwierząt. Hodowano przede wszystkim kozy i owce oraz bydło i świnie.

Rolnictwo wymagało wprowadzenia w życie nowych rodzajów narzędzi potrzebnych do karczowania lasów celem pozyskania terenów pod uprawę, spulchniania gleby, a w końcu zbierania plodów rolnych i ich obróbki. Tym samym wynaleziono takie narzędzia jak krzemienne siekiery, kamienne topory, krzemienne dłuta, kamienne i rogowe motyki, krzemienne wióry, które po umieszczeniu w drewnianych lub rogowych oprawach wykorzystywane były jako sierpy oraz kamienne żarna i rozcieracze. Nową zdobyczą była też umiejętność gładzenia narzędzi kamiennych i krzemienianych oraz wiercenia otworów w kamiennych toporach. Uprawa lnu i konopi wiązała się zaś z rozwojem tkactwa. Świadectwem istnienia warsztatów tkackich są gliniane ciężarki tkackie obciążające i stabilizujące nitki osnowy w trakcie tkania. Z tą gałęzią wytwórczości związane są także gliniane, często ornamentowane przęśliki nasadzane na wrzeciona, co pomagało je wyważyć i podczas przędzenia zapobiegało zsuwaniu się nitki.

Kolejną wielką zdobyczą neolitu było opanowanie umiejętności produkcji ceramiki. Naczynia lepiono ręcznie oraz często ozdabiano je rytymi liniami, stempelkami, odciskami sznura lub ornamentami malowanymi (Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 99-103; Kaczanowska, Kozłowski, 2005, s. 97-102).



Proces neolityzacji na terenach Europy Wschodniej miał bardzo złożony charakter. Przez długi okres czasu obszar po obu stronach limanu Dniestru pozostawał jeszcze w zasięgu ludów mezolitycznych (łowiecko-zbierackich).

Nieco inaczej przedstawiała się sytuacja w górnym i środkowym biegu tej rzeki oraz w dorzeczach środkowego i górnego Prutu i Seretu. Obszar ten wszedł w bezpośrednią strefę zainteresowania jednej z pierwszych kultur neolitycznych – kultury ceramiki wstęgowej rytej. Zaznaczyć należy, że ludność tej jednostki kulturowej nigdy nie zasiedliła jednak obszarów przy ujściu Dniestru (Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 103-14, s. 101 ryc. 34; Kaczanowska, Kozłowski, 2005, s. 133-140, ryc. 142; Koško, Szmyt, 2009, s. 191-193, ryc. 2).

W VI tysiącleciu przed Chr., w wyniku ekspansji ludności związanej z kręgiem z ceramiką malowaną z terenu Bałkanów, na terenach stepu i lasostepu, pomiędzy Dniestrem i Bohem, ukształtowała się tzw. kultura bugodniestrowska (bohodniestrzańska). Jej powstanie miało związek ze zmieszaniem się tradycji neolitycznych przyniesionych przez ludność wspomnianego kręgu kulturowego z tradycjami mezolitycznymi miejscowej ludności kultywującej gospodarkę zbieracko-łowiecką. Niektórzy z archeologów są przekonani, że powstała w ten sposób kultura stanowiła ogniwo pośrednie między mezolitem a neolitem w tej części Europy. Zaznaczyć należy jednak, że jej ścisły zasięg nie obejmował samego limanu Dniestru (Davnya..., 1997, s. 164-165 mapa 4: VIII; Kozłowski, 1999, s. 152 ryc. 181; Kaczanowska, Kozłowski, 2005, s. 131-134, ryc. 142).

W V tysiącleciu przed Chr. na obszarze między Seretem, Prutem, Dniestrem i Dnieprem powstała jedna z największych i najbardziej rozwiniętych kultur eneolitycznych określana mianem Cucuteni-Trypole. Okres jej funkcjonowania zawiera się najczęściej między 4200 a 2750 r. przed Chr. Jedną z najbardziej rozwiniętych gałęzi rzemiosła tego kręgu kulturowego było garncarstwo. Ceramika początkowo zdobiona była ornamentem wycinanym i rytym, często wypełnianym białą pastą. W młodszych fazach pojawiła się ceramika malowana dwubarwna (czerwono-czarna) i trójbarwna (czerwono-czarno-biała). Często ceramikę tę nazywa się pradziejową porcelaną, a sam krąg kulturowy określany jest mianem protocywilizacji. Rzutowała na to przede wszystkim obecność wielkich centów osadniczych o dokładnie rozplanowanej zabudowie, często obwarowanych fortyfikacjami drewniano-ziemnymi lub nawet kamiennymi.

Rozwój kultury Cucuteni-Trypole przerwany został dość nagle w połowie IV tysiąclecia przed Chr. Trudno wyjaśnić dokładne przyczyny tego zjawiska. Być może związane było ono z ekspansją ludów stepowych lub wysuszeniem i stepowieniem wschodniej oraz południowo-wschodniej Europy.

Pamiętać należy także, że na większości map ukazujących zasięg kultury Cucuteni-Trypole we wczesnych i rozwiniętych jej fazach, nie obejmuje ona terenów po obu stronach limanu Dniestru. Dopiero w obrębie późnego etapu kultury trypolskiej na obszarze tym, a dokładniej w dorzeczu dolnego Dniestru, nadmorskim pasie pomiędzy Dniestrem a limanem Tiligulskim oraz na obszarach stepowych pomiędzy Dniestrem i Prutem powstała tzw. kultura usatowska, określana wcześniej jako grupa terytorialna kultury trypolskiej. Nazwa tej jednostki kulturowej pochodzi od grodziska i cmentarzyska odkrytych we wsi Usatovo na przedmieściach dzisiejszej Odessy. Wykształciła się ona na bazie kultury trypolskiej. W obrządku pogrzebowym kultury usatowskiej dominowały kurhany często z monumentalnymi konstrukcjami kamiennymi, w tym między innymi stelami, niekiedy antropomorficznymi. Kultura ta datowana jest na okres pomiędzy 3500 a 3000 przed Chr. (Kozłowski, 1973, s. 215-

230; Eneolit ..., 1982, s. 166-252, 264-313; Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 115-117; Kozłowski, 1999, s. 174 ryc. 215: 9, s. 178-180; Kaczanowska, Kozłowski, 2005, s. 161-164, ryc. 178; Wanczugow i inni, 2006, s. 34-37).

Do kultur eneolitycznych zaliczana jest także kultura amfor kulistych, datowana najczęściej na okres pomiędzy 3100 a 2600 rokiem przed Chr. i dzielona na trzy główne grupy regionalne: środkowopolską (niemal całe dorzecze Wisły), zachodnią (dorzecze Odry i Łaby) oraz wschodnią (Wołyń, Podole i pogórze wschodnich Karpat). Znamy ją głównie z cmentarzysk, co bezpośrednio wiąże się z faktem, że ludność tej kultury trudniła się wędrownym pasterstwem. Hodowano przede wszystkim bydło i trzodę chlewną. Dużą rolę w życiu ludności interesującej nas kultury odegrało wprowadzenie do użytku i hodowli konia, udomowionego najprawdopodobniej we wschodniej Europie pod koniec V tysiąclecia przed Chr. Z perspektywy niniejszego opracowania najbardziej interesujący jest wschodni odłam kultury amfor kulistych, choć jego zwarte osadnictwo nie sięgało dorzecza dolnego Dniestru. Bieg tej rzeki wyznaczał jednak jeden z kierunków rozprzestrzeniania się wpływów tej jednostki kulturowej widocznych między innymi w obrębie kultury trypolskiej oraz kultury grobów jamowych (Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 130-131, ryc. 51; Koško, Szmyt, 2009, s. 204-213, ryc. 8).

Mniej więcej w tym samym okresie (około 3400–2800/2700 przed Chr.<sup>3</sup>) na stepach nadczarnomorskich, pomiędzy dolnym Dunajem i Wołgą rozwijała się kultura grobów jamowych. Mobilność ludności tej kultury spowodowała, że z jej obrębu, w porównaniu z ogromną ilością kurhanów, znana jest niewielka ilość osad, w tym z reguły sezonowych. Zmarli chowani byli w pozycji skurczonej na boku w prostych jamach często nakrytych drewnianymi belkami, a następnie nasypem kurhanu. Często posypywano ich ochrą i z reguły wyposażano bardzo ubogo. Tryb życia ludności kultury grobów jamowych i utrzymywanie kontaktów z ośrodkami metalurgicznymi z północnego Kaukazu przyczyniły się do bardzo szybkiego rozpowszechnienia umiejętności obróbki metalu (brązu).

Po obu stronach limanu Dniestru z kulturą grobów jamowych związane są takie stanowiska jak: Semenivka (Semenovka), Velikodolins'ke (Velikodolinskoe), Ovidiopol' (Dergačev, 1986, s. 25-87; Otroščenko, 1991, s. 43-45; Kozłowski, 1999, s. 267-268; Wanczugow i inni, 2006, s. 37; Kłochko, Koško, 2009).

### *Epoka brązu*

Epoka brązu nierozzerwalnie związana jest z pozyskaniem umiejętności produkcji przedmiotów brązowych, czyli wykonanych ze stopu miedzi z cyną. Najwcześniej, w III tysiącleciu przed Chr., rozpoczęła się na Kaukazie, w Anatolii i w Grecji. W Europie Południowej najwcześniejsze stanowiska epoki brązu datowane są na około 2800 lat przed Chr.

Specyficzne warunki klimatyczne i roślinne pasa stepów Europy Wschodniej rzutowały jednak na nieco odmienny obraz życia zamieszkującej ją ludności już od okresu eneolitu. Przejawiało się to bardzo dużą mobilnością grup ludzkich, zajmujących się głównie hodowlą zwierząt nie wymagających osiadłego trybu życia. Stąd też nastąpił ogromny wzrost znaczenia konia oraz takich zwierząt jak owca i koza.

---

<sup>3</sup> Przytoczone w tym artykule datowania kultur archeologicznych okresu eneolitu i epoki brązu w większości oparte są na datach kalibrowanych. W starszej literaturze można napotkać jednak na nieco inną, znacznie odmłodzoną chronologię tych jednostek kulturowych. Kultura grobów jamowych datowana bywa na XXV-XXI wiek przed Chr.

Zwiększona „ruchliwość” ludności ze strefy stepowej zauważalna jest u schyłku IV i w początkach III tysiąclecia przed Chr. W wyniku zmian klimatycznych zanikły wtedy zbiorowiska leśne, a także znacznej degradacji uległa roślinność trawiasta. Zmusiło to ludność okresu eneolitu do częstej zmiany miejsca pobytu, a tym samym zaowocowało nawiązaniem kontaktów z wyżej rozwiniętymi centrami kulturowymi, w tym z obszaru północnego Kaukazu – jednego z ważniejszych ośrodków metalurgicznych. Stąd też zetknięcie się tych dwóch światów i mobilność ludności stepowych przyczyniały się do bardzo szybkiego rozpowszechniania najpierw wyrobów miedzianych, a potem brązowych oraz w konsekwencji rozprzestrzenienia się technologii produkcji przedmiotów brązowych, co widoczne jest już we wzmiankowanej eneolitycznej kulturze grobów jamowych.

Ogromna ilość kultur związanych z epoką brązu wymusza omówienie tutaj jedynie tych najważniejszych, ściśle związanych ze stepami nadczarnomorskimi, w tym niekiedy jedynie z ich zachodnią częścią obejmującą dorzecze Dniestru.

We wczesnej epoce brązu rozległe obszary Europy Wschodniej, w tym stepów nadczarnomorskich objęte były osadnictwem tzw. kultury grobów katakumbowych, datowanej na lata około 2800–2000 przed Chr.<sup>4</sup> Powstała ona na bazie wspomianej już wielokrotnie eneolitycznej kultury grobów jamowych oraz w wyniku oddziaływań z terenu północnego Kaukazu, płynących głównie z funkcjonujących tam ośrodków metalurgicznych. Nazwa kultury nierozdzielnie związana jest z dominującym w jej obrębie typem grobu – katakumby. Grób taki składał się z pionowego szybu wejściowego oraz wydrążonej w jego bocznej ścianie niszy (katakumby). Przejście między jamą wejściową, a katakumbą zakładane było płytami kamiennymi lub belkami. Zmarłych chowano w pozycji skurczonej na boku lub w pozycji wyprostowanej. Często spotykane są pochówki wojowników wyposażonych w broń oraz brązowników-odlewników, zawierających przedmioty związane z ich rzemiosłem (głównie tygielki, formy odlewnicze itp.).

Pomimo dominującej roli gospodarki pastwnej w obrębie kultury grobów katakumbowych wzrosła nieco rola rolnictwa, co spowodowane było względnie wilgotną fazą klimatu subborealnego.

Niezwykle ciekawym zwyczajem związanym z kulturą grobów katakumbowych był tak zwany kult czaszek. Głowy arystokracji plemiennej były oddzielane od reszty ciała. Następnie wykonywano gliniane i malowane maski pośmiertne, które nakładano na czaszki i użytkowano jeszcze przez jakiś czas przed włożeniem ich do grobu.

Z bezpośrednich okolic limanu Dniestru z kulturą grobów katakumbowych związane są takie stanowiska jak: Monashi (Monaši), Nadlymans'ke (Nadlimanskoe), Efimivka (Dergačev, 1986, s. 88-110; Kruc i inni, 1991; Otroščenko, 1991, s. 45-47; Kozłowski, 1999, s. 268-271; Wanczugow i inni, 2006, s. 37-38; Klochko, Koško, 2009).

Kolejna kultura epoki brązu to kultura ceramiki wielowaleczkowej, której nazwa pochodzi od nalepianych na naczynia wałków-listewek. Znana jest ona z terenów Mołdawii, strefy stepowej i południowej części strefy leśnostepowej Ukrainy oraz z dorzecza Donu. Tym samym w dorzeczu Dniestru rozwijał się wariant południowo-zachodni tej kultury. W datach kalibrowanych jej chronologię umieszcza się

<sup>4</sup> Patrz przypis 2 – inne datowanie – XXI-XVII w. przed Chr.

w przedziale 2100/2000-1750 przed Chr.<sup>5</sup> Z obrębu kultury wielowaleczkowej znane są liczne, choć krótko użytkowane osady. W obrządku pogrzebowym ludności interesującego nas wariantu dominował szkieletowy obrządek kurhanowy, przy czym bardzo często pochówki były wkopywane w nasypy starszych kurhanów pozostawionych przez ludność kultury grobów jamowych i kultury grobów katakumbowych. Znacznie rzadziej spotykane są niewielkie cmentarzyska płaskie. Zmarli chowani byli w prostych, owalnych lub podprostokątnych jamach w pozycji skurczonej lub znacznie rzadziej wyprostowanej. Spotykane są jednak także groby niszowe i groby w skrzyniach kamiennych.

Z obszaru wokół limanu Dniestru znane są takie stanowiska tej kultury jak: Semenivka (Semenovka), Myrne (Mirnoe) i Velykodolyns'ke (Velikodolinskoe) - (Černjakov, 1985, s. 21-26; Berezanskaja i inni, 1986, s. 5-43; Dergačev, 1986, s. 121-145; Otroščenko, 1991, s. 47-48; Kozłowski, 1999, s. 275-276).

Jedną z większych jednostek kulturowych powstałą na stepach nadwołżańskich i stopniowo przesuującą się w kierunku zachodnim była kultura grobów zrębowych. Maksymalny jej zasięg oprócz wspomnianego obszaru objął także tereny stepowe pomiędzy Donem, Dnieprem i wybrzeżem Morza Azowskiego. Niewielkie enklawy jej osadnictwa znane są z obszarów po zachodniej stronie Dniepru i w wąskim pasie u ujścia Dniestru<sup>6</sup>. Kultura grobów zrębowych datowana jest na lata około 1800–1300 przed Chr.<sup>7</sup> Jej nazwa ma związek z konstrukcją komór grobowych budowanych z pali układanych na zrąb.

Powstanie kultury grobów zrębowych przypadło na czasy poprawy warunków klimatycznych przejawiających się wzrostem wilgotności. W okresie tym nastąpił także upadek północnokaukaskich ośrodków metalurgicznych, co zaowocowało wypracowaniem własnego stylu i technologii w produkcji brązowniczej. Procesy te przyczyniły się do stabilizacji osadnictwa i do intensywnego zasiedlania stepów. Wyrażało się to powstaniem gęstej sieci osad, wzrostem znaczenia rolnictwa oraz wysoce rozwiniętą produkcją wyrobów brązowych.

Dla ludności kultury grobów zrębowych charakterystyczny był szkieletowy obrządek pogrzebowy. Zmarłych składano w pozycji skurczonej na lewym boku, najczęściej we wspomnianych komorach zrębowych lub w skrzyniach z płyt kamiennych. Licznie spotykane są jednak także groby w prostych jamach, najczęściej prostokątnego kształtu. Nad grobami usypywane były okrągłe lub podłużne kurhany. Z opisywanej kultury znane są również cmentarzyska płaskie, zawsze lokowane w bliskiej odległości od wody. Zmarłych w ich obrębie chowano bądź w kamiennych skrzyniach, bądź w zwykłych jamach, niekiedy przykrytych płytami kamiennymi. Na cmentarzyskach płaskich brak jest natomiast grobów w komorach zrębowych (Berezanskaja i inni, 1986, s. 44-82; Otroščenko, 1991, s. 48; Kozłowski, 1999, s. 276-279).

W późnym okresie epoki brązu (XVI/XV-XIII w. przed Chr.<sup>8</sup>) pomiędzy dolnym Dunajem a środkowym i dolnym Dnieprem ukształtowała się kultura sabatinowska. Powstała ona na podłożu późnej kultury ceramiki wielowaleczkowej przy

<sup>5</sup> Patrz przypisy 2 i 3. W starszej literaturze okres funkcjonowania kultury ceramiki wielowaleczkowej umieszcza się w granicach drugiej połowy XVII-XVI w. przed Chr. lub w obrębie XVII-XV w. przed Chr.

<sup>6</sup> Co widoczne jest jedynie na niektórych mapach rozprzestrzenienia tej jednostki kulturowej.

<sup>7</sup> Patrz przypisy 2-4 – inne datowanie – XVI-XII w. przed Chr.

<sup>8</sup> Niekiedy kultura ta datowana jest na XIV-XII w. przed Chr.

jednoczesnym oddziaływaniu kultury grobów zrębowych, stąd też okres jej funkcjonowania częściowo zazębiał się z tą jednostką kulturową.

W gospodarce ludności kultury sabatinowskiej widoczny jest intensywny rozwój rolnictwa możliwy w efekcie poprawy warunków klimatycznych. Sprzyjało to stabilizacji osadnictwa i wytworzeniu sieci dużych osad, głównie między dolnym Dunajem, a Bohem.

Charakterystyka obrządku pogrzebowego ludności kultury sabatinowskiej przysparza wielu problemów. Związane jest to z faktem bardzo częstego braku wyposażenia lub zaopatrywania zmarłych w mało dystynktywne zabytki (za wyjątkiem niewielkiej grupy grobów należących najprawdopodobniej do elity społecznej). Głównym typem grobu wydają się być pochówki wkopane w nasypy starszych kurhanów. Zmarłych składano w pozycji silnie skurczonej w zwykłych jamach, niekiedy przykrytych drewnem lub nieco częściej kamieniami. Spotykane są też pojedyncze groby w niedużych kamiennych skrzyniach. Z dorzecza Bohu znane są także groby niszowe. Zmarli najczęściej wyposażani byli w jedno naczynie umieszczone przy twarzy lub przy pasie. Ponadto dość często w grobach znajdowane są kości owcy, byków i koni. Bardzo rzadko pochówki posypywane były ochrą.

W technologii obróbki brązu widoczne jest wykorzystywanie surowców z ośrodków siedmiogrodzkich, co było wynikiem odcięcia od wschodnich źródeł tego surowca. Wytwórczość brązowniczą charakteryzował wysoki stopień rozwoju. Potwierdza to bardzo duży asortyment wyrobów oraz znane z obrębu kultury sabatinowskiej liczne skarby przedmiotów brązowych oraz form odlewniczych.

W bezpośredniej okolicy limanu Dniestru znane są takie stanowiska kultury sabatinowskiej jak: Pivdenne (Pivdennoe), Čabanivka (Čebanovka), Červona Kosa (Krasna/Krasnaja Kosa) i Maiaky (Majaki) - (Černjakov, 1985; Berezanskaja i inni, 1986, s. 83-116; Dergačev, 1986, s. 172-186; Otroščenko, 1991, s. 48-49; Kozłowski, 1999, s. 279-281).

Charakter gospodarki ludności kultury sabatinowskiej przejawiający się intensywną produkcją brązowniczą, wysoce rozwiniętym rolnictwem i masowym wypasem stad pociągającymi za sobą wycinanie lasów i niszczenie roślinności trawiastej doprowadził w efekcie do kryzysu ekologicznego (wysychanie pastwisk). Ten z kolei spowodował gwałtowny kryzys demograficzny. W następstwie tych zmian część ludności kultury sabatinowskiej opuściła tereny nadczarnomorskie i być może dotarła aż do Azji Mniejszej. Powstała także nowa jednostka kulturowa określana mianem kultury biełozierskiej, datowanej na XII-X w. przed Chr.

Kultura ta znana jest przede wszystkim ze znalezisk grobowych – cmentarzysk płaskich, płasko-kurhanowych i kurhanowych. Było to wynikiem zmian środowiska i ponownym upowszechnieniem się hodowli typu pasterskiego. Przejście na koczowniczy (nomadyczny) tryb życia nie sprzyjało tworzeniu stałych osiedli.

W czasach funkcjonowania kultury biełozierskiej widoczny jest także kryzys w produkcji brązowniczej spowodowany zerwaniem kontaktów z ośrodkami surowcowymi i niedostatkiem brązu. Przejawiało się to w miniaturyzacji przedmiotów brązowych oraz zwiększeniu produkcji wyrobów kamiennych i krzemiennych. Sytuacja ta spowodowała konieczność poszukiwania nowych surowców i przyczyniła się do mającego niebawem nastąpić wielkiego przełomu technologicznego przejawiającego się w upowszechnieniu żelaza, zapoczątkowującego epokę żelaza.

Z interesującego nas obszaru z kulturą biełozierską związane są między innymi stanowiska w miejscowościach Červona Kosa (Krasna/Krasnaja Kosa)

i Velykodolyns'ke (Velikodolinskoe) - (Černjakov, 1985; Berezanskaja i inni, 1986, s. 117-152; Otroščenko, 1991, s. 48-49; Kozłowski, 1999, s. 284-286).

Przedstawiony powyżej zarys osadnictwa pradziejowego na stepach nadczarnomorskich w epoce kamienia i brązu tylko w niewielkim stopniu obrazuje bogactwo i różnorodność tego regionu. Pokazuje również jak wielką rolę w powstawaniu kolejnych kultur archeologicznych i w wytworzeniu się ich specyficznych cech odegrały zmieniające się warunki klimatyczne i przyrodnicze pasa stepów Europy Wschodniej.

Współczesna industrializacja i różnorodne przejawy działalności człowieka z pewnością znacznie przyczyniły się do bezpowrotnego zatarcia śladów dawnych kultur. Obszar bezpośredniej okolicy limanu Dniestru wymaga szczegółowej weryfikacji znanych i potencjalnie istniejących stanowisk archeologicznych.

---

*Berezanskaja S.S., Otroščenko V.V., Čeredničenko N.N., Šarafutdinova I.N., 1986. Kul'tury epoki brzozy na terytorii Ukrainy, Kiev.*

*Černjakov I.T., 1985. Severo-Zapadnoe Pričernomor'e vo vtoroj polovine II tysjačel'etija do n.e., Kiev.*

*Davnja..., 1997. V.N. Stanko, S.S. Berezans'ka, V.M. Gladilin, M.I. Gladkich, V.V. Otroščenko (red.), Davnja istorija Ukraini, Pervisne suspil'stvo, tom 1, Kiyv.*

*Dergačev V.A., 1986. Moldavija i sosednie terytorii v epochu brzozy (Analiz i charakteristika kul'turnych grupp), Kišiniev.*

*Eneolit ..., 1982. V.M. Masson, N.Ja. Merpert (red.), Eneolit SSSR. Archeologija SSSR, Moskva.*

*Kaczanowska M., Kozłowski J.K., 2005. Europa w dobie neolitu. [W:] J. Śliwa (red.), Wielka historia świata, tom 2. Stary i Nowy Świat. Od „rewolucji” neolitycznej do podbojów Aleksandra Wielkiego, Kraków, 97–185.*

*Kaczanowski P., Kozłowski J.K., 1998. Najdawniejsze dzieje ziem polskich (do VII w.), Wielka historia Polski, tom 1, Kraków.*

*Klochko V.I., Koško A., 2009. The Societies of Corded Ware Cultures and those of Black Sea Steppes (Yamnaya and Catacomb Drave Cultures) in the Route Network between the Baltic and Black Seas. [W:] A. Koško (red.), Routes between the Seas: Baltic-Bug-Boh-Pont from the 3<sup>rd</sup> to the middle of the 1<sup>st</sup> Millenium BC, Baltic-Pontic Studies, vol. 14, Poznań, 269–201.*

*Koško A., Szmyt M., 2009. Central European Lowland Societies and the Pontic Area in the 4<sup>th</sup>-4<sup>th</sup>/3<sup>rd</sup> Millennium BC. [W:] A. Koško (red.), Routes between the Seas: Baltic-Bug-Boh-Pont from the 3<sup>rd</sup> to the middle of the 1<sup>st</sup> Millenium BC, Baltic-Pontic Studies, vol. 14, Poznań, 191–213.*

*Kozłowski J.K., 1973. Archeologia prahistoryczna. Część II. Młodsza epoka kamienia, Kraków.*

*Kozłowski J.K., 1999. Encyklopedia historyczna świata, tom I, Kraków.*

*Kozłowski J.K., 2004. Wielka historia świata, tom 1. Świat przed „rewolucją” neolityczną, Kraków.*

*Kruc S.I., Kubyšev A.I., Otroščenko V.V., Pustovalov S.Ž., 1991. Das menschliche Gesicht der Bronzezeit. [W:] R. Rolle, M. Müller-Wille, K. Schietzel (red.), Gold der Steppe. Archäologie der Ukraine, Schleswig, 51–53.*

*Otroščenko V.V., 1991. Die Steppen nördlich des Schwarzen Meeres im ausgehenden Neolithikum und in der Bronzezeit. [W:] R. Rolle, M. Müller-Wille, K. Schietzel (red.), Gold der Steppe. Archäologie der Ukraine, Schleswig, 43–50.*

*Praslov N.D., 1984. Rannij paleolit Russkoj ravniny i Kryma. [W:] P.I. Boriskovskij (red.), Paleolit SSSR. Archeologija SSSR, Moskva, 94–134.*

*Telegin D.L.*, 1989. Mezolit Jugo-Zapada SSSR (Ukraina i Moldawija). [W:] L.V. Kol'cov (red.), *Mezolit SSSR. Archeologija SSSR*, Moskva, 106–124.

*Wanczugow W.P., Pietrienko W.G., Poliszczuk L.J.*, 2006. Północne wybrzeża Morza Czarnego w epoce miedzi i brązu. [W:] *Skarby znad Morza Czarnego. Złoto, rzeźba, ceramika z Muzeum Archeologicznego w Odessie. Katalog wystawy w Muzeum Narodowym w Krakowie*, Kraków, 34–38.

### **Summary**

This short text about the Stone Age and the Bronze Age on the steppes of the Black Sea, only in a small extent shows the cultural richness and diversity of this region. It was the area of different cultural, economic and social traditions, which came both from the territory of Central and South Europe, as well as of the areas of Asia. A changing climate and natural conditions within the steppes of Eastern Europe have also played a huge role in the development of archaeological cultures and the formation their specific features.

УДК 551.79:930.26

**OBSZARY U UJŚCIA DNIESTRU W EPOCE ŻELAZA  
NA TLE SYTUACJI KULTUROWEJ NA STEPACH  
NADCZARNOMORSKICH**

**Barbara Niezabitowska-Wiśniewska**

*Uniwersytet Marii Curie Skłodowskiej, Wydział Humanistyczny, Instytut Archeologii,  
Pl. Skłodowskiej 4, 20-031, Lublin, Polska*

Stepy u północnych wybrzeży Morza Czarnego, od jego łacińskiej nazwy Pontus Euxinus często nazywane stepami pontyjskimi, w epoce żelaza<sup>9</sup> były obszarem nierozzerwalnie związanym z dwiema głównymi tradycjami kulturowymi – koczowniczą i antyczną. Te dwa odmienne światy przez blisko tysiąc lat przenikały się i współistniały tworząc niezwykle barwną i niepowtarzalną mozaikę kulturową i etniczną. Z czasem w interesującej nas strefie pojawiły się także inne ludy, w tym głównie germańskie, zupełnie zmieniając sytuację kulturową na stepach nadczarnomorskich.

Niewątpliwie w porównaniu z epoką kamienia i brązu w odniesieniu do epoki żelaza dysponujemy znacznie większą bazą źródłową, którą uzupełniają antyczne źródła pisane. Pozwala to na szerokie nakreślenie tła zmian kulturowych i dokładne umiejscowienie w czasie większości wydarzeń historycznych.

Już samo wymienienie głównych ludów i kultur archeologicznych związanych z historią północnych wybrzeży Morza Czarnego w epoce żelaza rozrasta się w niezwykle długą listę. Ze względu na miejsce konferencji w Roksolanach – miejscowości położonej nad dolnym Dniestrem - nieco więcej uwagi poświęcone zostanie właśnie tej części obszarów nadczarnomorskich. Nie można zapominać jednak, że bogactwo źródeł w porównaniu z ramami tego artykułu nie pozwala nawet na dokładne omówienie dziejów obszaru po obu stronach limanu Dniestru i w najbliższej okolicy, znajdującej się dzisiaj w obrębie obl. Odesskiej Ukrainy.

Wśród koczowników, którzy odegrali znaczącą rolę w historii obszarów nadczarnomorskich wymienić należy Kimmerów, Scytów, Sarmatów, Alanów i Hunów.

**Kimmerowie**

Najwcześniejsze wzmianki o Kimmerach znane są z „Odysei” Homera (VIII w. przed Chr.). Z ludem tym wiązana jest ponadto część informacji zawartych w Biblii. Niezwykle cennym źródłem są też asyryjsko-babilońskie teksty klinowe odnoszące się

---

<sup>9</sup> Epoka żelaza rozumiana jest tutaj jako okres rozpoczynający się około I tysiąclecia przed Chr. W niniejszej pracy zaprezentowany zostanie przegląd kultur i ludów zamieszkujących tereny stepów nadczarnomorskich do końca okresu wędrówek ludów, czyli do około 567/568 roku po Chr. Niestety ograniczenia wynikające z założeń tego opracowania nie pozwalają na omówienie sytuacji kulturowej na tych obszarach w okresie wczesnego średniowiecza i w czasach późniejszych.



do ostatniej ćwierci VIII i niemal całego VII w. przed Chr. Wzmiankowany jest w nich między innymi kraj Kimmerów - Gamir. Zawierają one również informacje o przemieszczaniu się tego ludu do Przedniej i Małej Azji oraz jego stosunkach z cywilizacjami starożytnego wschodu, w tym między innymi z Urartu, Asyrią, Lidią, Frygią i Medią. Dane pozwalające na próbę sprecyzowania zasięgu osadnictwa kimmeryjskiego zawarte są przede wszystkim w „Dziejach” Herodota. Na ich podstawie obszar występowania kultury Kimmerów najczęściej łączy się ze stepową strefą nadczarnomorską (tereny dzisiejszej Ukrainy) oraz północnym Przedkaukaziem. Świadczyć o tym mają nazwy występujące w sąsiedztwie Pontus Euxinus (Morze Czarne) i Meotydy (Morze Azowskie). Herodot przytoczył między innymi nazewnictwo funkcjonujące w „kraju Scytów” takie jak: Kimmeryjskie Wały, Cieśnina Kimmeryjska, Kimmeria (Herodot IV, 12). Listę określeń mających bezpośredni związek z tym ludem uzupełnił Strabon, wymieniając górę Kimmerik i miasto Kimmerik.

Źródła pisane odnośnie Kimmerów w doskonały sposób uzupełniają źródła ikonograficzne, w tym antyczne malarstwo wazowe.

Pomimo tak licznych informacji zawartych w źródłach pisanych przez wiele lat trwała dyskusja nad przyporządkowaniem Kimmerom konkretnej kultury archeologicznej i nad sprecyzowaniem ich chronologii. Ramy czasowe okresu związanego z obecnością tego ludu wyznaczają dwa ważne wydarzenia – przejście znacznej części osadnictwa stepowej części na koczowniczy tryb życia w końcu II – początku I tysiąclecia przed Chr. i pojawienie się tutaj Scytów w końcu VIII lub początku VII w. przed Chr. Stąd też najczęściej okres wiązany z Kimmerami określany jest mianem okresu przedscytyjskiego lub nieco rzadziej kimmeryjskiego (IX – pierwsza połowa VII w. przed Chr.).

W obrębie kultury Kimmerów wyróżnia się dwa etapy chronologiczne – czernogorowski (około 900-750 przed Chr.), związany z przeniknięciem w IX w. przed Chr. grupy ludności koczowniczej z Azji Centralnej i rozplynięciem się jej w miejscowym, kimmeryjskim środowisku oraz nowoczerkawski (około 750-650 przed Chr.), wiązany z materialnymi pozostałościami historycznych Kimmerów.

Kimmerowie znani są przede wszystkim z grobów przykrytych nasypami kurhanów lub wkopanymi w nasypy wcześniejszych kopców. Często spotykane są różnego rodzaju konstrukcje drewniane. Pochówki to przede wszystkim groby mężczyzn-wojowników, wyposażanych w broń (łuk i strzały, miecz lub sztylet, oszczep), elementy uprząży końskiej (wędzidła, pobocznice, guzy, falery itp.) i naczynia.

Nad dolnym i częściowo środkowym Dniestrem widoczna jest enklawa osadnictwa kimmeryjskiego. Z bezpośredniej okolicy jego limanu znane są takie stanowiska jak: Pivdenne (Pivdennoe<sup>10</sup>), Semenivka (Semenovka), Dal’nyk (Dal’nik), Velykodolyns’ke (Velikodolinskoe), Petrodolyns’ke (Petrodolinskoe), Maiaky (Majaki) – (Artamonov, 1974; Terenożkin, 1976; Meljukova, 1989; Machortych, 1991; Murzin, 1991, s. 57-59; Chochorowski, 1996; Skorij, 1996; Machortych, Skoryj, 2004).

Dniestr w antycznych źródłach pisanych funkcjonował pod nazwą Tyras (Tyres). Nazwa ta pojawia się również w kontekście Kimmerów. Herodot, opisując ekspansję Scytów i zajmowanie przez nich terenów zasiedlonych przez Kimmerów wspominał o rozbieżności zdań wśród ludu i królów kimmeryjskich, co do sposobu reakcji na

<sup>10</sup> W nawiasach podano transliterację opartą na często występujących w literaturze rosyjskich zapisach nazw miejscowości z terenu Ukrainy. Uwaga ta tyczy się całości tekstu.

wspomniane zagrożenie. Lud postanowił odejść i bez walki oddać swoje ziemie Scytom. Królowie zaś postanowili pozostać i spocząć w swojej ziemi. „Powziąwszy tę decyzję, rozdzieliła się partia królewska i, tworząc dwie równe co do liczby grupy, wszczęła między sobą walkę. I wszyscy oni polegli z rąk współbraci, a lud Kimmeriów pogrzebał ich nad rzeką Tyres: mogiła ich jest jeszcze widoczna. Po pogrzebie lud wyszedł z kraju, a nadchodzący Scytowie zajęli opuszczoną ziemię (Herodot IV, 11).

### Scytowie

Kolejnym ludem koczowniczym doskonale znanym ze źródeł pisanych i archeologicznych byli irańskojęzyczni Scytowie. Najwcześniejsze wzmianki o Scytach pochodzą z asyryjskich dokumentów klinowych datowanych na lata siedemdziesiąte VII w. przed Chr. Były to czasy najazdów scytyjskich na Azję Przednią, sięgających aż do granic Egiptu. Doskonały opis Scytii zawdzięczamy Herodotowi. Według niego „Scytia tworzy kwadrat, którego dwa boki sięgają do morza (...). Istotnie od Istru (Dunaj – B.N-W.) do Borystenesu (Dniepr - B.N-W.) jest dziesięć marszów dziennych, od Borystenesu do Jeziora Meockiego (Morze Azowskie - B.N-W.) drugich dziesięć; od morza zaś w głąb lądu aż do Melanchlajnow, którzy mieszkają ponad Scytami, wynosi droga dwadzieścia marszów dziennych. A marsz dzienny obliczam na dwieście stadiów” (Herodot IV, 101). Herodotowi zawdzięczamy również podział Scytów na poszczególne plemiona, wśród których są: Scytowie-oracze [nad Dnieprem i Bohem - „Poza Alizonami mieszkają Scytowie-oracze, którzy nie dla pożywienia sięją zboże lecz dla sprzedaży” – Herodot IV, 17]; Scytowie-rolnicy [nad Dnieprem – „A jeżeli przejdzie się Borystenes, pierwszą od morza jest kraina Hylaja; jeśli się od niej dalej pójdzie w górę, mieszkają tam Scytowie-rolnicy (...) zamieszkują pas ziemi na wschód, (...), a sięgają aż do rzeki, która nazywa się Pantikapas; na północ zaś wynosi ten pas ziemi jedenaście dni żeglugi Borystenesem w górę” – Herodot IV, 18]; Scytowie-koczownicy [„na wschód od owych Scytów-rolników, jeśli przekroczy się rzekę Pantikapas (...). Ci koczownicy zajmują ku wschodowi (...) terytorium, które ciągnie się aż do rzeki Gerros” – Herodot IV, 19]; Scytowie-królewscy [„Po drugiej stronie rzeki Gerros leży owa tak zwana ziemia królewska (...) Sięgają oni na południe do Taurydy, na wschód do owego rowu, który wykopali synowie ślepców, oraz do stacji handlowej Jeziora Meockiego (...); niektóre części ich terytorium sięgają aż do rzeki Tanais (Don - B.N-W.)” – Herodot IV, 20].

W VII w. przed Chr. Scytowie z całą pewnością zamieszkiwali tereny północnego Przedkaukazia i stepy Kubania, skąd wyprawiali się do Azji Przedniej. Z obszaru tego znane są ogromne kurhany odkryte między innymi w takich miejscowościach jak: Kelermes, Kostromskaja, Machoševskaja, Majkop, Tenginskij, Uljap. W drugiej połowie VII i pierwszej połowie VI w. przed Chr. Scytowie stopniowo zasiedlali tereny stepów nadczarnomorskich, skupiając się szczególnie w pasie nad dolnym Dnieprem. Opanowali jednocześnie strategiczny pas stepów pomiędzy wybrzeżem Morza Czarnego i miastami greckimi, a częścią leśnostepową zamieszkałą przez osiadłą ludność rolniczą. Zasiedlenie tej strefy pozwalało im na utrzymywanie aktywnych, choć nie zawsze pokojowych kontaktów z miastami nadczarnomorskimi, które odcisnęły wielkie piętno na obliczu ich kultury materialnej. Największa koncentracja znalezisk scytyjskich z tego obszaru przypada na V i IV w. przed Chr.

Tym samym w VII-IV w. przed Chr. Scytowie zamieszkiwali tereny od Dunaju na zachodzie po Don na wschodzie oraz tereny Przedkaukazia<sup>11</sup>.

Największy rozkwit kultury scytyjskiej miał miejsce w IV w. przed Chr., w czasach panowania króla Ateasa. Tak też datowane są największe i najbardziej znane kurhany określane mianem carskich lub królewskich, rozrzucone na stepach w dorzeczu Dniepru oraz na Krymie – np. Čertomlyk, Kul'-Oba, Oguz, Solocho, Tolstaja Mogila. Ich wysokości osiągały 20 m, a średnice dochodziły nawet do 300 m. Komory grobowe wkopywane były często około 15 m poniżej poziomu gruntu. Niezwykle bogato wyposażonym pochówkom władców scytyjskich z reguły towarzyszyły groby kobiet i służby oraz koni. Zmarli wyposażani byli między innymi w przedmioty złote i srebrne wykonane w miastach antycznych na zamówienie Scytów.

Po okresie prosperity nastąpił gwałtowny upadek Scytów, datowany na przełom IV i III w. przed Chr. Za jedną z jego przyczyn uważa się między innymi pogorszenie warunków klimatycznych i wysychanie stepów oraz degradację środowiska naturalnego przez samych Scytów. Ponadto na arenie dziejów u północnych wybrzeży Morza Czarnego pojawił się kolejny lud koczowniczy – Sarmaci.

Na najwcześniejszym etapie historii Scytów bezpośrednie okolice limanu Dniestru nie cieszyły się dużym zainteresowaniem tego ludu. Pochówki scytyjskie datowane na VI-V w. przed Chr. są tutaj nieliczne i najczęściej wkopane w nasypy starszych kurhanów z epoki brązu. Wśród nich wymienić można pojedyncze groby ze stanowisk Maiaky (Majaki) i Mykolaivka II (Nikolaevka). Sytuacja uległa zmianie od przełomu V i IV w. przed Chr. i w III w. przed Chr., choć dolny Dniestr znajdował się daleko poza strefą występowania bogatych, królewskich kurhanów scytyjskich. Wśród cmentarzysk wymienić można takie jak: Karolino-Buhaz (Karolino-Bugaz), Semenivka (Semenovka), Shabo (Šabo), Nadlymans'ke (Nadlimanskoe) i wzmiankowana już Mykolaivka (Nikolaevka). W IV w. przed Chr. powstało także grodzisko scytyjskie koło wsi Nadlymans'ke (Nadlimanskoe), na lewym brzegu limanu Dniestru. Z tej strefy znana jest także osada koło wsi Mykolaivka (Nikolaevka). Oba centra funkcjonowały w IV i początku III w. przed Chr. i przestały istnieć około połowy III w. przed Chr., choć brak jest śladów gwałtownych zniszczeń czy pożarów (Smirnov, 1966; Artamonov, 1974; Meljukova i inni, 1989; Murzin, 1991, s. 59-70; Ol'chovskij 1991; Murzin, 1996; Galanina i inni, 2007; Ivantchik i inni, 2007).

### **Późni Scytowie**

W historii Scytów okres od III w. przed Chr. do III w. po Chr. określany jest jako późnoscytyjski. Tak zwani późni Scytowie zamieszkiwali wówczas w dwóch głównych enklawach – nad dolnym Dnieprem oraz znacznie dalej na Krymie, gdzie też znajdowała się stolica państwa późnoscytyjskiego – Neapol Scytyjski (w obrębie dzisiejszego Symferopola). Na późnym etapie swojej historii Scytowie przeszli na osiadły tryb życia (Pogrebova, 1947, 1961; Šul'c, 1953; Vysotskaja, 1972; Symonovič, 1983; Daševskaja, 1989, 1991; Zajcev, 2003; Chrapunov, 2005, s. 120-148; Puzdrovskij, 2007).

### **Sarmaci**

Od III w. przed Chr. dominującą siłą na stepach nadcarnomorskich byli Sarmaci. Ich historia jest jednak znacznie dłuższa. Z całą pewnością byli oni spokrewnieni ze

---

<sup>11</sup> Scytowie dotarli także do Europy Środkowej, w tym również na tereny ziem polskich. Omówienie tych wydarzeń daleko wykracza jednak poza ramy tego artykułu – porównaj Chochorowski, 1996.

Scytami wchodząc w skład grupy ludów irańskojęzycznych. Za protoplastów Sarmatów uważa się Sauromatów – lud zamieszkujący według Herodota po drugiej stronie rzeki Tanais (Don), „począwszy od najdalszej zatoki Jeziora Meockiego (przy ujściu Donu do Morza Azowskiego – B.N-W.) ku północy (...) przestrzeń piętnastu marszów dziennych” (Herodot IV, 21). Informacja ta zgodna jest z danymi archeologicznymi, według których Sauromaci zamieszkiwali w VII-V w. przed Chr. terytorium między Donem i Wołgą oraz znaczną część południowego Uralu, włączając w to stepy w okolicach Orenburga oraz zachodni Kazachstan.

Według Herodota Sauromaci mieli pochodzić z małżeństw scytyjskich młodzieńców z Amazonkami (Herodot IV, 110-116). Stąd też „Sauromaci posługują się językiem scytyjskim, którym jednak od dawien dawna czysto nie mówią, ponieważ Amazonki dobrze się go nie wyuczyły” (Herodot IV, 17).

Przenikanie Sarmatów na tereny zajęte przez Scytów, na zachód od Donu, datowane jest już na przełom V i IV w. przed Chr. Masowo jednak przesunęli się oni w kierunku zachodnim (stepy nadczarnomorskie) i południowo-zachodnim (Przedkaukazie) w tzw. okresie wczesnosarmackim, w tym głównie w III-II w. przed Chr.

W trakcie wspomnianego okresu wczesnosarmackiego początkowo jednolita wspólnota Sarmatów podzieliła się na kilka plemion znanych pod nazwami: Jazygowie, Roksolanie, Aorsowie i Sirakowie. Około połowy I w. po Chr. pojawili się także Alanowie, którzy na późnym etapie swojej historii (okres wędrówek ludów i wczesne średniowiecze) funkcjonowali już jako odrębny lud.

Na czele przesuujących się stopniowo w kierunku zachodnim plemion sarmackich stali Jazygowie, którzy jako pierwsi dotarli w dorzecze Dniestru i nad dolny Dunaj. W pierwszej połowie I w. po Chr. (najprawdopodobniej pomiędzy 18/20 a 50 rokiem po Chr.) przesunęli się oni jednak na tereny Wielkiej Niziny Węgierskiej, zajmując stepowe obszary pomiędzy Dunajem, a Cisą. W ślad za Jazygami przesuwali się Roksolanie, którzy około połowy I w. po Chr. zajęli ich miejsce nad dolnym Dunajem. W I w. po Chr. w kierunku zachodnim przesunęli się także Aorsowie, a pod koniec tego stulecia część Alanów.

Sarmaci chowali swoich zmarłych przede wszystkim pod kurhanami, lub wkopywali pochówki w nasypy już istniejących kurhanów. Ostatni ze zwyczajów jest szczególnie widoczny na stepach nadczarnomorskich do przełomu II/I w. przed Chr., czyli do momentu pełnej stabilizacji osadnictwa sarmackiego w tym rejonie. Z obrębu kultury sarmackiej znane są również znacznie mniej liczne cmentarzyska płaskie, datowane głównie na dwa pierwsze stulecia po Chr.

Sarmatów często określa się mianem ludu-wojska, co widoczne jest w ogromnej ilości broni w inwentarzach grobowych, głównie męskich, choć na wczesnym etapie ich historii także żeńskich. W I w. po Chr. wśród Sarmatów pojawiają się oddziały katafraktów – ciężkiej jazdy konnej.

Ludy sarmackie, w tym przede wszystkim Jazygowie i Roksolanie, z czasem przenikający do Kotliny Karpackiej, brali udział w licznych konfliktach zbrojnych z Cesarstwem Rzymskim. Za najważniejsze uznać należy wojny dackie, toczone się za panowania cesarza Trajana w latach 101-106 i zakończone powstaniem prowincji rzymskiej Dacji oraz wojny markomańskie z lat 166-180, czyli przypadające w większości na panowanie Marka Aureliusza, który otrzymał tytuł „Sarmaticus”, a zakończone za panowania jego syna Kommodusa.

Część Sarmatów na późnym etapie swojej historii, w tym głównie na Krymie i nad dolnym Donem przeszła na osiadły tryb życia.

Historia Sarmatów na stepach nadczarnomorskich kończy się z jednej strony wraz z przybyciem około połowy III w. po Chr. Gotów, którzy zajęli część ich terenów, z drugiej zaś po przybyciu około 375 r. Hunów.

Osadnictwo sarmackie po obu stronach limanu Dniestru reprezentowane jest bardzo licznie. Najwcześniejsze stanowiska wiązać należy z Jazygami. Oprócz materiałów archeologicznych świadczy o tym przekaz Strabona, lokalizującego Jazygów pomiędzy Borystenesem (Dnieprem), a Ister (Dunajem), Roksolanów zaś pomiędzy Borystenesem, a Tanais (Donem). Opisaną sytuację odnieść można do dwóch ostatnich wieków przed Chr. i najprawdopodobniej początku I w. po Chr. Pliniusz Starszy umieścił Jazygów już na Wielkiej Nizinie Węgierskiej, a Roksolanów na północ od dolnego Dunaju. Biorąc pod uwagę fakt, że zginął on w 79 r. po Chr. w wyniku wydarzeń związanych z wybuchem Wezuwiusza i zniszczeniem Pompejów oraz cały szereg innych faktów historycznych, przyjąć można, że zmiana osadnictwa w zachodniej części stepów nadczarnomorskich, w tym w dorzeczu Dniestru, nastąpiła w pierwszej połowie I w. po Chr. Wówczas to, o czym wspomina, miejsce Jazygów zajęli Roksolanie.

Wśród niezwykle licznych stanowisk sarmackich w bezpośredniej okolicy limanu Dniestru wymienić można między innymi: Maiaky (Majaki), Mykhailivka (Michajlovka), Nadlymans'ke (Nadlimanskoe), Mykolaivka (Nikolaevka), Ovidiopol', Pol'ove (Polevoe), Shabo (Šabolat), Semenivka (Semionovca) - (Moškova, 1963, 1989, 1995; Smirnov, Petrenko, 1963; Smirnov, 1964, 1984, 1989; Sulimirski, 1979; Ščukin, 1989, 1994; Grosu, 1990, 1995; Subbotin, Dzigovskij, 1990a, 1990b; Chochorowski, 1996, s. 131-138; Kozak, 1996, s. 65-74; Dzigovskij, 2003; Bărcă ,2006a, 2006b).

### **Hunowie**

Hunowie niewątpliwie byli ludem koczowniczym, którego pojawienie się w Europie wywołało największy popłoch wśród zamieszkującej ją ludności i stało się początkiem okresu wędrówek ludów – niespokojnej epoki, która na zawsze zmieniła obraz i historię Europy i północnej Afryki. Hunowie należeli do tureckiej grupy językowej. Do dzisiaj nie do końca rozstrzygnięta została kwestia ich pierwotnych siedzib. Często wiązani są oni z ludem Hiung-nu z Mongolii. Hipotezę tę potwierdzać ma fakt, że po raz pierwszy pojawili się oni w dokumentach chińskich z III-II w. przed Chr. właśnie pod tą nazwą. Mogli oni jednak wywodzić się także z terenu północnych Chin. W I w. przed Chr. Hunowie rozbici zostali przez wojska chińskie i skierowali się na zachód. W IV w. po Chr. zamieszkivali pogórze Uralu – „(...) po drugiej stronie Meotydy aż po Ocean Lodowaty (...)” (Ammianus Marcellinus 31, 2,1), czyli obszar stepów od Jeziora Aralskiego i Morza Kaspijskiego aż po rzekę Don.

Najbarwniejsze opisy Hunów zawdzięczamy Ammianusowi Marcellinusowi oraz Jordanesowi. Wyłaniają się oni z dzieł tych pisarzy jako ludzie, którzy „mają silne i masywne kończyny oraz tęgie karki. Są niesamowicie szpetni i tak pochyleni, iż można je uważać za dwunożne zwierzęta lub jakieś kloce (...). Żywią się korzonkami dziko rosnących roślin i na wpół surowym mięsem wszelkiego rodzaju zwierząt; jego kawałki umieszczają między udami a grzbietem końskim i w takim cieple ogrzewają przez krótki czas (...). Plemię to, skore do walki i nieujarzmione, pałające przemożną i niczym nieograniczoną żądzą łupienia obcych ludów, grasowało po ziemiach sąsiadów, rabując i mordując (...). (Ammianus Marcellinus 31, 2,2-2,3; 2,12). Opis ten uzupełnia dzieło Jordanesa, w którym Hunowie są „niepozorni, brzydki i mali, nie przypominający zgoła istot ludzkich; języka ich nie można określić poza tym, że zaledwie przypomina mowę. (...). Mieli oni wygląd straszliwy i czarniawy i, jeśli

można tak to wyrazić, właściwie tylko bezkształtną bryłę zamiast twarzy, z punktami raczej niż oczami. (...). (Jordanes, *Getica*, 127-128).

Nic więc dziwnego, że pojawienie się Hunów w Europie i przekroczenie przez nich w 375 r. Wołgi wywołało całą lawinę wydarzeń. Pierwszym ludem, który stanął na ich drodze, już prawdopodobnie około 370 r. po Chr. byli Alanowie, zamieszkujący tereny nad dolnym Donem. Według Ambrozjusza, biskupa Mediolanu, „Hunowie rzucili się na Alanów, Alanowie na Gotów, a Goci na Tajfalów i Sarmatów”.

Na drodze Hunów stanęli następnie Ostrogoci, zamieszkujący tereny na wschód od Dniestru i Prutu, których część dostała się pod ich panowanie. Reakcją na te wydarzenia było przesunięcie się Wizygotów zamieszkujących teren Dacji i Siedmiogrodu i osiedlenie za zgodą władz rzymskich w granicach Cesarstwa. Hunowie i podporządkowane im ludy prac dalej na zachód, na początku V w. po Chr. zajęli tereny Kotliny Karpackiej, tworząc tam prężne państwo pod wodzą Attyli. Attyla zmarł w 453 r., co zapoczątkowało upadek państwa huńskiego, zakończony w 454 lub 455 r. po bitwie nad rzeką Nedao w Panonii. Resztki Hunów przesiedliły się na tereny nadczarnomorskie, gdzie jednak nie zdołali wskrzesić swojego państwa i rozplynęli się w fali napływu innych koczowniców ze wschodu – Kutrigurów, Onogurów i Utigurów (prawdopodobnie Protobułgarów). To tylko niewielki wybór wydarzeń związanych z okresem wędrówek ludów, których omówienie dalece wykracza poza ramy tego opracowania.

Kulturę materialną Hunów na stepach nadczarnomorskich reprezentują rozsiane na obszarze dzisiejszej Ukrainy pochówki ciałopalne lub szkieletowe i nieco znalezisk luźnych. Groby mężczyzn wyposażane były głównie w broń (miecze, części łuków refleksyjnych, groty strzał), elementy uprząży końskiej, w tym części drewnianych siodła ze złotymi okuciami i wędzidła oraz ozdoby. W grobach kobiet najczęściej znajdowane są ozdoby - diademy, naszyjniki, zausznice. Przedmioty te wykonane były ze złota i zdobione macią perłową oraz purpurowymi kamieniami półszlachetnymi (alamandynami). Charakterystycznym elementem kultury materialnej Hunów były miedziane kotły, najczęściej znajdowane luźno i interpretowane jako kotły ofiarne, choć część z nich mogła też służyć do gotowania (Werner, 1956; Maenchen-Helfen, 1973; Bóna, 1991; Zaseckaja, 1994; Kozak, 1996, s. 78-84; Mączyńska, 1996; Poleski, 1996, s. 139-148; Attila..., 2007).

Stanowisko położone najbliżej limanu Dniestru, na którym odkryto grób wiązany z Hunami znajduje się w uroczysku Kubej (wieś Červonoarmejskoe, raj. Belgradski, obl. Odessa; kurhan 8, pochówek 2). W grobie nisowym zbadanym w 1936 roku i datowanym na V w. po Chr. pochowano mężczyznę-wojownika z bardzo bogatym wyposażeniem. (Subbotin, Dzigovskij, 1990, s. 16-20; Zaseckaja, 1994, s. 192-194, tabl. 46, 47: 1-11).

Koniec okresu wędrówek ludów najczęściej wiązany jest z pojawieniem się Awarów, którzy wyruszyli z Azji Centralnej, przeszli przez stepy nadczarnomorskie i w 567-568 r. opanowali Kotlinę Karpacką tworząc kaganat awarski. Niektórzy z archeologów nie przyjmując tej daty jako końca okresu wędrówek ludów, uważają, że okres wczesnego średniowiecza rozpoczyna dopiero dominacja Słowian w Europie Środkowej w końcu VII w. po Chr.

### **Kultura antyczna**

Pojawienie się kultury antycznej w basenie Morza Czarnego związane jest z czasami wielkiej kolonizacji greckiej i przybyciem w VI w. przed Chr. pierwszych Greków, pochodzących głównie z Miletu (Jonia). Do najważniejszych miast

założonych u północnych wybrzeży Morza Czarnego należą (od zachodu): Istros (Histria), Tyras, Nikonion, Olbia. Największa ich ilość znana jest jednak z Krymu: m.in. Chersonesz, Teodozja oraz cały szereg miast na Półwyspie Kerczeńskim - Kimmerikon, Kytaja, Akra, Nimfajon, Tyritake, Pantikapajon i Myrmekjon. Kolejna enklawa osadnictwa antycznego związana jest z Półwyspem Tamańskim gdzie wymienić można takie miasta jak: Kepoi, Fanagoria, Hermonassa, Gorgippia. Miastem najdalej wysuniętym na północny-wschód był Tanais, położony nieopodal ujścia Donu. Jego powstanie ma jednak nieco inną historię i być może było efektem tzw. kolonizacji wtórnej w III w. przed Chr., związanej z Grekami osiadłymi w obrębie Królestwa Bosporańskiego.

Część z miast antycznych położonych na Półwyspie Kerczeńskim na Krymie oraz na Półwyspie Tamańskim, po wschodniej stronie Cieśniny Kerczeńskiej zjednoczyło się tworząc w 480 roku przed Chr. Królestwo Bosporańskie (Regnum Bosporanum) i ustanawiając jego stolicą Pantikapajon (dzisiejszy Kercz). Od 438 r. przed Chr. jego władcą został Spartokos (Spartokus) stając się jednocześnie założycielem dynastii Spartokidów, za rządów której państwo bosporańskie znacznie powiększyło swój zasięg.

W końcu II – początku I w. przed Chr. w historię interesującego nas obszaru wpisała się postać Mitrydatesa VI Eupatora – władcy Królestwa Pontu położonego w Azji Mniejszej. Jednym ze skutków jego wmieszania się w kontakty nadczarnomorskich miast antycznych i koczowników, w tym głównie Scytów oraz kierunku polityki zewnętrznej w odniesieniu do Rzymu było wejście północnych wybrzeży Morza Czarnego w bezpośrednie zainteresowanie Rzymian. Nasiliło się ono od I w. po Chr. i zaowocowało między innymi osadzeniem w części miast nadczarnomorskich garnizonów rzymskich oraz budową twierdzy rzymskich, w tym głównie na terenie Krymu.

W strefę bezpośredniego zainteresowania Greków weszły również obszary po obu stronach limanu Dniestru. Według niektórych archeologów, to właśnie wzmiankowany już brak zwartego osadnictwa scytyjskiego na obu jego brzegach obok dogodnych warunków przyrodniczych, przyczynił się do założenia tam w VI w. przed Chr. dwóch miast – Nikonionu - na lewym brzegu limanu Dniestru w okolicach dzisiejszych Roksolan i Tyras - na jego prawym brzegu w miejscu dzisiejszego Bilhorodu-Dnistrows'kiego.

W literaturze funkcjonują dwie hipotezy co do czasu powstania Nikonionu umieszczające je około połowy VI w. przed Chr. lub w ostatnich dziesięcioleciach VI w. przed Chr. i wiążące bądź z działalnością kolonizacyjną Miletu, bądź mieszkańców innego miasta greckiego z wybrzeży Morza Czarnego – Istros (Histrii). Na lewym brzegu Dniestru oprócz Nikonionu w VI-V w. przed Chr. powstał również cały szereg osad antycznych (łącznie około 12, w tym np. Biliaivka / Beljaevka, Nadlymans'ke / Nadlimanskoe 3 i 4). Pod koniec pierwszego trzdziestolecia V w. przed Chr. Nikonion umocniony został murami obronnymi, co świadczy o zmianie sytuacji w regionie, w tym głównie naciskach Scytów. W drugiej ćwierci V w. przed Chr. w mieście tym wybijano monety, prawdopodobnie króla scytyjskiego Skylesa. W 331 r. przed Chr. Nikonion został zniszczony w wyniku wyprawy wojsk macedońskich pod wodzą Zopyriona na Olbię. Po tym wydarzeniu miasto już nigdy nie odzyskało swojego znaczenia, pomimo że pod koniec I lub na przełomie I i II w. po Chr. zostało ponownie zasiedlone. Charakter tego osadnictwa wskazuje na znaczny udział Sarmatów w tym procesie. Nikonion zniknął z kart historii w III w. po Chr.

Tyras, początkowo nazywane Ophioussa, powstało najprawdopodobniej nie wcześniej niż w końcu VI w. przed Chr. i założone zostało przez Greków z Miletu. Znamiennym wydaje się fakt, że na prawym brzegu limanu Dniestru, aż do IV w. przed Chr. Tyras było jedynym centrum antycznym. Na IV w. przed Chr. datowane jest powstanie najwcześniejszego muru obronnego z basztą. Świadczyć może to o stopniowym wzroście znaczenia tego miasta. W IV-III w. przed Chr. pojawiły się także osady wiejskie na prawym brzegu limanu Dniestru (łącznie około 25 - np. Pivdenne (Pivdennoe), Moloha (Mologa), Shabo (Šabo), Zatoka, Bilen'ke (Belen'skoe), tworząc jednocześnie zaplecze gospodarcze Tyras. Na pierwszą połowę III w. przed Chr. przypadł kryzys związany z atakami Scytów, a potem Sarmatów na miasta antyczne, w tym prawdopodobnie także na Tyras. Pod koniec II – w początkach I w. przed Chr. Tyras najprawdopodobniej weszło w skład państwa Mitrydatesa VI Eupatora. Około połowy I w. przed Chr. zostało zaś zniszczone przez wojska Burebisty, władcy dackiego. Od I w. po Chr. ujście Dniestru weszło w strefę bezpośredniego zainteresowania Rzymian, a Tyras w 66 roku po Chr. zostało włączone w obręb prowincji rzymskiej Mezji. Zapoczątkowało to rozwój miasta, widoczny szczególnie w II w. po Chr. i zaowocowało osadzeniem w nim właśnie w tym stuleciu pierwszych legionów rzymskich (w związku z naporem Sarmatów na Dunaj). W III w. po Chr. Tyras otrzymało ponadto od Rzymian liczne przywileje. Sytuacja zmieniła się około połowy III w. po Chr. Najpierw, w 214 r. po Chr. w okolicach miasta rozbici zostali Karpowie (lud dacki). Nieco później bezpośrednim zagrożeniem stali się Goci i inne sprzymierzone z nimi ludy, pod których naciskiem wycofano z Tyras oddziały rzymskie. Ostateczny kres funkcjonowania miasta związany był z przybyciem w drugiej połowie IV w. Hunów i spaleniem Tyras (Prugło, 1984; Mielczarek i inni, 1997; Zubar', 1998, s. 126-130, 142-148; Zubar', Son 2007, s. 49-54; 77-82, 116-125, 140-143, 189-204).

W obliczu wielowiekowej obecności w północnej części basenu Morza Czarnego Greków i Rzymian za epizodyczne, choć brzemiennie w skutki uznać można dwa wydarzenia, znacznie wcześniejsze od opisanych powyżej, łączące ten obszar z kolejnymi mocarstwami świata antycznego. Pierwszym z nich była wojna Dariusza I z dynastii Achemenidów, władcy Persji ze Scytami i wspomagającymi ich Sauromatami. Toczyła się ona około 514 roku przed Chr. i zakończyła klęską Królestwa Perskiego oraz odwrotem resztek jego armii z powrotem na zachód, ku Dunajowi. Drugim z wydarzeń, już wzmiankowanym, datowanym na 331 rok przed Chr., była wyprawa Zopyryona, namiestnika Aleksandra Macedońskiego skierowana przeciwko Scytom i Olbii – miastu greckiemu u ujścia Bohu.

### **Dakowie, Germanie i nie tylko...**

Z północnymi wybrzeżami Morza Czarnego związany jest także cały szereg innych niż opisane powyżej ludów, zamieszkujących w tej strefie na przestrzeni całej swojej historii lub pojawiający się tam „na chwilę”, czy też przybyłych z innych terenów by na dłużej zagościć i na stałe zmienić obraz kulturowy tego obszaru.

Wśród pierwszych na szczególną uwagę zasługują Taurowie, od VIII w. przed Chr. osiadli w południowej części Krymu i według Herodota trudniący się piractwem. Lud ten w III-II w. przed Chr. wchłonięty został przez późnych Scytów (Chrapunov, 2005, s. 71-85).

Od końca III w. przed Chr. na terenach dzisiejszej północno-wschodniej Rumunii i Mołdawii oraz nad dolnym Dunajem pojawili się Bastarnowie (nazywani także



Peucynami). Przybyli oni z dorzecza Łaby, a materialnym dowodem ich obecności na dwóch pierwszych z wymienionych obszarów jest archeologiczna kultura Poienești-Łukaszewka. Nad dolnym Dunajem Bastarnowie walczyli z Getami, zamieszkującymi tereny na północ od dolnego Dunaju (Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 193-194; Kokowski, 2005, s. 42-51).

Według Pompejusza Trogusa potomkami Getów byli Dakowie, szczyt potęgi których związany był z panowaniem Burebisty (lata 70-60-te – 44 r. przed Chr.). Pod rządami tego władcy Dakowie<sup>12</sup> zniszczyli część miast greckich na wybrzeżu Morza Czarnego, w tym głównie opisane już Tyras i Olbię (około połowy I w. przed Chr.). Po śmierci Burebisty państwo Daków podupadło by odrodzić się za panowania Decebala pod koniec I w. po Chr. Okres prosperity nie trwał jednak długo i zakończyły go tzw. wojny dackie toczące się za panowania cesarza Trajana w latach 101-106 po Chr. W ich następstwie utworzona została prowincja rzymska Dacja, a znaczna część plemion dackich uległa procesowi romanizacji. Część z nich określana niekiedy jako „wolni Dakowie” wycofała się jednak poza tereny nowoutworzonej prowincji, na północ i wschód od jej granic (Maramuresz, Muntenia, południowa Mołdawia). Wśród tych plemion byli Kostobokowie i Karpowie, wielokrotnie pustoszący naddunajskie prowincje rzymskie. Drugie z tych plemion po raz pierwszy pojawiło się w źródłach pisanych w 214 r. po Chr., co miało związek z jego walkami z Karakallą toczącymi się nad dolnym Dunajem<sup>13</sup> (Daicoviciu, 1969; Kaczanowski, Kozłowski, 1998, s. 193, 263-264).

Na arenie wydarzeń u północnych wybrzeży Morza Czarnego u schyłku starożytności pojawili się Goci, przybyli na te tereny z północnego-zachodu, w tym głównie z obszaru ziem polskich. Proces ich migracji, opisany przez Jordanesa, był wieloetapowy i stopniowy. W źródłach pisanych wymieniani są oni tam od 238 roku po Chr., choć ich wędrówka musiała zacząć się znacznie wcześniej. Kilka lat wcześniej też prawdopodobnie zniszczyli oni Olbię. Połowa i druga połowa III w. po Chr. to okres tzw. wojen gockich. W 250 r. po Chr. Goci weszli do prowincji Dacji i Mezji. W trakcie tej kampanii doszło do jednej z najważniejszych bitew w starożytności pod Abrittus (dzisiejszy Razgrad w Dobrudży), zakończonej wielką klęską Rzymian. Lata 253-268 po Chr. to czas powtarzających się regularne najazdów gockich na prowincje rzymskie. Pod naciskiem barbarzyńców, o czym już wspomniano, Rzym wycofał swoje wojska z Tyras i Olbii.

W 290/291 r. po Chr. nad Morzem Czarnym pojawili się Gepidzi, spokrewnieni z Gotami. Wśród samych Gotów w tym czasie dokonał się podział na Terwingów, późniejszych Vezów (Wizygotów) zasiedlających tereny na zachód od górnego Dniestru i dolnego Prutu i Greutungów (Ostrogotów), zamieszkujących tereny na wschód od wspomnianych rzek.

Archeologicznie Goci znad Morza Czarnego wiązani są z dwiema kulturami archeologicznymi – czerniachowską i Sântana de Mureș. W ich powstaniu ważną rolę odegrała przede wszystkim kultura sarmacka i elementy dackie.

---

<sup>12</sup> W literaturze, w tym głównie rosyjskiej i ukraińskiej najczęściej zniszczenie Olbii i Tyras związane jest z Getami dowodzonymi przez Burebistę. Biorąc jednak pod uwagę fakt spokrewnienia Getów i późniejszych Daków, o których pierwsza informacja jako o odrębnym ludzie odnosi się do około 200 r. przed Chr. (Pompejusz Trogus, *Historiae Philippicae*, I w. przed Chr.), ludy te często określane są jako plemiona geto-dackie.

<sup>13</sup> Zostali oni rozbici w okolicach miasta Tyras w 214 r. po Chr., o czym wspomniano już omawiając jego historię.

Ludność kultury czerniachowskiej stosowała birtualny obrządek pogrzebowy czyli z jej obrębu znane są zarówno groby ciałopalne, jak i bardzo liczne szkieletowe. Niezwykle rzadko zmarli wyposażeni byli w broń. W zestawie inwentarza dominują natomiast ozdoby i części stroju (amulety, naszyjniki, fibule, sprzączki) oraz naczynia, w tym w dużej ilości wykonane na kole garncarskim. W grobach często znajdowane są także naczynia szklane i amfory gliniane (Mączyńska, 1996, s. 46-64; Magomedov, 2001; Wolfram, 2003, s. 55-139; Kokowski 2007; Ščukin, 2005).

Wśród innych ludów germańskich na stepach nadczarnomorskich wymienić można jeszcze wywodzących się ze Skandynawii Herulów. Po raz pierwszy ich nazwa pojawia się w źródłach pisanych w 267 r. po Chr., kiedy to lokalizowani są oni na północnych wybrzeżach Morza Azowskiego. Nikt nie wie jednak dokładnie kiedy i którędy tam dotarli. W drugiej połowie III w. po Chr. razem z Gotami brali oni udział w zbrojnych wyprawach morskich przede wszystkim w rejonie Morza Czarnego (Koch, 2001; Niezabitowska, 2004).

Kres historii większości Gotów i Herulów na stepach nadczarnomorskich przynieśli Hunowie. Ludy te nie zniknęły jednak z kart historii, a jedynie w ferworze okresu wędrówek ludów przeniosły się w inne rejony Europy Środkowej i Zachodniej.

Opisaną powyżej historię stepów nadczarnomorskich w epoce żelaza traktować należy jako szkic najważniejszych faktów i punktów zwrotnych. W obliczu jej złożoności i barwności nie dziwi ogromne zainteresowanie tym rejonem zarówno ze strony archeologów, jak i historyków, czy też zwykłych poszukiwaczy skarbów. W odkrywaniu i opisywaniu tajemnic historii tej części Europy, oprócz badaczy ukraińskich czy rosyjskich znaczny wkład wnieśli także Polacy, poczynając od Marcina Broniewskiego i jego dzieła z 1579 r. opisującego przede wszystkim Krym, na współczesnych badaniach archeologicznych z ich udziałem kończąc (Wanczugov, 2006; Broniewski, 2011; Kokowski, Leiber, 2011; Mielczarek, 2011; Chochorowski, 2011).

Historia stepów nadczarnomorskich z całą pewnością nie kończy się na schyłku okresu wędrówek ludów. Niemniej barwnie wyglądała ona również w okresie średniowiecza i w czasach późniejszych. To już jednak tematy na oddzielną opowieść...

---

*Ammianus Marcellinus*, Dzieje rzymskie – przekład I. Lewandowski, Warszawa 2002.

*Herodot*, Dzieje – przekład i opracowanie S. Hammer, Warszawa 2006.

*Jordanes*, *Getica* – tłumaczenie E. Zwolski, Kasjodor i Historia gocka czyli scytyjska Europa, Lublin 1984.

*Artamonov M.I.*, 1974. Kimmerijcy i skify, Leningrad.

*Attila...*, 2007. Attila und die Hunnen, Stuttgart.

*Bârcă V.*, 2006a. Nomazi ai stepelor. Sarmatiï timpurii în spațiul Nord-Pontic (sec. II-I A. Chr.) [Nomads of steppes. The Early Sarmatians in the North-Pontic Region (2<sup>nd</sup> – 1<sup>st</sup> C. B.C.)], Cluj-Napoca.

*Bârcă V.*, 2006b. Istorie și civilizație. Sarmatiï în spațiul est-carpatic (sec. I A. Chr. – începutul sec. II P. Chr.) [History and civilisation. The Sarmatians in the East Carpathians Region (1<sup>st</sup> century BC – beginning of the 2<sup>nd</sup> century AD)], Cluj-Napoca.

*Bóna I.*, 1991. Das Hunnen-Reich, Stuttgart.

*Broniewski M.*, 2011. Tartariae Descriptio. Opis Tatarii, przekład E. Śnieżewska, redakcja M. Mączyńska, Łódź.

- Chochorowski J.*, 1996. Kimmerowie, Scytowie i Sarmaci a Europa Środkowa. [W:] J. Chochorowski (red.), Koczownicy Ukrainy. Katalog wystawy, Katowice, 107-138.
- Chochorowski J.*, 2011. Godfryd Ossowski (1835-1897) – genialny samouk, archeolog, wybitny uczony, niezwykły człowiek... technik drogowy syberyjskiego traktu pocztowego. [W:] A. Kokowski, M. Wemhoff (red.), Na srebrnym koniu. Archeologiczne skarby znad Morza Czarnego i z Kaukazu, Lublin, 215-295.
- Chrapunov I.N.*, 2005. Drevnjaja istorija Kryma, Simferopol’.
- Daicoviciu H.*, 1969. Dakowie, Warszawa.
- Daševskaja O.D.*, 1989. Pozdnie Skify (III v. do n.e. – III v. n.e.). [W:] A.I. Meljukova (red.), Stepi evrazijskoj časti SSSR v skifo-sarmatskoe vremja, Archeologija SSSR, Moskva, 125-146.
- Daševskaja O.D.*, 1991. Pozdnie Skify w Krymu, Svod Archeologičeskich Istočnikov D1 – 7, Moskva.
- Dzigovskij A.N.*, 2003. Očerki istorii Sarmatov Karpato-Dneprovskich zemel’, Odessa.
- Galanina L.K., Erlich V.R., Platz-Horster G., Nagler A., Helwig B.*, 2007. Vom Kuban bis zum Urmija-See: die Skythen im Umfeld des Kaukasus. [W:] Im Zeichen des Goldenen Greifen. Königsgräber der Skythen, München – Berlin – London – New York, 196-235.
- Grosu V.I.*, 1990. Chronologija pamjatnikov sarmatskoj kul’tury dnestrovsko-prutskogo meždureč’ja, Kišinev.
- Grosu V.I.*, 1995. Sarmatii în spațiul geto-dacic Răsăritean, Arheologia Moldovei XVIII, 133-186.
- Ivanchik A., Alekseev A.Ju., Polin S.V., Boltrik Ju.V., Fialko E.E., Firsov K., Žuravlev D., Dally O., Schmitt R.*, 2007. [W:] Im Zeichen des Goldenen Greifen. Königsgräber der Skythen, München – Berlin – London – New York, 236-303.
- Kaczanowski P., Kozłowski J.K.*, 1998. Najdawniejsze dzieje ziem polskich (do VII w.), Wielka historia Polski, tom 1, Kraków.
- Koch U.*, 2001. Die Heruler. [W:] A. Wiczorek, P. Périn (red.), Das Gold der Barbarenfürsten. Schätze aus Prunkgräbern des 5. Jahrhunderts n. Chr. zwischen Kaukasus und Gallien, Stuttgart, 58.
- Kokowski A.*, 2005. Starożytna Polska, Warszawa.
- Kokowski A.*, 2007. Goci od Skandzy do Campi Gothorum (od Skandynawii do Półwyspu Iberyjskiego), Warszawa.
- Kokowski A., Leiber Ch.*, 2011. Na srebrnym koniu – czyli polskie i niemieckie zainteresowania archeologią południowej Rosji i Kaukazu do wybuchu Rewolucji Październikowej. [W:] A. Kokowski, M. Wemhoff (red.), Na srebrnym koniu. Archeologiczne skarby znad Morza Czarnego i z Kaukazu, Lublin, 17-28.
- Kozak D.*, 1996. Koczownicy Ukrainy i ich sąsiedzi w I tysiącleciu n.e. [W:] J. Chochorowski (red.), Koczownicy Ukrainy. Katalog wystawy, Katowice, 65-86.
- Machortych S.V.*, 1991. Kimmerier in Nordkaukasien. [W:] R. Rolle, M. Müller-Wille, K. Schietzel (red.), Gold der Steppe. Archäologie der Ukraine, Schleswig, 71-73.
- Machortych S.V., Skoryj S.A.*, 2004. O kimmerijskoj (novočerkasskoj) grupe pamjatnikov juga Vostočnoj Evropy. [W:] J. Chochorowski (red.), Kimmerowie, Scytowie, Sarmaci. Księga poświęcona pamięci profesora Tadeusza Sulimirskiego, Kraków, 231-257.
- Maenchen-Helfen O.J.*, 1973. The World of the Huns. Studies in Their History and Culture, Berkeley – Los Angeles – London.
- Magomedov B.*, 2001. Černjachovskaja kul’tura. Problema etnosa, Monumenta Studia Gothica I, Lublin.
- Mączyńska M.*, 1996. Wędrowki ludów. Historia niespokojnej epoki IV i V wieku, Warszawa – Kraków.
- Meljukova A.I.*, 1989. Predskifskij (kimmerijskij) period v stepi i lesostepi Vostočnoj Evropy. [W:] A.I. Meljukova (red.), Stepi evrazijskoj časti SSSR v skifo-sarmatskoe vremja, Archeologija SSSR, Moskva, 10-29.

*Meljukova A.I., Petrenko V.G., Mirošina T.V., Kuznecova T.M., Bessonova S.S., 1989.* Skify i neskifskie plemena stepi lesostepi Vostočnoj Evropy v VII-III vv. do n.e. [W:] A.I. Meljukova (red.), Step i evrazijskoj časti SSSR v skifo-sarmatskoe vremja, Archeologija SSSR, Moskva, 33-124.

*Mielczarek M., 2011.* Z dziejów zainteresowań Polaków archeologią i numizmatyką antyczną wybrzeży Morza Czarnego. [W:] A. Kokowski, M. Wemhoff (red.), Na srebrnym koniu. Archeologiczne skarby znad Morza Czarnego i z Kaukazu, Lublin, 97-147.

*Mielczarek M., Okhotnikov S.B., Sekunda N.V., 1997.* Nikonion. An ancient City on the Lower Dniester, Toruń.

*Moškova M.G., 1963.* Pamjatniki prochorovskoj kul'tury, Svod Archeologičeskich Istočnikov D1-10, Moskva.

*Moškova M.G., 1989.* Srednesarmatskaja i pozdnesarmatskaja kul'tury. [W:] A.I. Meljukova (red.), Step i evrazijskoj časti SSSR v skifo-sarmatskoe vremja, Archeologija SSSR, Moskva, 177-202.

*Moškova M.G., 1995.* Late Sarmatian Culture. [W:] J. Davis-Kimball, V.A. Bashilov, L.T. Yablonsky (red.), Nomads of the Eurasian Steppes in the Early Iron Age, Berkeley, 149-160.

*Murzin V.Ju., 1991.* Kimmerier und Skythen. [W:] R. Rolle, M. Müller-Wille, K. Schietzel (red.), Gold der Steppe. Archäologie der Ukraine, Schleswig, 57-70.

*Murzin V.Ju., 1996.* Nadcarnomorska Scytia. [W:] J. Chochorowski (red.), Koczownicy Ukrainy. Katalog wystawy, Katowice, 49-64.

*Niezabitowska B., 2004.* Herulowie. [W:] J. Andrzejowski, A. Kokowski. Ch. Leiber (red.), Wandalowie – strażnicy bursztynowego szlaku. Katalog wystawy w Państwowym Muzeum Archeologicznym, Lublin - Warszawa, 271-274.

*Ol'chovskij V.S., 1991.* Pogrebal'no-pominal'naja obrjadnost' naselenija stepnoj Skifii (VII-III vv. do n.e.), Moskva.

*Pogrebova N.N., 1947.* Mavzolej Neapolja Skifskogo, Kratkie Kratkie Soobščeniya Instituta Istorii Material'noj Kul'tury XXI, 22-34.

*Pogrebova N.N., 1961.* Pogrebenija v Mavzolee Neapolja Skifskogo, Materialy i Issledovanija po Archeologii SSSR 96, 103-213.

*Poleski J., 1996.* Koczownicy w Europie Środkowej w V-X wieku. [W:] J. Chochorowski (red.), Koczownicy Ukrainy. Katalog wystawy, Katowice, 139-159.

*Pruglo V.I., 1984.* Tira, Nikopij i poselenija Nižnego Podnestrov'ja i Podunav'ja. [W:] G.A. Košelenko, I.T. Kruglikova, V.S. Dolgorukov (red.), Antičnye gosudarstva Severnogo Pričernomor'ja, Archeologija SSSR, Moskva, 26-31.

*Puzdrovskij A.E., 2007.* Krymskaja Skifija II v. do n.e. – III v. n.e. Pogrebal'nye pamjatniki, Simferopol'.

*Skorij S., 1996.* Kimmerowie. [W:] J. Chochorowski (red.), Koczownicy Ukrainy. Katalog wystawy, Katowice, 31-48.

*Smirnov A.P., 1966.* Skify, Moskva.

*Smirnov K.F., 1964.* Savromaty. Rannjaja istorija i kul'tura Savromatov, Moskva.

*Smirnov K.F., 1984.* Sarmaty i utverždenie ich poličičeskogo gospodstva v Skifii, Moskva.

*Smirnov K.F., 1989.* Savromatskaja i rannesarmatskaja kul'tury, [W:] A.I. Meljukova (red.), Step i evrazijskoj časti SSSR v skifo-sarmatskoe vremja, Archeologija SSSR, Moskva, 165-177.

*Smirnov K.F., Petrenko V.G., 1963.* Savromaty Povolž'ja i Južnogo Priural'ja, Svod Archeologičeskich Istočnikov D1-9, Moskva.

*Subbotin L.V., Dzigovskij A.N., 1990a.* Sarmatskie drevnosti Dnestro-Dunajskogo meždureč'ja, cz. II, Kurgannye mogil'niki Divizijskij i Belolesskij, Kiev.

*Subbotin L.V., Dzigovskij A.N., 1990b.* Sarmatskie drevnosti Dnestro-Dunajskogo meždureč'ja, cz. III, Kurgannye mogil'niki Vasil'evskij i Kubej, Kiev.

*Sulimirski T., 1979.* Sarmaci, Warszawa.

*Symonovič E.A.*, 1983. Naselenie stolicy pozdneskifskogo carstva (po materialam vostočnogo mogil'nika Neapolja Skifskogo), Kiev.

*Ščukin M.B.*, 1989. Sarmaty na zemljach k zapadu ot Dnepra i nekotorye sobytija I v. v Central'noj i Vostočnoj Evropie, *Sovetskaja Archeologija* 1, 70-83.

*Ščukin M.B.*, 1994. Na rubeže er. Opyt istoriko-archeologičeskoj rekonstrukcii političeskich sobytij III v. do n.e. – I v. n.e. v Vostočnoj i Central'noj Evrope, Sankt-Peterburg.

*Ščukin M.B.*, 2005. Gotskij put': Goty, Rim i Černjachovskaja kul'tura, Sankt-Petersburg.

*Šul'c P.N.*, 1953. Mavzolej Neapolja Skifskogo, Moskva.

*Terenožkin A.I.*, 1976. Kimmerijcy, Kiev.

*Vysotskaja T.N.*, 1972. Pozdnye Skify v jugo-zapadnom Krymu, Kiev.

*Wanczugov V.P.*, 2006. Muzeum Archeologiczne Narodowej Akademii Nauk Ukrainy w Odessie. [W:] *Skarby znad Morza Czarnego. Złoto, rzeźba, ceramika z Muzeum Archeologicznego w Odessie*. Katalog wystawy w Muzeum Narodowym w Krakowie, Kraków, 12-23.

*Werner J.*, 1956. Beiträge zur Archäologie des Attila-Reiches, München.

*Wolfram H.*, 2003. Historia Gotów, Warszawa-Gdańsk.

*Zajcev Ju.P.*, 2003. Neapol' Skifskij (II v. do n.e. – III v. n.e.), Simferopol'.

*Zaseckaja I.P.*, 1994. Kul'tura kočevnikov južnorusskich stepej v gunnskuju epochu (konec IV-V vv.), Sankt-Peterburg.

*Zubar' V.M.*, 1998. Severnyj Pont i Rimskaja imperija (seredina I v. do n.e. – pervaja polovina VI v.), Kiev.

*Zubar' V.M., Son N.A.*, 2007. Severo-Zapadnoe Pričernomor'e v antičnuju epochu, Simferopol'.

### Summary

The Black Sea Steppes during the Iron Age were inextricably linked to the two main cultural traditions – the ancient and nomadic. The first one was related to the settlement of the Greek and Roman, the second to the presence of tribes such as the Kimmerians, Scythians, Sarmatians and Huns. In this zone there were also other peoples, mostly Germanic. The coexistence and intermingling of these different traditions created a very colorful and unique mosaic of cultural and ethnic.

УДК 502.2-4; 504.74; 574; 58.006

## ПРИРОДООХРАННАЯ И НАУЧНАЯ ЦЕННОСТЬ ПРОЕКТИРУЕМОГО ЛАНДШАФТНОГО ЗАКАЗНИКА “РОКСОЛАНЫ”

Елена Попова<sup>1</sup>, Иван Русев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,  
пер. Шампанский, 2, 65058, Одесса, Украина,  
e-mail: e\_pорова@ukr.net*

<sup>2</sup> *Украинский научно-исследовательский противочумный институт им.  
И. И. Мечникова,  
ул. Церковная, 4, 65003, Одесса, Украина,  
e-mail: rusevivan@ukr.net*

Прибрежная полоса Днестровского лимана между с. Роксоланы и г. Овидиополь (рис. 1) площадью около 200 га, в 1993 г. включена в Перечень ценных природоохранных, рекреационных территорий, зарезервированных для расширения природно-заповедного фонда Одесской области решением областного совета народных депутатов как своеобразный ландшафт, где выявлены редкие виды растений. В 2012 г. экспертами Европейского Союза по биоразнообразию в рамках Проекта ЕС “Усиленные экономические и правовые инструменты для сохранения степного биоразнообразия, адаптации к изменениям климата и ее смягчения” начато изучение растительного и животного мира отмеченной территории. Ниже приводится характеристика особенностей данной территории с точки зрения биологического разнообразия, природоохранной, рекреационной и научной ценности.

В системе физико-географического районирования Украины [4] территория относится к Ильичевско-Коминтерновскому району Днестровско-Бугской низменной области Причерноморского среднестепного края Среднестепной подзоны Степной зоны.

В системе геоботанического районирования Украины 1977 года [1] территория лежит в границах Беляевско-Коминтерновского геоботанического района, который относится к Овидиопольско-Баштанско-Апостоловскому (Днестровско-Днепровскому) округу полосы типчаково-ковыльных степей Приазовско-Черноморской степной подпровинции Причерноморской (Понтической) степной провинции Европейско-Азиатской Степной области.

В соответствии с геоботаническим районированием 2003 года [2, 4], участок лежит в пределах Одесского округа злаковых и полынно-злаковых степей, засоленных лугов, солончаков и растительности карбонатных отложений, который относится к Черноморско-Азовской степной подпровинции Понтической степной провинции Степной подобласти (зоны) Евразийской степной области.



Рис. 1. Местоположение проектируемого ландшафтного заказника «Роксоланы».

Ландшафты территории относятся к виду лессовые низменности с черноземами южными, темно-каштановыми, солонцеватыми почвами, в прошлом под типчаково-ковыльной и солончаковой растительностью, которые относятся к роду приморские низменности с антропогенным покровом на неогеновых отложениях, подтипу южностепных полынно-злаковых, типу степных, классу равнинных ландшафтов [4] (рис. 2).



Рис. 2. Природный участок «Роксоланы».

Современный растительный мир территории представлен разнотравно-типчаковыми степями, лугами, рудеральной, кустарниковой растительностью и искусственными посадками линейной конфигурации. На возвышенных эрозионно-трансформированных участках побережья, которые вдаются в Днестровский лиман, сохранилась степная растительность. Это наиболее ценные растительные сообщества территории. Они представлены

типчаково-ковыльными степями. Эти ценозы часто подвергаются воздействию пирогенного фактора, однако здесь присутствуют виды, включенные в Красную книгу Украины (ковыль красивейший – *Stipa pulcherrima*, ковыль Лессинга – *Stipa lessingiana*, ковыль волосовидный – *Stipa capillata*) и красный список Одесской области (ирис низкий – *Iris pumila*, гиацинтик бледный – *Hyacinthella leucophaea*, птицемлечник Коха – *Ornithogalum kochii*, гадючий лук незамеченный – *Muscari neglectum*). Особенностью данных растительных сообществ является значительная численность отмеченных видов и большое цветковое разнообразие ирисов. В других, более доступных человеку местах, ирисы выкапываются населением для пересадки на приусадебные участки или на продажу, а именно

здесь из-за недоступности для человека численность и разнообразие цветковых форм ирисов сохранились.

В северной части проектируемого заказника, произрастает эфедра двуколосковая (*Ephedra distachya*) – вид, включенный в красный список Одесской области.

Древесные насаждения занимают незначительные площади, они отграничивают описываемый участок от сельскохозяйственных угодий, примыкающих с востока. Лесонасаждения образованы обычными для степного защитного лесоразведения породами: акацией белой (*Robinia pseudoacacia*), гледичией трехколючковой (*Gleditsia triacanthos*), вязом (*Ulmus pumila*), лохом узколистным (*Elaeagnus angustifolia*). В лесополосах вместе с ними встречаются кустарники бирючина обыкновенная (*Ligustrum vulgare*), свидина южная (*Swida australis*), шиповник (*Rosa canina*), борышник (*Crataegus monogyna*).

На пониженных участках плакорной части территории произрастает рудеральная растительность, представленная зарослями болиголова пятнистого (*Conium maculatum*), щавеля (*Rumex crispus*), чернокорня лекарственного (*Cynoglossum officinale*), пажитника голубого (*Trigonella caerulea*) и др. Рудеральная растительность является преобладающей в южной части проектируемого заказника – там, где располагается древнее городище, и где имеются многочисленные следы поверхностных раскопов.

На днищах глубоких оврагов развита кустарниковая растительность, состоящая из бузины черной (*Sambucus nigra*), вишни магалебской (*Cerasus mahaleb*), шиповника (*Rosa canina*), боярышника (*Crataegus monogyna*), терна (*Prunus spinosa*), алычи (*Prunus divaricata*) и др.

Луговая растительность располагается на пониженном участке побережья, который является рекреационной зоной (пляж). Она представлена сообществами с доминированием пырея (*Elytrigia repens*), лисохвоста (*Alopecurus arundinaceus*), мятлика узколистного (*Poa angustifolia*), тростника обыкновенного (*Phragmites australis*) и др. Тут, на пониженном берегу лимана, имеются древесные насаждения природного происхождения из лоха узколистного (*Elaeagnus angustifolia*), вяза (*Ulmus pumila*), алычи и др., которые активно выполняют фитомелиоративную функцию, особенно в жаркий период года. В прибрежной зоне изредка встречается кендырь сарматский (*Trachomitum sarmatiense*) из Красной книги Украины.

На территории проектируемого заказника произрастает 14 видов, которые включены в Европейский красный список [10] как дикие родичи культурных пищевых растений (алыча, донник лекарственный – *Melilotus officinalis*, клоповник пронзеннолистный – *Lepidium perfoliatum*, люцерна малая – *Medicago minima*, люцерна посевная – *Medicago sativa*, морковь дикая – *Daucus carota*, рыжик мелкоплодный – *Camelina microcarpa*, терн, спаржа лекарственная – *Asparagus officinalis*, спаржа мутовчатая – *Asparagus verticillatus*, цикорий дикий – *Cichorium intybus*, черешня – *Cerasus avium*, чина клубненосная – *Lathyrus tuberosus*, эгилопс – *Aegylops cylindrica*) и 1 вид – тростник обыкновенный – как водное растение, хотя состояние их популяций пока тревоги не вызывает.

На территории проектируемого заказника произрастают растительные сообщества, включенные в Зеленую книгу Украины (2009) [3] – это фитоценозы формаций ковыля красивейшего (*Stipeta pulcherrimae*), ковыля Лессинга (*Stipeta lessingiana*), ковыля волосовидного (*Stipeta capillatae*).



Эта территория имеет большое значение для птиц. Изрезанный рельеф природного участка, многочисленные обрывы, глубокие понижения с кустарниковой растительностью привлекают на гнездование несколько десятков видов птиц. Среди них уникальным является наиболее плотное в причерноморском регионе гнездовое поселение сизоворонки – *Coracias garrulus*, нами отмечено 35 гнездовых пар на 50 га изрезанного склонами участка.

Предлагаемый для заповедания участок служит уникальным звеном огромной миграционной цепи вынужденных остановок для птиц наземного и водно-болотного комплекса в Афро-Евразийском коридоре их пролета. Здесь в разные сезоны года – в период миграций, гнездования и зимовок встречается более 100 видов птиц фауны Украины. Наибольшее количество птиц за весь период наблюдений регистрируется во время весеннего и осеннего пролета. При этом основную долю составляют мелкие виды птиц из отряда Воробьиных – *Passeriformes*.

Млекопитающие этой территории, кроме летучих мышей, насчитывают 23 вида. Среди них обычными являются: обыкновенная полевка – *Microtus arvalis* и лесная мышь – *Apodemus sylvaticus*. Среди видов, занесенных в Красную книгу Украины (2009) [8], встречаются: горностай – *Mustela erminea*, хорь степной – *Mustela eversmanni*, степная мышовка – *Sicista subtilis*, слепыш белозубый – *Nannospalax leucodon*, серый хомячок – *Cricetulus migratorius*.

Из амфибий здесь, в прибрежных мелководных участках, встречаются обыкновенный тритон (*Triturus vulgaris*), краснобрюхая жерлянка (*Bombina bombina*), чесночница обыкновенная (*Pelobates fuscus*), серая жаба (*Bufo bufo*), зеленая жаба (*Bufo viridis*), квакша обыкновенная (*Hyla arborea*), озерная лягушка (*Rana ridibunda*). Из рептилий встречаются: болотная черепаха (*Emys orbicularis*), уж обыкновенный (*Natrix natrix*), уж водяной (*Natrix tessellata*), зеленая ящерица (*Lacerta viridis*), прыткая ящерица (*Lacerta agilis*), полоз желтобрюхий (*Coluber jugularis* (Красная книга Украины [8]).

Природоохранная ценность участка “Роксоланы” состоит в следующем:

- живописная территория, ценная для организации экологического туризма в природных условиях;
- место произрастания редких видов растений, которые охраняются на государственном и местном уровне [5, 7];
- место произрастания формаций ковылей красивейшего, Лессинга и волосовидного, занесенных в Зеленую книгу Украины (2009) [3];
- резерват разнообразия цветковых рас ириса низкого;
- местообитание редких видов птиц, млекопитающих и рептилий.

Экологическая ценность данной территории усиливается также тем, что она входит в состав Днестровского международного экологического коридора. Создание ландшафтного заказника общегосударственного значения будет способствовать усилению экологического каркаса экосети наряду с другими территориями природно-заповедного фонда региона. Нами также рассматривается вариант включения этого ценного природного участка в границы Нижнеднестровского национального природного парка, ландшафтная репрезентативность которого в основном представлена пойменно-болотными экосистемами [6].

Кроме экологической, научная ценность данной территории возрастает в связи с тем, что на его южной окраине располагается уникальный разрез лессово-почвенной формации, наиболее полный во всем Черноморском регионе, который привлекает внимание многих ученых – геологов и палеонтологов. Здесь имеются и многочисленные археологические ценности, времен греческой колонизации Причерноморья [9].

Наряду с экологической, природоохранной и научной ценностью, территория необычайно привлекательна и с эстетической точки зрения, в связи с тем, что объединяет разные ландшафты: обрывы, пониженные участки, водное пространство, лес. Здесь на обрывах хорошо выражена слоистость лессовых отложений, характерных для побережья Днестровского лимана.

Таким образом, придание статуса охраняемой территории природному участку “Роксоланы” позволит сохранить уникальное ландшафтное и биологическое разнообразие, его экологическую, геологическую и археологическую ценность.

Настоящая работа выполнена в рамках проекта “Посилені економічні й правові інструменти для збереження степового біорізноманіття, адаптації до зміни клімату та її пом’якшення (Степове біорізноманіття)”.

1. Геоботаничне районування Української РСР. – К. : Наук. думка, 1977. – 302 с.
2. Дідух Я. П., Шеляг-Сосонко Ю.Р. Геоботаничне районування України та суміжних територій // Укр. бот. журн. – 2003. – № 1. – С. 6–17.
3. Зелена книга України. – К. : Альтерпрес, 2009. – 448 с.
4. Національний атлас України. – Київ : Інститут географії НАН України, 2009. – 568 с.
5. Одеська область // Офіційні переліки регіонально рідкісних рослин адміністративних територій України (довідкове видання). – Київ : Альтерпрес, 2012. – С. 77–91.
6. Русев И. Т. Дельта Днестра: история природопользования, экологические основы мониторинга, охраны и менеджмента водно-болотных угодий. – Одесса : Астропринт, 2003. – 765 с.
7. Червона книга України. Рослинний світ / [за ред. Я. П. Дідуха]. – К.: Глобалконсалтинг, 2009. – 900 с.
8. Червона книга України. Тваринний світ / [за ред. І. А. Акімова]. – К.: Глобалконсалтинг, 2009. – 624 с.
9. Agbunov M. V. The Ancient Geography of the Northwest Black Sea Coastal Region. – 1981. – VDI 155. – P. 124–143.
10. European Red List of Vascular Plants. – Luxembourg : Publication Office of European Union. – 2011. – 132 p.

### Summary

The coastal strip of the Dniester estuary between village Roksolany and Ovidiopol in Odessa region, area of about 200 hectares, in 1993 was included by the Odessa oblast council in the list of valuable environmental, recreational areas that are reserved for extensions of natural-reserved Fund of Odessa region as a peculiar landscape where identified rare species of plants.

Steppe vegetation survived on high erosion-transformed parts of the coast that protrude into the Dniester estuary. This is the most valuable plant communities. On the territory of the projected reserve grows 14 species of plants that are included in

the European red list, as wild relatives of cultivated food plants – *Melilotus officinalis*, *Lepidium perfoliatum*, *Medicago minima*, *Medicago sativa*, *Daucus carota*, *Camelina microcarpa*, *Asparagus officinalis*, *Asparagus verticillatus*, *Cichorium intybus*, *Cerasus avium*, *Lathyrus tuberosus*, *Aegilops cylindrical*. On the territory of the reserve are native plant communities that are included in the Green Paper of Ukraine (2009) is a beautiful feather grass phytocenoses formations – *Stipeta pulcherrimae*, *Stipeta lessingiana*, *Stipeta capillata*.

This area is important for birds. Rugged natural terrain areas, numerous cliffs, deep depressions with shrub vegetation attract many species of birds for nesting. Unique among them is the densest in the Black Sea region *Coracias garrulus*. 35 nesting pairs were observed in 50 hectares of the rugged slopes of the plot. Here in different seasons of the year-the period of migration, nesting and wintering occurs more than 100 species of bird's fauna of Ukraine. The largest number of birds recorded during the entire observation period during the spring and autumn passage. The main proportion of small Passerine bird species is *Passeriformes*. Mammals of this territory, except bats, comprise 23 species. Among them are the usual *Microtus arvalis*, *Apodemus sylvaticus*. Among the species listed in the Red Book of Ukraine (2009) occurs *Mustela erminea*, *Mustela eversmanni*, *Sicista subtilis*, *Nannospalax leucodon*, *Cricetulus migratorius*.

Giving the status of a protected area of natural section of "Roksolany" will preserve the unique landscape and biological diversity, ecological, geological and archaeological value.

УДК 550.93:551.79 (477)

## ГЕОХРОНОЛОГІЯ ЛЕСОВОЇ ФОРМАЦІЇ КВАРТЕРУ УКРАЇНИ

Володимир Шовкопляс, Сергій Прилипко

*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. О. Гончара, 55<sup>б</sup>, 01054, м. Київ, Україна*

**Вступ.** Важливість геохронологічних досліджень лесової формації України залишається актуальною і в наш час, не зважаючи на численні та багаторічні дослідження, що викликано необхідністю вирішення практичних та теоретичних проблем, пов'язаних з питаннями виникнення та розвитку відкладів лесової формації.

Дані з історії формування та розвитку лесової формації в часі та просторі в геологічному минулому є хорошим критерієм для виявлення закономірностей її розвитку довгострокових та короткочасних прогнозів її подальшого становлення. Найважливіше місце у вивченні лесової формації займають такі методи абсолютної геохронології, як термолюмінесцентний (ТЛ), радіовуглецевий ( $C^{14}$ ), оптикостимульованої люмінесценції (ОСЛ), радіотермолюмінесцентний (РТЛ), ізотопно-кисневий (MIS), палеомагнітний та ін., які здатні валідно працювати в діапазоні першого мільйона років. Наші дослідження головним чином опирались на термолюмінесцентні датування, отримані в лабораторії геохронології ІГН НАН України.

Термолюмінесцентний метод визначення віку субаеральних відкладів ґрунтується на властивості кристалів накопичувати енергію розпаду радіоактивних нуклідів (присутніх в породі), а потім при нагріванні віддавати її у вигляді випромінення фотонів світла. Природними палеодозиметрами можуть виступати різні оптично прозорі мінерали-діелектрики. Нас цікавлять мінерали, які могли б накопичувати і тривалий час зберігати вікову інформацію. Саме таким мінералом є один з найпоширеніших в земній корі – кристалічний кварц. Кристали кварцу стійкі до зовнішніх впливів, а дефекти кристалічної ґратки забезпечують достатню глибину пасток, щоб утримувати електрони в метастабільному стані тривалий час [5, 6].

**Матеріали та методи.** Матеріалом для цієї публікації слугували багаторічні дослідження лесової формації, які проводились в лабораторії геохронології ІГН НАН України термолюмінесцентним методом. Послідовно розглянемо (знизу вгору) геохронологію субаеральних неоплейстоценових відкладів України.

*Нижня ланка неоплейстоцену.* Відклади раннього неоплейстоцену широко розповсюджені на території України, особливо на півдні. Вони формувались впродовж досить тривалого відрізка часу. За стратиграфічною схемою поділу антропогену до нижньої ланки неоплейстоцену відносяться відклади віком від 830 до 430 тис. років. Відклади цього періоду представлені послідовним чергуванням викопних ґрунтів та лесових горизонтів, що спричинено прогресуючим похолоданням клімату та чергуванням теплих і холодних періодів.

Лесові горизонти репрезентовані середнім до важкого суглинком, а поховані ґрунти – бурими, червоно-бурими важкими суглинками і глинами. В стратиграфічній схемі ранню ланку неоплейстоцену представляють мартоносський, сульський, лубенський і тилігульський кліматоліти.

Відклади цієї ланки досліджували термолюмінесцентним методом на півдні та заході України, менше на півночі і сході, в розрізах Бояничі, Крукеничі, Роксолани, Ногайське, Урзуф та деяких інших. Найдавніша дата –  $923\ 000 \pm 106\ 000$  років – отримана в розрізі Потягайлівка [1, 3, 4, 6].

Відклади нижньої ланки відкриває викопний ґрунт, який відносять до мартоносського кліматоліту. Він представлений викопним ґрунтом з термолюмінесцентними датами від  $800 \pm 87$  тис. років і молодше. Верхня межа кліматоліту дорівнює 680 тис. років. Відклади мартоносського кліматоліту корелюються з 19, 18, 17 стадіями ізотопно-кисневої шкали (MIS). Палеомагнітні дослідження відкладів кліматоліту, проведені О. Третьяком, визначили в нижній частині горизонту межу між ортозонами Брюнес-Матуяма (780 тис. років). В верхній частині ґрунтового комплексу виділяють субзону зворотної полярності Delta.

Мартоносський викопний ґрунт перекривають лесові породи, час формування яких ми відносимо до сульського кліматоліту. Їхнє накопичення відбувалось під час першого неоплейстоценового похолодання. В Північному Причорномор'ї відклади представлені супіском або лесоподібним суглинком жовто-палевого, палевого кольору. Час його формування – близько 80 тис. років, видима потужність горизонту – 1,5–2 м (відслонюється він дуже рідко, що обмежує можливість дослідження). Для горизонту отримано декілька дат з розрізів Ново-Петрівка ( $607\ 000 \pm 65\ 000$  тис. років), Стайки ( $706\ 000 \pm 62\ 300$  тис. років). Нижня межа кліматоліту дорівнює 680 тис. років, верхню межу ми приймаємо в 600 тис. років. Відклади сульського кліматоліту мають пряму палеонамагніченість і синхронізуються з 16 стадією ізотопно-кисневої шкали.

Наступний кліматоліт – лубенський – представлений викопним ґрунтом. Це переважно важкий, червоно-бурий, карбонатний суглинок. Зразки з цього горизонту викопного ґрунту ми відібрали та дослідили в розрізах Ногайське і Урзуф. Мінімальна дата, яка була отримана, – 480 тис. років з розрізу Ногайське, і максимальна – 592 тис. років з розрізу Урзуф. Верхня межа кліматоліту становить 480 тис. років. Нижню межу кліматоліту ми визначаємо в 600 тис. років. Отже, об'єм лубенського кліматоліту можна вважати близьким до 120 тис. років. Відклади горизонту головно прямо намагнічені, хоча в середній частині лубенського горизонту фіксується субзона зворотної намагніченості Big Lost. Відклади лубенського кліматоліту співставляють з 15, 14, 13 стадіями ізотопно-кисневої шкали.

Лесовий горизонт, який перекриває лубенський викопний ґрунт, ми відносимо до тилігульського кліматоліту. На відміну від попередніх горизонтів, він ширше розповсюджений і краще доступний для дослідження. Його потужність (1,0–3,0 м) майже однакова в усіх вивчених розрізах Північного Причорномор'я: Приморське, Роксолани, Станіслав, Ногайське, Урзуф та ін. Детально вивчені і датовані відклади в розрізах Крукеничі, Терни, Рожки. Для нижнього моренного горизонту розрізу Крукеничі отримано декілька термолюмінесцентних датувань ( $521 \pm 78,530$  тис. років), які впевнено вказують на додніпровський вік моренного горизонту, що корелює з гюнцьким зледенінням

Альп і співставлений з окською мореною. Також з розрізів Терни (Полтавська обл.) та Рожки (Київська обл.) для тилігульського лесового горизонту отримано дати в  $471\,000 \pm 41\,520$  років [4, 6].

Термолюмінесценція тилігульського лесу вирізняється чіткими, добре вираженими, насиченими піками люмінесценції, що свідчить про давній вік відкладів. Термолюмінесцентний аналіз 20 зразків у Північному Причорномор'ї дав такі результати: мінімальний вік – 420 тис. років, максимальний – 472 тис. років; для Північного Приазов'я – 428 і 474 тис. років, відповідно.

З метою контролю та перевірки достовірності отриманих результатів термолюмінесцентного датування в 1983 р. під час радянсько-польського польового семінару із розрізів Горохів і Коршів (Волинська обл.) відібрані зразки для паралельного датування в лабораторіях ІГН АН України і Люблінського університету в Польщі. Для тилігульського лесу з розрізу Коршів отримані наступні результати: лабораторія ІГН –  $354,0 \pm 40$  тис. років, Люблінський університет –  $412,0 \pm 62$  тис. років [5, 6].

Виходячи з отриманих результатів, нижню межу тилігульського кліматоліту ми проводимо на рівні 480 тис. років, а верхню – 430 тис. років. Таким чином, можна стверджувати, що об'єм тилігульського кліматоліту становить 50 тис. років. Відклади тилігульського кліматоліту відповідають 12 ізотопно-кисневій стадії (MIS) і на межі з лубенським викопним ґрунтом можлива присутність субзони зворотної полярності Epregeog.

*Середня ланка неоплейстоцену.* До середньої ланки неоплейстоцену, за стратиграфічною схемою четвертинних відкладів, відносять завадівський, дніпровський, коршівський (кайдацький) і тясминський кліматоліти. Термолюмінесцентним методом досліджено велику кількість розрізів практично по всій території України [1, 3, 4, 6].

З початком середнього неоплейстоценового етапу на території України почав формуватися потужний складно побудований завадівський педокомплекс. Він формувався на протязі досить тривалого проміжку часу – 130 тис. років (від 430 до 300 тис. років). Потужність багат шарового викопного ґрунту досягає 4–5 м. Ґрунт представлений суглинком середнім, іноді важким, коричнюваточервонувато-бурим. Він майже в усіх розрізах складений кількома накладеними один на одного горизонтами викопного ґрунту, розділеного незначним за потужністю світло-жовтим оглеєним суглинком. Багат шарова структура ґрунту свідчить про складні палеогеографічні умови, які наклали свій відбиток на динаміку накопичення і будову відкладів кліматоліту. По суті, це декілька фаз завадівського міжльодовиків'я, розділених холодними інтервалами, що добре ілюстровано на розрізах у західних частині України (наприклад, Коршів, Шаровечка) та Північного Причорномор'я (Приморське, Станіслав, Ногайськ та ін.) [3, 5, 8]. Ці дані корелюють з ізотопно-кисневою шкалою та інсоляційною кривою М. Міланковича.

Відомий опорний розріз Коршів розташований південно-західніше від м. Луцьк. Там добре представлена практично вся середня ланка неоплейстоцену. Для завадівського ґрунту отримано дати  $354 \pm 40$ ,  $412 \pm 62$  (Lub)<sup>14</sup>,  $330 \pm 40$ ,

---

<sup>14</sup> Lub – результати, отримані лабораторією університету Марії Кюрі-Склодовської (м. Люблін, РП).

399±60 (Lub), 314±30, 331±50 тис. років (Lub), майже те саме спостерігаємо і в розрізі Шаровечка 374±40, 322±30 тис. років.

Для зразків, відібраних з відкладів завадівського кліматоліту, визначено понад 40 дат, отриманих термолюмінесцентним методом, які охоплюють інтервал від 430 до 290 тис. років. Відклади кліматоліту зіставляються з 11, 10 та 9 стадіями ізотопно-кисневої шкали, відповідно. Нижня межа завадівського кліматоліту збігається з границею покрівлі тилігульського кліматоліту – 430 тис. років. Верхню межу проводимо на границі 300 тис. років. Таким чином, хронологічний об'єм завадівського кліматоліту складає 130 тис. років. Відклади кліматоліту мають пряму намагніченість, однак ближче до покрівлі горизонту спостерігається субзона зворотної палеонамагніченості Calabrian Ridge I на рівні 9 стадії MIS [2].

Породи, що перекривають завадівський викопний ґрунт, розповсюджені на всій території України у вигляді моренних, субаеральних, флювіогляціальних та інших утворень, які відносяться до дніпровського кліматоліту.

Відклади дніпровського кліматоліту в льодовиковій зоні представлені в основному мореною, водно-льодовиковими та озерно-льодовиковими суглинками і супісками. Для гляціозони маємо наступні датування розрізів: Араповичі – 260±38,0 тис. років, Чорнобиль – 240±32,0 тис. років; на Лівобережжі характерним є розріз Гуньки – 260±38,0 тис. років, на Правобережжі – розрізи Чигирин – 250±28,0 тис. років, Завадівка 260±38,0 тис. років (в розрізі також датувалися підморенні зеленувато-сірі суглинки, вік яких становив 280±42,0 тис. років).

Для розрізу Коршів, де проводилося датування паралельно з польськими колегами, отримано такі дати: лабораторія ІГН – 300,0 тис. років, 250±27 тис. років, 240,0 тис. років, 233±24 тис. років, 233±14 тис. років; Люблінська лабораторія – 304±46 тис. років, 259±39 тис. років, 246±37 тис. років, 242±36 тис. років, 236±36 тис. років. Отже, отримані результати дуже близькі [1, 3–7].

Дніпровський лесовий горизонт добре представлений в Північному Причорномор'ї, де він доволі потужний – від 2 до 4 м. В Північному Приазов'ї цей горизонт поширений значно менше, його досліджено лише в розрізі Платове, де присутній лесовий горизонт потужністю 3,5 м.

Для відкладів цього кліматоліту в перигляціальній зоні була отримана велика серія термолюмінесцентних дат. Мінімальні з одержаних дат – 255–250 тис. років. Відповідно, верхню межу дніпровського кліматоліту ми проводимо по границі 255 тис. років. Максимальна з отриманих дат – 298 тис. років. Є підстави вважати, що межа між дніпровським і завадівським кліматолітами проходить на рівні 300 тис. років. Отже, тривалість формування відкладів і, відповідно, хронологічний об'єм дніпровського кліматоліту можна оцінити в 45 тис. років.

Під час палеомагнітних досліджень відкладів дніпровського кліматоліту в розрізі Роксолани в покрівлі горизонту виявлено зону оберненої полярності – епізод Дніпро, або субзона Calabrian Ridge 0 міжнародної палеомагнітної шкали. Відклади кліматоліту співставляють з 8 стадією ізотопно-кисневої шкали.

Кайдацький (коршівський) педокомплекс, який залягає на дніпровському лесі, широко розповсюджений в Україні і присутній в усіх палеогеографічних зонах. Він представлений одним або двома викопними ґрунтами, іноді навіть

можна виділити три горизонти, хоча його відклади в різних розрізах значно відрізняються за потужністю, структурою, літологічним складом тощо.

Для відкладів в північній зоні (розріз Чорнобиль) отримана дата  $190 \pm 22,0$  тис. років. На заході України досліджені розрізи Коршів (250, 233, 233 тис. років), Шаровечка ( $194 \pm 19$  тис. років). Для відкладів цього кліматоліту на півдні нами визначено 35 дат. Максимальні дати становлять 260–250 тис. років, мінімальні – не перевищують 190 тис. років. Таким чином, нижню межу кайдацького кліматоліту ми оцінюємо в 250 тис. років, а границю покрівлі проводимо на рівні 190 тис. років. Отже, об'єм кліматоліту складає 65 тис. років. Відклади кліматоліту чудово простежуються в усіх розрізах і впевнено корелюють за термолюмінесцентними даними, вони синхронні 7 стадії ізотопно-кисневої шкали, мають пряму палеонамагніченість, хоча в середній частині горизонту і його покрівлі можливе виділення субзон оберненої палеонамагніченості Pringle Falls і Biwa [5, 8].

Завершує відклади середньої ланки неоплейстоцену тясминський лесовий горизонт, який перекриває відклади кайдацького кліматоліту. Він представлений типовими лесом легким, пористим, палевими потужністю від 1 до 2 м. Відклади цього горизонту в північній частині України збереглися лише частково (Чорнобиль, Малин, Радомишль).

На заході України отримано дати в розрізах: Коршів – 171, 109 тис. років (в Люблінській лабораторії з цього горизонту отримано такі дати:  $211 \pm 32$ ,  $209 \pm 32$ ,  $204 \pm 31$ ,  $184 \pm 28$ ,  $172 \pm 26$  тис. років), Лиса Гора (Вінницька обл.) –  $178 \pm 17$ ,  $164 \pm 16$  тис. років, Підволочиськ (Тернопільська обл.) –  $182 \pm 18$  тис. років, Музичі (Київщина) –  $197 \pm 19$  тис. років. На півдні України у Причорномор'ї для тясминського лесу нами отримано 20 термолюмінесцентних дат, головню вони розташовані в діапазоні 190–130 тис. років [3, 5, 8]. Отже, незважаючи на деякі дати, що випадають із загального тренду, нижню межу кліматоліту ми проводимо по покрівлі кайдацького викопного ґрунту в 190 тис. років, а верхню межу – на рівні 130 тис. років. Накопичення відкладів тясминського кліматоліту тривало близько 60 тис. років.

Відклади тясминського кріохрону синхронізуються з 6 стадією ізотопно-кисневої шкали і мають пряму палеонамагніченість.

Всього для відкладів середньої ланки неоплейстоцену отримана велика кількість дат. На їхній підставі можна стверджувати, що нижня межа середньої ланки проводиться на рубежі в 430 тис. років, верхня межа – 130 тис. років. Отже, повний хронологічний об'єм середньої ланки неоплейстоцену близький до 300 тис. років.

Палеомагнітна характеристика відкладів середнього неоплейстоцену відповідає прямій намагніченості епохи Брюнес, однак в них зафіксовано декілька палеомагнітних субзон зворотної полярності.

*Верхня ланка неоплейстоцену.* Відклади верхньої ланки неоплейстоцену широко представлені в усіх регіонах України як в льодовиковій, так і в позальодовиковій зонах. Вони легкодосяжні та є ідеальним об'єктом для дослідження [1, 3, 4, 5, 6] та ін.

Перший кліматоліт – прилуцький, який відноситься до верхнього неоплейстоцену, починається інтенсивним, значним потеплінням, відомим в Європі як еемське, рис-вюрмське, микулинське, під час якого сформувався досить потужний викопний ґрунт.



Термолюмінесцентне датування відкладів прилуцького кліматоліту проводилось в усіх палеогеографічних зонах, зразки відбирались з опорних розрізів Араповичі, Мезин (гляціальна зона), Великі Дмитровичі, Рожки, Чигирин (правобережжя Дніпра), Приморське, Роксолани, Станіслав (Причорномор'я), Миронівка, Урзуф, Широкино, Платове (Північне Приазов'я) і багатьох інших. Дані отримано не тільки в лабораторії ІГН НАН України, а і в лабораторії Люблінського університету. Датувався розріз Горохів, перша дата отримана в ІГН, дата в дужках, отримана в Люблінській лабораторії: 96,0 тис. років, (167±25 тис. років), 61,0 тис. років, (97±15 тис. років), 61,0 тис. років, (82±12 тис. років).

Дати отримані з розрізу Мезин 167±13,0 тис. років (гляціальна зона), з розрізів Великі Дмитровичі та Гуньки дати в 150±18,0 тис. років, а з розрізу Чигирин (правобережжя Дніпра) 144±12,0 тис. років. Для Північного Причорномор'я з прилуцького горизонту викопного ґрунту отримано низку дат які розташувались в межах між 112±12,0 тис. років (розріз Миронівка) та 137±15,0 тис. років (розріз Роксолани). Відклади кліматоліту мають пряму палеонамагніченість, хоча всередині горизонту фіксується субзона зворотної палеополарності Blake. (Горизонт корелюється зі стадією 5<sup>е</sup> MIS)

Дати отримані для наступних відкладів стадіалу наступні: Араповичі 115±13,0 тис. років, Роксолани 120±14,0 тис. років, 96±12,0 тис. років, Станіслав 96±10,0 тис. років, 110±11,0 тис. років, Миронівка 86±9,0 тис. років, 93±9,0 тис. років, Платове 90±9,0 тис. років, 111±11,0 тис. років. Дані відклади корелюються з відкладами 5<sup>е</sup> стадії ізотопної кисневої шкали і мають пряму палеонамагніченість. Нижня межа горизонту встановлена в 110 тис. років, верхня межа дорівнює 85 тис. років, звідси його об'єм буде 25 тис. років.

З верхнього горизонту викопного ґрунту отримана незначна кількість датувань: Приморське 69±7,0 тис. років, 75±8,0 тис. років, Роксолани 82±10,0 тис. років, Миронівка 81±8,0 тис. років, Урзуф 75±8,0 тис. років, Платове 76±8,0 тис. років. Таким чином отриманий нами термолюмінесцентний вік даного горизонту в межах дат від 69±7,0 тис. років до 82±10,0 тис. років не є остаточним і ще потребує подальших уточнень. Відклади стадіалу корелюються з 5а стадією ізотопної кисневої шкали, мають пряму палеонамагніченість. Об'єм горизонту близько 10 тис. років з нижньою межею 85 тис. років та верхньою межею 75 тис. років.

Наступний хроностратиграфічний інтервал, віднесено до удайського стадіалу. Відклади його досить поширені хоча не відрізняються значною потужністю – 1–1,5м, за винятком розрізу Роксолани, де його потужність досягає 9 м. У Північному Приазов'ї він дуже скорочений, а в розрізах Ногайське і Урзуф взагалі відсутній. В його складі значне місце посідає глиниста складова – до 20 %, проте крупно пилуватої фракції (основного носія термолюмінесценції) – до 70 %.

Термолюмінесценція лесових відкладів має середню інтенсивність (30–40 у.о.) з чіткими добре вираженими піками при температурі 230 С°. В зоні розповсюдження льодовикового покриву (розрізи Араповичі, Мезин) удайський лес дав вікові показники в 67±9,2 тис. років; 63±9,2 тис. років. Для середнього Придніпров'я в розрізах Стайки, Великі Дмитровичі, Рожки, Чигирин для лесового горизонту було отримано дати в 70±10 тис. років, 69±9,5 тис. років, 58±8,5 тис. років. З розрізів Савинці 48±8,5 тис. років, Борщево 58±8,9 тис. років, Гуньки 58±8,9 тис. років відповідно. З розрізів розташованих в західних районах отримано такі дати: Здолбуново 64±11,0 тис. років, Рівне 64±11,0 тис. років,

Розваж  $64 \pm 11,0$  тис. років. З зони Північного Причорномор'я отримано велику кількість дат з розрізів Приморське, Роксолани, Станіслав, Миронівка, Широкино, Платове мінімальна дата була  $62 \pm 7,0$  тис. років (Приморське), максимальна становила  $78 \pm 11,0$  тис. років (розріз Роксолани).

Виходячи з отриманих даних, ми можемо встановити інтервал формування відкладів удайського стадіалу, нижня межа якого проходить по покрівлі відкладів прилуцького стадіалу і дорівнює 75 тис. років, а верхня приймається нами в 60 тис. років. Отже, повний об'єм стадіалу буде 15 тис. років. Його відклади синхронні 4 стадії MIS і мають пряму палеонамагніченість.

Відклади удайського стадіалу перекриваються досить потужним широко розповсюдженим викопним ґрунтом. Це повно профільний добре сформований ґрунт потужність якого – 1–1,5 м, а в розрізі Широкино, він досягає 3 м. Ґрунт складений середнім суглинком бурим, червонувато-бурим, коричнювато-бурим, часто пілуватим він відповідає витачівському стадіалу.

Термолюмінесценція відкладів витачівського стадіалу не відрізняється великою інтенсивністю і варіює в межах 20–30 до 40 у. о. при температурі в  $230\text{ C}^0$ . Їх датування в розрізах льодовикової зони – Араповичі, Мезін дали відповідно наступні дати  $40 \pm 8,5$  тис. років,  $40 \pm 8,5$  тис. років. На правобережжі Дніпра з розрізів Стайки, Великі Дмитровичі відповідно  $40 \pm 8,5$  тис. років,  $43 \pm 8,7$  тис. років, на лівобережжі Дніпра з розрізів Потягайлівка, Рожки відповідно  $35 \pm 6,3$  тис. років,  $38 \pm 7,0$  тис. років, для Північного Причорномор'я отримано дати в межах від  $41 \pm 5,0$  тис. років до  $60 \pm 6,0$  тис. років, а для Північного Приазов'я дати розподілені в межах від  $39 \pm 4,0$  тис. років (розріз Миронівка) до  $60 \pm 6,0$  тис. років. Паралельне датування відкладів з розрізу Горохів в двох лабораторіях ІГН та Люблінського університету дало, відповідно, наступні дати: 54,0 і  $45 \pm 7,0$  тис. років.

Таким чином, нижню межу витачівського стадіалу ми приймаємо рівною 60 тис. років, а верхня межа дорівнює 35 тис. років. Звідси можна зробити висновок, що об'єм витачівського термохрону становить біля 25 тис. років. Порооди мають пряму палеонамагніченість, хоча в середній частині горизонту і ближче до покрівлі виділяється дві субзони зворотної полярності Laschamp і Mono Lake. Відклади синхронні третій стадії MIS.

Наступним етапом утворення субаеральних відкладів неоплейстоцену став бузький стадіал (друга стадія MIS) який характеризувався суттєвим зниженням температур, накопиченням лесового покриву потужність якого перевищує 5 м, а іноді сягає 30 м. (Роксолани). Відклади бузького лесового горизонту, зафіксовані нами практично в усіх досліджуваних розрізах. Порооди бузького стадіалу представлені типовими лесом палевими, сірувато-палевими, легкими, макропористим.

Відклади бузького стадіалу відносяться до верхньої межі застосування термолюмінесцентного методу. Інтенсивність термолюмінесценції лесів з даного горизонту незначна – іноді трохи більше 30 у. о.

Геологічні розрізи бузького горизонту поширені на всій території України в усіх палеокліматичних та геоструктурних зонах. Для зразків відібраних з лесових островів північної частини України (розрізи Араповичі, Мезін, Чернігів) отримані відповідні дати:  $26 \pm 5$  тис. років,  $28 \pm 6,8$  тис. років,  $23 \pm 5,2$  тис. років. З розрізів розташованих в зоні лівобережжя Дніпра – Гуньки, Потягайлівка, Золотоноша, Ладан – отримані наступні дати  $28 \pm 7,0$  тис. років,  $30 \pm 8,0$  тис. років,

30±8,0 тис. років, 26±6,2 тис. років. Для розрізів поширених на правобережжі Дніпра Стайки, Великі Дмитровичі та інших отримані дати 33±9,0 тис. років, 25±5,0 тис. років. Для розрізів Північного Причорномор'я була отримана низка дат: 24±3,0 тис. років 34±5,0 і 34±4,0 тис. років відповідно розріз Урзуф, розрізи Приморське і Станіслав. Паралельне датування відкладів з розрізу Горохів в двох лабораторіях ІГН та Люблінського університету дало відповідно наступні дати: 29,0 і 28,0 тис. років (ІГН) та 24±3,6 і 23±3,4 тис. років Люблінський університет. Спираючись на отриманий матеріал можна констатувати, що формування бузького стадіалу розпочалося близько 35 тис. років тому завершилось з початком формування голоценового кліматоліту [2].

**Висновки.** На підставі викладеного матеріалу ми можемо стверджувати, що формування відкладів ранньої ланки неоплейстоцену розпочалася близько 900 тис. років, а завершилося на межі в 430 тис. років тому. З відкладів середньої ланки неоплейстоцену зразки були відібрані і досліджувались майже з усіх регіонів України. За результатами аналізів, нижня межа середньої ланки (430 тис. років) відповідає верхній межі нижньої ланки, а верхня межа дорівнює 130 тис. років. Для відкладів верхньої ланки неоплейстоцену була отримана велика кількість ТЛ-датувань з багатьох регіонів України. Отримані результати дозволяють стверджувати, що нижня межа ланки розташовується на рівні в 130 тис. років, а верхня межа відповідає початку голоцену.

Варто підкреслити, що отримані ТЛ-методом результати добре узгоджуються з палеонтологічними, палінологічними, палеомагнітними та результатами інших досліджень з застосуванням широкого спектра методів.

---

1. *Гожик П. Ф.* Опорний розріз неоплейстоценових субаеральних відкладів біля с. Роксолани (Одеська область) / П. Ф. Гожик, М. С. Комар, О. І. Крохмаль, В. М. Шовкопляс, Т. Ф. Христофорова, Н. І. Дикань, С. К. Прилипка // Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV укр.-пол. семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.). – Львів, 2007. – С. 109–128.

2. *Крохмаль А. И.* Комплексное обоснование объема и границ стратиграфических подразделений плейстоцена Украины / А. И. Крохмаль, В. Н. Шелкопляс, М. С. Комар, Н. И. Дыкань, С. К. Прилипка, В. В. Рудюк, Т. Ф. Христофорова // Геологический журнал. – 2011. – № 3. – С. 7–25.

3. *Прилипка С. К.* Геохронологія субаеральних відкладів Північного Причорномор'я (за даними термolumінесцентного аналізу): автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук: спец. 04.00.01 – загальна та регіональна геологія / С. К. Прилипка. – К.: 2009. – 21 с.

4. *Шелкопляс В. Н.* Геохронология лесовой формации по данным термolumінесцентного метода / В. Н. Шелкопляс // Материалы по четвертичному периоду Украины. – К.: Наук. думка, 1974. – С. 89–120.

5. *Шелкопляс В. Н.* Хронология образований лесовой и ледниковой формаций западной части УССР и сопредельных территорий / В. Н. Шелкопляс, Т. Ф. Христофорова, В. П. Палиенко, Г. В. Морозов, Г. Марушак, Л. Линднер, Ю. Войтанович, Ю. Бутрим, А. Б. Богущкий. – К.: ИГН АН УССР, 1985. – 51 с. (Препринт / АН УССР, ИГН).

6. *Шелкопляс В. Н.* Антропогенные отложения Украины / В. Н. Шелкопляс, П. Ф. Гожик, В. М. Мацуй, Т. Ф. Христофорова, Ю. Г. Чугунный, Н. Н. Палатная, А. И. Шевченко, Г. В. Морозов, О. Б. Лысенко. – К.: Наук. думка, 1986. – 151 с.

7. Шелкопляс В. Н. Следы раннеплейстоценового оледенения на территории Украины / В. Н. Шелкопляс, Т. Ф. Христофорова // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. – К. : Наук. думка, 1987. – С. 7–14.

8. Шелкопляс В. Н. Хронология и возраст плейстоценовых отложений из опорных разрезов ледниковой и приледниковой зон западной части УССР / В. Н. Шелкопляс, Т. Ф. Христофорова // Антропогеновые (четвертичные) формации Украины. – К., 1991. – С. 18–21.

### Summary

The data on the age and chronological intervals of some geological horizons are considered in the paper. The solved task is the correlation, age determination and recognition of geochronological intervals of the Neopleistocene deposits of Ukraine. The concrete dates are given which were obtained using the thermoluminescent method for loess horizons placed practically over the whole Ukraine's territory. The wide circle of thermoluminescent data on the loess formation of Ukraine was analyzed in the paper. The objective geochronological borders of the Neopleistocene units were determined, and chronostratigraphic stages were recognized. Proceeding from the analysis of the thermoluminescent data, three units of the Neopleistocene are recognized; each of them has its own characteristic age range and chronological interval. The dates are as follows: 900–430 Ka for the lower unit, 400–130 Ka for the middle unit, and 130–10 Ka for the upper one.

УДК 551.79

## O GŁÓWNYCH UWARUNKOWANIACH SEDYMENTACJI LESSOWEJ

**Leszek Lindner<sup>1</sup>, Roman Chlebowski<sup>2</sup>, Andriy Bogucki<sup>3</sup>,  
Petro Gożik<sup>4</sup>, Jerzy Giżejowski<sup>5</sup>, Waldemar Roszczyński<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> *Uniwersytet Warszawski, Instytut Geologii Podstawowej,  
ul. Żwirki i Wigury, 93, 02-089, Warszawa, Polska*

<sup>2</sup> *Uniwersytet Warszawski, Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii,  
ul. Żwirki i Wigury, 93, 02-089, Warszawa, Polska*

<sup>3</sup> *Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko,  
ul. Doroszenka, 41, 79000, Lwów, Ukraina*

<sup>4</sup> *Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Instytut Nauk Geologicznych,  
ul. Gonczara, 55<sup>B</sup>, 01054, Kijów, Ukraina*

<sup>5</sup> *Polska Akademia Nauk, Instytut Geofizyki,  
ul. Księcia Janusza, 64, 01-452, Warszawa, Polska*

*Pamięci Jerzego Cegły*

*naszego przyjaciela,  
sedymetologa utworów lessowych*

W pracach nad warunkami eolicznej sedymentacji środkowoeuropejskich utworów lessowych, w strefie peryglacjalnej ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian, Valday), głównymi problemami badawczymi są studia nad źródłami materiału lessowego, nad określeniem kierunku wiatrów lessotwórczych oraz nad ustaleniem roli podłoża w procesie akumulacji pyłu lessowego (m.in. Jahn 1950, Dylak 1954, Maruszczak 1967, 2000, Cegła 1972, Różycki 1986, 1991, Pye 1987, 1995, Pesci, Richter 1996).

### **Źródła materiału lessowego**

W ubiegłych latach autorzy tego wystąpienia na podstawie wieloletnich prac badawczych na największym terytorialnie, środkowoeuropejskim obszarze lessowym (między dorzeczem górnej i środkowej Odry na zachodzie i dorzeczem środkowego Dniepru na wschodzie oraz między dorzeczami górnego Niemna i górnego Dniepru na północy a rejonem Odessy na południu) wykazali, że obok pyłu z dalekiego transportu, głównym źródłem materiału budującego tutejszy less młodszy górny (bugski) były wietrzejące w warunkach peryglacjalnych, skały i osady bezpośredniego podłoża i otoczenia tego lessu (Chlebowski i in. 2001, 2002, 2003a, b, 2007).

Prace te nawiązywały do wcześniejszych naszych obserwacji wywodzących się z obszaru Wyżyny Małopolskiej (Chlebowski, Lindner 1989, 1992), Sudetów i ich

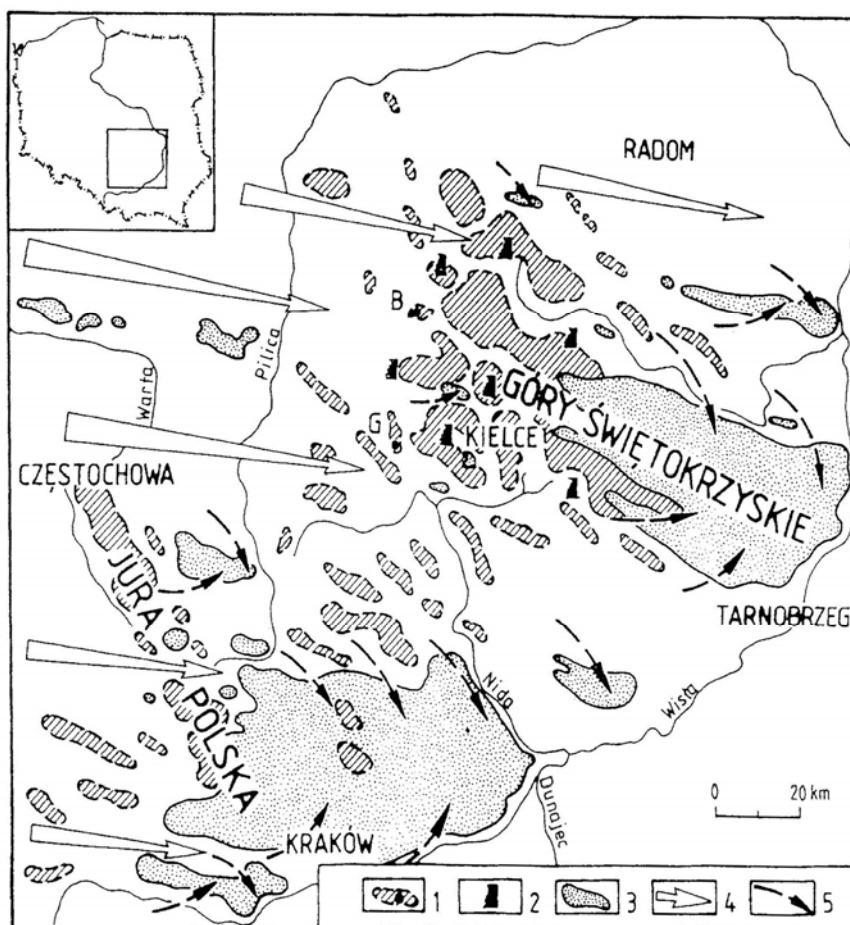
przedpola (Chlebowski i in. 2004a, b) oraz Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Wołyńskiej (Paruch-Kulczycka i in. 2003). Wykazały one istnienie zróżnicowanego składu mineralnego lessu tych obszarów. Obok minerałów frakcji lekkiej (głównie kwarc, skalenie) stwierdzono obecność minerałów ciężkich, a wśród nich zespół minerałów przezroczystych wyraźnie nawiązujących do składu mineralnego skał magmowych oraz utworów wodnolodowcowych (bogatych w okruchy skał magmowych i metamorficznych dostarczających amfiboli, piroksenów, biotyty i muskowitu). Z kolei skały klastyczne (mułowce, piaskowce), spośród skał osadowych podłoża przedczwartorzędowego, były dostarczycielami najbardziej odpornych przezroczystych minerałów ciężkich takich jak: granaty, epidoty, cyrkon, rutil i staurolit.

Ważnym elementem w rozważaniach nad źródłem materiału lessowego była też obecność w lessach południowej części Wyżyny Małopolskiej okruchów plagioklazów i szkliwa wulkanicznego pochodzącego z wulkanitów Rowu Krzeszowickiego i Sudetów. Ponadto w lessie bugskim południowego Podola notowano okruchy minerałów pochodzących zapewne z czwartorzędowych erupcji wulkanicznych na obszarze Karpat Rumuńskich (Chlebowski i in. 2003a). Niezwykle istotnym faktem dla tych rozważań była też częsta w badanych lessach, zarówno przedpola Sudetów jak też południowej części Wyżyny Małopolskiej oraz całego obszaru lessowego Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Wołyńskiej, obecność skorupki otwornic (kredowych i paleogeńskich) oraz glaukonitu jednoznacznie potwierdzających znaczący udział zwietrzelin skał lokalnych (wapieni i margli) w procesie akumulacji badanego lessu.

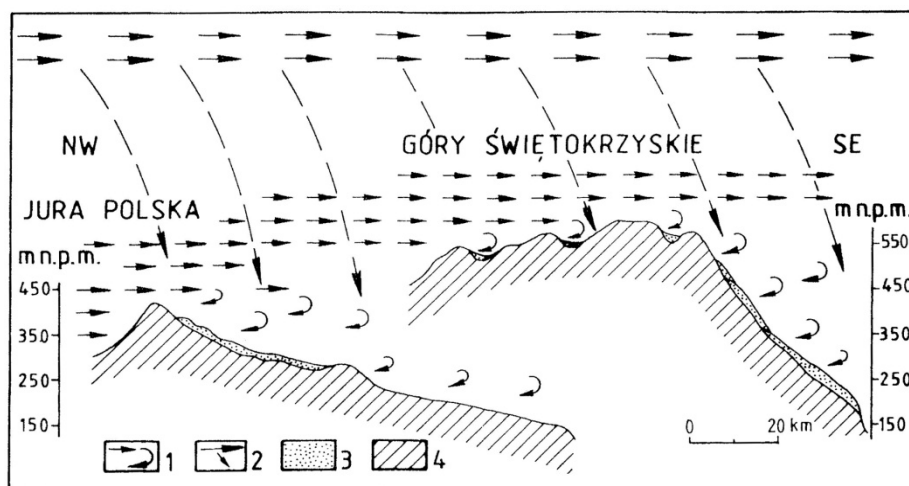
#### **Kierunki wiatrów lessotwórczych**

Wyżej przedstawione fakty oraz sytuacja geomorfologiczna i rozprzestrzenienie badanego lessu młodszego górnego (bugskiego) na wymienionych obszarach Polski, Ukrainy i Białorusi, a zwłaszcza w tych regionach, gdzie tworzy on formy wysp lessowych wśród starszych skał przedczwartorzędowych i osadów plejstoceniowych, dowodzi jego akumulacji przy udziale głównie wiatrów zachodnich (Chlebowski i in. 2002, 2003a, b, 2007) co potwierdza wcześniejsze poglądy w tym zakresie (m. in. Różyckiego 1976, Cegły 1972 i Lindnera 1976). Szczególnie dobrze jest to widoczne na przykładzie Wyżyny Małopolskiej, gdzie badany less z reguły zachowany jest na wschodnich zboczach pasma Jury Polskiej oraz na wschodnich (zawietrznych) zboczach kulminacji Gór Świętokrzyskich (ryc. 1 i 2). W tym ostatnim przypadku wyraźnie widać, że obszar akumulacji lessu wyklucza się terytorialnie ze strefą występowania skałek korazyjno-deflacyjnych zbudowanych ze skał piaskowcowo-mułowcowych liasu i pstrego piaskowca, stanowiących jedno z głównych źródeł materiału pylasto-piaszczystego budującego położony dalej na wschodzie świętokrzyski obszar lessowy (Lindner 1977).

Wspomniana obecność w lessach południowego Podola minerałów pochodzenia wulkanicznego, a w lessach okolic Odessy soli z rejonu nadkaspjskiego dowodzi, że w czasie akumulacji badanego lessu mogły istnieć tu też lokalne wiatry zarówno z kierunku południowo-zachodniego jak i południowo-wschodniego (Chlebowski i in. 2003a,b).



Ryc. 1. Obszary wietrzenia mrozowego skał przedczwartorzędowych i kierunki wiatrów lessotwórczych na Wyżynie Małopolskiej (Chlebowski, Lindner 1999): 1 – wychodnie skał przedczwartorzędowych; 2 – skałki korazyjno-deflacyjne; 3 – pokrywa lessowa; 4 – główne kierunki wiatrów; 5 – lokalne kierunki wiatrów.



Ryc. 2. Warunki akumulacji lessowej na Wyżynie Małopolskiej (Chlebowski, Lindner 1989): 1 – kierunki wiatrów przy powierzchni; 2 – kierunki wiatrów w wyższych częściach atmosfery; 3 – lessy; 4 – podłoże przedczwartorzędowe.

### **Rola wilgotnego podłoża w akumulacji lessu**

W tej części wystąpienia pragniemy zwrócić uwagę na charakter powierzchni podłoża na którym następowała eoliczna akumulacja górnego lessu młodszego (bugskiego) na badanym obszarze. W zdecydowanej większości przypadków obok skał przedczwartorzędowych i osadów plejstocenijskich powierzchnią tą były starsze lessy i/lub utworzone na nich gleby kopalne. W tej sytuacji dyskusja dotyczy głównie zagadnienia czy akumulowany pył lessowy był zatrzymywany na tej powierzchni przez rosnące na niej trawy lub mchy arktyczne (m.in. Kozłowski 1922, Jersak 1965, Sańko i in. 1980, Komar i in. 2012), czy też przez powierzchnię wilgotną sprzyjającą kapilarnemu podsiąkaniu nawarstwiającego się pyłu (Cegła 1969, 1972).

Jeśli zgodzić się z powszechną opinią, że less – jak każda skała osadowa – winien zawierać ślady procesów depozycyjnych, to niezależnie od tego czy reprezentuje on fację subarealną (wierzchowinową) czy soliflukcyjno-deluwialną (stokową) czy też dolinną, ślady te są widoczne w świeżo odsłoniętych ścianach lessowych. Analiza tych śladów, zachowanych głównie w postaci zglinionych i zażelazionych warstw, niekiedy rytmicznie powtarzających się w lessach polskich, stały się dla Cegły (1969, 1972) podstawą prac eksperymentalnych nad sedymentacją pyłu lessowego w warunkach podsiąkania kapilarnego. W pracach tych wykazano, że pył ten, niezależnie od tego czy był akumulowany na powierzchni płaskiej czy nachylonej, miał większą szansę akumulacji na powierzchni bardziej wilgotnej. Istotną była tu przede wszystkim rola podsiąkania kapilarnego sprzyjającego pionowemu narastaniu lessu. W ujęciu Cegły (1972) podsiąkaniu temu w istotny sposób miały sprzyjać procesy okresowego wzrostu wilgotności powierzchni terenu w wyniku degradacji lodu gruntowego. Jego zdaniem okresowe wytapianie tego lodu powodowało także silne przesylenie wodą dopiero co osadzonego lessu i jego upłynnianie, a nawet przemieszczanie płynnego osadu.

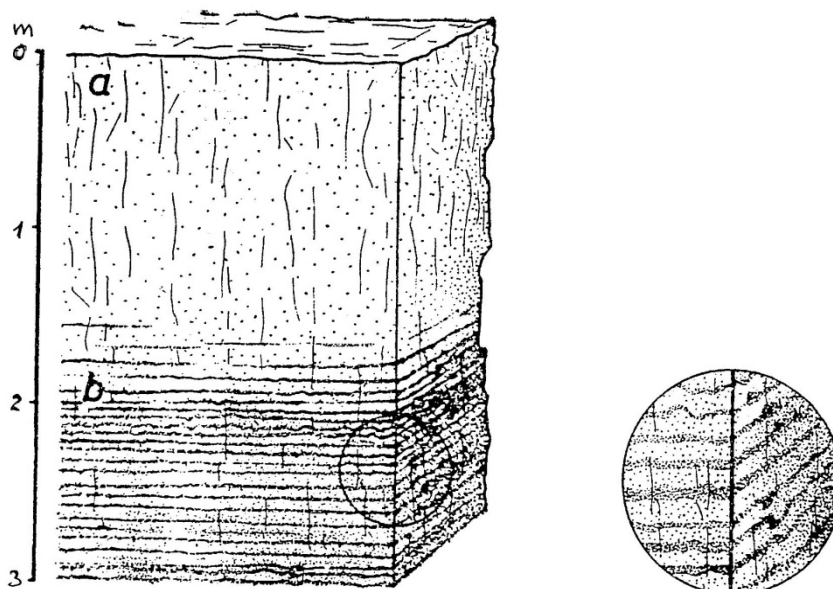
Autorzy tego wystąpienia analizując szereg profili lessowych na obszarze Polski, Ukrainy i Białorusi mieli okazję wielokrotnie obserwować mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczającą się obecność wymienionych warstewek gliniasto-żelazistych w lessie młodszym (bugskim). Jednym z takich przykładów jest profil w Wąchocku (Lindner, Prószyński 1979), gdzie w obrębie lessu bezstrukturalnego na głębokości 6–7 m wspomniane warstewki osiągają do 5 mm grubości i oddzielone są 20–30 cm miąższości warstwami wapnistego lessu bezstrukturalnego.

Wnioski wynikające z prac Cegły (1969, 1972) oraz nasze obserwacje, zarówno profili lessowych, jak i przebiegu procesów niveo-eolicznych (śnieżno-eolicznych) na Spitsbergenie (Chlebowski, Lindner 1999, 2001) skłaniają do ponownego przyjrzenia się procesom akumulacji lessu. Obserwacje poczynione zarówno w północno-wschodniej części Isfjordu, w strefie wschodniego obramowania Petuniabukty, jak też w rejonie Hornsundu dowodzą, że mamy tam do czynienia z rozległymi niekiedy pokrywami pylasto-piaszczystymi typu lessowego pokrywającymi płaty śniegu warstwą 5–10 mm. W przypadku południowych zboczy doliny Ebba pokrywy te tworzą kilkumilimetrowe przewarstwienia do głębokości 1–2 m w obrębie wspomnianych płatów śniegu.

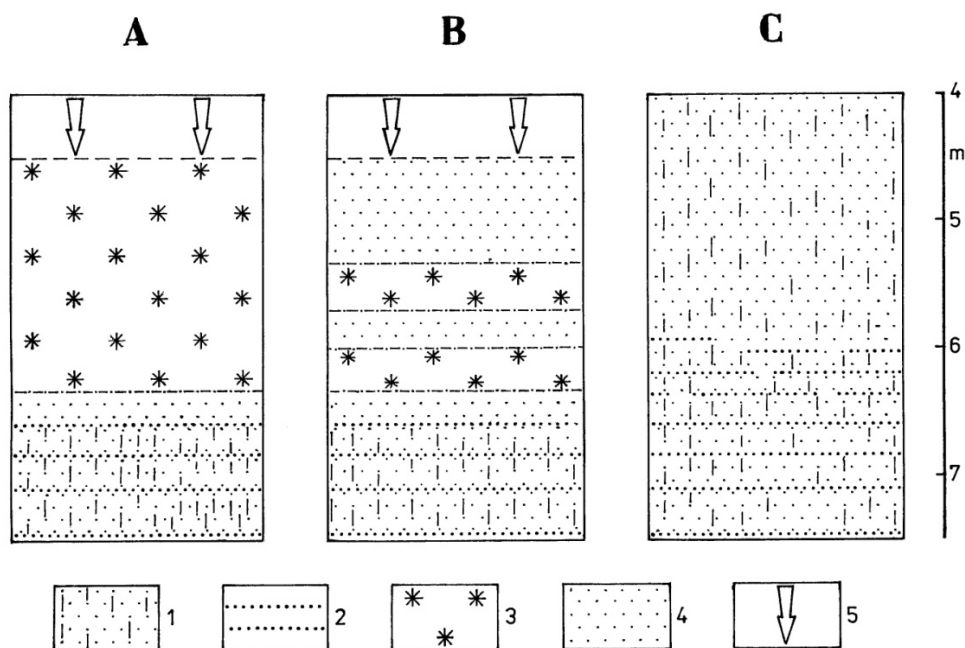
Analogiczne nagromadzenia śnieżno-piaszczysto-pylaste stwierdzono także w strefach krawędziowych spitsbergeńskich tarasów morskich oraz krawędzi tarasów sandrowych i rzecznych (Lindner i in. 1991). We wszystkich tych sytuacjach widać było, że predyspozycją dla wspomnianych nagromadzeń były wszelkiego rodzaju gwałtowne załamania powierzchni terenu sprzyjające procesom eolicznej akumulacji śniegu i materiału mineralnego. W obserwacjach powierzchniowych dało się zaobserwować jak podczas stopniowego zaniku (wytapiania) masy śnieżnej zachowany na jej powierzchni mocno zawodniony materiał pylasto-piaszczysty ulegał zagęszczeniu



i drobnym deformacjom, zwłaszcza w przypadku pochylonych powierzchni terenu. Zaobserwowane zjawiska jednoznacznie nawiązują do opisanego przez Cegłę (1969) mechanizmu kapilarnego podsiąkania i rytmicznego nawarstwiania się materiału lessowego. Mechanizmu prowadzącego do naprzemianległej akumulacji lessu bezstrukturalnego i lessu laminowanego znanej między innymi z profilu lessowego w Złotorzy (ryc. 3) oraz z profilu Wąchock (ryc. 4).



Ryc. 3. Profil lessów w Złotorzy (Cegła 1972): *a* – less bezstrukturalny; *b* – less laminowany.



Ryc. 4. Główne etapy (A–C) sedymentacji niveo-eolicznej lessu młodszego w profilu Wąchock: 1 – less bezstrukturalny; 2 – laminy (warstewki) gliniasto-żelaziste; 3 – śnieg; 4 – pył lessowy; 5 – opad atmosferyczny.

Naszym zdaniem obserwacje poczynione na Spitsbergenie, jak też w wielu analizowanych, górnoplejstocęńskich profilach lessowych (m.in. Jary 2007), zdają się dopuszczać możliwość uznania większości występujących w nich lessów subaeralnych, z zachowanymi w nich cienkimi (2–5 mm) laminami (warstewkami) materiału gliniasto-żelazistego, za wynik opisanej akumulacji niveo-eolicznej.

Mając na uwadze przytoczone fakty i uwagi podjęto, na bazie środkowego odcinka profilu Wąchock, próbę odtworzenia trzech głównych etapów (ryc. 4, A–C) narastania tutejszej pokrywy lessowej w warunkach akumulacji niveo-eolicznej. Etap pierwszy (A) pokazuje moment akumulacji śniegu na wcześniej osadzony less bezstrukturalny z niżej występującymi warstewkami gliniasto-żelazistymi. Etap drugi (B) to moment akumulacji pyłu lessowego na niżej zachowanych dwóch poziomach niewytopionego jeszcze śniegu przedzielonego i podścielonego warstwą tego pyłu. Etap trzeci (C) ukazuje obecny stan odsłonięcia obejmującego fragment profilu Wąchock w którym less bezstrukturalny leży na głębiej zachowanym lessie laminowanym, akumulowanym w warunkach niveo-eolicznych (A i B).

### Uwagi końcowe

Reasumując przedstawione obserwacje odnośnie do głównych uwarunkowań sedymentacji lessowej podtrzymujemy wcześniej prezentowaną opinię, opartą na analizie składu mineralnego frakcji ciężkiej górnego lessu młodszego i zachowanych w nim szczątków mikroorganizmów (otwornic) oraz analogicznych badań skał i osadów bezpośredniego otoczenia i podłoża tego lessu, że główne źródło materiału lessowego miało charakter lokalny. Wyniki tych badań oraz sytuacja geomorfologiczna i rozprzestrzenienie lessu na badanym przez nas największym, środkowoeuropejskim obszarze lessowym dowodzi, że w jego akumulacji dominowały zachodnie i północno-zachodnie wiatry dolnych partii atmosfery przy nieznacznym udziale wiatrów wysokich oraz lokalnych kierunkach południowo-zachodnich i południowo-wschodnich. Poczynione obserwacje potwierdzają też znaczącą rolę wilgotnej powierzchni podłoża jako czynnika warunkującego pionowe, rytmicznie powtarzające się narastanie lessu w warunkach typowych dla akumulacji niveo-eolicznej. Zarówno w czasie zlodowaceń plejstocęńskich, w obrębie ówczesnej strefy peryglacialnej (Jahn 1970), jak i w czasach współczesnych na obszarach arktycznych i polarnych (Wojtanowicz 2010), a nawet na obszarze Sudetów (Jahn 1972) ten typ akumulacji jest zjawiskiem powszechnym.

---

*Cegła J.*, 1969: Influence of capillary ground moisture on eolian accumulation of loess. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Ser. Sc. Géol. et Géogr. Vol. 17: 25–27.

*Cegła J.*, 1972: Sedymentacja lessów Polski. Acta Universitatis Wratislaviensis 168, Studia Geograficzne 17: 1–71.

*Chlebowski R., Ciszek D., Jary Z., Kida J.*, 2004a: Charakterystyka mineralogiczna lessów z wybranych profilów przedpola Sudetów w oparciu o analizę minerałów ciężkich. W: Jary Z. (red) Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych, IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13–16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego: 22–27.

*Chlebowski R., Ciszek D., Jary Z., Kida J.*, 2004b: Origin of loess from Księginice Małe (Ślęza Massif) based on heavy minerals analysis. W: Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne, Uniwersytet Śląski: 115–118.

*Chlebowski R., Goźik P., Lindner L., Sańko A.*, 2007: Sytuacja geologiczna i skład mineralny głównych wysp lessowych w dorzeczu środkowego i górnego Dniepru na obszarze Ukrainy i Białorusi. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 62, Sec. B: 165–188.

Chlebowski R., Lindner L., 1989: Weathering processes of the Pleistocene periglacial environment and origin of loess. W: Balasubramanian K.S. i in. (eds) Weathering; its products and deposits. Vol. 1 processes. Theophrastus Publ. S.A., Athens: 439–456.

Chlebowski R., Lindner L., 1992: Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych na Wyżynie Małopolskiej. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, 32: 15–48.

Chlebowski R., Lindner L., 1999: Peryglacjalne procesy wietrzeniowe i warunki akumulacji lessów młodszych na Wyżynie Małopolskiej. Acta Geographica Lodziensia, 76: 25–40.

Chlebowski R., Lindner L., 2001: Wietrzenie mrozowe i procesy niweoeciczne na przykładzie wybranych rejonów Spitsbergenu. W: Kostrzewski A., Zwoliński Z. (red) Funkcjonowanie Geosystemów w Zróżnicowanych Warunkach Morfologicznych – Monitoring, Ochrona, Edukacja. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań: 281–295.

Chlebowski R., Lindner L., Barczuk A., Bogucki A., Gożik P., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2002: Warunki akumulacji lessów młodszych górnych Wyżyny Lubelskiej (Polska) i Wyżyny Wołyńskiej (Ukraina) na podstawie badań geologicznych i mineralogicznych. W: Jaśkowski B. (red) Zagadnienia peryglacjalne Polski i obszarów sąsiednich. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach, 8: 21–79.

Chlebowski R., Lindner L., Barczuk A., Bogutsky A., Gozhik P., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2003a: Accumulation conditions of the younger upper loess of Sandomierz Basin, Mid-Carpathian Foreland and Podolian Upland (border between SE Poland and NW Ukraine) on the basis of the geological and mineralogical studies. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, 58, Sec. B: 7–64.

Chlebowski R., Lindner L., Gozhik P., 2001: Genetic interpretation of mineral composition of bugsky loess for Middle Near-Dnieper. National Academy of Sciences of Ukraine, Geological Journal 4: 15–18.

Chlebowski R., Gozhik P., Lindner L., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2003b: Stratigraphy and sedimentology of the Bug loess (Pleistocene: Upper Vistulian) between Kiev and Odessa (Ukraine). Geological Quarterly 47 (3): 261–268.

Dylik J., 1954: Zagadnienie genezy lessu w Polsce. Biuletyn Peryglacjalny 1: 19–30, 125–131.

Jahn A., 1950: Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. Acta Geologica Polonica, 1 (3): 257–310.

Jahn A., 1970: Zagadnienia strefy peryglacjalnej. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa: 1–202.

Jahn A., 1972: Niveo-eolian processes in the Sudetes Mountains. Geographia Polonica 23: 93–110.

Jary Z., 2007: Zapis zmian klimatu w górnoplejstocęńskich sekwencjach lessowoglebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 1: 1–136.

Jersak J., 1965: Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. Acta Geographica Lodziensia, 20: 1–121.

Komar M., Gożyk P., Łanczont M., Fedorowicz S., Prylypko S., Bogucki A., Bluszcz A., Adamiec G., Moska P., 2012: Ewolucja krajobrazów środkowego Dniepru i geochronologia etapów rozwoju roślinności i klimatu (na przykładzie reperowego profilu lessowego Maksymiwka, Ukraina). W: Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w Dolinie Dolnej Odry. XIX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Cedynia, 3–7.09.2012, Państwowy Instytut Geologiczny: 127–130.

Kozłowski L., 1922: Starsza epoka kamienna w Polsce (Paleolit). Prace Komisji Archeologicznej Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 1: 1–53.

Lindner L., 1976: Warunki akumulacji lessów młodszych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 297: 307–316.

Lindner L., 1977: Piekło – Geneza i wiek skałek piaskowcowych Góry Piekło oraz ich stosunek do pokrywy lessowej regionu świętokrzyskiego. W: Lindner L., Michalska Z. (red) Przewodnik Symposium Terenowego “Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 60–65.

Lindner L., Marks L., Roszczyńko W., Semil J., 1991: Age of raised marine beaches of northern Hornsund Region, South Spitsbergen. Polish Polar Research, 18(1): 65–76.

Lindner L., Prószyński M., 1979: Geochronology of the Pleistocene deposits exposed at Wąchock, northern part of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 29(1): 121–132.

Maruszczak H., 1967: Kierunki wiatrów w okresie akumulacji lessu młodszego we wschodniej części Europy Środkowej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 37(2): 177–188.

Maruszczak H., 2000: Definicja i klasyfikacja lessów i utworów lessopodobnych. Przegląd Geologiczny, 48(7): 580–586.

Paruch-Kulczycka J., Chlebowski R., Lindner L., 2003: Derived marine microfossils in loesses of the last glaciation and their significances in the reconstruction of loess-forming processes in central-eastern Europe. Geological Quarterly, 47(2): 119–132.

Pecsi M., Richter G., 1996: Löss: Herkunft - Gliederung - Land-schaffen. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 98: 1–391.

Pye K., 1987: Aeolian Dust and Dust Deposits. Academic Press, London: 1–335.

Pye K., 1995: The nature, origin and accumulation of loess. Quaternary Sciences Reviews, 14: 653–667.

Różycki S. Z., 1976: Zagadnienia warunków powstawania lessów. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 297: 77–92.

Różycki S. Z., 1986: Pyłowe utwory typu lessowego na świecie, ich występowanie i geneza. Studia Geologica Polonica, 85: 1–193.

Różycki S. Z., 1991: Loess and loess-like deposits. Ossolineum, Wrocław: 1–187.

Sańko A. F., Jelowiczewa J. K., Kalinowskij P. F., Motuzko A. N., Szkodina L. P., 1980: Nowyj razrez lessow s pogrebiennymi poczwami na sewiere-wostokie Belorussi. W: Geologiczeskije issledowanija ziemnoj kory Belorussi. Izdatielstwo Nauka i Technika, Minsk: 82–86.

Wojtanowicz J., 2010: Współczesne procesy eoliczne. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin: 1–115.

### Summary

Basing on observations on principal conditions for loess deposition we support our previous opinion, based on analysis of heavy mineral composition of the upper younger loess and preserved foraminifer remains as well as deposits in the vicinity and substrate that loess material has been mainly of local derivation. Results of our investigations, geological setting and occurrence of loess in the largest Central European loess area proves that its deposition has been predominated by western and north-western winds in the lower part of the atmosphere, at unknown role of high winds. The observations confirm also a significant role of moist substrate as the factor that made vertical, rhythmically repeated accumulation of loess possible in typical conditions for niveo-aeolian deposition.

УДК 551.79+551.4 (477)

## РОЗДУМИ ПРО ГОЛОВНІ ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕННЯ ЛЕСОВО-ГРУНТОВОЇ СЕРІЇ\*

Андрій Богуцький<sup>1</sup>, Марія Ланчонт<sup>2</sup>, Петро Волошин<sup>1</sup>,  
Олена Томенюк<sup>1</sup>, Андрій Яцишин<sup>1</sup>, Роман Дмитрук<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Дорошенка, 41, 79000, м. Львів, Україна

<sup>2</sup> Університет Марії Кюрі-Склодовської,  
ал. Красницька, 2 с, d, 20-718, м. Люблін, Польща

Головними регіонами наших досліджень плейстоценової лесово-грунтової серії є Волино-Поділля, Передкарпаття і височини Південно-Східної Польщі. Останніми роками ми працювали також на розрізі Роксолани (Північне Причорномор'я) і кількох розрізах Середнього Придніпров'я (Максимівка, Нагірне). Ми володіємо величезним фактичним матеріалом вивчення опорних розрізів, даними абсолютного датування відкладів, результатами геоморфологічного, палеонтологічного, геохімічного, палеомагнітного, інженерно-геологічного та інших методів досліджень. Створені стратиграфічна, схема розвитку палеокріогенезу в плейстоцені, інженерно-стратиграфічна, схеми будови лесово-грунтових серій. По лесовій тематиці нами опубліковано близько 300 праць. Парадоксально, але з нагромадженням даних усе рельєфніше вимальовуються проблеми в дослідженнях лесів, на які, власне, ми хочемо звернути увагу.

Серед *палеогеографічних проблем* найбільше значення має відтворення умов формування конкретних лесових, палеогрунтових та палеокріогенних горизонтів. Ми переконані, що особливу увагу належить звернути на лесові горизонти, адже вони, в порівнянні з палеогрунтовими, вивчені недостатньо. Це не означає, що у вивченні палеогрунтових горизонтів ми досягли остаточних результатів. Справді, ведеться гостра дискусія стосовно будови дубнівського (витачівського) ґрунту, горохівського (прилуцького) комплексу та ін. Залишається дискусійною позиція коршівського (кайдацького) комплексу. В свій час цьому питанню був присвячений XIV українсько-польський семінар "Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу" з підготовкою збірника наукових праць [11]. Час формування коршівського викопного ґрунтового комплексу ми пов'язуємо з 7 ІКС [6]. Існують й інші погляди на це питання [7, 12]. Ще складнішими виглядають питання формування нижньоплейстоценових ґрунтів,

---

\* Роботи виконані завдяки фінансовій підтримці міжнародного проекту 691-N/2010/0 Ukraine "Palaeolithic Oecumene of the peri- and meta-Carpathian zone – a study of environment changes of Western Ukraine and South-Eastern Poland in Pleistocene and their influence on primeval settlement and migration pattern (based on loess and cave sites)".

які часто дуже денудовані і розділені між собою малопотужними (іноді 10–20 см) горизонтами лесів, наприклад, як у розрізах Королево, Роксолани та ін.

Актуальною є проблема обґрунтування віку та тривалості перигляціальних умов у плейстоцені. Згідно з нашими даними, вперше перигляціальні умови на Волино-Поділлі встановилися на початку середнього плейстоцену, після формування луцького викопного ґрунту (бояницький палеокріогенний етап). Проте таке твердження не можна вважати остаточним. Сліди потужного кріогенезу у вигляді плям-медальйонів [15] були виявлені пізніше у верхній частині комплексу загвіздя (мартоноша) в розрізі Загвіздя поблизу Івано-Франківська, де встановлена палеомагнетична границя Брюнес-Матуяма [16]. Палеокріогенні процеси суттєво впливали на формування інженерно-геологічних властивостей лесів, особливо їхньої просадочності.

Невідкладним є також питання встановлення південної межі поширення перигляціальних умов у плейстоцені. Думка про те, що уся територія України була в перигляціальних умовах, очевидно, хибна. В цьому переконає наш досвід роботи на розрізі Роксолани (Північне Причорномор'я), де слідів палеокріогенезу не виявлено в жодному зі стратиграфічних горизонтів. Тому одразу постає питання: в яких умовах формувались леси Роксолан? Напевно, не в перигляціальних. Роздуми, роздуми...

Серед *стратиграфічних проблем* найактуальнішою для західної частини України є проблема детального стратиграфічного розчленування відкладів нижнього плейстоцену. Відклади верхнього і середнього плейстоцену розчленовані до підгоризонтів [1]. У нижньому плейстоцені виділені лише горизонти, причому це іноді ґрунтується на одиничних розрізах. На жаль, повні розрізи нижньоплейстоценових лесово-ґрунтових нагромаджень зустрічаються вкрай рідко, у них є суттєві перерви в осадконагромадженні, майже повністю відсутні лесові горизонти. Зрештою, такі особливості будови розрізів нижньоплейстоценових відкладів на Волино-Поділлі можуть бути їхніми діагностичними ознаками. Це питання потребує подальшого вивчення. У нижньоплейстоценовій частині розрізу Роксолани ми також бачимо подібну тенденцію, тобто переважання палеоґрунтових горизонтів над лесовими. Така тенденція характерна для розрізів Королево (Закарпаття), Загвіздя (Передкарпаття). У зв'язку з цим виникає ще одне питання: чи є в Україні леси нижче границі Брюнес-Матуяма? На матеріалах вивчення лесів західної частини України ми б швидше відповіли на це питання негативно.

Дуже важливою є проблема "*леси і тераси*". Серед українських дослідників вона найвиразніше піднята у працях Ю. Полянського [10, 13, 14], В. Крокоса [8, 9] та ін. Суть ідеї коротко можна сформулювати так:

а) у будові річкових терас необхідно розрізняти власне алювіальну і покривну частини;

б) на різновікових терасах розвинена різна кількість лесових горизонтів і, відповідно, чим старша тераса, тим більша кількість самостійних лесових горизонтів на ній розвинуто.

Вивчаючи лесові розрізи на терасах Дністра (рисунок), Прута, Стиру, Горині, інших річок, ми нагромадили велику кількість фактів, які підтверджують ці фундаментальні положення. Частково ці матеріали опубліковані [2–5, 15]. Ідея "*леси і тераси*", поза сумнівом, дуже перспективна і у вивченні розрізу Роксолани. Справді, потужна лесово-ґрунтова серія Роксолан молодша від алювію VII (кіцканської) тераси. А з іншого боку, детально вивчивши сформований на

заплавному алювії потужний похований ґрунт і усю покривну пачку, ми можемо конкретизувати і вік алювію.

На наше глибоке переконання, вивчення терас без врахування будови покривних субаеральних лесово-грунтових серій безперспективне. З іншої сторони, і терасові рівні сприятимуть у пізнанні лесово-грунтових серій. Ідея “леси і тераси” заслуговує на широке впровадження у практику геоморфологічних і палеогеографічних досліджень.

Проблема вивчення лесового рельєфу, а також розвитку у них сучасних геоморфологічних процесів. Значення вивчення лесового рельєфу важко переоцінити, оскільки в лесах, які вкривають величезні території України потужними плащами, проходить практично вся господарська діяльність людини. Це стосується вивчення макро- і мікрорельєфу. Мікрорельєф лесових височин, на наше переконання, є головно посткріогенним і пов'язаний з деградацією мерзлоти останнього (красилівського) верхньоплейстоценового палеокріогенного етапу. Деградація мерзлоти значною мірою обумовила розвиток сучасних ерозійних процесів у лесах. З посткріогенним рельєфом пов'язане формування структури сучасного ґрунтового покриву.



Стратифікована покривна лесово-грунтова серія на IV (маріямпільській) терасі Дністра (розріз Довге)

Вивчення рельєфу лесових височин має велике значення і для розв'язання інших проблем лесонагромадження. У цьому плані слід особливо наголосити на вивченні палеорельєфу, що є “білою плямою” лесової проблематики.

Проблеми *кореляції стратиграфічних схем*. Тут важливе усе: і регіональні, і міждержавні кореляції, і кореляції схем льодовикових і позальодовикових регіонів.

Ця проблема постала особливо гостро, коли ми намагались скорелювати лесово-грунтову серію Волино-Поділля та Північного Причорномор'я. Між цими регіонами дуже мало спільного, головно відмінності: різні типи палеоґрунтів, різні потужності лесів, повна відсутність палеокріогенних феноменів у Північному Причорномор'ї та ін. Для вирішення цих проблем мало допомагають і результати абсолютного датування відкладів, які не завжди порівняльні для Волино-Поділля і Північного Причорномор'я. Постала необхідність розробки нових підходів до кореляції...

Хотілося б, щоб усі вищезазначені проблеми стали предметом дискусій на XVIII українсько-польському семінарі у Роксоланах. Хотілося б також, щоб розріз Роксолани став одним із найкраще вивчених і наблизив нас до розв'язання гострих проблем вивчення лесово-грунтових серій.

---

1. *Богуцький А. Б.* Лесовий покрив Волинської височини / А. Б. Богуцький, О. А. Богуцький, П. К. Волошин // Українське Полісся : вчора, сьогодні, завтра : зб. наук. праць. – Луцьк : Надстир'я, 1998. – С. 105–107.

2. *Богуцький А.* Високі тераси Дністра в околицях с. Довге на Івано-Франківщині / А. Богуцький, А. Яцишин, Р. Дмитрук, О. Томенюк, Д. Завалій, М. Ланчонт // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – Львів, 2012. – Вип. 40. – С. 123–131.

3. *Богуцький А.* До проблеми “леси і тераси” / А. Богуцький, М. Ланчонт, Т. Мадейська, О. Томенюк, А. Яцишин, Р. Дмитрук, Я. Кусяк, С. Федорович // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : збірник наук. праць (Ворохта, 6–9 вересня 2012 р.). – Львів, ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – С. 115–124.

4. *Богуцький А.* Опорний розріз Кружики на Дністрі: співвідношення алювіальних, льодовикових і покривних товщ плейстоцену / А. Богуцький, М. Ланчонт, А. Яцишин, Р. Дмитрук, П. Зелінський, А. Годлевська, С. Терпіловський, П. Мрочек // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття. Збірник наукових праць (до XVII українсько-польського семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.). – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – С. 79–86.

5. *Богуцький А.* Про покривні лесово-грунтові товщі на терасах Передкарпаття і Придністерського Поділля та алювіальне походження лесів / А. Богуцький, А. Яцишин, Р. Дмитрук, О. Томенюк, П. Волошин, М. Ланчонт // Фізична географія та геоморфологія. – К. : ВГЛ “Обрії”, 2011. – Вип. 3 (64). – С. 144–153.

6. *Богуцький А.* Стратиграфічна позиція коршівського викопного ґрунтового комплексу в лесово-грунтовій серії Волинської височини / А. Богуцький, Ю. Войтанович, П. Волошин, Р. Дмитрук, М. Ланчонт, Т. Мадейська // Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу : матеріали XIV українсько-польського семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів, 2007. – С. 11–25.

7. *Герасименко Н. П.* Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України : дис. ... доктора геогр. наук: 11.00.04. – К., 2004. – 461 с.

8. *Крокос В. И.* Краткий очерк четвертичных отложений Украины / В. И. Крокос // Бюл. Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геологии. – 1926. – Вып. 4. – С. 214–264.

9. *Крокос В. И.* Матеріали до характеристики четвертинних покладів східної і південної України / В. И. Крокос // Матеріали дослідження ґрунтів України. Секція ґрунтознавства. – Харків, 1927. – Т. 9. – Вип. 5. – С. 1–325.

10. *Полянський Ю. І.* Подільські етюди: тераси, леси і морфологія Галицького Поділля над Дністром / Ю. І. Полянський // Зб. матем.-природ.-лікар. секції НТШ. – Львів, 1929. – Т. 20. – 191 с.



11. Проблеми середньopleйстоценового інтергляціалу : матеріали XIV українсько-польського семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів, 2007. – 272 с.

12. Степанчук В. М. Початкове заселення і подальше освоєння території України давньою людиною: синтез археологічних і палеогеографічних даних / В. М. Степанчук, Ж. М. Матвіїшина, С. М. Рижов, С. П. Кармазиненко // Вісн. НАН України. – 2012. – № 8. – С. 34–46.

13. Томенюк О. Дослідження лесів Волино-Поділля – наріжний камінь наукових пошуків Юрія Полянського / О. Томенюк // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – Львів, 2011. – Вип. 39. – С. 342–363.

14. Томенюк О. Юрій Полянський – дослідник терас Дністра / О. Томенюк // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – Львів, 2010. – Вип. 38. – С. 340–356.

15. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) // Studia geologica Polonica / [red. T. Madeyskiej]. – Kraków, 2002. – Vol. 119. – Cz. III. – 391 s.

16. Nawrocki J. Paleomagnetyzm sekwencji lessowo-glebowych z odsłoneń Zahvizdja i Yezupil / J. Nawrocki / Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) // Studia geologica Polonica / [Pod red. T. Madeyskiej]. – Kraków, 2002. – Vol. 119. – Cz. III. – S. 183–191.

### Summary

The paper is based on the large documentary material of the investigation of the loess-soil series of the Volhyno-Podillian Upland, the Forecarpathian region, the north part of the Black Sea Lowland, the middle part of the Dnieper Upland, and of the other areas. It is stated that the achievements of the studies of the loess-soil series are significant. Some current problems, which require solution at first, are discussed, and among them the problems of paleogeography and stratigraphy, the problems of formation and structure of loess covers on the terraces, the problems of study of the loess uplands relief, including the relict post-cryogenic microrelief. The problem of the correlation of the stratigraphical schemes of the loess-soil series of particular regions of Ukraine also requires a solution.

УДК 551.79

## RELACJE PROCESÓW FLUWIALNYCH I EOLICZNYCH W OSTATNIM PIĘTRZE ZIMNYM W EUROPIE ŚRODKOWEJ

Leszek Starkel

*Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,  
ul. Św. Jana, 22, 31-018, Kraków, Polska*

O działalności rzek decyduje reżim opadowy, typ i częstotliwość wezbrań oraz warunki dostawy rumowiska do koryt zależne m.in. od szaty roślinnej i obecności zmarzliny. Natomiast na efekty działalności wiatru wpływa jego natężenie w kontynentalnym klimacie i zwartość szaty roślinnej. Zmiany klimatu odzwierciedla określona sekwencja osadów ostatniego glacjału wypełniających dna dolin na obszarach gór, ich przedpoli, wyżyn i nizin.

Wczesny glacjał cechowało wzmożone natężenie wyprzątania z gór i stopniowe wkraczanie wieloletniej zmarzliny oraz ożywienie działalności eolicznej. Starszy pleniglacjał obok obecności wieloletniej zmarzliny i wzmożonej akumulacji lessów zaznaczył się osłabieniem działalności rzek.

Długi okres interpleniglacjałny (ponad 30 ka trwania!) charakteryzował się kilkoma znacznymi wahaniami klimatu (z wkraczaniem lasów i regresją zmarzliny), co zaznaczyło się degradacją stoków i serią rozcięć i włożeń w dolinach rzecznych. Od około 28–25 ka BP postępowała wyraźna kontynentalizacja klimatu związana z transgresją lądolodu skandynawskiego i rozszerzaniem się strefy zmarzliny na jego przedpolu oraz strefy stepów. Osadziły się miąższe pokrywy lessowe, nałożone na aluwia rozcinanych równin zalewowych. Silne wiatry w Karpatach powodowały wywiewanie zwietrzelin fliszu i budowanie pokryw pylasto piaszczystych “lessów karpackich”. Piaski stożków glacifluwialnych na obrzeżeniu kotlin pannońskich, przewiewane przez wiatry północne, utworzyły rozległe pola wydmowe. W górach półwyspu Bałkańskiego między piętrzem stepów lessowych w kotlinach a obniżonym piętrzem tundry wysokogórskiej z płatami lodowców dolinnych i krioplanacji w wysokościach około 500–1000 m n. p. m. utrzymywało się piętro lasotundry – lasostepu, w którym nie obserwowano większych przekształceń związanych z klimatem peryglacjałnym.

W późnym glacjałce wkroczyły na obszar Polski zbiorowiska laso-tundry – lasostepu, ustępowała zmarzlina, malał transport rumowiska, co objawiło się zmianą koryt z roztokowych na meandrowe. Silne wiatry w fazach ochłodzeń sprzyjały tworzeniu wydm. Ustępowanie zmarzliny i kształtowanie zbiorników wód gruntowych prowadziło do ożywienia ruchów osuwiskowych i sufozji.

Wydaje się, że największe natężenia procesów denudacyjnych i towarzyszących im przekształceń rzeźby miały miejsce w okresach przejściowych: wczesnym glacjałce, interpleniglacjałce i późnym glacjałce. Na rolę pierwszego z nich wskazuje niemal zupełny (poza pokrywami lessowymi) brak zachowania interglacjałnych zwietrzelin.

Z kolei efektem wielokrotnych wahań w obiegu wody i szacie roślinnej w interpleniglacje są wyjątkowe miąższości deluwiów, koluwiów i aluwiów wypełniających doliny.

Odrębną sekwencję zmian obserwujemy w dolnych biegach dolin okresowo podpartych przez lądolód, a później objętych przez ruchy glaciostatystyczne.

УДК 561.79 (477+476)

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ ГЛЯЦИОПЛЕЙСТОЦЕНА И НЕОГЕНА УКРАИНЫ В ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЙ БАЗЕ ДАННЫХ БЕЛАРУСИ

Ядвига Еловичева

*Белорусский государственный университет,  
просп. Независимости, 4, 220050, г. Минск, Беларусь,  
e-mail: yelovicheva@bsu.by*

Созданная в начале 70-х гг. палинологическая база данных Беларуси (ПБД) [1, с. 4] ныне содержит 1250 диаграмм отложений из геологических разрезов [2, с. 102], а также разрезы со смежных с ней территорий, изученные палинологами Беларуси, Польши и Украины на протяжении 40 лет [3, с. 5]. Здесь же отмечен и 41 разрез с отложениями гляциоплейстоцена и неогена Украины, исследованными в разной степени.

**Займище (скв. 181;** Черниговская обл., Городнянский р-н) – палинологически исследованные Э. Кобец отложения (мощность 2,7 м на гл. 0,5–3,2 м) в разрезе (к северо-западу от д. Займище, на пойме р. Верич) датированы как голоценовые.

**Воловое** (Киевская обл.) – возраст отложений (известь озерная, сапропель) в разрезе (у с. Нижняя Дубечня, II надпойменная терраса Десны) датирован Д. Зеровым в 1947 г. поозерским (валдайским) позднеледниковьем и голоценом (НЛ-1–НЛ-4).

**Стоянов-II** – по исследованиям Д. Зерова болотные осадки (торф на гл. 0,12–5,25 м) в разрезе (имеется ряд датировок: 7360, 6280, 4850, 3390, 2680, 1900, 1130, 600 лет назад ГА) накопились в голоцене.

**Заболотье-I** – возраст отложений (мергель, торф, торф запесоченный, алевроит мощностью 5,5 м на гл. 0,25–5,5 м) в разрезе палинологически датирован поозерским (валдайским) позднеледниковьем и голоценом.

**Заболотье-II** – по палинологическим исследованиям осадки (торф, торф запесоченный, алевроит мощностью 4,25 м на гл. 0,25–4,5 м) в разрезе накопились в поозерское (валдайское) позднеледниковье и голоцене.

**Ельно** – возраст болотных отложений (торф мощностью 2,55 м на гл. 0,25–2,75 м) в разрезе палинологически датирован как голоцен.

**Горника-II** – по палинологическим данным болотные осадки (торф запесоченный, торф с остатками пней мощностью 2,0 м на гл. 0,25–2,25 м) в разрезе накопились в голоцене.

**Бабий Мох** (Ровенская обл., Высокский р-н) – возраст болотных отложений (торф тростниковый, сфагново-тростниковый, сфагново-пушициево-тростниковый, сфагново-пушициевый, сфагновый мощностью 5,0 м на гл. 0,0–5,0 м) датирован по палинологическим данным как голоцен.

**Шацк (скв. 4-а;** Волынская обл., Шацкий р-н) – по исследованиям С. Кульчинского в 1939 г. болотные образования (торф на гл. 0,0–3,0 м) в разрезе близ г. Шацка накопились в голоцене.

**Шацк (скв. 4-б;** Волынская обл., Шацкий р-н) – отложения (торф, гиттия мощностью 3,5 м на гл. 0,0–3,5 м) в разрезе близ г. Шацка датированы голоценом.

**Шацк (скв. 4-с;** Волынская обл., Шацкий р-н) – по исследованиям С. Кульчинского в 1939 г. отложения (гиттия озерная с *Pediastrum*, торф, торф пушицево-тростниковый, разложившийся с большим содержанием гиттии мощностью 3,0 м на гл. 0,0–3,0 м) в разрезе близ г. Шацка накопились в голоцене.

**Старники** – болотные отложения (торф гипновый, тростниково-гипновый, осоковый, осоково-тростниковый на гл. 0,12–4,5 м) в разрезе датированы как поозерские (валдайские) позднеледниковые и голоценовые с серией датировок: 11750, 9920, 8190, 7750, 6320, 4450, 3530, 2460 и др. лет назад.

**Островенское оз.** (Волынская обл., Шацкий р-н) – по материалам палинологических исследований отложения (известь озерная, карбонатный сапропель, торф сапропелевидный, сапропель, торф гипно-осоковый, торф осоковый мощностью 8,5 м на гл. 0,5–9,0 м) в разрезе озерной толщи накопились в течение голоцена.

**Святое (скв. 1;** Волынская обл., Маневичский р-н) – по материалам палинологических исследований отложения (песок, сапропель, торф сапропелевый, торф сфагновый мощностью 11,0 м на гл. 0,5–11,5 м) в озерном разрезе накопились в течение поозерского валдайского) позднеледниковья и голоцена.

**Тур (скв.;** Волынская обл., Заболоттенский р-н) – осадки (песок, сапропель мощностью 8,5 м на гл. 0,0–8,5 м) в разрезе оз. Тур датированы как поозерские (валдайские) позднеледниковые и голоценовые.

**Тур (проф. 6-а;** Волынская обл., Заболоттенский р-н) – отложения (мергель, гиттия опесчаненная, гиттия, торф мощностью 5,5 м на гл. 0,0–5,5 м) в разрезе (вблизи оз. Тур) датированы как поозерские (валдайские) позднеледниковые и голоценовые.

**Троицкое** (Николаевская обл.) – по материалам палинологических исследований Д. Зерова отложений (сапропель, торф мощностью 6,0 м на гл. 0,0–6,0 м) в разрезе торфяного месторождения (у с. Троицкое, в пойме на левом берегу Южного Буга) накопились в течение голоцена.

**Кортилисы (скв. 58;** Волынская обл., Ратновский р-н) – осадки (песок с торфом и торф мощностью 0,65 м на гл. 0,15–0,8 м, залегающие на слое песка на гл. 0,8–4,8 м и перекрытые торфом на гл. 0,0–0,15 м) в разрезе скважины ручного бурения (абс. отметка 153,0 м; в 2,3 км к северо-востоку от д. Кортилисы, на озерно-аллювиальной равнине) датированы Л. Алексеевой как голоценовые.

**Полуботки (скв.,** Черниговская обл., Черниговский р-н) – отложения (суглинок гумусированный, торф, суглинок мощностью 27,7 м на гл. 13,0–31,0 м, подстилаемые песком и суглинком моренным на гл. 31,1–102,1 м и перекрытые песком с прослоем торфа мощностью 13,0 м на гл. 0,0–13,0 м) в разрезе (на пойме р. Стрижень у д. Полуботки) датированы Н. Махнач как сожские (тясминские) ледниковые и позднеледниковые, перекрытые муравинскими (прилукскими) межледниковыми, зоной размыва, а затем осадками голоцена.

**Семиходы** (Киевская обл., Чернобыльский р-н) – болотные отложения (торф) в разрезе (в 1,5–2 км на юг от с. Семиходы, на III-й (II-й) надпойменной

террасе нижнего течения Припяти) датированы Д. Зеровым как муравинские (прилукские) межледниковые.

**Новая Радча (скв. 51;** Житомирская обл., Народичский р-н) – болотные отложения (торф мощностью 1,95 м на гл. 7,65–9,6 м) в разрезе (в 4,9 км к северо-западу от кладбища у д. Новая Радча) датированы Т. Симоновой как муравинские (прилукские) межледниковые.

**Любязь (скв. 176;** Волынская обл., Любешовский р-н) – по исследованиям Я.К. Еловичевой толща озерных осадков (супесь и песок мощностью 13,4 м на гл. 4,0–17,4 м) в разрезе (абс. отметка 134,0 м), залегающая и перекрываемая слоем песка, накопилась в конце сожского (гясминского) оледенения, на протяжении муравинского (прилукского) межледниковья и поозерского (удайского) оледенения.

**Канев-2а** (Черкасская обл.) – отложения (торф листоватый мощностью 1,35 м на гл. 0,7–2,05 м) в разрезе датированы Я.К. Еловичевой как шкловские (кайдакские) межледниковые.

**Канев-2** (Черкасская обл.) – по исследованиям Я. Еловичевой осадки (прослой торфа мощностью 0,25 м на гл. 8,0–8,25 м и 0,05 м на гл. 9,2–9,25 м) в разрезе накопились в течение шкловского (кайдакского) межледниковья.

**Гута (скв. 5537;** Волынская обл., Ратновский р-н) – отложения (песок гумусированный мощностью 0,8 м на гл. 6,3–7,1 м) в разрезе (абс. отметка 162 м), залегающие на песке и перекрываемые слоями песка, супеси, датированы Я. Еловичевой как шкловские (кайдакские) межледниковые.

**Островье (скв. 576;** Волынская обл., Шацкий р-н) – по исследованиям Э. Кобец, вскрытые в 1960 г. скважиной ручного бурения отложения (супесь песчаная мощностью 3,2 м на гл. 1,6–4,8 м, подстилаемая суглинком и песком до гл. 13,0 м и перекрытая песком) в разрезе (абсолютная отметка устья 170 м; в 0,3 км к северо-востоку от д. Островье на флювиогляциальной равнине) формировались на протяжении александрийского (завадовского 2) межледниковья.

**Доманово (скв. 11;** Волынская обл.) – отложения (глина диатомовая с растительными остатками мощностью 7 м на гл. 34,0–41,0 м) в разрезе датированы В. Шалабода как александрийские (завадовские-2) межледниковые, что подтверждают и результаты диатомового анализа.

**Млинок (скв. 41Д;** Волынская обл.) – по исследованиям В. Шалабода отложения (глина диатомовая с растительными остатками мощностью 8,5 м на гл. 31,1–39,6 м) в разрезе накопились в течение александрийского (завадовского 2) межледниковья, что согласуется с данными диатомового анализа.

**Гвозница (скв. 7;** Волынская обл.) – по исследованиям О. Кондратене отложения (глина песчаная диатомовая, глина гумусированная песчаная мощностью 19,7 м на гл. 17,7–37,4 м) формировались на протяжении александрийского (завадовского 2) межледниковья, что подтверждено и результатами диатомового анализа.

**Тур (скв. 5517;** Волынская обл., Ратновский р-н) – отложения (суглинок, алевроит, торф, песок мощностью 11,0 м на гл. 18,4–29,4 м) в разрезе (абс. отметка 160,0 м), залегающие на мелу, слоях песка, супеси, суглинка, мергеля, датированы Я. Еловичевой как александрийские (завадовские-2) межледниковые. Прослой песка (мощностью 8,5 м на гл. 1,5–10,0 м) датирован финальными фазами муравинского (прилукского) межледниковья; поозерским (удайским) гляциалом; голоценом.

**Тур (скв.;** Волынская обл., Ратновский р-н) – по исследованиям К. Демешко отложения мощностью 3, 45 м на гл. 0,55–4,0 м в разрезе (в 7 км к северо-востоку от д. Тур, на флювиогляциальной равнине) накопились в течение шкловского (кайдакского) межледниковья (?).

**Пульмо (скв. 619;** Волынская обл., Шацкий р-н) – по исследованиям Е. Шириной, вскрытые в 1960 г. скважиной ручного бурения отложения (песок, торф, песок с гравием, суглинок мощностью 7,9 м на гл. 4,1–12,0 м) в разрезе (абс. отметка 165 м; в центре д. Пульмо на флювиогляциальной равнине) накопились в александрійское (завадовское 2) межледниковье.

**Вольное (расч. 1а-1б, расч. 2а-2б;** Сумская обл., Новописаревский р-н) – серия почвенно-лессовых образований (мощность 17,1 м от поверхности) в едином опорном разрезе, послойно изученном Я. Еловичевой, накопились на протяжении сервечского (сульского) оледенения (МИС-18), беловежского (лубенского) межледниковья (МИС-15-17), березинского (тилигульского) оледенения (МИС-14), ишкольдского (завадовского 1) межледниковья (МИС-13), еселевского (завадовского 1/2) оледенения (МИС-14), александрійского (завадовского 2) межледниковья (МИС-11), яхнинского (орельского) оледенения (МИС-10), смоленского (потягайловского) межледниковья (МИС-9), днепровского оледенения (МИС-8), шкловского (кайдакского) межледниковья (МИС-7), сожского (тясминского) оледенения (МИС-6), муравинского (прилукского) межледниковья (МИС-5), позерского (валдайского) оледенения (МИС-2–4; в ранний валдай четко выделены западно-двинский (удайский) мегастадиал; в средний валдай были развиты витачевские почвы и супесь (мегаинтерстадиал+межинский мегастадиал+мегаинтерстадиал), а также усвяцкий перигляциал совместно с максимальной оршанской стадией (бугский лесс, самый мощный из всех гляциоплейстоценовых); поздний валдай представляет собой нарочское позднеледниковье (три дофиновские почвы (RN-ist, BL-ist, AL-ist) с разделяющими их слоями лесса (DR-I-st, DR-II-st) и причерноморский лесс (DR-III-st)). Голоценовая почва (МИС-1) завершает разрез.

**Большая Фонтанка (расч. 16;** Одесская обл., Одесский р-н) – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (глина мощностью 6,8 м на гл. 0,5–7,3 м) в разрезе (слой глины на гл. 5,5–7,3 м) накопились в неогене.

**Черноморка (Херсонская обл.)** – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (глина, суглинок мощностью 11,6 м на гл. 2,3–13,9 м) в разрезе оказались лишенными растительных микрофоссилий.

**Крыжановка (расч. 1;** Северное Причерноморье) – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (глина, супесь, песок мощностью 19,4 м на гл. 0,0–19,4 м), в разрезе залегающие на глине неогена, оказались лишенными растительных микрофоссилий.

**Крыжановка (расч. 3;** Северное Причерноморье) – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (глина, песок мощностью 6,9 м на гл. 2,2–9,1 м) в разрезе оказались лишенными растительных микрофоссилий.

**Крыжановка (расч. 4;** Северное Причерноморье) – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (глина мощностью 15,0 м на гл. 2,1–17,1 м) в разрезе оказались лишенными растительных микрофоссилий.

**Крыжановка (расч. 6;** Северное Причерноморье) – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (суглинок мощностью 4,0 м на гл. 2,6–8,6 м) в разрезе содержали единичную пыльцу.

Таблица  
Корреляция ледниковых и межледниковых горизонтов гляциоплейстоцена  
на территории Польши, Беларуси и Украины

Ярусы и горизонты	Польша	Беларусь	Украина
1-igl	Голоцен	Голоценовый	Голоцен
2-4 gl	Висла	Поозерский	Валдайский
5-igl	Эем	<b>Муравинский</b>	<b>Прилукский</b>
6-gl	Варта	Сожский	Тясминский
7-igl	<b>Любава</b>	<b>Шкловский</b>	<b>Кайдакский</b>
8-gl	Одра	Днепровский	Днепровский
9-igl	<b>Збуйно</b>	<b>Смоленский</b>	<b>Потягайловский</b>
10-gl	Ливец	Яхнинский	Орельский
11-igl	<b>Мазовше</b>	<b>Александрийский</b>	<b>Завадовский 2</b>
12-gl	Брок	Еселевский	Завадовский 1/2
13-igl	<b>Мронгово</b>	<b>Ишкольдский</b>	<b>Завадовский 1</b>
14-gl	Сан-2	Березинский	Тилигульский
15-igl	<b>Фердинандув 2</b>	<b>Беловежский 2</b>	<b>Лубенский 2</b>
16-gl	Фердинандув 1/2	Беловежский 1/2	Лубенский 1/2
17-igl	<b>Фердинандув 1</b>	<b>Беловежский 1</b>	<b>Лубенский 1</b>
18-gl	Сан-1	Сервечский	Сульский
19-igl	<b>Малополье</b>	<b>Корчевский</b>	<b>Мартоношский</b>
20-gl	Нида	Наревский*	Приазовский
21-36	Подлясье/Августов 2	<b>Брестский</b>	Широкинский 2
	Августов 1/2		Широкинский 1/2
	Подлясье/Августов 1		Широкинский 1
	Нарев*		Ильичевский

\* наревские оледенения в Беларуси и Польше разновозрастны.

**Крыжановка (расч. 7; Северное Причерноморье)** – по исследованиям Я. Еловичевой отложения (суглинок мощностью 4,9 м на гл. 0,0–4,9 м) в разрезе накопились в течение поозерского/ нарочанского (валдайского/дофиновского) позднеледниковья (суглинок на гл. 3,0–4,1 м) и голоцена (суглинок на гл. 0,0–0,95 м).

**Казачья Гора (Змиев; Харьковская обл.)** – отложения (мощность 2,45 м на гл. 10,85–13,3 м) в разрезе (на правом берегу р. Северский Донец в районе г. Готвальда – бывш. г. Змиев) по палинологическим данным Н. Сорокиной, С. Сябряй, Р. Ротман накопились в олигоцене.

Таким образом, представленные выше палинологически изученные разновозрастные отложения из геологических разрезов Украины в совокупности с большим объемом материала ПБД Беларуси расширяют наши представления об условиях накопления и стратиграфии гляциоплейстоценовой и голоценовой толщ осадков во времени и пространстве, корреляции основных этапов природных событий (таблица) в соответствии с морскими изотопными стадиями (МИС) или ярусами изотопно-кислородных шкал Земли. Исследованные разрезы в перспективе представляют собой предмет подробного описания и представления палинологических диаграмм в виде монографического издания в дар коллегам-палинологам и геологам Украины.



1. *Махнач Н. А., Кадацкий В. Б.* Перфокартотека палинологических данных из четвертичных отложений Белоруссии // Геология и геохимия антропогена Белоруссии. – Мн. : АНБ, 1974. – 50 с.
2. *Еловичева Я. К., Леонова А. Г., Таборовец О. В.* Палинологическая база данных Беларуси // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия: Тезисы IX Всероссийской палинологической конференции 13–17 сентября 1999 г., Москва. – М. : ИГиРГИ, 1999. – С. 102–103.
3. *Еловичева Я. К.* Опорные разрезы плейстоцена Украины и их корреляция с территорией Беларуси / ИГН НАН Украины. – Мн. : БГУ, 2003. – 109 с. Монография депонирована в БелИСА, Минск, 16.06.2003 г., № Д2346.

### **Summary**

The information about 41 soil-lyes and lake-paludous geological sections with the formations of the Glaciopleistocene and Neogene of the terrain of Ukraine are adduced, which one are studied by Byelorussian palynologists in miscellaneous time and are in the Palynological Database of Belarus. The uneven-aged deposits are described by palynological in a miscellaneous measure; the correlation of secured horizons with the isotopic-oxygen circles of a stratum scale of the Northern hemisphere is conducted.

УДК 561:551.791 (477)

## ЗМІНИ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ У КІНЦІ ПЛІОЦЕНУ ТА НА ПОЧАТКУ ЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ

Олена Сіренко

*Інститут геологічних наук НАН України,  
вул. О. Гончара, 55<sup>б</sup>, 01054, м. Київ, Україна,  
e-mail: o\_sirenko@ukr.net,*

На сучасному етапі досліджень плейстоценових відкладів України залишаються дискусійними питання визначення межі між пліоценом та плейстоценом. У зв'язку з чим важливого значення набувають детальні палеонтологічні дослідження верхньопліоценових та еоплейстоценових відкладів. До недавнього часу детальна палеоботанічна характеристика берегівських, березанських та крижанівських відкладів території платформної України базувалась переважно на матеріалах вивчення розрізів верхнього пліоцену–еоплейстоцену Київського Придніпров'я [1], центральної частини ДДЗ [3] і Донбасу [2, 6]. Нами отримані нові матеріали з палінологічної характеристики цих відкладів у розрізах, розташованих у межах центральної частини Українського щита (УЩ) [4, 5] та його південних схилів, північно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини та Причорноморської западини, що дозволило доповнити відомості про рослинність берегівського, березанського і крижанівського часу.

Характерною особливістю берегівського етапу розвитку рослинності була порівняно однакова участь у складі рослинного покриву трав'янистих та деревних угруповань, кількість останніх зростала лише у районах морських узбереж та річкових терас, а також значна участь та таксономічне різноманіття листяних рослин у складі лісів, особливо широколистяних порід помірно-теплої зони і доволі значне представництво у лісових угрупованнях термофільних елементів.

На початку ранньоберегівського часу ліси набули найбільш широкого розвитку на території рівнинної України. В межах Причорномор'я та Приазов'я, поблизу морського побережжя та по річкових терасах у складі широколистяно-соснових лісів зустрічалась найбільш значна кількість сосен, у тому числі і теплолюбних видів підроду *Parloxylopon*. Але за кількістю представників цього підроду берегівські ліси поступались ранньобогданівським.

Характерною особливістю лісів першої половини ранньоберегівського часу була присутність у їхньому складі *Picea* sp. sect. *Eurpicea* і *Fagus* spp. У якості домінант листяних лісів виступав дуб: *Quercus* cf. *pubescens*, *Q.* cf. *robur*, *Q.* cf. *petraea*, і *Quercus* sp. Помітна роль у складі лісових угруповань належала також *Tilia* cf. *cordata*, *T.* cf. *platyphyllos*, *T.* sp., *Carpinus* cf. *betulus*., *Carpinus* sp., *Corylus* cf. *avellana*. У складі лісових угруповань Причорномор'я та Східного Приазов'я зустрічались поодинокі *Myrica* sp. Найбільша різноманітність таксономічного

складу термофільних рослин властива долинним лісам Східного Приазов'я та Придонецької низовини: *Zelkova* sp., *Nyssa* sp., *Juglans* cf. *cinerea* L., *J.* cf. *nigra* L., *Pterocarya* sp. Листяні породи помірної зони *Alnus* spp. та *Betula* spp. зростали переважно біля водоймищ. У трав'яному покриві лісів помітна роль належала папоротям Polypodiaceae та зеленим мохам Bryales, біля водоймищ зустрічались також сфагнові мохи *Sphagnum* sp.

У межах Східного Приазов'я, в якості домінант трав'янистих ценозів виступали *Artemisia* spp., а субдомінант – лугове різнотрав'я: Ariaceae, Lamiaceae, Ranunculaceae, Plantaginaceae, Urticaceae. Рослини родин Poaceae та Chenopodiaceae не приймали значної участі в складі рослинного покриву.

На Придонецькій рівнині [3] широкого розвитку набули дубово-соснові ліси за участю *Carpinus* cf. *betulus*, *Tilia* cf. *cordata*., *T.* cf. *platyphyllos*, *Fraxinus* sp., а у центральній частині Придніпровської низовини – мішані березово-соснові ліси за участю *Picea*, *Fagus* cf. *silvatica*, *Tilia* cf. *cordata*, *Corylus* cf. *avellana*. Термофільні рослини більш широко були представлені у складі долинних лісів Придонецької рівнини: *Juglans* cf. *cinerea*, *Pterocarya* sp., *Nyssa* sp., Moraceae. Найбільша кількість папоротей Polypodiaceae та плавунів *Lycopodium* sp. була характерна для трав'яного покриву лісів центральної частини Придніпровської низовини [3]. У складі трав'янистих ценозів цього регіону зафіксована найбільша таксономічна різноманітність лугового різнотрав'я.

Близькими за складом були ранньоберегівські ліси Київського Придніпров'я [1], а також центральної частини Придніпровської височини [5]. У лісах Придніпровської височини росли: *Quercus* spp., *Ulmus* sp., *Tilia* cf. *cordata*, *T.* cf. *platyphyllos*, *Fagus* cf. *silvatica*, *Corylus* cf. *avellana*. За ступенем участі термофільних елементів ліси зазначених регіонів не відрізнялись. У той же час, таксономічний склад термофільних елементів у лісових угрупованнях Придніпровської височини був менш представницьким. З цієї групи зустрічався лише *Juglans* cf. *cinerea*. Таксономічний склад трав'янистих ценозів був також близьким. Слід зазначити, що у якості домінант трав'янистих угруповань центральної частини Придніпровської височини виступали представники Poaceae. У складі рослинного покриву помітна роль належала гідро- та гігрофітам: *Typha* spp., *Sparganium* sp., *Potamogeton* sp.

У середньоберегівський час, в структурі рослинного покриву практично всіх регіонів рівнинної України зросла роль трав'янистих ценозів, які займали більш значні площі, порівняно до лісових угруповань. І лише в межах Східного Приазов'я по річкових терасах широкого розвитку набули дубово-соснові ліси. Зі складу лісів зникла *Picea*, серед листяних порід практично не зустрічався *Fagus* cf. *silvatica*. За кількістю термофільних елементів середньоберегівські ліси дещо переважали ранньоберегівські, але до їх складу вже не входили *Pterocarya* sp., *Juglans* cf. *nigra*, *Nyssa* sp., а основна роль належала переважно *Juglans* cf. *cinerea* та Moraceae. Поодинокі у лісових угрупованнях Східного Приазов'я та Донбасу зустрічався *Rhus* sp. Загалом таксономічний склад листяних рослин помірно-теплої зони в лісах, порівняно до ранньоберегівського часу, практично не змінився, але на відміну від ранньоберегівського часу, ще більше у їхньому складі зменшилась роль листяних рослин помірної зони, а у трав'яному покриві – помітно скоротилась роль папоротей, практично не зустрічались плавуні. У складі трав'янистих ценозів всіх вивчених регіонів збільшилась роль різнотрав'я, а також водних та прибережно-водних рослин.

Характерною особливістю рослинного покриву пізньоберегівського часу було збіднення таксономічного складу листяних рослин. На різних елементах рельєфу росли або розріджені березово-соснові ліси, або трав'янисті ценози за значною участю Asteraceae та Chenopodiaceae. Широколистяні породи у складі лісів були представлені переважно *Quercus* cf. *robur* та *Tilia* cf. *cordata*, термофільні елементи практично не зустрічались.

Значна аридизація клімату, що відбулась на початку еоплейстоцену, проявилась у збідненні рослинності, у тому числі зникненні з її складу термофільних елементів, скороченні ролі широколистяних порід помірно-теплої зони, а також зміні домінант трав'янистих ценозів.

У межах значної частини території рівнинної України, на протязі березанського етапу переважав лісостеповий тип рослинності і лише в південних та південно-східних регіонах [1, 6], збільшились площі, на яких широкого розвитку набули трав'янисті ценози. У межах Придонецької рівнини та Приазов'я [6] основними їх складовими були представники родин Chenopodiaceae та Asteraceae, центральної частини Придніпровської височини – Роaceae. Саме для останнього регіону та західної частини Придніпровської низовини був характерний розвиток лугово-степових ценозів та місцезнаходження малочисельних водних та прибережно-водних рослин: *Sparganium* sp., *Typha* sp.

За даними С. Турло [6], для трав'янистих угруповань південних регіонів України була характерна участь представників родини Frankeniaceae, які належать до типових представників ксерофітів та галофітів, що може свідчити про існування на півдні солончакової рослинності.

Основною складовою розріджених лісів березанського часу були *Pinus* spp. subg. *Diploxylon* з невеликою домішкою *Betula* spp., а у зволжених місцях – *Alnus* spp. Широколистяні породи у лісах представлені переважно *Quercus* cf. *robur*, а до складу лісових угруповань північно-західної частини Придніпровської низовини входили *Tilia* cf. *cordata*, *Corylus* cf. *avellana* та дуже рідко – поодинокі *Juglans* cf. *regia*.

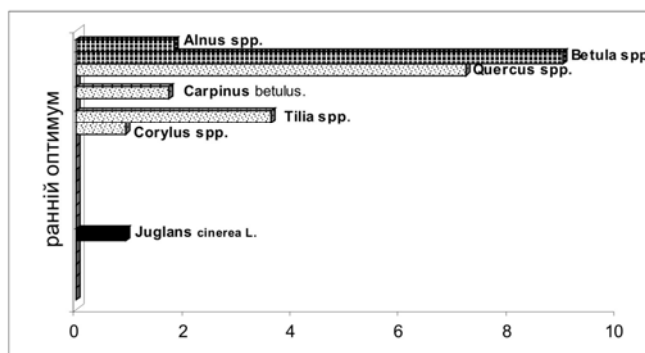
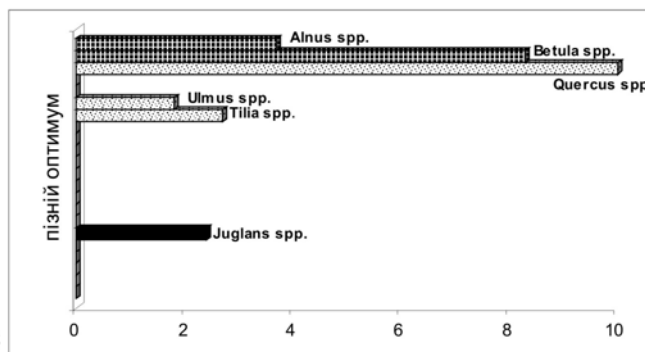
За матеріалами Н. Герасименко [2], найвологіші умови та, відповідно, більше представництво листяних рослин у складі лісових угруповань, а також різнотрав'я – у складі трав'янистих ценозів, зафіксовані у середньобережанський час, а найпосушливіші та найпрохолодніші – у пізньобережанський.

Загальні тенденції аридизації та похолодання клімату, що відбувались на протязі еоплейстоцену виявили вплив не тільки на склад рослинності холодних етапів, але і теплих. В якості основних складових широколистяно-хвойних та мішаних лісів крижанівського часу були переважно *Quercus* spp., або *Tilia* cf. *cordata*.

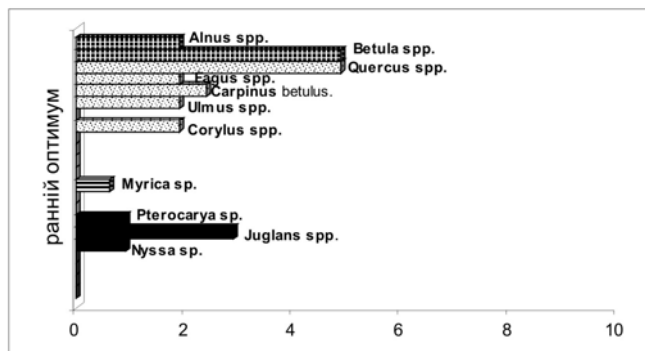
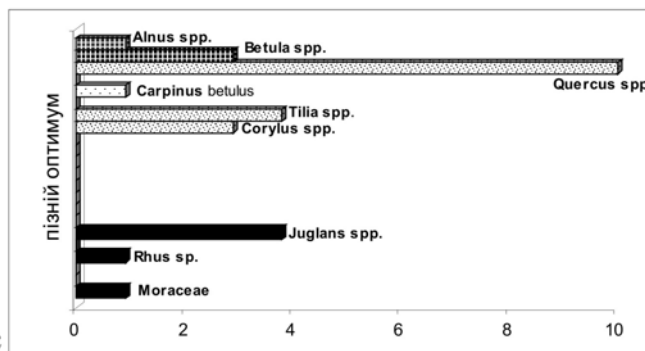
Порівняно до берегівського етапу пізнього пліоцену в складі рослинності скоротилась роль та таксономічне різноманіття термофільних рослин, зросла участь дрібнолистяних порід помірної зони та хвойних (див. рисунок). До характерних особливостей рослинності етапу, що розглядається можливо зачислити присутність темнохвойних елементів (переважно *Picea* spp. sect. *Euricea*) у складі лісів практично всієї рівнинної території України, а також доволі яскравий прояв диференціації рослинного покриву південних, південно-східних (домінування трав'янистих угруповань ксерофільного типу) та центральних, північно-східних і північно-західних областей (переважання широколистяно-хвойних, дубово-соснових та мішаних лісів). У межах Приазов'я,

Донбасу та Північного Причорномор'я лісові угруповання мали широкий розвиток лише по річкових терасах.

Крижанівський час  
еоплейстоцен



Берегівський час  
пліоцен



Таксономічний склад листяних порід берегівських та крижанівських рослинних угруповань Приазовської височини:

- листяні породи помірної зони; – листяні породи помірно-теплої зони;
- листяні породи теплопомірної зони; – термофільні рослини.

Для рослинного покриву ранньокрижанівського часу (період формування ранньооптимального ґрунту) більшості регіонів рівнинної України властиве незначне таксономічне різноманіття листяних рослин (*Alnus* spp., *Betula* spp., *Quercus* spp., *Tilia* spp.). Головно представлені хвойні та трав'янисті рослини. З термофільних елементів у лісах зустрічались малочисельні *Juglans* spp.

За даними Н. Герасименко [1, 2], на межі ранньо- та середньокрижанівського часу зафіксоване похолодання, що проявилось у збідненні рослинного покриву елементами широколистяної та термофільної флори. Отримані нами матеріали поки не дають можливості підтвердити цей висновок.

У середньокрижанівський час (формування пізнього оптимального ґрунту) в структурі рослинного покриву значно зросла роль листяних рослин. Вірогідно, у цей же час відбулось деяке зволоження клімату, що сприяло розширенню таксономічного складу широколистяних порід: *Fagus* cf. *silvatica*., *Fagus* sp., *Tilia* cf. *platyphyllos*, *T.* cf. *rubra*., *Carpinus* cf. *betulus*, *C.* cf. *orientalis*, *Ulmus* cf. *laevis*, *Ulmus* sp., а також – підліску в лісах: *Corylus* spp., *Elaeagnus* sp., *Rhamnus* sp., *Euonymus* sp. Широкий розвиток у цей час отримали березняки, а в дещо зволоженіших місцях – зарості *Salix* spp. та *Alnus* spp. У центральній частині Придніпровської височини [4] існували прісноводні водоймища, у яких росли *Sparganium* spp. та *Typha* spp. Термофільні елементи у складі лісових угруповань зустрічались в невеликій кількості та представлені переважно *Juglans* cf. *cinerea*, і лише у долинних лісах Приазов'я та Причорномор'я росли поодинокі *Pterocarya* cf. *stenoptera*, *Juglans* cf. *nigra*., а по берегах лиманів – *Myrica* sp.

У складі рослинного покриву Придніпровської височини та Придніпровської низовини переважали ліси, Придонецької рівнини – трав'янисті ценози, основними компонентами яких були різноманітні *Asteraceae* та різнотрав'я. Домінантами листяної складової лісів більшості регіонів були *Quercus* spp. І лише в межах північно-західної частини Придніпровської низовини та центральної частини Придніпровської височини – *Tilia* cf. *cordata*.

Рослинний покрив пізньокрижанівського часу відрізнявся помітним скороченням участі широколистяних та термофільних рослин. Значні площі в межах Придніпровської височини та Придніпровської низовини були вкриті сосновими лісами з невеликою домішкою дуба звичайного та липи дрібнолистяної. Широкого розвитку набули також березові рідколісся. У складі лісів вже не зустрічалась *Picea*. У південних регіонах та в межах Придонецької рівнини ще більше, порівняно до середньокрижанівського часу, розширились площі трав'янистих ценозів, а у їх складі помітно зросла роль *Chenopodiaceae*.

Таким чином, всі наведені матеріали свідчать про існування відмін складу рослинного покриву не тільки в межах теплого берегівського та холодного березанського етапів, але і двох теплих етапів – берегівського та крижанівського. Так, у берегівський час пізнього пліоцену, майже на всій території рівнинної України панував лісостеповий тип рослинності, а у складі лісових угруповань значний відсоток належав широколистяним породам помірно-теплої зони та термофільним рослинам. У крижанівський час еоплейстоцену яскраво проявилась диференціація рослинного покриву. Значні площі в межах центральних регіонів України займали ліси за участю темнохвойних елементів та значним представництвом листяних рослин помірної зони, у південних районах переважав степовий та лісостеповий тип рослинності, а хвойні ліси були зосереджені лише на річкових терасах.

Встановлені відмінні особливості реконструйованих етапів рослинності будуть сприяти повнішому палеоботанічному обґрунтуванню межі пліоцен–плейстоцен.

---

1. Герасименко Н. П. Палеоландшафты правобережья Киевского Приднепровья (поздний кайнозой) / Н. П. Герасименко. – М., 1988. – 501 с. – Деп. в ВИНТИ Т. 1. – № 1645-B88, Т. 2. – 1646-B88.

2. Герасименко Н. П. Развитие зональных ландшафтов четвертинного периода на территории Украины : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора геогр. наук / Н. П. Герасименко. – К., 2004. – 40 с.

3. Сиренко Е. А. Развитие растительного покрова восточной Украины в плиоцене (по палинологическим данным) / Е. А. Сиренко // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. – М. : ИГиРГИ, 1999. – С. 223–229.

4. Сиренко Е. А. Фитостратиграфический аспект изучения верхнеплиоценовых-неоплейстоценовых отложений Украинского щита / Е. А. Сиренко // Геол. журн. – 2009. – № 3. – С. 65–78.

5. Сиренко О. А. Перші палинологічні дані з характеристики пліоценових відкладів центральної частини Українського щита / О. А. Сиренко // Геол. журн. – 2007. – № 1. – С. 92–98.

6. Сиренко Н. А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н. А. Сиренко, С. И. Турло. – Киев : Наук. думка, 1986. – 187 с.

### Summary

The representations are completed about the Late Pliocene and Eopleistocene plant cover composition of plain part of Ukraine based on palynological new materials with characteristics of Upper Pliocene and Eopleistocene sediments from sections located within the central part of the Ukrainian Shield and its southern slopes, the north-western part of the Dnieper-Donets depression and the Black Sea coastal depression. The article focuses on the characteristics of vegetation during the last warm phase of Pliocene – Berehiv, and the first cold and warm phases of Eopleistocene – Berezan and Kryzhaniv. Characteristic features of the vegetation of these stages, the composition of main forest-forming species and dominants among herbaceous communities, as well as the dynamics of vegetation changes during these stages are determined. The distinctive features of vegetation are established not only within the warm Berehiv and cold Berezan stages but also of two warm stages – Berehiv and Kryzhaniv.

УДК 551.79+569.32+56

**МОРФОЛОГИЯ ОСТАТКОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ  
ХАПРОВСКОГО КОМПЛЕКСА С МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ СЕМЁНОВКА  
(БЕЛГОРОД-ДНЕСТРОВСКИЙ р-н, ОДЕССКАЯ обл.)**

**Александр Мотузко**

*Белорусский государственный университет,  
просп. Независимости, 4, 220050, г. Минск, Беларусь,  
e-mail: motuzko@land.ru*

На правом берегу Днестровского лимана в 2 км от с. Семеновка Белгород-Днестровского р-на Одесской обл. при геологическом обследовании берегов лимана в 2006 году открыто новое местонахождение остатков млекопитающих хапровского фаунистического комплекса. Фауносодержащие слои представляли собой отложения балочного аллювия, которые врезаются в геологические слои понтического времени. Толща болотных почв и плотных сизых глин понта резко поднимается над урезом воды лимана на высоту до 20 м, за счет чего увеличивается относительная высота коренного берега до отметки 80 м. Пестрая толща почв и глин с размывами перекрывается линзовидными врезами гравелистых и мелкозернистых песков с обломками известняков и редкими мелкими валунами. К этим врезам приурочены находки остатков крупных и мелких млекопитающих. Линзы с остатками фауны имеют мощность до 6 м и простираются вдоль берега на 20–25 м. Таких врезов в разрезе берега несколько. Все они имеют одинаковое геологическое строение. Глубокие части врезов заполнены гравелистыми разнозернистыми ожелезненными песками мощностью до 2 м. На них ложится слой мелкозернистых горизонтальнослоистых ожелезненных песков мощностью 4 м. На всем протяжении песчаная толща с остатками фауны млекопитающих перекрыта сложным почвенным комплексом, который состоит из четырех почвенных горизонтов коричневого и буровато-коричневого цвета. Мощность почвенного комплекса выдержана в пространстве и составляет 5 м. До бровки коренного берега лимана развита лессово-почвенная покровная серия отложений, которая достигает 65–70 м мощности. Лессовидные породы представлены супесями часто слоистыми и волнистыми генерациями палевого цвета. Почвенные комплексы из 3–4 чернозёмовидных или красно-коричневых горизонтов. Воды лимана все время обновляют геологические разрезы, что облегчает их изучение и отбор фауны млекопитающих. Концентрация фаунистических остатков не высока, и в основном, остатки крупных животных встречаются в гравелистых песках, а мелких – в мелкозернистых. За четыре краткосрочных посещения разрезов было собрано около 30 определяемых остатков ископаемых млекопитающих. Сохранность остатков хорошая – все фрагменты сильно минерализованы, тяжелые, ожелезненные, с прочным налипанием сцементированного солями железа конгломерата из песков и мелкой гальки. Цвет костей из гравелистых песков



темно-бурый, а из мелкозернистых – светло-желтый. В основном встречаются крупные остатки – зубы и бивни хоботных, крупные кости конечностей оленей, редко обломки нижней челюсти и черепа, и совсем редко отдельные зубы. Все остатки фрагментарны, но следов окатанности на них нет.

Видовой состав ископаемой фауны следующий – *Trogotherium minus* Newton, *Villanyia aff. fejevaryi* (Kormos), *Miomys cf. pusillus* Mehely, *Anancus sp.*, *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva, *Hipparion sp.*, *Equus (Allohippus) aff. livenzovenssis* Baigusheva, *Sus cf. minor* F. Major, *Cervus (Rusa) cf. philisi* Schaub, *Eucladoceros sp.*, *Palaeotragus (Yuorlovia) sp.* Фауна имеет характерные черты, которые позволяют отнести её к хапровскому фаунистическому комплексу, существование которого определено в интервале 2,6–2,2 млн. лет назад, что совпадает по времени со средним виллафранком и большей частью зоны MN 17. Особенностью фауны являются доминантные виды - древний архидискодонтный слон (*Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva) и крупная ливенцовская лошадь (*Equus (Allohippus) aff. livenzovenssis* Baigusheva). Кроме этого, в структуре фауны находятся эндемичные животные, существование которых завершается в хапровской фауне – бугорчатозубый мастодонт (*Anancus sp.*), гиппарион (*Hipparion sp.*), жирафы (*Palaeotragus (Yuorlovia) sp.*). В фауне преобладают виды открытых ландшафтов – слоны, лошади, жирафы. Присутствующие в структуре фауны олени, свиньи, бобры заселяли приречные биотопы.

#### Систематическое описание

#### Отряд RODENTIA Bowdich, 1821

#### ГРЫЗУНЫ

#### Семейство CASTORIDAE Gray, 1821

#### БОБРОВЫЕ

#### *Trogotherium minus* Newton, 1890 – Малый трогонтериевый бобр

Материал – третий левый коренной зуб верхней челюсти (M3) (рис. 1, 1).

Описание и сравнение. Зуб имеет небольшое повреждение с наружной стороны. Эмаль и дентин минерализованы, темно-серого цвета. Остаток целый, не несет следов окатанности. На жевательной поверхности четыре поперечных эмалевых поля, которые выгнуты слегка назад. Открытой является только первая внутренняя эмалевая складка до глубины 9 мм. Все остальные наружные и внутренние складки эмали закрыты и на жевательной поверхности соединены в овалы. Длина зуба 7 мм, ширина – 8 мм, высота составляет 26 мм. Быстрое замыкание эмалевых складок при стирании зуба является характерным признаком бобров рода *Trogotherium*, а небольшие размеры зуба позволяют отнести рассматриваемый M3 к виду *T. minus* Newton. Для сравнения следует отметить, что размеры M3 у *T. cuvieri* Fischer следующие: длина 9,2–12,3 мм, а ширина – 7,4–8,8 мм [6, с. 246–247].

#### Семейство CRICETIDAE Fischer von Waldheim, 1817

#### ХОМЯКОВЫЕ

#### *Villanyia aff. fejevaryi* Kormos, 1934

Материал – обломок верхнего коренного зуба M1–2 (рис. 1, 3а, 3б) и, вероятно, обломок нижнего коренного зуба m1 (рис. 1, 4а, 4б).

Описание и сравнение. Бесцементная корнезубая полёвка. Эмаль средней толщины, недифференцирована. Размеры (мм) M1–2 – длина 1,8?, ширина – 1,4, высота – 4,4. Размеры m1: длина 1,5, высота – 3,5. Конида замыкаются в корневой части плавно, и корневая часть развита на стадии “пузырей”. Подобные характеристики были отмечены Л. Александровой [1, с. 55–58] для *Villanyia feiervaryi* Kormos из Ливенцовского карьера. Описываемые остатки похожи и на представителей рода *Borsodia*. Однако А. Тесаков [7, с. 168] отмечает, что *Borsodia* отличается от рода *Villanyia* более крупными размерами.

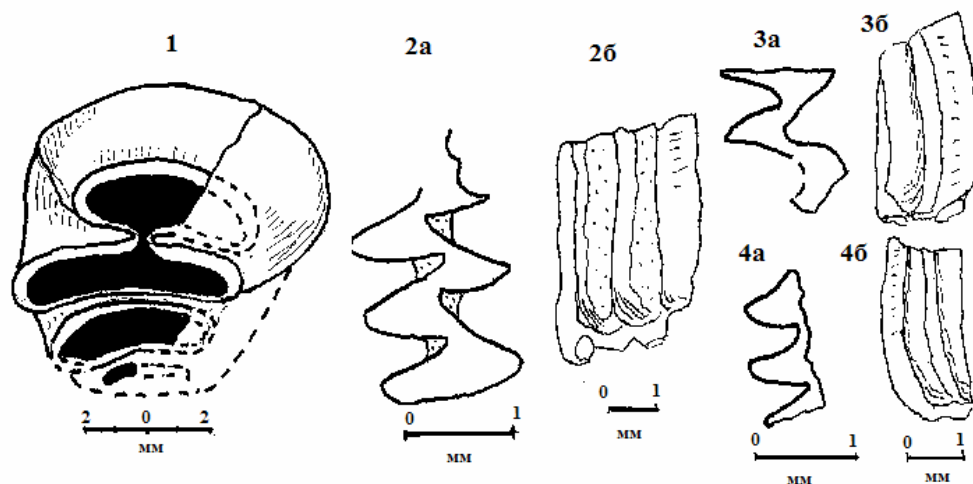


Рис. 1. Строение коренных зубов грызунов из местонахождения Семёновка.  
1 – M3 *Trogontherium minus* Newton; 2a, 2б – m1 *Mimomys cf. pusillus* Mehely;  
3a–4б – M1–2, m1 *Villanyia aff. feiervaryi* Kormos

### **Mimomys cf. pusillus Mehely, 1914**

Материал. Фрагмент первого нижнего коренного зуба m1 (рис. 1, 2a, 2б).

Описание и сравнение. Цементная корнезубая полёвка. На m1 поврежден параконидный отдел. Эмаль на конидах тонкая, недифференцированная. На жевательной поверхности кониды слитые. На стенке параконидного отдела слабо выражена мимомисная складка эмали, которая на боковой поверхности достигает до половины высоты зуба. Цемент в незначительном количестве заполняет впадины конидов. Корневая часть выражена хорошо – передний корень широкий овальный, а задний – округлый. Размеры зуба (мм) – длина 2,7?, ширина 1,5, высота 4,8. По морфологическим признакам и размерам рассматриваемый m1 близок к *Mimomys cf. pusillus* Mehely из Ливенцовского карьера [1, с. 70–71].

### **Отряд PROBOSCIDEA Illiger, 1811**

#### **ХОБОТНЫЕ**

#### **Семейство GOMPHOTHERIIDAE Cabrera, 1929**

#### **БУГОРЧАТОЗУБЫЕ МАСТОДОНТЫ**

#### **Род Anancus Aymard, 1859**

#### **Anancus sp.**

Материал. Обломок бугорка коренного зуба (рис. 2, А).

Описание и сравнение. Сохранился бугорок с жевательной поверхности зуба. Фрагмент сильно минерализован, светло-коричневого цвета. Эмаль светло-серого цвета, ровная, без складок. Бугорок обособлен на всю высоту остатка,

и заметно расширяется в корневой части. Длина бугорка равна 12 мм, ширины на жевательной поверхности 16, а в прикорневой части – 25. Высота фрагмента составляет 56 мм. Толщина эмали на жевательной поверхности равна 3,2 мм, а в прикорневой части – 4 мм.

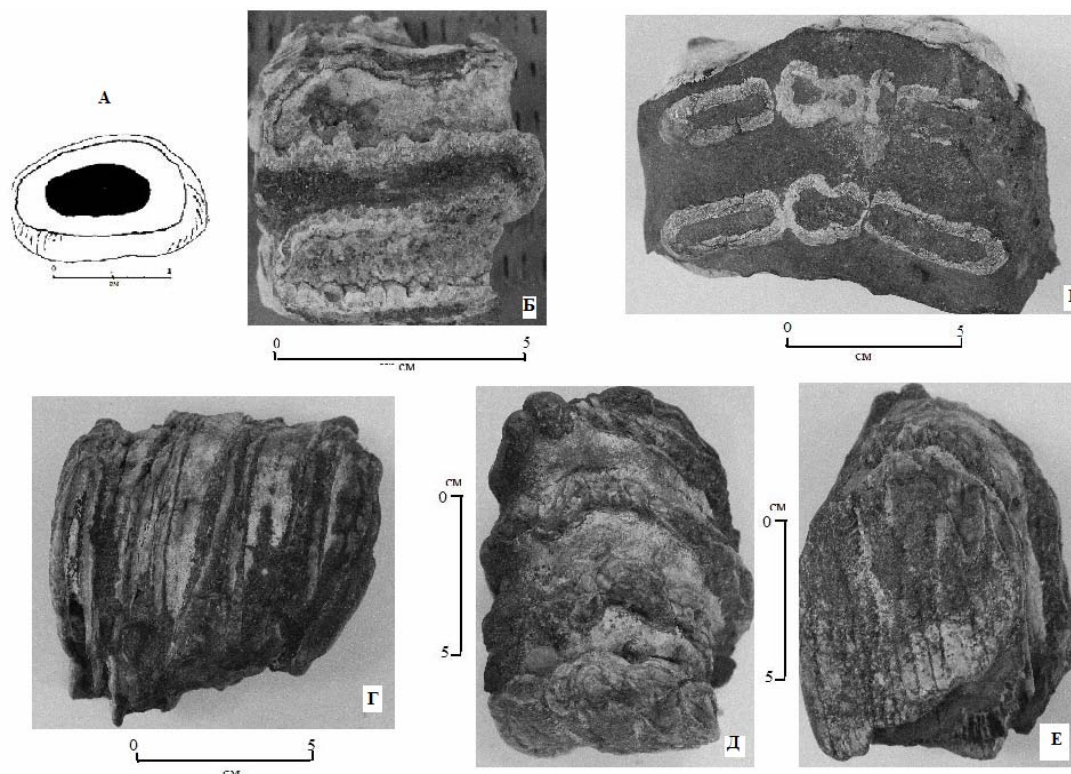


Рис. 2. Морфологическое строение зубов хоботных животных из местонахождения Семёновка. А – *Anancus* sp., Б–Е – *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva.

### Семейство ELEPHANTIDAE Gray, 1821

#### СЛОНОВЫЕ

#### *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva, 1965

#### Слон Громова

**Материал.** 9 фрагментов предкоренных и коренных зубов, 4 обломка бивней (рис. 2, Б–Е).

**Описание и сравнение.** Остатки сильно минерализованные, тяжелые, палевого цвета. Эмаль серая. В начальной стадии стирания эмаль образует 5-6 небольших круглых островков. В средней части коронки островки эмали соединяются в два вытянутых по краям овалов и между ними округлый эмалевый островок. Эмаль толстая, без складок. В прикорневой части эмалевые островки образуют сплошной овал со складчатой эмалью. Характерной особенностью остатков является небольшая высота коронки зубов и толстая эмаль. Зубы широкие – ширина коронки составляет 75–106 % высоты. Размеры в мм даны в таблице. Сопоставляя отмеченные показатели с материалами из Ливенцовского карьера [4, с. 71–81; 8, с. 50–60], следует отметить, что остатки из местонахождения Семёновка принадлежат *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva. В последнее время исследователи подвергают сомнению самостоятельность вида *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva и предлагают

его рассматривать как подвид – *Archidiskodon meridionalis gromovi* Garutt et Alexeeva, т. е. ранний подвид южного слона *Archidiskodon meridionalis* Nesti.

Таблица 1  
Промеры зубов *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva из местонахождения Семёновка

Промеры, мм	Порядковый номер зубов								
	p4	P4	M1	m2	m3	m3	M3	M3	M3
1. Длина коронки	–	?71?	?75	–	–	?106?	–	–	–
2. Ширина коронки	51	59	74	79	93	97	98	98	99
3. Высота коронки	38	79	85	79	88	130	112	124	107
4. Частота пластин	4	5	6	4	4	4,5	4	4,5	–
5. Толщина эмали	3–4	3,2	4	4	4,3	3,5	3,5	–	4
Индекс ширины (2:3)	–	75	87	100	106	75	88	79	92

### Отряд PERISSODACTYLA Owen, 1848

#### НЕПАРНОПАЛЫЕ

#### Семейство EQUIDAE Gray, 1821

#### ЛОШАДИНЫЕ

#### *Hipparion* sp. – Гиппарион

Материал. Фрагмент второго предкоренного зуба верхней челюсти (P2) (рис. 3, А).

Описание и сравнение. Характерной особенностью в строении рассматриваемого фрагмента является обособленный протокон от остальных морфологических частей зуба. Островок эмали до корневой части сохраняет изолированность. Отмеченный признак наблюдается на верхних коренных зубах представителей рода *Hipparion*. Эмалевая шпора на внутренней стенке зуба не достигает протокона и имеет простое строение, что характерно для второго верхнего предкоренного зуба P2 *Hipparion* sp.. Эмаль на стенках и на протоконе средней толщины – 1 мм. Длина протокона равна 6 мм, ширина – 4, высота – 31. Длина эмалевой шпоры составляет 3 мм.

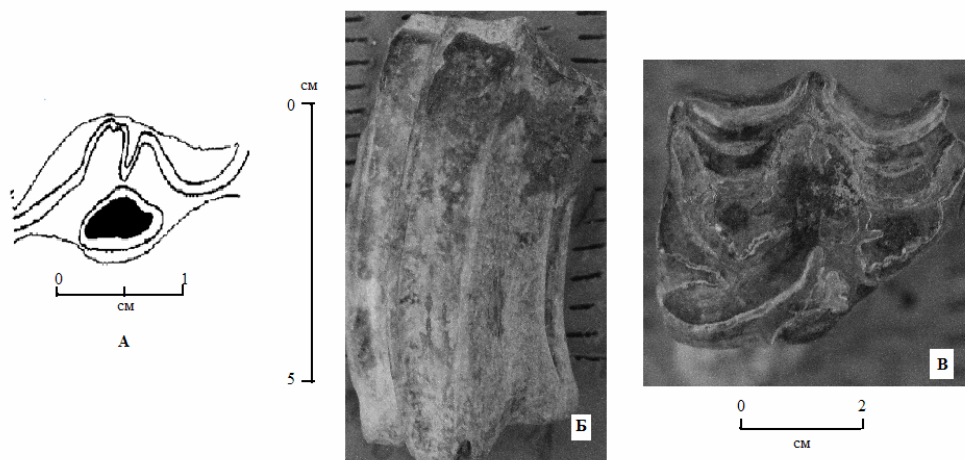


Рис. 3. Коренные зубы лошадиных животных из местонахождения Семёновка.  
А – *Hipparion* sp., Б–В – *Equus (Allohippus) aff. livenzovensis* Baigusheva.

***Equus (Allohippus) aff. livenzovensis* Baigusheva, 1978****Ливенцовская лошадь**

Материал. Фрагмент верхнего коренного зуба М1-2 (рис. 3, Б-В), обломок пяточной кости, верхняя часть лучевой кости, грифельная косточка (рис. 4).

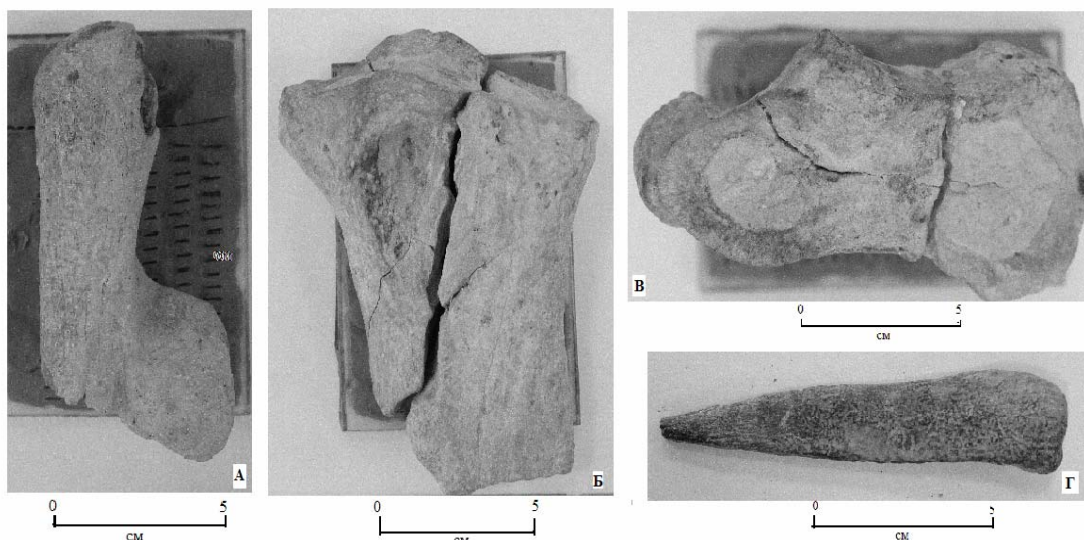


Рис. 4. Кости посткраниального скелета *Equus (Allohippus) aff. livenzovensis* Baigusheva из местонахождения Семёновка. А – пяточная кость; Б – лучевая кость; В – суставная поверхность лучевой кости; Г – грифельная косточка.

Описание и сравнение. У М1-2 повреждена задняя часть протокона. По сохранившемуся фрагменту видно, что верхняя стенка протокона выпуклая. Гипокон широкий, на конце заострен. Долинка гипокона глубокая, узкая и на конце уплощена. Шпора *pli saballian* длинная с несколькими складками на конце. Парастиль широкий, округлый. Мезостиль узкий, нераздвоенный. Внутренние и нижние стенки марок сильно складчатые. Размеры М1-2 (мм): длина – 32, ширина – 29,7, высота – 74.

Пяточная кость (рис. 4, А) светло-серого цвета, сильно минерализована. Сохранился пяточный бугор, верхняя часть держателя таранной кости (медиальный отросток) и частично суставная фасетка. Размеры фрагмента в мм следующие: высота пяточного бугра – 66,6, ширина его тела – 26,5, переднезадний диаметр там же – 54, ширина вершины бугра – 27,2, переднезадний диаметр там же – 58,7.

В коллекции имеется фрагмент проксимальной части лучевой кости (рис. 4, Б-В). Кость минерализованная, тяжелая, светлопалевого цвета. На дорсальной поверхности хорошо выражена шероховатость в виде глубокой вмятины для прикрепления двуглавого мускула плеча. На латеральной поверхности локтевая кость отсутствует, но хорошо сохранился связочный бугор и две впадины для суставных поверхностей локтевой кости. Проксимальный эпифиз несёт суставную поверхность для блока плечевой кости (рис. 4, В). Ширина проксимального эпифиза равна 97 мм, максимальный переднезадний диаметр там же – 56,5, минимальный диаметр – 42, ширина диафиза – 60,4, переднезадний диаметр там же – 36.

Грифельная косточка (рис. 4, Г) треугольной формы, минерализованная, черного цвета, тяжелая. Длина косточки равна 118 мм, ширина проксимального конца – 24,3, переднезадний диаметр там же – 20.

Отмеченные признаки для имеющихся фрагментов наблюдаются у *Equus (Allohippus) livenzovensis* Baigusheva [2, с. 98–102].

### Отряд ARTIODACTYLA Owen, 1848

#### ПАРНОПАЛЫЕ

#### Семейство SUIDAE Gray. 1821

#### СВИНЫЕ

#### *Sus cf. minor* F. Major

**Материал.** Фрагмент правой нижней челюсти с р3–m3 (рис. 5).

**Описание и сравнение.** Остаток сильно минерализован, бурого цвета, тяжелый. На фрагменте отсутствует резцовая часть и челюстная ветвь. Эмаль на зубах коричневого цвета. Коренные зубы брахиодонтные, с четырьмя основными бугорками, разделенными глубокими складками.

Зубы находятся в начальной стадии стирания, m1 и m2 имеют прямоугольную форму без дополнительных бугорков эмали, m3 – с хорошо выраженными основными и дополнительными эмалевыми бугорками. Присутствует воротничок. Талонид с четырьмя эмалевыми бугорками. Размеры в мм следующие: ширина тела нижней челюсти под m1 – 22,5, под m2 – 28,5, под m3 – 31,3. Длина m3 – 33,2, ширина – 20,5, высота – 13,0, толщина эмали – 2,5–3,0. Остальные промеры даны в табл. 2.

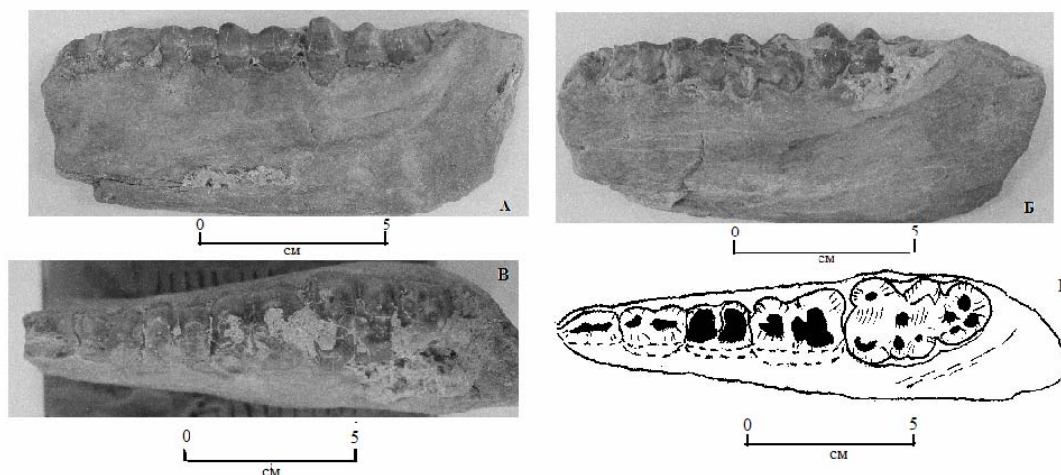


Рис. 5. Морфология нижней челюсти *Sus cf. minor* F. Major из местонахождения Семёновка. А–Б – вид с наружной и внутренней стороны челюсти, В–Г – зубная система.

Сравнение морфологических и морфометрических показателей дает основание утверждать, что фрагмент из местонахождения Семёновка относится к *Sus cf. minor* F. Major.

Таблица 2

Промеры нижних челюстей и нижних зубов представителей рода *Sus*

Промеры, мм		<i>Sus cf. minor</i> , Семёновка	<i>Sus strozzii</i> , Хапры	<i>Sus minor</i> , Квабеби
			[8, с. 92]	
1. Длина m1 – m3		71,2	88,8	60,0–66,0
2. Длина	p3	16,2	15,2	13,5–15,0
3. Ширина		8,4	11,0	12,0–13,5
4. Длина	p4	15,5	16,8	13,0–13,5
5. Ширина		11,0	14,3	16,0–17,0
6. Длина	m1	15,0	20,0	13,0–24,5
7. Ширина		12,0	17,8	17,0–21,0
8. Длина	m2	17,7	25,0	22,0–24,0
9. Ширина		14,5	22,0	21,0–22,0
10. Длина	m3	33,2	42,8	29,5–31,0
11. Ширина		20,5	24,8	20,0–22,0

## Семейство CERVIDAE Goldfuss, 1820

## ОЛЕНЬИ

Род *Cervus* Linnaeus, 1758

## Настоящие олени

*Cervus (Rusa) philisi* Schaub

Материал. Фрагмент правого сброшенного рога, проксимальная часть правой лучевой кости и дистальная часть метакарпа (рис. 6).

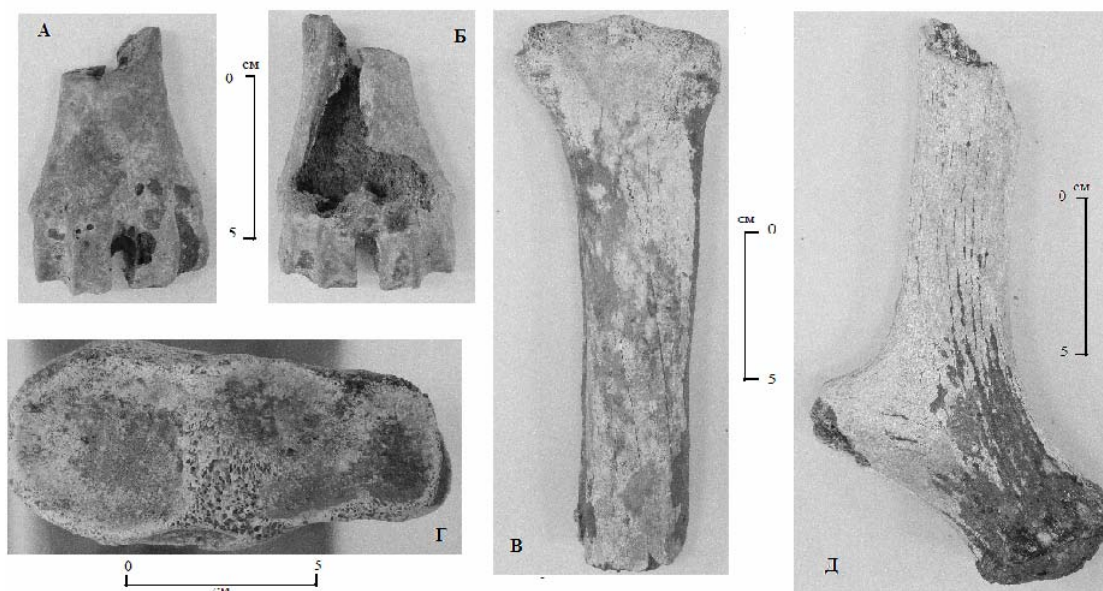


Рис. 6. Фрагменты скелета *Cervus (Rusa) philisi* Schaub из местонахождения Семёновка. А–Б – дорсальная часть метакарпа, В–Г – проксимальная часть лучевой кости и её суставная поверхность, Д – сброшенный правый роговой стержень.

Роговой стержень без пенька и верхних отростков (рис. 6, Д), минерализован, тяжелый, палевого цвета. Поверхность рога слабобороздчатая. Основание рога округлое – индекс уплощенности равен 0,9. Надглазничный отросток расположен относительно близко к основанию, округлый (индекс уплощенности – 0,7). Диаметр розетки составляет 42 мм, переднезадний диаметр розетки – 44, высота первого разветвления – 46, диаметр штанги выше первого отростка – 28, переднезадний диаметр там же – 30. Подобные характеристики указаны для *Cervus (Rusa) philisi* Schaub из Ливенцовского карьера [8, с. 116–118].

Метакарп обломан и поврежден с передней стороны (рис. 6, А–Б). Ширина суставного блока равна 46,5 мм, переднезадний диаметр блока в гребневой части – 29, ширина кости в мышелках – 47,6.

Лучевая кость тонкая, изящная, выпуклая с дорсальной стороны и вогнута с вентральной (рис. 6, В–Г). Локтевая кость обломана, но след прорастания её к лучевой кости хорошо сохранился. Длина фрагмента равна более 180 мм, ширина диафиза – 31, переднезадний диаметр – 22,5. Ширина проксимального конца – 61, Проксимальная суставная поверхность состоит из трех частей, разделенных двумя гребнями. Ширина суставной 57 мм, переднезадний диаметр сустава с медиальной стороны – 29,5, а с латеральной – 21.

#### Род *Eucladoceros* Falconer, 1868

#### Сложнорогие олени

#### *Eucladoceros* sp.

Материал. Фрагмент черепа с обломком рогового стержня (рис. 7).

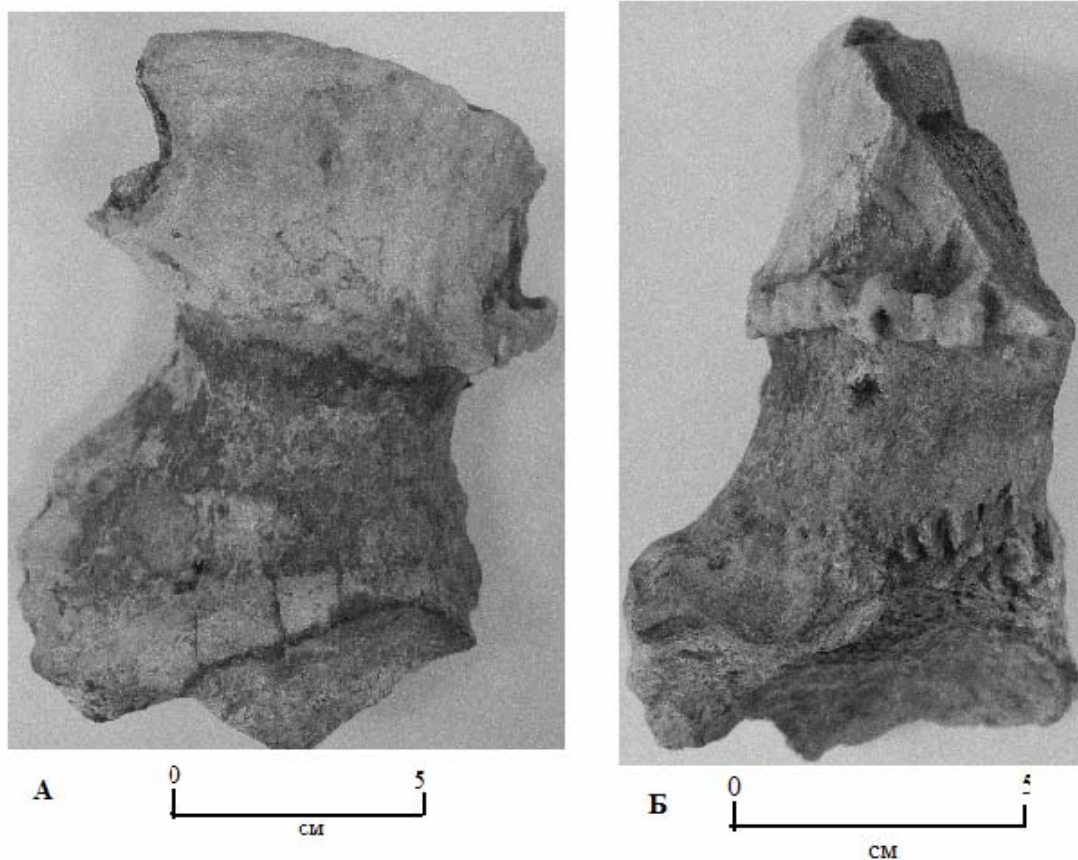


Рис. 7. Фрагмент черепа с рогом *Eucladoceros* sp. из местонахождения Семёновка.  
А – вид со стороны лобной кости, Б – вид со стороны височной кости.



Описание и сравнение. Фрагмент представлен остатком лобной кости с пеньком и обломком рогового стержня. Все элементы сильно минерализованы, тяжелые, палевого цвета. Пенек рога массивный, округлый в сечении. Диаметр пенька равен 55,5 мм, длина – 26,2 (рис. 7, Б). Рог крупный. Розетка массивная, округлая в сечении. Переднезадний диаметр розетки равен 75,6 мм. Первый надглазничный отросток расположен низко, почти возле самой розетки (рис. 7, А). Переднезадний диаметр основания рога выше розетки составил 75,4 мм, а диаметр первого отростка – 38,5. Крупные размеры рога, наличие низко расположенного надглазничного отростка являются характерными отличительными чертами оленей рода *Eucladoceros* из хапровского фаунистического комплекса [3, с. 236–252; 8, с. 123–125].

### Семейство GIRAFFIDAE Gray, 1821

#### ЖИРАФОВЫЕ

#### *Palaeotragus (Yuorlovia) sp.*

Материал. Фрагмент лучевой кости (рис. 8).

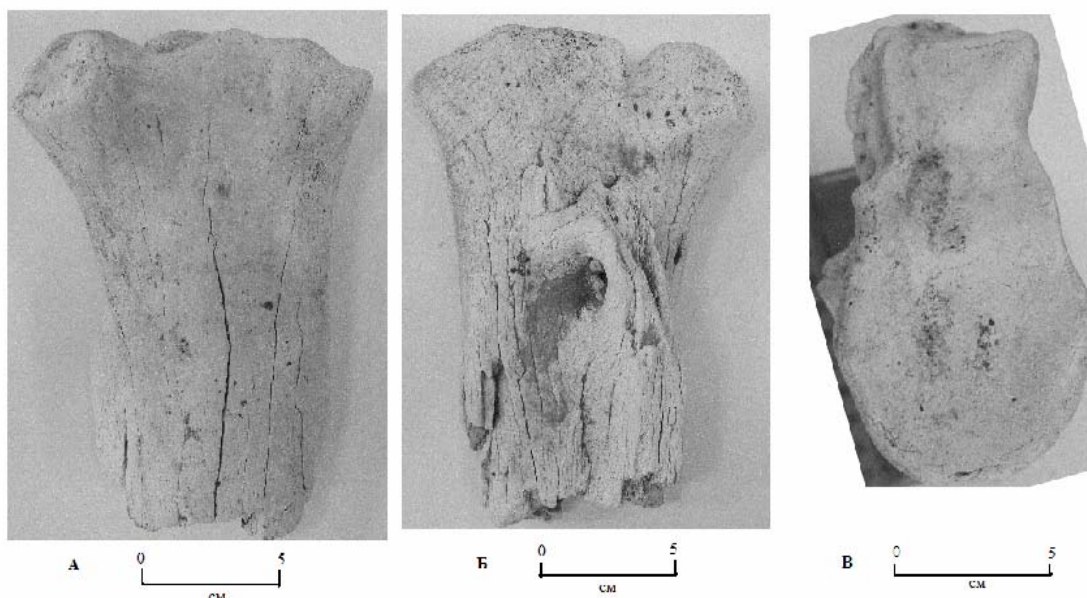


Рис. 8. Фрагмент проксимальной части лучевой кости *Palaeotragus (Yuorlovia) sp.* из местонахождения Семёновка. А – дорсальная поверхность, Б – вентральная поверхность, В – сустав.

Описание и сравнение. Кость минерализованная, тяжелая, светло-палевого цвета. Локтевая кость отсутствует, однако место прикрепления её к лучевой кости хорошо сохранилось. Характерно также наличие межкостного пространства в виде сквозного округлого отверстия (рис. 8, Б). Суставная поверхность разделена на две части глубокой и широкой впадиной (рис. 8, В). Кость мощная – ширина эпифиза равна 73,5 мм, переднезадний диаметр там же – 42,3, ширина проксимального конца – 123,1, максимальный переднезадний диаметр – 62,2, ширина сустава – 111,4. Сравнение описываемого фрагмента с аналогичными материалами из коллекции А. Годиной в Палеонтологическом институте РАН и опубликованные данные [5, с. 67–75] позволяет отнести ископаемые остатки из местонахождения Семёновка к *Palaeotragus (Yuorlovia) sp.*

1. Александрова Л. П. Грызуны антропогена европейской части СССР / Л. П. Александрова. – М. : Наука, 1976. – 100 с.
2. Байгушева В. С. Крупная лошадь хапровского комплекса северо-восточного Приазовья / В. С. Байгушева // Изв. Сев.-Кавказ. научн. центра Высшей школы. Естествен. науки. Ч. 1. – 1978. – С. 98–102.
3. Байгушева В. С. К строению черепа крупных оленей хапровского комплекса / В. С. Байгушева // Палеотериология. – М. : Наука, 1994. – С. 236–252.
4. Байгушева В. С. Обзор находок древних слонов по материалам Приазовья / В. С. Байгушева, В. В. Титов // Мамонт и его окружение: 200 лет изучения. – М. : Геос, 2001. – С. 71–81.
5. Година А. Я. *Palaeotragus* из неогеновых отложений Западной Монголии и Средней Азии / А. Я. Година // Ископаемая фауна и флора Монголии. – М. : Наука, 1975. – С. 67–75.
6. Мотузко А. Н. Остатки бобра-трогонтерия из местонахождений у с. Порт-Катон и Ливенцовского карьера в Приазовье / А. Н. Мотузко // Териофауна плейстоцена / [А. К. Агаджанян, А. Н. Мотузко]. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1972. – С. 168–275.
7. Тесаков А. С. Биостратиграфия среднего плиоцена–эоплейстоцена Восточной Европы (по мелким млекопитающим) / А. С. Тесаков. – М. : Наука, 2004. – 247 с.
8. Титов В. В. Крупные млекопитающие позднего плиоцена Северо-Восточного Приазовья / В. В. Титов. – Ростов-на-Дону : Изд-во ЮТЦ РАН, 2008. – 264 с.

### Summary

In 2006 on the right Bank of the Dniester estuary a new location of mammals remains of a Khaprovsky faunistic complex has been discovered. Fauna-containing layers are represented by beam alluvium deposits which are cut in the geological layers of Pontical time. Right until the brow of the radical coast of the estuary the alluvium sediments are covered by the loess-soil series of sediments, which reaches 65–70 meters in thickness.

The species composition of the fossil fauna is as follows – *Trogontherium minus* Newton, *Villanyia aff. fejervaryi* (Kormos), *Mimomys cf. pusillus* Mehely, *Anancus sp.*, *Archidiskodon gromovi* Garutt et Alexeeva, *Hipparion sp.*, *Equus (Allohippus) aff. livenzovenski* Baigusheva, *Sus cf. minor* F. Major, *Cervus (Rusa) cf. philisi* Schaub, *Eucladoceros sp.*, *Palaeotragus (Yuorlovia) sp.* Fauna refers to the (Khaprovsky faunistic complex), which period of existence is determined in the range of 2.6–2.2 million years ago, which coincides in time with the middle Villafranchian and the greater part of the MN 17 zone.

УДК [551.8+902] (477.43)

**ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНІ ТА АРХЕОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ  
РАНЬОПАЛЕОЛІТИЧНИХ МІСЦЕЗНАХОДЖЕНЬ БІЛЯ  
сmt МЕДЖИБІЖ**

**Жанна Матвіїшина<sup>1</sup>, Вадим Степанчук<sup>2</sup>, Сергій Рижов<sup>3</sup>,  
Сергій Кармазиненко<sup>1</sup>, Олег Погорілець<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> *Інститут географії Національної академії наук України,  
вул. Володимирська, 44, 01034, м. Київ, Україна,  
e-mail: [Karmazinenko@mail.ru](mailto:Karmazinenko@mail.ru),*

<sup>2</sup> *Інститут археології Національної академії наук України,  
пр. Героїв Сталінграда, 12, 04210, м. Київ, Україна,  
e-mail: [vadimstepanchuk@iananu.org.ua](mailto:vadimstepanchuk@iananu.org.ua),*

<sup>3</sup> *Київський національний університет ім. Тараса Шевченка,  
вул. Володимирська, 60, 01601, м. Київ, Україна,  
e-mail: [ryj@ukr.net](mailto:ryj@ukr.net),*

<sup>4</sup> *Державний історико-культурний заповідник “Межибіж”,  
вул. Жовтнева, 1, 31530, сmt Меджибіж, Хмельницька обл.,  
e-mail: [medzhibozh@ic.km.ua](mailto:medzhibozh@ic.km.ua)*

Впродовж 2008, 2009, 2011, 2012 років Меджибізька палеолітична експедиція ІА НАН України досліджувала відклади ранньопалеолітичних місцезнаходжень Меджибіж (“Основний розкоп біля каменю”, “Південна Траншея”, “Оленячий розкоп”) та Меджибіж А (“Пункт А”). Зокрема, під час польового сезону 2012 р. розкопки здійснено на Меджибожі 1 (основний пункт досліджень В. Пясецького, Л. Рековця та Меджибізької палеолітичної експедиції ІА НАН України в 2008, 2009 та 2011 роках) та на відкритому в 2011 р. новому місцезнаходженні Меджибіж А, розташованому за 500 м нижче вздовж течії Південного Бугу.

Результати спільних палеопедологічних і археологічних досліджень ранньопалеолітичних місцезнаходжень біля сmt Меджибіж були відображені у численних спільних публікаціях [4, 5, 8–12].

20–23 липня 2012 р. розрізи та розкриті ділянки відкладів зі знахідками фауни й кам'яних артефактів демонструвалися учасникам Польового семінару “Місцезнаходження Меджибіж і проблеми вивчення нижнього палеоліту Східноєвропейської рівнини”. У роботі семінару брали участь археологи, геологи, палеогеографи та палеонтологи з різних наукових установ України, Росії, Польщі та Франції.

На місцезнаходженні Меджибіж 1 роботи вели на трьох ділянках, а саме: в “південній траншеї”, “розкопі біля каменю” та в “оленячому розкопі”. Загалом на цих трьох ділянках було досліджено близько 5 м<sup>2</sup> відкладів, непорушених перекопами минулих років. Окрім того, для отримання повної стратиграфічної колонки та відбору зразків були зачищені стінки обриву на ділянках, прилеглих до розкопів.

Південна траншея, закладена у 2011 р., містила колонку субаеральних відкладів. Роботами 2012 р. у горизонтах, що корелюють з прилуцьким часом (близько 70 тис. р. тому), виявлено кілька крем'яних артефактів. У горизонтах, що корелюють з початковою фазою завадівського часу (400 тис. р. тому), виявлено кілька крем'яних сколів та, вірогідно, вогнища, з якого відібрано зразки. У горизонтах, що попередньо корелюють з лубенським часом (500 тис. р. тому), виявлено кілька виробів на невеликих крем'яних гальках (рис. 1, 2).

У центральній частині (“розкоп біля каменя”) розкрито близько 2 кв. м інсїтних відкладів. У нижній частині колонки, в алювіальних відкладах горизонту 16а, який зіставляється з фіналом завадівського епізоду (рис. 1, 1), виявлені фауністичні рештки (у т. ч. практично ціла плечова кістка ведмежати) та кілька дрібних крем'яних артефактів. У підстилаючому горизонті 16б знайдено кілька виразних галькових знарядь.

На 1 м<sup>2</sup> інсїтних відкладів “оленячого розкопу” під час робіт 2012 р. в археологічному горизонті 16а виявлені поодинокі фрагменти сильно еродованої кістки, а в горизонті 16б – численні фауністичні рештки (головно кістки оленів з ознаками утилізації: слідами дроблення, розбивання, з нарізками, нанесеними лезом кам'яного знаряддя та ін.) (рис. 1, 3). Поодинокі палеонтологічні знахідки виявлені в нижній частині дніпровських відкладів, проте зв'язок цих решток з діяльністю людини поки що не доведений.

Принагідно слід відзначити, що за уточненими даними видового складу середніх і великих ссавців місцезнаходження Меджибіж 1 тут, у відкладах завадівського часу, окрім раніше визначених *Elephantidae*, *Stephanorhinus kirschbergensis*, *Cervus elaphus*, *Sus scrofa*, *Ursus deningeri*, *Trogontherium cuvieri*, *Lepus sp.*, виявлені також рештки *Dama clactoniana*, *Capreolus sussenbornensis* та *Ursus thibetanus* (дані А.-М. Муань, серія фауни з розкопок 2011 р.).

Отже, в результаті проведених робіт отримано додаткові палеонтологічні та археологічні свідчення наявності в колонці Меджибожу 1 двох археологічних комплексів: т. зв. “основного”, вік якого корелює з початком завадівського епізоду, і “давнього” – лубенського (?) часу (рис. 1, 1–3).

Більшість кам'яних артефактів виготовлено на крем'яних гальках. Знаряддя представлені мікрочопінгами та мікрочоперами, а також сколами з ретушшю та слідами утилізації. У “південній траншеї” в субаеральних відкладах завадівського ґрунту (zv<sub>3</sub>) знайдено нуклеподібне знаряддя “основного комплексу” Меджибожа 1 з ретушшю на дистальному кінці. Серед артефактів “давнього комплексу” вирізняється знаряддя на великому сколі з гальки, ретушоване в дистальній частині з центральної поверхні (основний розкоп).

У 2012 р. продовжені й дослідження відкритого в 2011 р. за 500 м на пн.-сх. – сх. від Меджибожа 1 місцезнаходження Меджибіж А. З метою отримання повного стратиграфічного профілю у місці знахідки нижньопалеолітичних артефактів зроблено зачистку східцями. Нижня частина відкладів високого (до 30 м) лівого берега р. Південний Буг досліджена зачисткою на ділянці 2×10 м. Потужність дослідженої нижньої частини профілю сягає близько шести метрів (рис. 1, 4). У ній виявлені досить чисельні макро- та мікроартефакти, виготовлені на крем'яних та кварцитових гальках, фрагментах інших порід каменю (рис. 2, 1–6). Попередньо в цій частині профілю виділено до семи окремих горизонтів залягання артефактів, які відокремлюються піщано-гравійними та глеюватими прошарками без знахідок. В одному з горизонтів із артефактами (який співставлений із епізодом zv<sub>1</sub>) зафіксовано темно-охристу за кольором, округлу в плані пляму (рештки

вогнища?) (рис. 3). Вартим уваги є те, що на одному з відщепів наявні виразні сліди перебування у вогні. Деякі горизонти містили порівняно нечисленну фауну, серед якої виявлені залишки бика, коня, оленя, кабана. Попередня оцінка верхньої межі геологічного віку знахідок – епізод  $zv_1$  (близько 380–420 тис. р. тому), нижні горизонти знахідок попередньо корелюють із лубенським і мартоносським часом (рис. 1, 4).

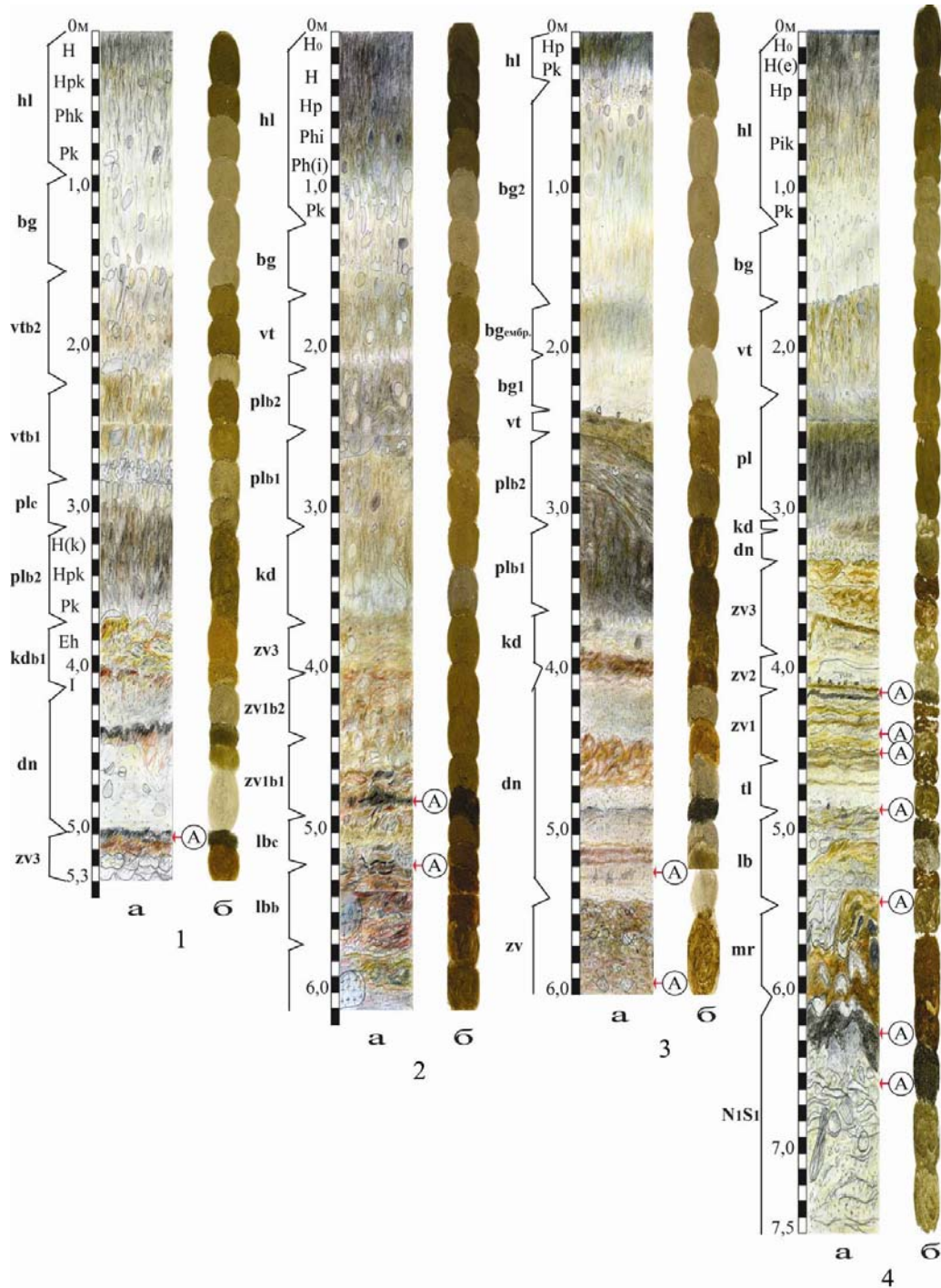


Рис. 1. Меджибіж 1, розрізи (а) та примазки (б) ділянок “Основний розкоп біля каменю” (1), “Південна Траншея” (2), “Оленьчий розкоп” (3), Меджибіж, пункт А (4).

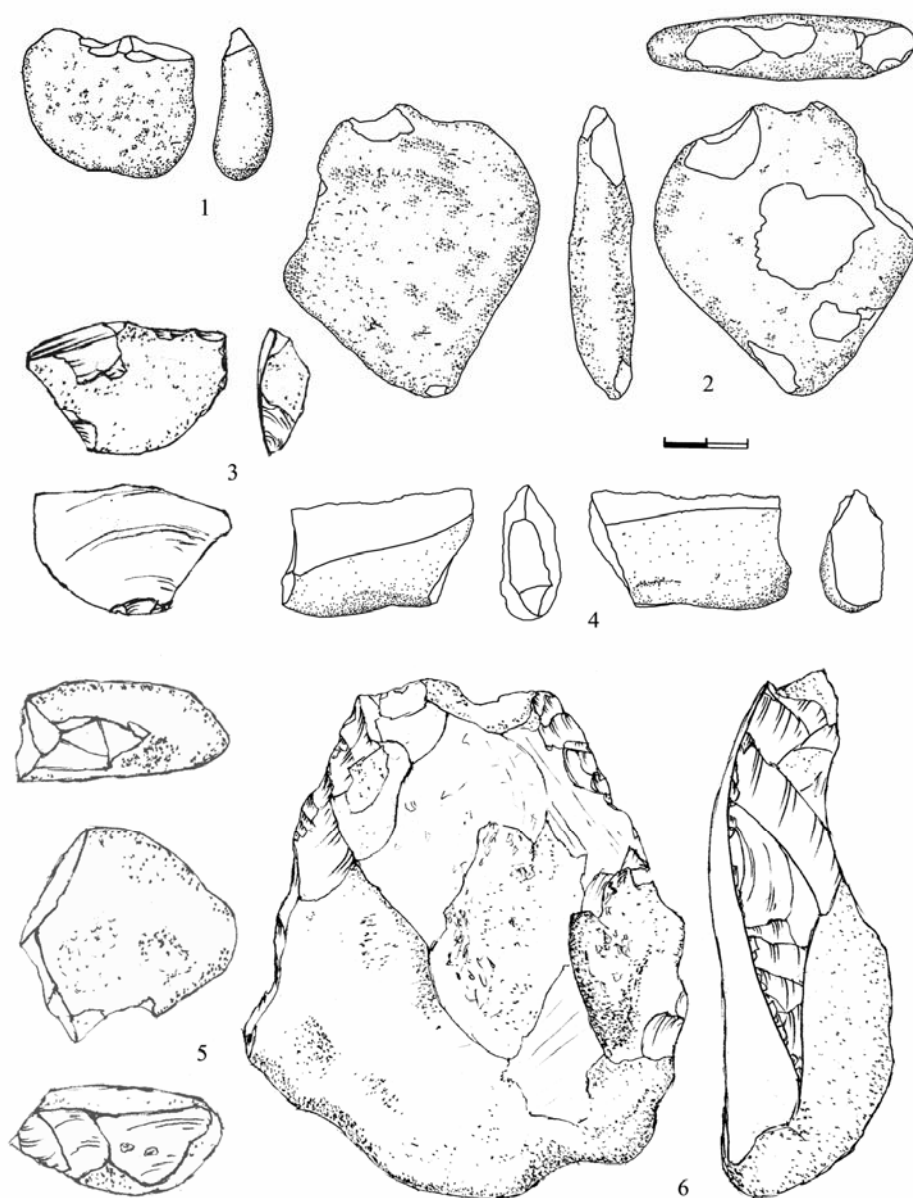


Рис. 2. Меджибіж, пункт А, базальний горизонт (1, 2, 6), середня частина піщаних відкладів (3–5). Кремій (1–3, 5, 6), кварцит (4). Чопер (1), чопінги (2, 5), відщеп з ретушшою (3), виріб на гальці (4), атипівий hachereau (6).

Зверху вниз у пункті А згідно зі стратиграфічною схемою М. Веклича та ін. [1] виявлено наступні стратиграфічні горизонти (рис. 1, 4).

*Голоценовий стратиграфічний горизонт* (hl) – 0,0–1,10 м – чорнозем опідзолений легкосуглинковий з генетичними горизонтами Hd, H(e), Hp, P(k), P(i)k, Pk+bg.

Hd – 0,0–0,20 м – сірий, пухкий, з великою кількістю коренів трав – дернина, піщано-пилуватий легкий суглинок.

H(e) – 0,20–0,30 м – темно-сірий, пухкий, грудкувато-зернистий, без видимої присипки SiO<sub>2</sub>, але з сірими, а не чорними тонами забарвлення, у верхній частині особливо багато корінців трав, піщано-пилуватий легкий суглинок з численними ходами черв'я, з окремими кротовинами, що заповнені сірим

матеріалом, перехід і межа дуже поступові, помітні за деяким побурінням забарвлення.

Нр – 0,30–0,40 м – бурувато-палево-світло-сірий, пухкий, зернистий, з тонкими порами від корінців рослин, черворіями і окремими ходами землеріїв, у т. ч. тими, що заповнені бузьким лесовим матеріалом, дуже багато ходів червів з темним гумусовим заповненням, перехід помітний за побурінням забарвлення, межа затічна.

Рік – 0,40–0,80 м – палево-буруватий з легким сіруватим відтінком, найбуріший у профілі ґрунту, із затьоками гумусу, ущільнений, горіхувато-грудкуватий, з численними черворіями: видимі борошністі виокремлення карбонатів і міцелію по гранях структурних відокремлень, кипить з 10 % HCl, але всередині окремоостей кипіння значно зменшене, кротовини поодинокі та слабо помітні, заповнені сіро-бурим матеріалом; це – піщано-пилуватий середній суглинок, тріщинуватий, найщільніший у профілі, перехід і межа за деяким освітленням забарвлення донизу.

Р(і)к – 0,8–1,0 м – палево-буруватий, легший за гранулометричним складом, ніж вищележачий, кипить з 10 % HCl, з виокремленнями карбонатів у формі міцелію, трубочок і окремих дрібних (1–2 мм) твердих карбонатних конкрецій (нечисленних і в нижній частині горизонту), з темними ходами червів і поодинокими кротовинами, заповненими матеріалом цього ж горизонту, пилуватий середній, перехідний до легкого суглинок, перехід помітний за посиленням карбонатності і палевих відтінків забарвлення, межа слабо затічна.

Рк – 1,0–1,20 м – білясто-палевий лесоподібний піщано-пилуватий легкий суглинок, однорідний, з карбонатами у вигляді білястих плям, трубочок і просочення матеріалу між затьоками CaCO<sub>3</sub>, перехід і межа помітні за посиленням однорідності матеріалу.

Ознаки профілю ґрунту, як сірі тони забарвлення в гумусовому горизонті з наявністю слабо вираженої присипки SiO<sub>2</sub>, характер профілю з ущільненням (незначним) і горіхуватою структурою у середній частині профілю, де проявляється більша озаліженість і оглиненість матеріалу, чітко виражений Рк на глибині більше 1,0 м і малюнок переходу між горизонтами дозволяє визначити цей ґрунт як *чорнозем опідзолений лісостепу*.

*Бузький стратиграфічний горизонт* (bg) – 1,20–1,70 м – білясто-палевий, дуже пухкий, грудкувато-розсипчастий, карбонатний, пилуватий легкий суглинок, однорідний, з білястими плямами і трубочками CaCO<sub>3</sub> між затьоками, скупчення карбонатів приурочені до тріщин, кількість останніх різко збільшується до низу, найбільші їх зосередження – над нищележачим витачівським горизонтом. По всій товщі витачівського матеріалу зустрічаються окремі в 1–2 мм тверді карбонатні конкреції, проявляються кротовини, що заповнені в основному лесовим і матеріалом витачівського ґрунту. Нижня межа різка, ерозійна, з невеличким нахилом.

*Витачівський стратиграфічний горизонт* (vt) – 1,70–2,25 м – витачівський ґрунт в даній розчистці накладається безпосередньо на прилуцький, але відрізняється від останнього бурим кольором забарвлення. Верхня межа ґрунту різко ерозійна, а нижня – поступова. Витачівський ґрунт монолітний, не підрозділяється на генетичні горизонти, його матеріал підвищено озаліжений і оглинений, із залістими плямами, тріщинуватий, з дрібними карбонатними конкреціями, в основному приуроченими до тріщин.

Матеріал витачівського ґрунту бурий – від світло-бурого у верхній частині до бурішого – в середній, матеріал – найщільніший у розрізі, це – піщано-пилуватий тріщинуватий середній суглинок з численними карбонатними конкреціями діаметром до 1 см, вся маса можливо діагенетично окарбоната, кипить з розчином 10 % HCl, по тріщинах видно борошністі виокремлення CaCO<sub>3</sub>, структура горіхувата, простежується тонка манганова пунктація. Видно черворіїни, і лише поодинокі з них заповнені гумусовим матеріалом. В масі видно ходи землеріїв, з бурим витачівським, і темно-сірим сучасним матеріалом. В нижній частині – збільшена кількість карбонатів і спостерігається посвітління кольору при переході до прилуцького горизонту (на місці передбачуваного положення удайського горизонту). Загальне враження – матеріал витачівського ґрунту перевідкладався по схилу, але збереглися всі риси, характерні для витачівського буроземного ґрунтоутворення: монолітність профілю, підвищені оглеєння і озалізнєння, тріщинуватість, горіхуватість структури, манганова пунктація поряд з карбонатністю маси, формуванням псевдоопіщаненості, нодульних форм виокремлення глини.

Імовірно, ґрунт сформований в контрастному режимі в умовах чергування періодично посушливих і достатньо вологих умов, що призвели до сегрегації залізисто-глинистого матеріалу і формування залізисто-глинистих нодулів (псевдопіску). Умови клімату були теплішими за сучасні, що призводило до вищого, ніж сучасний, ступеня оглеєння і озалізнєння маси, формуванню короткопрофільних ґрунтів в степових обстановках. Ґрунт близький до *бурих степових* специфічного контрастного клімату зон степу або лісостепу, сформований при переміщенні зон на північ, порівняно із сучасними [6, 7].

*Прилуцький стратиграфічний горизонт* (pl) – 2,25–3,0 м – відрізняється від витачівського переважанням сіруватих, а не бурих відтінків забарвлення, легким гранулометричним складом і пухкістю, схожістю з матеріалом чорноземів, відсутністю твердих карбонатних конкрецій. В даному розрізі слабо виражені стадії розвитку ґрунту, хоча матеріал має риси типового прилуцького.

Умовно можна виділити товщі, що відповідають стадіям  $pl_{b1}$  і  $pl_{b2}$ .

Матеріал ґрунту бурувато-сірий, сірий, сірі відтінки забарвлення посилюються до низу, по тріщинах проникають карбонати із горизонтів, що залягають вище, у вигляді міцелію і борошністих виокремлень, пухкий, грудкувато-зернистий, пилуватий середній суглинок, просочений CaCO<sub>3</sub>, кипить з 10 % HCl, видно окремі кротовини і черворіїни з бурувато-сірим заповненням. Перехід і межа поступові за посиленням сіруватих відтінків забарвлення. В нижній частині ґрунту нечітко проявляється карбонатний горизонт.

Умовно можна виділити такі генетичні горизонти.

Hk – 2,55–2,85 м – сірий до темно-сірого, пухкий, грудкувато-зернистий, зверху по тріщинах карбонати проникають на глибину 20–30 см з шару, що залягає вище, вони діагенетичні і являють собою борошністі виокремлення або міцелій, до низу матеріал дещо освітлюється, багато кротовин, черворіїн із сірим і темно-сірим заповненням, матеріал – піщано-пилуватий середній суглинок, перехідний до легкого, є дрібні карбонатні конкреції; перехід і межа поступові.

Phk – 2,85–3,05 м – сірувато-бурувато-палевий, можливо – це залишки ілювію первинно лісового ґрунту, цей шар простежується чіткіше вглиб схилу, в напрямку до річки він майже зникає, а в бік вододілу проявляється фрагментарно як щільний і бурий. Профіль ґрунту змінюється з нахилом поверхні і в давніх розмивах, в напрямку вододілу профілі прослідковуються чіткіше.



Рк – 3,05–3,10 м – сірувато-палевий, з підвищеним вмістом карбонатів у формі міцелію і борошнистих виокремлень  $\text{CaCO}_3$ , дрібних (в 1–2 мм) карбонатних конкрецій, перехід досить чіткий за кольором, межа дрібнозатічна.

*Кайдацький стратиграфічний горизонт (kd)* – 3,05–3,10 м – можливо залишки ілювію кайдацького ґрунту, представленого фрагментом сірувато-бурих пілуватих середніх суглинків, горіхуватих. По невеличкому фрагменту важко судити про ґрунт, розглядаємо матеріал лише по аналогії з іншими розрізами, в т. ч. розчистці Центральної (Меджибіж) і “Оленьчий”.

За характером відкладів матеріал прилуцьких ґрунтів відображає лучно-чорноземне ґрунтоутворення лісостепу, фрагмент кайдацького ґрунту – можливе сіре лісове ґрунтоутворення [6, 7].



Рис. 3. Меджибіж, пункт А, горизонт з імовірним вогнищем, вік якого може сягати 400 тис. років.

*Дніпровський стратиграфічний горизонт (dn)* – 3,10–3,30 м – шар зверху представляє межу алювіального розмиву, складений бурувато-світло-сірими дрібнозернистими пісками розсипчастими, які перекриваються субаеральною товщею відкладів. Нижче – в основному піщані і супіщані відклади, можливо ті, що належать різновіковим стратиграфічним горизонтам. Нижня межа дніпровських пісків різка ерозійна, перехід помітний, за зміною кольору.

*Завадівський стратиграфічний горизонт (zv)* – 3,30–4,65 м – три пачки в основному червоно-бурих світло-сірих пісків і супісків континентального алювію у вигляді шарів заплавних відкладів (ґрунтових), які перешаровуються із

світло-сірими розсипчастими пісками.

$zv_3$  (раніше  $pt$ ) – верхня пачка супісків – 3,30–3,90 м – має соліфлюкційну верхню хвилясту межу, представлена червоно-бурими піщаними і супіщаними смугами (типу алювію і ґрунтового алювіального матеріалу заплав) серед жовто-бурих шарів виокремлюються і червоно-бурі, матеріал значно озалізнений, і оманганований, з невеличкою присутністю глини в більш озалізnenних смугах, які чергуються зі світло-сірими пісками. В основі пачки – яскравий шар (5 см шириною) озалізnenних відкладів, перехід і межа фіксується чіткою лінією за кольором і однорідністю забарвлення.

$zv_2$  – 3,90–4,10 м – середня пачка алювію – жовтувато-світло-сірі і світло-сірі розсипчасті алювіальні піски дрібнозернисті, приблизно посередині розділяються на верхній шар з жовтувато-світло-сірими пісками і нижній – зі світло-сірими пісками. Можливо це інтервал, що корелюється з відкладами холодного орельського інтервалу, описаного Г. Лунгерсгаузенем. Перехід різкий, за зміною кольору, межа горизонтальна.

$zv_1$  – 4,10–4,65 м – нижня пачка алювію – представляє собою перешаровані смуги темно-сірих, червоно-бурих і сіро-коричневих супісків і пісків з прошарками світло-сірих пісків. Всі смуги малої потужності (1–5 см). За кольором матеріал відрізняється від верхньої пачки посиленням червоно-

коричнюватих відтінків забарвлення. На поверхні цієї пачки знайдено вірогідні залишки *давніх вогнищ*.

*Тилігульський стратиграфічний горизонт (tl)* – 4,65–4,85 м – сірі, світло-сірі розсипчасті піски.

*Лубенський стратиграфічний горизонт (lb)* – 4,85–5,45 м – товща алювіальних відкладів, де перешаровуються сіро-коричневі і червоно-буро-коричневі смуги із шарами розмитих сарматських відкладів, представлених обкатаними валунами, галькою з піщаним і доломітизованим матеріалом, вапняками, що скріплюють важкий доломітизований вапняковий матеріал. Безумовно в той час поверхня представляла собою заплаву. У поверхневих шарах горизонту знайдено під час розкопок 2012р. фрагменти кісток, ймовірні свідчення використання вогню, а також кам'яні артефакти, що пов'язані з діяльністю людини. Відклади дещо відрізняються від вищеописаних завадівських за посиленням коричнюватих і сіруватих відтінків у забарвленні, потужністю вапнякового перешарування.

*Мартоносський стратиграфічний горизонт (mr)* – 4,80–6,0 м – ґрунтові відклади теплого етапу, представлені заплавленим алювієм від червоно-бурих до темно-буро-червоних і чорних кольорів основи. Матеріал представляє собою шари яскравих супісків і пісків з хвилястою верхньою межею горизонту і з включенням великих обкатаних фрагментів мергелю до 5–10 см в діаметрі, з ходами раків і землерийв, заповнених темно-сірим піском з нижнього шару горизонту. Маса шарувата, з жовтуватими відтінками забарвлення зверху і потемнінням кольорів донизу. Під шаром темно-сірого піску (значно оманганованого) знаходиться 10 см прошарок з кременевою крупною галькою і великими обкатаними глибами вапняку. Він також містить археологічні знахідки. Мангановий шар з піском розміщується в інтервалі 5,85–6,0 м. Нижня межа хвиляста, помітна за змінами кольору.

*Сарматські відклади (P?)* – sm – 6,0–7,15 м – морського походження, шаруваті, імовірно, відклади прибережних фацій, в основному це смуги розсипчастих пісків з крупними валунами мергелів обкатаних і у вигляді сколів пластин, глибами гранітів, які розміщені горизонтально, багато гальки до 3–4 см у діаметрі і валунів до 10–12 см у діаметрі, видимі уламки вапнякових порід. Матеріал хоча і з горизонтальною шаруватістю, але значно перемішаний, до низу стає однорідним представляє світло-сірі піски. У верхній частині виявлено поодинокі артефакти та уламки сильно еродованих кісток наземних тварин.

7,15–7,5 м – піщано-гравійно-галечникові шари з глибами і галькою гранітів.

Підсумовуючи, слід зазначити, що дослідження місцезнаходження Меджибіж надало нові важливі дані для відтворення умов формування різновікових зональних і азональних ґрунтів та відкладів та з'ясування особливостей початкового заселення і подальшого освоєння території України давньою людиною у нижньому палеоліті. Археологічні рештки слідів перебування давніх гомінід в околицях Меджибожа наразі є найдавнішими стратифікованими свідченнями на схід від Карпат на території України.

Меджибіж являє собою єдине відоме на Україні місцезнаходження середньоплейстоценового віку, де кам'яні вироби та фауністичні рештки із ознаками трансформування людиною знайдено в стратиграфічних умовах та у супроводі повного спектру багатих біостратиграфічних свідочств. В археологічному сенсі матеріали Меджибожа найадекватніше можуть бути

визначені як належні до індустрій т. зв. технологічної моделі 1 (олдувайської, або галькової). Це дозволяє розцінювати Меджибіж I і Меджибіж А як місцезнаходження, які є потенційно дуже важливими для подальших досліджень ранніх етапів освоєння рівнинних просторів на схід від Карпат на кінець нижнього та на початку середнього плейстоцену, в проміжку 700–400 тис. років тому.

Подальше дослідження місцезнаходження видається необхідним, а сама пам'ятка, безперечно, являє собою унікальне для України джерело для реконструкції ранніх етапів проникнення давнього населення на Східноєвропейську рівнину.

---

1. *Веклич М. Ф.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / [М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, Ж. Н. Матвіїшина и др.]. – Киев : Наук. думка, 1993. – 40 с., 8 табл.

2. *Кармазиненко С. П.* Використання мікроморфологічного методу при палеогеографічних та археологічних дослідженнях / С. П. Кармазиненко // Матеріали науково-практичного семінару “Інтеграція археологічних та палеогеографічних досліджень”. – Полтава, 2011. – С. 34–37.

3. *Кармазиненко С. П.* Ефективність комплексних досліджень археологічних об'єктів на території України / С. П. Кармазиненко // Кам'яна доба. – К., 2011. – С. 101–107.

4. *Матвіїшина Ж. М.* Дрібна ритміка лесово-грунтових відкладів Побужжя на основі вивчення археологічних пам'яток / Ж. М. Матвіїшина, В. М. Степанчук, С. П. Кармазиненко // Фізична географія та геоморфологія. – К. : Обрії, 2009. – Вип. 56. – С. 272–282.

5. *Матвіїшина Ж. М.* Результати палеопедологічних (мікроморфологічних) та археологічних досліджень палеолітичного пам'ятника Меджибож / Ж. М. Матвіїшина, С. П. Кармазиненко, В. М. Степанчук, С. М. Рижов // Фізична географія та геоморфологія. – К. : Обрії, 2010. – Вип. 2 (59). – С. 123–129.

6. *Матвіїшина Ж. М.* Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / [Ж. М. Матвіїшина, Н. П. Герасименко, В. І. Передерій та ін.]. – К. : Наук. думка, 2010. – 191 с.

7. *Сиренко Н. А.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н. А. Сиренко, С. И. Турло. – Киев : Наук. думка, 1986. – 188 с.

8. *Степанчук В. М.* Нові дані до вивчення ранніх етапів освоєння території Східноєвропейської рівнини у палеоліті / В. М. Степанчук, С. М. Рижов, Ж. М. Матвіїшина, С. П. Кармазиненко // Кам'яна доба України. – К. : Шлях, 2008. – Вип. 11. – С. 23–41.

9. *Степанчук В. М.* Поновлення робіт на місцезнаходженні Меджибіж: результати 2008–2009 рр. / В. М. Степанчук, С. М. Рижов, Ж. М. Матвіїшина, С. П. Кармазиненко // Кам'яна доба. – К. : 2010. – С. 33–44.

10. *Степанчук В. М.* Меджибіж: нижньопалеолітична пам'ятка на схід від Карпат / В. М. Степанчук, С. М. Рижов, О. Г. Погорілець // Археологія. – 2012. – № 4. – С. 6–14.

11. *Степанчук В. М.* Початкове заселення і подальше освоєння території України давньою людиною: синтез археологічних і палеогеографічних даних / В. М. Степанчук, Ж. М. Матвіїшина, С. М. Рижов, С. П. Кармазиненко // Вісник національної академії наук України. – 2012. – № 8. – С. 34–46.

12. *Степанчук В. М.* Давня людина: палеогеографія та археологія / В. М. Степанчук, Ж. М. Матвіїшина, С. М. Рижов, С. П. Кармазиненко. – К. : Наук. думка, 2013. – 205 с.

**Summary**

Proposed paper summarizes the current results of paleopedological and archaeological studies of the Lower Palaeolithic localities nearby the Medzhibozh town. Conducted studies provide some important keys for the reconstruction of paleoenvironment and terms of formation of azonal and zonal soils and sediments of different age and also for the characterisation of the processes of initial dispersal and further colonization of the territory of Ukraine during the Lower Palaeolithic. Stratified evidences recovered next to the modern Medzhibozh are currently the earliest known in Ukraine archaeological signs of presence of early hominids located eastward of Carpathian Mountains.

Medzhibozh Lower Palaeolithic sites are the only known in Ukraine Middle Pleistocene localities where the lithic artefacts and faunal remains showing anthropic transformations were unearthed in stratigraphic context and were accompanied by a full range of rich biostratigraphical records. Medzhibozh lithic assemblages most adequately can be identified as belonging to the technological Mode 1 (Oldowan or pebble industry). It means that Medzhibozh 1 and Medzhibozh A are potentially very important for the further studies on the early stages of hominid colonization of areas eastward of the Carpathian Arc during the end of the Lower and the early Middle Pleistocene, roughly between 0.7–0.4 Ma ago.

УДК 551.79:930.26

## ОТКРЫТИЕ ДРЕВНЕЙШИХ СТОЯНОК ОЛДУВАЙСКОЙ КУЛЬТУРЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ VII КИЦКАНСКОЙ ТЕРРАСЫ ДНЕСТРА\*

Андрей Чепалыга<sup>1</sup>, Николай Анисюткин<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Институт географии РАН,  
ул. Вавилова, 37, 119333, г. Москва, Россия,  
e-mail: tchepalyga@mail.ru*

<sup>2</sup> *Институт истории материальной культуры РАН,  
Дворцовая наб., 18, 191186, г. Санкт-Петербург, Россия,  
e-mail: leonid.dictyoptera@gmail.com*

### Введение

В последние годы в аллювиальной толще и покровных отложениях VII террасы Днестра, той самой, которая сейчас изучается в Роксоланах, обнаружены раннепалеолитические стоянки с орудиями олдувайского типа и ашеля (Чепалыга и др., 2012, 2013, Анисюткин и др., 2013).

В 2010 г. при совместных работах археолога Н. Анисюткина (Институт истории материальной культуры РАН, СПб.) и палеогеографа А. Чепалыги (Институт географии РАН, Москва) вблизи ранее изученного Н. Анисюткиным местонахождения у пригорода Дубоссар – Большой Фонтан в балке Байраки были обнаружены орудия типа чопперов олдувайского типа. Дальнейшие исследования в 2011–2013 гг. выявили три культурных слоя и определен возраст многослойной стоянки как эоплейстоценовый. В 2012 г. была открыта ещё одно стоянка того же типа – Крецешты.

### Стратиграфия террас и возраст стоянок

Стратиграфия и хронология культурных слоёв раннего палеолита основывается на результатах детального изучения строения и морфологии террас Днестра. В долине Нижнего Днестра выявлена и подробно изучена уникальная система речных террас, самая полная в мире, за последние 4,5 миллиона лет. Общепринятая сейчас террасовая последовательность включает 11 надпойменных террас. В последние годы этот террасовый ряд дополнен несколькими самостоятельными террасами, которые коррелированы с глобальными и региональными событиями. В новой системе выявлено уже до 20 надпойменных террас Днестра, но не все новые террасы пока достаточно полно обоснованы.

В строении террас Днестра выявлены следующие закономерности. Во-первых, в каждой террасе выделяются две террасовых толщи: верхняя,

---

\* Работа выполнена при поддержке гранта по совместному конкурсу РФФИ – Государственный фонд фундаментальных исследований Украины № 13-06-90427 Укр\_ф\_а “Междисциплинарные исследования раннепалеолитических стоянок Украины и юга России: археология, геология, хронология, реконструкция палеосреды и миграций древнейших гоминид”.

покровная, субаэрального генезиса и нижняя, аллювиальная, субаквального генезиса. Верхняя покровная толща представлена делювиально-эоловыми отложениями с чётким чередованием лессов и лессовидных суглинков с горизонтами ископаемых почв разного типа, их насчитывается до 13 почв. Лессовые горизонты соответствуют холодным ледниковым эпохам, а ископаемые почвы – тёплым межледниковьям и межстадиалом. Количество лессовых и почвенных горизонтов определяется возрастом террасы: чем древнее терраса, тем больше ископаемых почв.

Во-вторых, в строении аллювиальной толщи каждой террасы установлено чередование тёплого и холодного аллювия. Нижний горизонт аллювия содержит обычно теплолюбивую фауну (термокомплексы) и флору и нормальный тип аллювия, близкий к современному и соответствует межледниковьям. Верхний горизонт аллювия по строению отличается преобладанием тонких осадков, характерных для субарктических ледниковых условий (половодно-ледниковый аллювий или аллювиальные криосуспензиты содержит холодолюбивую фауну (криокомплексы) и соответствует началу оледенения, что подтверждается также наличием валунов речного ледового разноса.

Для аллювиальных и покровных отложений террас Днестра разработана детальная высокоразрешающая стратиграфия, основанная на цикличности осадконакопления, фауне млекопитающих и моллюсков, и абсолютных датировках, в частности термолюминесцентным и палеомагнитными методами. Поэтому нет больших проблем с определением возраста культурных слоёв.

В районе Дубоссары террасы изучены О. Адаменко (1996). На основе наших полевых исследований строения террас Днестра уточнено. Здесь выделяется пять высоких террас, из них две эоплейстоценовых террасы: VIII, VII и низы VI, и три раннеэоплейстоценовых – VI высокая, VI низкая и V террасы. Рассмотрим кратко строение, стратиграфию, хронологию и положение в них стоянок раннего палеолита.

VIII хаджимусская терраса – это самая древняя терраса с абсолютной высотой поверхности около +150...+155 м и цоколя +125 м. Полный разрез её отложений, включая покровную толщу с 6–7 ископаемыми почвами, детально изучен в разрезе Грушево западнее г. Криуляны. Останец этой террасы с базальным аллювием среди поля VII террасы возвышается южнее г. Дубоссары над с. Дзержинское в виде высоты +148 м. В стратотипе и других разрезах этой террасы встречается фауна одесского комплекса млекопитающих с *Archidiskodon meridionalis Nesti*.

VII кицканская терраса выделена в стратотипе у с. Кицканы (Чепалыга, 1967). В её аллювии описана фауна млекопитающих таманского комплекса с таманским слоном *Archidiskodon meridionalis tamanensis Dubrovo*.

В ряде разрезов этой террасы изучена фауна пресноводных моллюсков косницкого комплекса: *Pseudosturia caudata* (Bog.), *Crassiana crassiodes* Tsherp., *Unio pseudochosaricus* Tsherp. и др. (Чепалыга, 1967). Аллювиальная толща характеризуется обратной намагниченностью эпохи Матуяма, а в верхней части аллювия в пойменной и старичной фациях обнаружен палеомагнитный эпизод Харамилло (0,98–1,07 млн. лет). В аллювии и низах покровной толщи VII террасы обнаружены основные находки артефактов раннего палеолита стоянки Байраки.

Нижняя аллювиальная толща с олдувайскими орудиями не может быть моложе VII террасы, т.к. цоколь более молодой VI террасы (разрез Криуляны) залегает на 10–15 м ниже цоколя VII террасы, на уровне 82–85 м.

VI михайловская терраса выделена в стратотипе у с. Михайловка, севернее Дубоссар. В фауне млекопитающих появляется типовой вид слонов тираспольского фаунистического комплекса – *Mammuthus trogontherii* Pohlig и михайловский комплекс пресноводных моллюсков с *Viviparus tiraspolitanus* (Pavl.), *Crassiana crassoides* Tshep., *C. crassa* (Phil.), *Pseudosturia* sp. и др. Внутри аллювия VI террасы установлена инверсия магнитного поля: нижний горизонт намагничен обратно (эпоха Матуяма), а верхний – нормально (эпоха Брюнес). Это определяет возраст середины аллювиальной толщи в 780 тыс. лет.

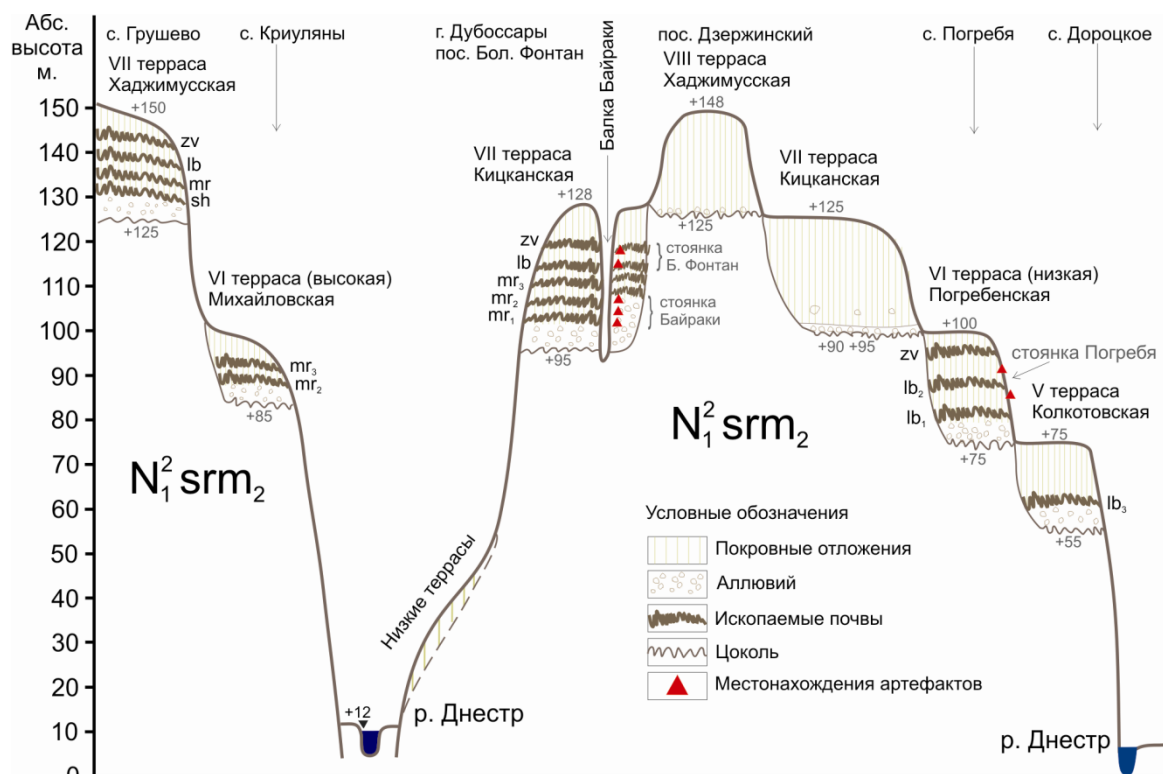


Рис. 1. Строение террас Днестра и их геоморфологическое и стратиграфическое положение.

В районе Дубоссар VI терраса представлена двумя террасовыми уровнями. Верхний уровень с цоколем +82...+85 м в разрезе Криуляны сопоставляется со стратотипом в Михайловке. Нижний уровень с цоколем +75 м и поверхностью +100 м, может быть выделен в качестве самостоятельной погребенской террасы. К её аллювию и низам покровной толщи разреза Погребя приурочены находки ашельских орудий.

V колкотовская терраса выделена Л. Лунгерсгаузенем (1938) по стратотипу “Тираспольского гравия” в Колкотовой балке у с. Ближний Хутор. Богатая фауна млекопитающих с мировой известностью выделена как Тираспольский фаунистический комплекс с *Mammuthus trogontherii* Pohlig. Богатая фауна пресноводных моллюсков содержит вымершие термофильные виды жемчужниц *Pseudunio moldavica* Tshep, *P. robusta* Tshep, *Potomida littoralis* Cuv., *Viviparus tiraspolitanus* Pavl. и выделена как колкотовский подкомплекс тираспольского комплекса.

Южнее г. Дубоссары V терраса обнажается в карьере у с. Дороцкое, где высота её поверхности +80 м, цоколь +55 м абс. Террасовый аллювий содержит фауну млекопитающих тираспольского комплекса, близкую к стратотипу

(*Mammuthus trogontheri*) и моллюсков *Pseudunio moldavica*, *Potomida littoralis*, *Viviparus tiraspolitanius* и др.

Строение террас Днестра и их геоморфологическое и стратиграфическое положение представлено на рис. 1.

### Стоянка Байраки

Стоянка Байраки (координаты: N47°16'27", E29°11'10") расположена около г. Дубоссары в балке Байраки, в заброшенном гравийно-галечном карьере.

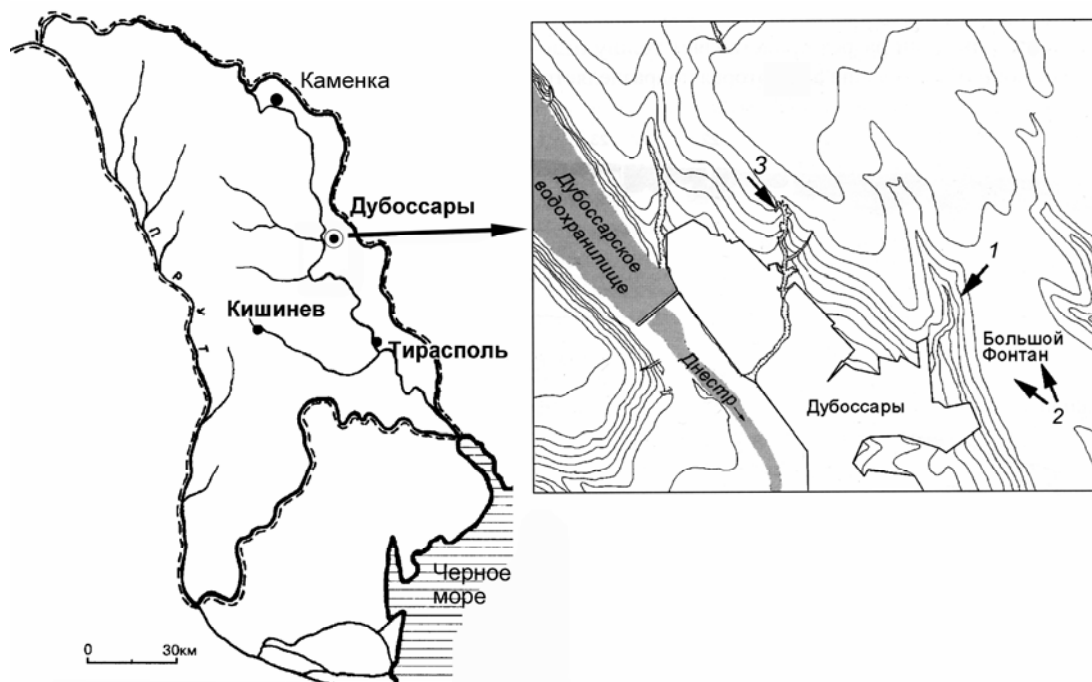


Рис. 2. Геоморфологическое положение стоянок Байраки, Крещшты и Большой Фонтан.

Балка Байраки, на левом борту которой расположена стоянка, врезана в VII террасу вплоть до цоколя террасовых отложений, представленных аллювиальной и покровной толщами, в цоколе выходят морские среднесарматские известняки. Так как стоянка расположена глубоко (на 1,0–1,5 км) и внутри массива VII террасы, то это исключает её отнесение к более низким VI и другим террасам.

Геоморфологическое положение стоянок Байраки, Крещшты и Большой Фонтан представлено на рис. 2.

Стратиграфически комплексы каменных орудий связаны с тремя горизонтами VII надпойменной террасы Днестра, из которых нижний с олдувайскими орудиями является русловым аллювием, верхний (ашель) – красноцветной ископаемой почвой, а средний – гидроморфной почвой (глеезем) в кровле пойменного аллювия данной террасы.



Таблица

Стратиграфическое положение и возраст раннепалеолитических памятников в долине Днестра в районе Дубоссары (ИКС – изотопно-кислородные стадии)

Стратиграфия		Палеомагнитные события млн.лет назад		КИС $\Delta^{18}\text{O}$ стадии	Археологические памятники	Террасы Днестра (Чепалыга 2011)	Покровные отложения (Адаменко и др. 1996)	Комплексы фауны млекопитающих
Неоплейстоцен	нижний	Брюнес	[шaded]	14	Бол. Фонтан Погребя	V терраса колкотовская (Дороцкое)	Лессы	Тираспольский
				15			Лубенская-2 почва	
				16			Лессы	
				17			Лубенская-1 почва	
				18			Лессы	
Эоплейстоцен	верхний	Матуяма	[shaded]	19	Байраки	VI высокая терраса михайловская (Криуляны)	Мартонюшская-2 почва	Таманский
				20		Лессы		
	средний	Харамилло	[shaded]	21	Байраки	VII терраса кицканская (Байраки)	Мартонюшская-1 почва	
				22			Лессы	

При камеральном исследовании разреза Байраки были использованы следующие методы: литологические (гранулометрический анализ, изучение шлифов, определение карбонатности, изучение терригенных и аутигенных минералов и состава глин) – Т. Садчикова, палинологические – Г. Шилова, палеомагнитные – В. Трубихин.

По совокупности данных отложения с раннепалеолитическими орудиями в стоянке Байраки относятся к VII кицканской террасе Днестра. Эоплейстоценовый возраст её аллювия определяется геоморфологическим положением между более древней VII хаджимусской (средний эоплейстоцен) и VI михайловской (ранний неоплейстоцен) террасами. Это подтверждается фауной млекопитающих и моллюсков, представленной соответственно таманским и косницким комплексами, ближайшее местонахождение которых описано в аллювии VII террасы в Калиновке, в 4 км СВ стоянки Байраки. Более древняя VII терраса содержит фауну одесского (псепупского) комплекса (средний эоплейстоцен), а более молодая VI терраса – тираспольский комплекс млекопитающих и моллюсков (ранний неоплейстоцен, кроме). Это определяет возраст аллювия VII террасы как поздний эоплейстоцен.

Палеомагнитные и радиотермолюминисцентные (РТЛ) исследования позволяют уточнить возраст VII террасы и культурных слоёв. Ранее было установлено положение её аллювия в эпоху обратной намагниченности Матуяма, а также положение инверсии Матуяма-Брюнес (0,78 млн. лет) внутри аллювия более молодой VI михайловской террасы (Чепалыга, Трубихин, 1986).

Более детальные исследования позволили установить в двух разрезах VII террасы (Кицканы, Роксоланы) палеомагнитный эпизод Харамилло (0,98–1,07 млн. лет) в верхах террасового аллювия (пойменная фация),

аналогичного слоям 7 и 8 разреза Байраки. Эти даты близки к РТЛ датировкам, полученным из верхов аллювия разреза Кицканы сразу над эпизодом Харамилло:  $940 \pm 200$  и  $1100 \pm 250$  тыс. лет (Чепалыга, Куликов, 1986).

Тогда возраст верхнего (ашельского) культурного слоя, залегающего в ископаемой почве над пойменным аллювием (слой 5) с эпизодом Харамилло, определяется как моложе одного миллиона лет. А возраст нижнего горизонта находок с олдувайскими элементами, залегающего в аллювиальных галечниках слоя 10, гораздо ниже пойменных отложений с эпизодом Харамилло – более 1,1 млн. лет и древнее, возможно, в пределах 1,2–1,5 млн. лет. Эти датировки совпадают с возрастом раннего палеолита стоянок Богатыри и Родники на Тамани и Мухкай в Дагестане, где они залегают в костеносном горизонте стратотипа таманского фаунистического комплекса (Щелинский, 2011; Чепалыга и др., 2012).

### Археология

Каменная индустрия из аллювиального комплекса стоянки Байраки обладает всеми признаками архаичного раннего палеолита Европы. В первую очередь это касается ее структуры, где, как в подавляющем большинстве европейских каменных индустрий древнее 400 000 лет, налицо присутствие дихотомии и широкое использование орудий на естественных обломках и осколках. Все кремневые орудия имеют мелкие размеры, что позволяет отнести данную индустрию к микролитическим, характерным для подавляющего большинства комплексов Центральной Европы и в значительной мере остальной части Евразии. В данном случае мы солидарны с таким заключением, предложенным в обобщающей публикации А. Деревянко (2012), что “раннепалеолитическая микроиндустрия – особое явление в историко-культурном становлении человечества и ее следует рассматривать как одну из главных основ орудийной деятельности архантропов”.

В данном случае важно подчеркнуть, что преобладающая микролитическая основа сочетается с макролитической, представленной преимущественно немногочисленными галечными формами из иных пород камня, играющих явно второстепенную роль. Подобная дихотомия наиболее характерна для комплексов более ранних, практически исчезая в среднем палеолите. Эта индустрия относится к развитому олдуваю, возраст которого по ряду современных данных варьирует в интервале от 1,5 млн. до 700 тыс. лет тому назад. Эта датировка совпадает с геологическим возрастом нижнего аллювиального комплекса (поздний эоплейстоцен). Ашельские бифасы и другие орудия верхнего комплекса Байраков появляются после 700 тыс. лет.

Каменные орудия ашельского типа из красноцветной ископаемой почвы содержат формы, типичные для дубоссарской индустрии, включая скребло-унифас с ретушью полу-кина, изготовленное на расколоте гальке. Здесь прослеживаются и уникальные орудия, встреченные впервые. К ним, безусловно, следует отнести своеобразное орудие типа “пик”, которые до сих пор были неизвестны в регионе. Естественно, для более надежных сопоставлений необходимо существенное увеличение коллекций, продолжение дальнейших исследований. Тем не менее, данные материалы хорошо согласуются с комплексами из Большого Фонтана и Погребя, подтверждая их значительную древность.

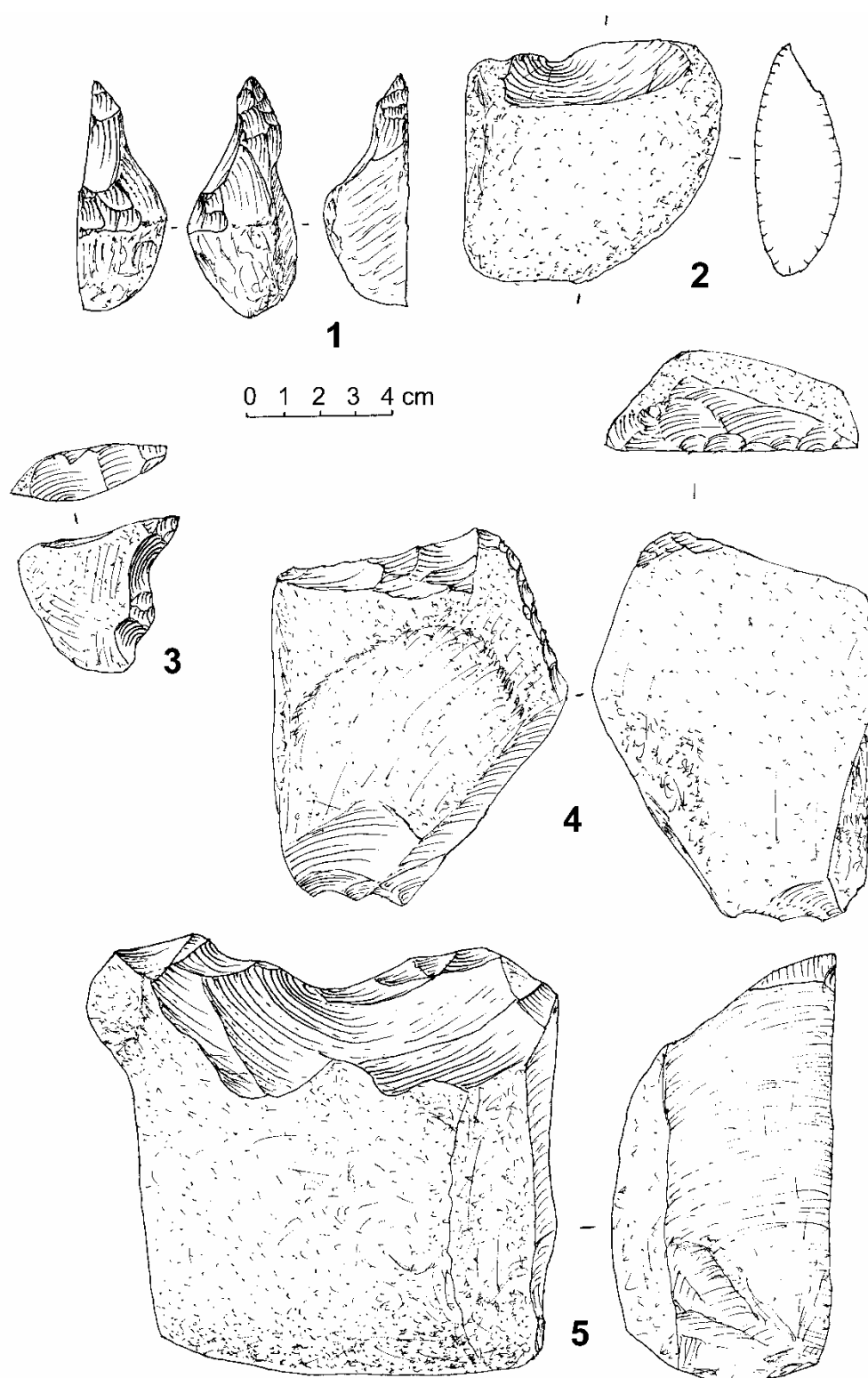


Рис. 3. Байраки. Каменные изделия аллювиального комплекса (олдувай):

1 – массивное кремневое острие (*A* – левый край, *B* – дорсальная сторона, *C* – правый край); 2 – галечное орудие с выемкой из косоуцкого песчаника (*A* – дорсальная сторона, *B* – продольное сечение); 3 – кремневый клювовидный резак (*A* – дорсальная сторона, *B* – верхний край); 4 – чоппер двойной из косоуцкого песчаника (*A* – дорсальная сторона, *B* – вентральная сторона, *C* – верхний рабочий край); 5 – чоппер с выемчатым рабочим краем, изготовленный из косоуцкого песчаника (*A* – дорсальная сторона, *B* – левый край).

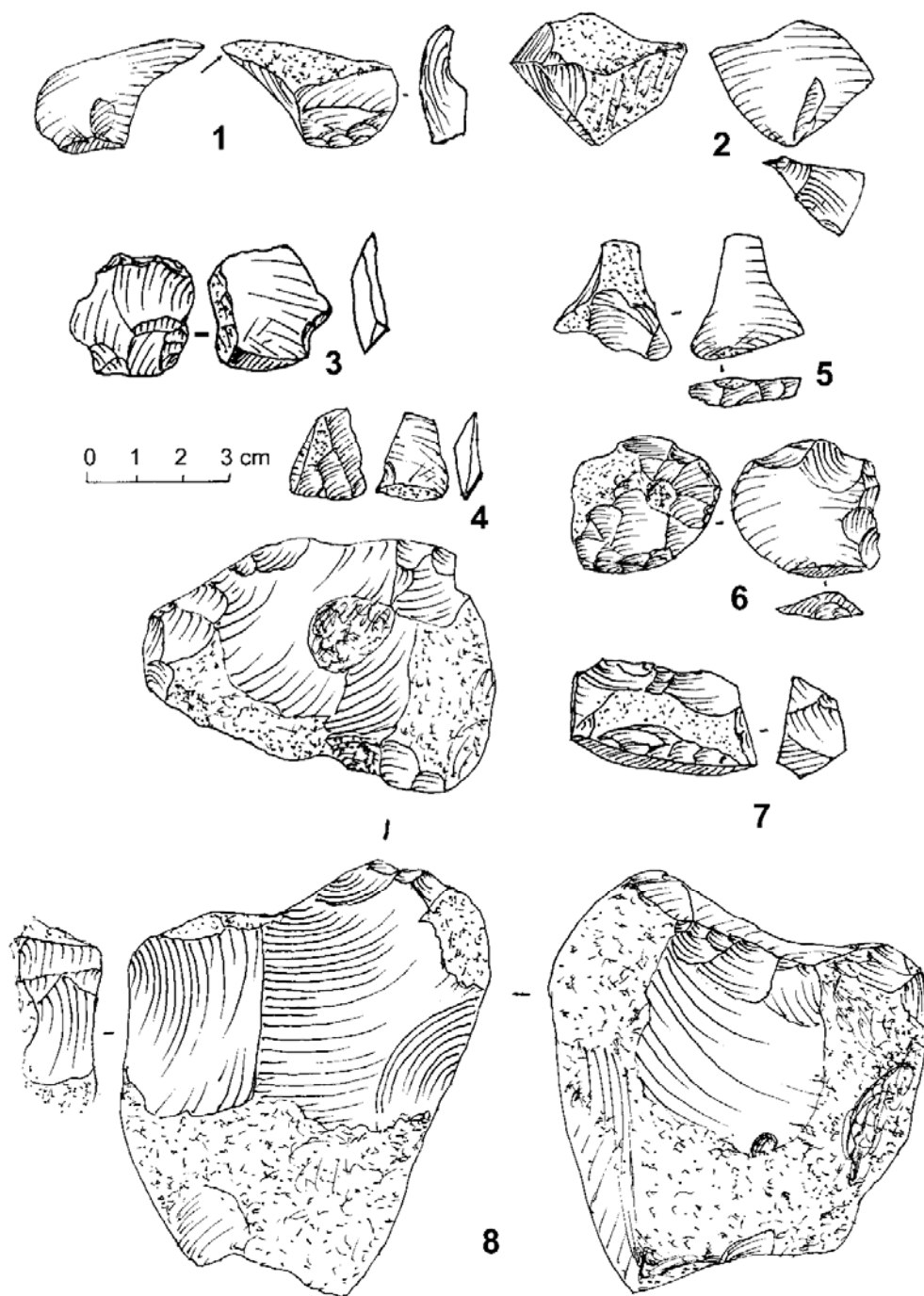


Рис. 4. Байраки. Кремневые изделия аллювиального комплекса (олдувай):

1, 2, 5, 6 – отщепы: 1 (*A* – вентральная сторона, *B* – дорсальная сторона, *C* – левая грань); 2 (*A* – дорсальная сторона, *B* – вентральная сторона, *C* – площадка и приплощадочная часть); 5 (*A* – дорсальная сторона, *B* – вентральная сторона, *C* – площадка и приплощадочная часть); 6 (*A* – дорсальная сторона, *B* – вентральная сторона с ретушью, *C* – площадка); 3, 4 – отщепы обивки: 3 (*A* – дорсальная сторона, *B* – вентральная сторона, *C* – продольное сечение); 4 (*A* – дорсальная сторона, *B* – вентральная сторона, *C* – сечение); 7 – скребло прямоугольной формы (*A* – дорсальная сторона, *B* – левая сторона); 8 – нуклеус (*A* – вентральная сторона, *B* – поперечная сторона, *C* – приплощадочная часть, *D* – вентральная сторона).

Наиболее же важное значение раннепалеолитических комплексов стоянки Байраки заключается в том, что они в настоящее время являются древнейшими на территории Русской равнины. Их геоморфологическая позиция указывает на хорошую перспективу поиска аналогичных, а может быть и более древних индустрий в бассейнах великих рек Восточной Европы.

### **Стоянка Крецешты**

Стоянка Крецешты, открытая в сентябре 2012 г. Н. Анисюткиным и В. Степанчуком с участием А. Чепалыги, расположена на северной окраине г. Дубоссары в 3,5 км восточнее стоянки Байраки и названа по имени старого молдавского селения, на месте г. Дубоссары. Здесь верховья оврага и поверхность склона террасы в сторону Днестра перерыта заброшенными карьерами песка и гравия в аллювии VII террасы.

Геоморфологически стоянка приурочена к северному флангу Дубоссарского амфитеатра, который с востока дугой ограничивает нижние террасы Днестра от плоской равнины VII кицканской террасы с высотой поверхности 120–125 м. Абсолютные отметки аллювия этой террасы 90–100 м близки к высотам аллювия стоянки Байраки. С севера к этой террасе примыкает более высокая VIII бошерницкая терраса с высотой 145–155 м, а с запада прислонены средние и низкие I–VI террасы Днестра и пойма.

Само местонахождение расположено в котловане небольшого карьера. В его стенках обнажаются верхи террасового аллювия и покровные отложения, а на дне – гравийно-галечные отложения и песчаником VII террасы с галечными орудиями.

В разрезе северной стенки заброшенного карьера прямо над местонахождением артефактов раннего палеолита обнажаются следующие отложения этой террасы общей мощностью более 16 м.

Аллювий представлен гравием и галечниками русловой фации. По составу пород сходен с аллювием стоянки Байраки: кремни девонских и косоуцких песчаников с карпатскими элементами, а также сарматский известняк.

В аллювии VII террасы взят один палеомагнитный образец из плотных карбонатных песчаников в кровле гравия. Он оказался нормально намагниченным и исходя из положения в разрезе, скорее всего, фиксирует низы эпизода Харамилло в эпохе Матуяма (0,98–1,07 млн. лет). Так как артефакты залегают ниже, в слое 13, то их возраст может быть около одного миллиона лет и несколько древнее.

В настоящее время в коллекции каменных изделий нового местонахождения раннего палеолита имеется 25 каменных изделий, изготовленных из галек песчаника и кремня. Все галечные формы, исключая единственного кремневого чоппера, сделаны из достаточно прочного косоуцкого песчаника серого и коричневого цветов. Важно отметить, что два чоппера не имели следов окатанности.

В целом данная коллекция сопоставима с коллекцией раннего комплекса стоянки Байраки, происходящей из отложений руслового аллювия. Здесь налицо та же дихотомия, представленная крупными галечными формами из некремневых пород и относительно мелкими орудиями из кремня. Аналогична и техника первичного расщепления, представленная набором выразительных и массивных отщепов, которые скалывались с неподготовленных, естественных ударных площадок с использованием ортогонального приема расщепления камня. Это же можно сказать и о технике вторичной обработки.

Можно говорить о единой индустрии, обладающей признаками развитого олдувая. Определенная специфика заключается в присутствии в коллекции частично бифасиального изделия, напоминающего проторубила. Правда, подобные формы вполне обычны для олдувая, включая в том числе африканский.

Обнаружение нового местонахождения раннего палеолита на высокой террасе Днестра, расположенного вблизи от стоянки Байраки, показывает перспективность дальнейших поисков раннего палеолита на древних террасах великих рек Европы. Это местонахождение, вкуче с ранее известными региональными памятниками раннего палеолита – Большой Фонтан, Погребя, Байраки, Крецешты указывает на то, что ископаемые люди достаточно прочно освоили данные районы юга Восточной Европы уже в плейстоцене.

#### **Пути миграций древнейших архантропов из Африки в Европу**

Открытие новых стоянок олдувайской культуры на Кавказе (Мухкай, Айникаб) (Чепалыга и др., 2013), Тамани (Родники, Кермек) и в долине Днестра позволяет наметить новые пути миграций древнейших архантропов из Африки в Европу.

Направление движения древнейших архантропов из Африки на север в Азию вначале (в интервале 1,8–1,5 млн. лет) проходило почти строго меридионально с юга на север в полосе шириной 500 км (между 40° и 47° в.д.) от Северо-Восточной Африки в Южную Аравию и далее на Ближний Восток и Закавказье. Другие направления в это время были заблокированы водными барьерами: северо-западное направление блокировалось Средиземным морем (Калабрийский бассейн), восточное – Индийским океаном и морским бассейном Персидско-Месопотамского залива. Восточное направление миграции в сторону Южной и Юго-Восточной Азии стало возможным только после пересечения с юга на север Аравии или через периодически осушаемый Ормузский пролив. Оставалось только северное и северо-восточное направление через пустыни Центральной Азии, но оно не имеет пока никаких фактических подтверждений в виде древних стоянок. Возможно, его и не было из-за водного барьера в Каспийской впадине, где в это время располагался Апшеронский морской бассейн, который блокировал пути в Центральную Азию. Кроме того, здесь уже сформировалась аридная зона пустынного типа, неблагоприятная для миграций.

Эти миграции на север происходили в благоприятных условиях: при отсутствии барьеров и в более-менее однородных природно-климатических условиях, сходных с африканскими. К этому времени исчезли водные барьеры в виде проливов: Бабэльмандебский, Евфратский, Ормузский. На их месте возникли сухопутные мосты. На континенте не существовало барьеров в виде высоких горных массивов, пустынь, сплошных лесных зон. На пути миграций господствовали ландшафты сходные с саваннами Африки с чередованием открытых степных и небольших лесных участков. Фауна тоже была близка к африканской: преобладали слоны, носороги, бизоны, газели, лошади, олени, свиньи, а также гиены, шакалы, лисицы и другие хищники.

Достигнув 45°–46° с.ш. направление миграций архантропов резко изменилась от субмеридионального на субширотное и повернулось на запад в сторону Европы, где расположены изученные нами олдувайские стоянки на реке Днестр. Причина резкой смены направления миграций объясняется тем, что в это время появился водный барьер: Манычский пролив и Азово-Кубанский залив Апшеронского моря. Во-вторых, севернее 45°–48° с.ш. вероятно существовал другой барьер (ландшафтный) – сплошные лесные массивы

субширотной ориентации, аналогичные современной лесной зоне Северной Евразии (смешанные и широколиственные леса).

Таким образом, основные пути миграций из Африки в Европу проходили вдоль морских побережий: Красное, Средиземное, Черное, Каспийское моря, а также по долинам великих рек: Дуная, Днестра, Южного Буга(?).

### Реконструкция этапов миграций

Начало миграции архантропов может быть датировано по стоянкам в Африке (Афар, Сокотра) и Южном Йемене (Аль-Гуза) около 1,5–2 млн. лет.

Начальный этап связан с форсированием Бабэльмандебского пролива, началом движения в северном направлении с 15° с.ш., около 2,0 млн. лет и формированием плацдарма архантропов в Южной Аравии.

*1 этап:* пересечение Аравии с юга на север и далее на Ближний Восток, Закавказье (Дманиси) и Дагестан (Мухкай, Айникаб) – от 2,0 млн. до 1,5–1,8 млн. лет. От 15° с.ш. до 43° с.ш. Первый этап характеризуется быстрой миграцией в субмеридиональном направлении. Это можно объяснить перемещением в более-менее однородных условиях платообразных равнин Аравии и Армянского нагорья (в то время невысокие плато и низменности) и в условиях саванного ландшафта, привычного для африканских архантропов.



Рис. 5. Карта путей миграции древнейших архантропов из Африки в Европу в эоплейстоцене.

*2-й этап:* заселение Северного Кавказа до барьера – Манычского пролива 1,5–1,2 млн. лет. Меридиональная миграция от 43 до 47° с.ш. Второй этап движения на север до 47–48° с.ш. отмечается замедлением темпов миграции

и остановки на рубеже Манычского пролива и лесной зоны Евразии. Замедление скорости миграции может объясняться как наличием барьеров, так и достижением пределов адаптации к изменяющимся к северу природным условиям.

*3-й этап:* поворот направления миграций на  $90^\circ$  с меридионального на субширотное в полосе  $45\text{--}47^\circ$  с.ш. Миграции (1,4–1,2 млн. лет) проходили от Северного Кавказа к Северному Причерноморью (долины Днестра и Дуная), огибая с юга Крым и Азовский залив Апшеронского моря. Это – новый Северочерноморский путь миграций олдувайцев в Европу в узком коридоре между Азовским заливом Апшеронского моря и Крымом на севере и Гурийским бассейном Черного моря на юге и далее вверх по долинам великих рек – Дуная (стоянка Казарнице), Днестра (Байраки) и Ю. Буга (стоянка Меджибож?).

*4-й этап:* Северное Причерноморье – Западная Европа. Субширотное направление. 1,0–0,8 млн. лет. Третий и четвертый этап – поворот миграций на запад, в Европу, характеризовался ускорением миграций в субширотном направлении, что объясняется однородностью природной среды в пределах одной природной зоны.

### Выводы

Итак, здесь, в нижнем течение Днестра, более миллиона лет тому назад проходили по пути из Африки в Европу наши далекие предки архантропы по Северо-Черноморскому коридору, залитому ныне морскими водами. Будучи здесь, в Затоне и Роксоланах, мы находимся на пути миграций вдоль берегов Днестра на север в Дубоссары и далее в Центральную и Западную Европу.

---

*Анисюткин Н. К., Коваленко С. И., Бурлаку В. А., Очередной А. К., Чепалыга А. Л.* Байраки – новая стоянка раннего палеолита на нижнем Днестре // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2012. – № 3 (51). – С. 2–10.

*Чепалыга А. Л.* Этапы формирования геоэкологических ареалов как среды обитания и путей миграции архантропов в нижнем и среднем плейстоцене Кавказа и Восточной Европы // Материалы Всероссийской научной конференции “Мегаструктура Евразийского мира: основные этапы формирования”. ИА РАН. Москва, 4–6 декабря, 2012 г. – 2012. – С. 59–66.

*Чепалыга А. Л., Амирханов Х. А., Трубихин В. М.* Палеомагнитные данные к датировке многослойной стоянки раннего плейстоцена Айникаб-1 (Центральный Дагестан) // Древние миграции человека в Евразии. Материалы международного симпозиума, 6–12 сентября 2009 г. Махачкала. – Новосибирск: Изд. Института археологии и этнографии СО РАН, 2009. – С. 36–41.

*Чепалыга А. Л., Амирханов Х. А., Садчикова Т. А., Трубихин В. М., Пирогов А. Н.* Геоархеология олдувайских стоянок горного Дагестана // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – Москва: ГЕОС, 2013. – № 72. – С. 73–94.

*Чепалыга А. Л., Анисюткин Н. К., Трубихин В. М., Садчикова Т. А., Пирогов А. Н.* Геоархеология раннего палеолита (олдувай) Северного Кавказа и долины Днестра: возможные пути миграций древнейших архантропов в Европу // Труды VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода “Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований”. 10–15 июня, Ростов-на-Дону, 2013. – С. 668–671.

*Чепалыга А. Л., Анисюткин Н. К., Садчикова Т. А.* Древнейшая в Восточной Европе палеолитическая стоянка Байраки на Днестре: геохронология, палеосреда, археология //



Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – Москва : ГЕОС, 2012. – № 71. – С. 75–94.

*Чепальга А. Л.* Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. Москва : Наука, 1967. – С. 202.

*Chepalyga A. L., Amirkhanov Kh. A., Trubikhin V. M., Sadchikova T. A., Pirogov A. N., Taimazov A. I.* Geoarchaeology of the earliest Paleolithic sites (oldowan) in the North Caucasus and the East Europe // Int. Conference “Geomorphologic processes and geoarchaeology”. Moscow; Smolensk, Russia, August 20–24, 2012. – P. 57–62.

### Summary

Two archaeological sites Bayraki and Kretceshty with pebble culture of Oldovan type was recovered in alluvial sediments of the VII Kitscany terrace near the Dubossary town.

Site Bayraki with 3 culture layers was discovered by N. Anisuytkin accompanied by A. Chepalyga in 2010 and digged in 2010–2013. Lower culture layer was found in coarse (pebble, graves) channel stream alluvium 3 m thickness.

Middle culture layer is faced from the top of flood-plain facies represented by hydromorphic gleyezem fossil soil, is contained also pebble culture of Oldovan type. Third culture layer with ashelean artefacts concerns lowermost redish-brown fossil soil.

It was found more 300 artefacts, including very good preserved tools. Oldovan tools represented by big size choppers and peaks from sandstone and quartzite. These macrolites accompanied by chart microliths of different types. This dichotomic event is typical for developed Oldovan culture of Africa and Europe with age 1.5–0.7 million years.

Ashelean beface tools appeared in Bayraki later in fossil soil.

Geological age of the Oldovan culture layers recovered by existence of Jaramillo paleomagnetic event is more than one million years ago (1.0-1.2 Ma). This age supported by mammal fauna from neighbour quarry Kalinovka with *Archidiscodon meridionalis tamanensis* (Tamanian faunistic complex of Upper Eopleistocene) and *Kosnitsa* fresh water mollusc.

Ashelean tools of the upper culture level are in lower fossil soil together with tooth of *Equus susenbornensis* and indicated by Tiraspol complex and Bruhnes paleomagnetic epoch.

Site Kreceshti was recovered 3.5 km wesward also in sang quarry of the same VII terrace alluvium later in 2012 and not yet substantially excavated. Material represented by 25 artefacts from sandstone and chart. This collection is very similar to the one from oldovan layers Bayraki, as well as contribution to the VII Dniester terrace alluvium.

Discovery of oldovan sites in Dniester valley accompanied with before studied sites in Daghestan (Ainikab, Muhkay) and Taman peninsula (Rodniki, Kermek) permit us to reconstruct a new way of archantrops migration 1.5–1.0 Ma BP. This way from Africa to Europe followed North-Black sea corridor between two marine basins of Eopleistocene: Gurian basin in Black Sea depression and Azov inlet of Apsheronian Caspian basin. North Black Sea shelf and Dniester valley seams to be as a gateway of archantrops to Europe from the East, via Caucasus.

This migration corridor included now flooded Black Sea shelf and downstream of Dniester valley. Setting here in Roxolany we are on the way of archantrops, passed 1 mln years northward along the beach of Dniester channel similar to we recovered in Dubossary oldovan sites.

УДК 551.79:930.26

## СТРАТИГРАФИЯ ФИНАЛЬНОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ПАЛЕОЛИТА ДОЛИНЫ ДНЕСТРА (ВЕРХИ РАЗРЕЗА РОКСОЛАНЫ) И БУДЖАКА

Андрей Чепалыга<sup>1</sup>, Наталья Герасименко<sup>2</sup>, Марина Гладыревская<sup>2</sup>,  
Дмитрий Киосак<sup>3</sup>, Андрей Пирогов<sup>4</sup>, Роман Чепалыга<sup>5</sup>

<sup>1</sup> *Институт географии РАН,  
ул. Вавилова, 37, 119333, г. Москва, Россия,  
e-mail: tchepalyga@mail.ru*

<sup>2</sup> *Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
просп. Акад. Глушкова, 2а, 03022, г. Киев, Украина,  
e-mail: n.garnet2@gmail.com*

<sup>3</sup> *Одесский национальный университет имени Ильи Мечникова,  
ул. Елисаветинская, 12, 65082, г. Одесса, Украина,  
e-mail: dkiosak@ukr.net*

<sup>4</sup> *ЗАО “Ракурс”, пр. Кадомцева, д. 13, 129128, г. Москва, Россия  
e-mail: pirogov@racurs.ru*

<sup>5</sup> *Приднестровский государственный университет имени Тараса Шевченко,  
ул. 25 Октября, 107, MD-3300, г. Тирасполь, ПМР,  
e-mail: che\_roma@mail.ru*

В конце ледникового периода в умеренной зоне Евразии сложилась своеобразная обстановка, совсем непохожая на современные природно-климатические условия послеледниковой эпохи. Сразу после максимума похолодания последнего ледникового периода (LGM) 20–18 тыс. лет назад началось интенсивное потепление климата, сокращение и распад Скандинавского ледникового щита и деградация многолетней мерзлоты в Северной Евразии (17–11 тыс. лет назад). Эти процессы сопровождались потопными явлениями Эпохи Экстремальных Затоплений (ЭЭЗ): речными сверхполоводьями, морскими трансгрессиями, междуречным заозериванием (палеоаласы) и соли-флюкционными процессами на склонах (криосуспензиты). Аналогично событиям LGM, рассматриваемых как “Время Льдов”, последующие события ЭЭЗ могут рассматриваться как “Время Потопов” – периодов мощного стока (Чепалыга, 2012; Панин и др., 2011, 2012).

Основная задача исследования заключается в детализации стратиграфии лессов самой верхней части разреза Роксолан и разработке высокоразрешающей стратиграфии финального плейстоцена в интервале 18–10 тыс. лет, не затронутом исследованиями предшествующих международных проектов Х. Хеллера, А. Цацкина, А. Додонова, украинско-польских проектов и Международной комиссии по изучению лессов.

В дополнение к этому разработана стратиграфия коррелятных аллювиальных террасовых отложений этого интервала с выделением новых

подразделений, а также проведена корреляция с лессово-почвенными разрезами Украины и России.

Конечно, эти исследования ещё не завершены по причине длительного и дорогого процесса аналитических работ (литология, спорово-пыльцевой анализ, палеомагнитные и радиуглеродные и другие анализы), поэтому здесь представлены пока предварительные результаты. Нас вдохновляет острая необходимость детального хронологического обоснования и прослеживания событий Эпохи Экстремальных Затоплений (Всемирного Потопа) и процесса перехода человечества от присваивающего к производящему хозяйству и возникновению цивилизации в этот отрезок времени. Авторы надеются, что новые идеи не вызовут резко отрицательной реакции, а будут способствовать плодотворным дискуссиям и взаимному поиску истины.

#### **Лессово-почвенная стратиграфия разреза Роксоланы**

Разрез самых верхов лессовой толщи вскрывает следующие слои с интервалами глубин:

1. Голоценовая почва – чернозем, гл. 0,0–0,4 м;
2. Почва (?) буровато-палевая, суглинистая, гл. 0,4–0,5 м;
3. Верхнепричерноморский лессовидный суглинок, отличающийся по составу от типичного причерноморского лесса. Предлагается выделить его в самостоятельный горизонт – овидиопольский лесс (по городу Овидиополь) со стратотипом в разрезе Роксоланы на гл. 0,5–1,8 м;
4. Ископаемая почва инициальная, её гумусовый горизонт представлен: суглинок палево-серый, суглинок среднегумусированный, гл. 1,8–2,1 м;
5. Карбонатный горизонт инициальной почвы, “луговой мергель” гидроморфной почвы. Здесь в первичный мелкозем вымыт карбонат ископаемой почвы, гл. 2,1–2,4 м;
6. Причерноморский лесс s.str.: суглинок светло-палевый, карбонатный, столбчатый, макропористый, близкий к типичным лессам холодных ледниковых эпох, мощностью около 2,5 м в интервале 2,4–4,9 м;
7. Дофиновская почва с C14 датами 26–27 тыс. лет назад (Dodonov et al., 2006) аналог брянской почвы А. Величко, гл. 4,9–6,3 м.

Слои 4–5 относятся к первой после LGM ископаемой почве, известной в Восточной Европе как трубчевская почва (А. Величко), возможно пущинская (Л. Гугалинская), зарайская (Х. Амирханов), каменно-балковская (Н. Леонова) и средне-причерноморская (М. Веклич) почва. Этот тип ископаемых почв не относится ни к межледниковому, ни к интерстадиальному рангу, а имеет более низкий интерфазиальный статус. Если в стратотипе причерноморского лесса и дофиновской почвы в разрезе Дофиновка этой ископаемой почвы не окажется, то его предлагается выделить в самостоятельный горизонт и назвать его роксоланской почвой со стратотипом в этом разрезе. Аналогичная инициальная гидроморфная почва вскрывается в разрезе стратотипа I парканской террасы Днестра, а также в Приазовье: весело-вознесенская почва и горизонт “побурения” в разрезе Беглица.

#### **Результаты палинологического анализа**

**Спорово-пыльцевые комплексы (СПК).** Н. Герасименко и М. Гладыревой выполнен палинологический анализ инициальной почвы и вмещающих отложений. На данный момент уже обработаны 15 образцов в интервале глубин 1,5–2,6 м. Частота отбора образцов 10 см, а для инициальной

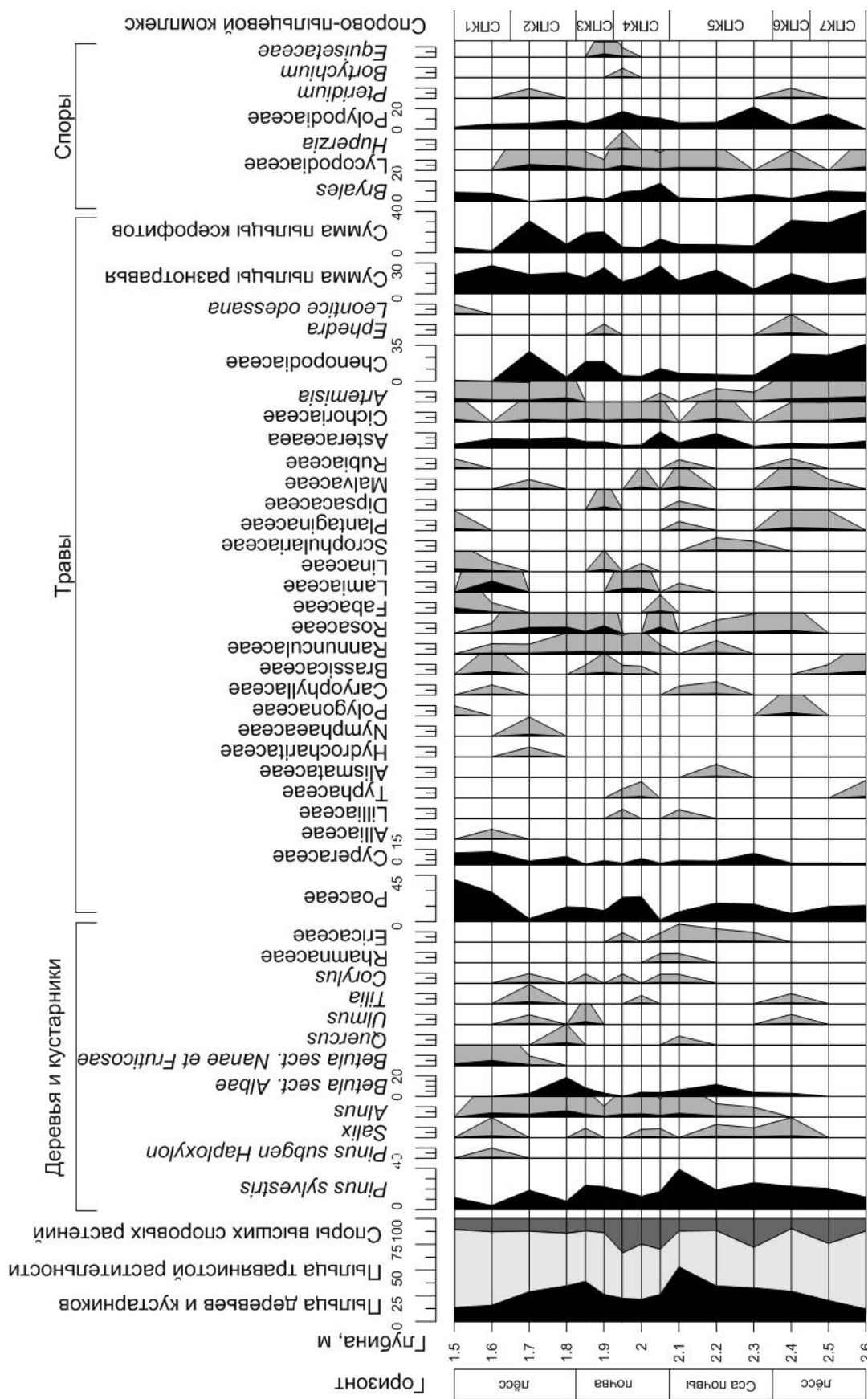
почвы – 5 см. При обработке образцов были использованы HCl, пирофосфат натрия, KOH, HF, а также сепарация в тяжелой жидкости (CdI<sub>2</sub>+KI). В образцах насчитано по 100-120 пыльцевых зерен хорошей сохранности. Выделено 7 палинокомплексов и составлена спорово-рыльцевая диаграмма (рисунок).

В верхнем лесовом горизонте (его нижней части) выделены спорово-пыльцевые комплексы **СПК 1** (гл. 1,5–1,6 м) и **СПК 2** (гл. 1,6–1,8 м). СПК 1 имеет спектры степного типа: 13–16 % пыльцы древесных пород (AP), 71–76 % пыльцы травянистых растений (NAP) и 11–13 % спор. AP включает *Pinus sylvestris*, *Betula sect. Nanae et Fruticosae*, *Alnus* и *Salix*. В NAP преобладают *Poaceae* (29–40 %), заметную роль играют разнотравье (19–26 %) и *Cyperaceae* (11–13 %). Участие ксерофитов низкое (2–3 %). Среди разнотравья преобладают *Asteraceae* и *Lamiaceae*, присутствует пыльца *Fabaceae*, *Linaceae*, *Plantaginaceae*, *Brassicaceae*, *Cichoriaceae* и, единично, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Rubiaceae*, *Rosaceae*, *Leontice odessana*. Среди спор преобладают *Bryales*, встречаются *Polypodiaceae*.

**СПК 2** отличается спектрами лесостепного типа (29–36 % AP, 50–59 % NAP и 12–14 % спор). В AP преобладает *Pinus sylvestris*, встречена пыльца *Betula sect. Albae*, *B. sect. Nanae et Fruticosae* и *Alnus*. Появляются единичные палиноморфы широколиственных пород: *Tilia*, *Ulmus*, *Quercus* и *Corylus*. В NAP снижается роль *Poaceae* (3–14 %), *Cyperaceae* (4–8 %) и возрастает участие *Chenopodiaceae* (до 29 %). Содержание и состав пыльцы разнотравья почти не изменяются, участие пыльцы *Artemisia* низкое (2 %). Изредка встречается пыльца водных растений (*Nymphaeaceae* и *Hydrocharitaceae*). Среди спор *Lycoperidaceae* и *Polypodiaceae* преобладают над *Bryales*.

В инициальной почве выявлено два палинокомплекса со спектрами лесостепного типа. В **СПК 3** (гл. 1,85–1,90 м) участие AP 25–39 %, NAP 48–59 %, спор 13–16 %. В AP преобладает пыльца *Pinus sylvestris*, встречены палиноморфы *Betula sect. Albae*, *Alnus*, *Salix*, *Ulmus* и, единично, *Corylus*. В NAP преобладает пыльца *Poaceae* (11–23 %), *Chenopodiaceae* (18–19 %) и разнотравья (15–25 %). Среди разнотравья больше всего пыльцы *Asteraceae* и *Rosaceae* (включая *Filipendula*). Представлены палиноморфы *Cichoriaceae*, *Ranunculaceae* (включая *Thalictrum*), *Dipsacaceae*, *Linaceae*, *Brassicaceae*, *Polygonaceae* и *Lamiaceae*. Среди спор преобладают *Polypodiaceae*.

В **СПК 4** (гл. 1,95–2,05 м) содержание AP заметно ниже (22–27 %), а спор выше (27–35%), NAP – 41–56 %. В AP преобладает *Pinus sylvestris*, участие пыльцы *Betula* и *Alnus* падает, единично встречаются палиноморфы *Corylus*, *Tilia cordata*, *Salix*, *Rhamnus* и *Ericaceae*. В NAP преобладают *Poaceae* (18–26 %) и разнотравье (12–28 %), пыльцы *Chenopodiaceae* 5–14 %. В группе разнотравья больше всего *Asteraceae*, присутствуют палиноморфы *Cichoriaceae*, *Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, *Lamiaceae*, *Fabaceae* и *Linaceae*. Прослежена пыльца *Cyperaceae*, *Liliaceae*, *Typha*, единично *Artemisia*. Споры представлены *Bryales* и *Polypodiaceae*, местами – и *Lycoperidaceae*. Определены микрофоссилии бореальных растений *Huperzia* и *Botrychium*.



Спорово-пыльцевая диаграмма верхов разреза Роксоланы (инициальная почва)

В карбонатном горизонте инициальной почвы (гл. 2,1–2,3 м) выделен **СПК 5**, вновь отличающийся повышением содержания АР (34–54 %). При преобладании палиноморф *Pinus sylvestris* присутствует пыльца *Betula*, *Alnus*, *Ericaceae*, единичные палиноморфы *Quercus*, *Corylus* и *Rhamnus*. Содержание NAP 35–42 %, при этом преобладает пыльца *Poaceae* (12–18 %). Разнотравье включает пыльцу *Asteraceae*, *Malvaceae*, единично – *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Lamiaceae*, *Scrophulariaceae*, *Plantaginaceae*, *Rubiaceae*, *Cichoriaceae* и *Dipsacaceae*. Содержание пыльцы *Cyperaceae* 3–11 %, единично встречены зерна *Liliaceae* и *Alismataceae*. Участие ксерофитов в породе, насыщенной мучнистыми карбонатами, низкое: пыльцы *Chenopodiaceae* 5–7 %, *Artemisia* – единично. В составе спор (12–30 %) преобладают *Polypodiaceae*.

Под карбонатным горизонтом (гл. 2,4 м) выделен **СПК 6** со спектром лесостепного типа (АР 30 %, NAP 60 %, спор 10 %), но с относительно высоким содержанием пыльцы ксерофитов (30 %, в том числе 25 % *Chenopodiaceae*) и низким – *Poaceae* (8 %). В АР преобладает *Pinus sylvestris* (23 %), представлены *Salix*, *Betula* и единичные зерна широколиственных пород: *Ulmus* и *Tilia cordata*. Содержание пыльцы разнотравья 21 % (*Polygonaceae*, *Rosaceae*, *Malvaceae*, *Plantaginaceae*, *Rubiaceae*, *Asteraceae* и *Cichoriaceae*) ниже, чем ксерофитов.

В нижнем лессовом горизонте (гл. 2,5–2,6 м) выделен **СПК 7** со спектрами степного типа (АР 13–20 %, NAP 55–75 %, спор 12–25 %). АР представлен исключительно *Pinus sylvestris*. В NAP преобладают *Chenopodiaceae* (25–37 %), присутствует *Artemisia* – сумма пыльцы ксерофитов наибольшая в разрезе (29–42 %). В число доминантов палиноспектров входят *Poaceae*. Участие разнотравья невысокое (10–16 %): *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Malvaceae*, *Plantaginaceae* и *Brassicaceae*. В группе спор преобладают *Bryales*, реже встречаются *Lycoperdaceae* и *Polypodiaceae*.

При интерпретации палиноспектров использованы данные о составе поверхностных проб степной и лесостепной зон (Гричук, Заклинская, 1948; Арап, 1972–1978; Динесман, 1974; Болиховская, 1995; Безусько и др., 1998–2010; Gerasimenko, 2010).

**Ландшафты и климаты.** В начале формирования нижнего лессового горизонта (СПК 7) склоны долины Днестра были покрыты злаковой степью с низким участием полыней и незначительным разнообразием разнотравья. В пределах изучаемого отрезка долины Днестра лесные массивы отсутствовали. Сосновые боры, откуда происходил занос пыльцы сосны, спор папоротников и плаунов произрастали на отдалении. На пойме встречалась гигрофитная растительность: осоки и рогоз.

Бедность дендрофлоры и состава травянистых ценозов отображают достаточно засушливый и весьма холодный климат этого времени. Однако изученный участок занимала не сухая степь, как на удаленных от днестровской долины плакорах (Сиренко, Турло, 1986). О бореальном климате свидетельствует отсутствие широколиственных пород и произрастание плаунов, не характерных для степи умеренного пояса. Этот временной интервал соответствует стадиалу.

В конце времени формирования нижнего лессового горизонта (СПК 6) злаковая степь сменилась ксерофитно-разнотравной. Расширение площадей древесных массивов придало ландшафту лесостепной облик. На склонах сосновые леса с примесью березы чередовались с травянистыми ценозами: на эродированных участках – из рудеральной растительности (маревые, астровые, цикориевые, подорожники, полынь), на аккумулятивных увлажненных участках –

луговыми. О распространении последних свидетельствует наличие пыльцы типичных мезофитов: лабазника и щавля. В долине произрастала верба. Появление единичных палиноморф широколиственных пород (вяза и липы сердцевидной) позволяет предполагать улучшение условий их цветения и пыления в западных рефугиумах, существовавших, например, в Южных Карпатах (Willis et al., 2000). Увеличение роли древесной и луговой растительности свидетельствует о некотором увлажнении и потеплении в это время (переход от стадиала к интерфазиялу).

Во время формирования мелкозема, преобразованного в *Сса* инициальной почвы (СПК 5), облесенность территории была наибольшей в течение изученного временного интервала. Произрастание сосновых боров подтверждается заметным присутствием палиноморф растений, ценогически связанных с ними: вересковых, плаунов и папоротников. На пойме распространялась гигро- и гидрофитные ценозы, появилась ольха, в настоящее время не произрастающая в этом районе. Присутствие единичных палиноморф дуба и орешника отражает улучшение условий цветения этих пород в западных рефугиумах. В связи с повышенным увлажнением происходило снижение скорости накопления лессового мелкозема и стабилизация субстратов (резкое уменьшение содержания пыльцы маревых, цикориевых, подорожниковых) и увеличении роли мезофитного разнотравья. Степь стала разнотравно-злаковой, с кустами жестера, что отображает увлажнение и некоторое потепление климата. Так как скабиоза, пыльца которой определена в СПК 5, не произрастает на севере, можно предполагать, что климат стал близким к южно-бореальному, холоднее, но влажнее современного. Об этом свидетельствует лесостепной тип растительности и присутствие в ее составе березы и ольхи, ныне не произрастающих в степной зоне. Описываемая фаза соответствует интерфазиялу. Возможно, под вторичным карбонатным горизонтом скрыты начальные фазы педогенеза вышележащей почвы.

Во время формирования нижнего слоя инициальной почвы (СПК 4) участие древесных группировок в составе лесостепной растительности заметно сократилось. На склонах преобладали разнотравно-злаковые ассоциации, но сосновые боры в низовьях Днестра сохранились. Об этом свидетельствует высокое участие палиноморф папоротников, вересковых, иногда плаунов. Как примесь в лесах произрастала береза и, спорадически, лещина. На пойме встречались осоки, рогоз, небольшие массивы из ольхи и ивы. Присутствие спор баранца (*Hyperzia* sp.) и гроздовника (*Botrychium* sp.), не произрастающих здесь ныне, может свидетельствовать, что климат был бореальным, а описываемая фаза относится к небольшому похолоданию внутри интерфазияла.

Во время формирования верхнего слоя инициальной почвы (СПК 3) вновь расширились площади березово-сосновых лесов, в подлеске которых спорадически встречался орешник. Это был один из наиболее влажных отрезков изученного временного интервала. Вероятно, именно в это время происходило массовое выщелачивание  $\text{CaCO}_3$ , приведшее к формированию карбонатного иллювия в подпочве. Увеличение заноса пыльцы вяза и сосны европейской (*Pinus sembra*) отображает улучшение условий их цветения в западных районах, и таким образом – потепление и увлажнение климата. Зональным типом растительности была лесостепь. Разнотравно-злаковые степи включали мезофитные виды семейств розоцветных, лютиковых и скабиозу. Эродируемые местообитания занимали маревые, изредка эфедра. Климат интерфазияла был близким к южно-бореальному, влажнее и холоднее современного.

Во время формирования лессового слоя, перекрывающего почву (СПК 2), в составе лесостепной растительности появляются кустарниковые формы берез, что свидетельствует о начале нового похолодания и переходе от интерфазиала к стадиалу. Береза приземистая могла произрастать на заболоченных участках поймы, где также встречались ольха, осоки и гидрофиты. В сосновых борах встречалась примесь древовидных берез, изредка, орешник, в наземном покрове преобладали папоротники и плауны. В разнотравно-злаковых степях возросла роль ксерофитов и рудеральной растительности: астровых, цикориевых и особенно маревых. Климат был бореальным, достаточно влажным, но несколько суше, чем на предыдущей фазе.

Во время формирования верхнего горизонта лесса (СПК 1) распространялась злаковая степь с заметным участием разнотравья. Древесные группировки из сосны обыкновенной и кустарниковых берез находились на удалении от изучаемого местоположения. Разнотравье было преимущественно степным (льновые, яснотковые, бобовые, мареновые, капустные, леонтица одесская). Однако высокое содержание пыльцы осок позволяет предполагать их произрастание на плакорах, как это имеет место в холодной степи. Рудеральная растительность, распространение которой обусловлено нестабильностью поверхности при лессонакоплении, была представлена астровыми, цикориевыми и подорожниковыми, а участие типичных ксерофитов было очень низким. Это отображает большую мезофитность растительности склонов в сравнении с сухими степями LGM на плакорах (Сиренко, Турло, 1986). Тем не менее, описываемая фаза была засушливее предыдущей, а присутствие микротермных берез отображает субперигляциальный климат.

Таким образом, в течение изученного временного интервала фазы с более засушливым климатом, чем современный, не выявлены. Содержание пыльцы индикатора сухостепной растительности – полыни остается низким на всей диаграмме. Инициальная почва, а также слои, переходные к лессовым горизонтам, формировались под лесостепью. Подстилающий и перекрывающий лессовые горизонты образовались в условиях злаковой степи холодного климата. Наиболее сухим он был во время накопления нижнего горизонта лесса (СПК 7). Однако отсутствие пыльцы микротермов свидетельствует о холодно-бореальных, а не субперигляциальных условиях. Позднее (СПК 6) злаковая степь сменилась бореальной лесостепью, что отображает увлажнение и некоторое потепление климата.

Сса инициальной почвы наложен на мелкозем, накопившийся во влажно-лесостепном климате (СПК 5). На склонах березово-сосновые леса занимали большие площади, чем разнотравно-злаковые степи. Наибольшим увлажнение было в конце фазы (первый оптимум интерфазиала). Вероятно, начиная с этого времени, в подлеске спорадически появляется пионерный элемент широколиственной растительности – орешник. Спорадическое присутствие пыльцы широколиственных пород в инициальной почве и вмещающих слоях может быть связано с заносом из западных рефугиумов. Однако многие палинологи допускают произрастание на юге Украины умеренно термофильных видов в течение позднего пленигляциала (Болиховская, Пашкевич, 1982; Болиховская, 1995; Комар, 2001, 2010). Если принять эту точку зрения, липа сердцевидная, вяз и дуб могли спорадически произрастать в долине Днестра во время формирования инициальной почвы. В нижних ее слоях прослежена фаза некоторого иссушения и похолодания (СПК 4). Роль древесной растительности



и мезофитного разнотравья сократились. Однако, продолжала существовать лесостепь, а, следовательно, климат был влажнее современного. Второй оптимум увлажнения имел место во время формирования верхних слоев почвы (СПК 3). Вновь расширились площади березово-сосновых лесов, а в степи возросла роль лугового разнотравья. Возможно, в лесах появилась примесь вяза, и климат стал близким к южно-бореальному.

Нижние слои верхнего лесса (СПК 2) также формировались в условиях лесостепи, но с участием микротермных видов берез в составе растительности. Одновременное произрастание их и (спорадически) широколиственных пород отображает переход от интерфазала к стадиалу. Климат стал наиболее холодным, субперигляциальным во время формирования последующего слоя лессов (возрастание роли кустарниковых берез, сокращение площадей лесных массивов). Зональным типом растительности стала злаковая степь с низким участием ксерофитов и повышенным – осок. Климат был влажнее, чем на первой фазе существования злаковой степи (СПК 7) и ныне. Таким образом, в разрезе прослежена последовательная смена стадиала интерфазалом, представленным инициальной почвой, двумя оптимумами увлажнения, затем – переходной фазой и последующим стадиялом с наиболее холодным климатом.

**Речной аллювий: протеррасы и криосуспензиты.** Аллювиальные фации финального плейстоцена в долине Днестра представлены отложениями особой промежуточной террасы (протерраса). В строении долины её место между пойменной и самой низкой надпойменной террасой – I парканская терраса (Л. Лунгерсгаузен, 1938). Протерраса была выделена ранее на Днестре как нулевая “0” или терновская терраса (Чепалыга, 1986), по составу отложений она резко отличается от других террас. Это – аккумулятивные террасы с цоколем ниже уреза воды, мощность её аллювия до 15 метров и более. Для аллювия характерно полное отсутствие грубообломочной русловой фации и лессов, вся толща сложена мелкоземом (суглинки, супеси, пески, алевроиты) слабо сортированным с примесью ила, глин и карбонатов. Это относится к генетическому типу **криосуспензиты** (Чистякова, Лаврушин, 2010), возникшие от таяния пород многолетней мерзлоты на склонах и в бортах речных долин. Они образовались вследствие событий ЭЭЗ, а именно: солифлюкционных потоков со склонов в речные русла и в стоячие водоемы: озера и внутренние моря (“шоколадные глины” Северного Прикаспия и Red clays, pale clays в новоэвксинских отложениях Черного моря).

Отложения протеррас имеют сложные парагенетические связи с лессово-почвенными проявлениями ледникового климата: реликтовым криогенным микрорельефом, эрозионными цирками, макротеандрами, мисфитными долинами и др. (Чепалыга и др., 2011).

В долине Днестра, Дона и малых рек Северного Причерноморья представлено три разновозрастных уровня протеррасы и все они являются аккумулятивными:

- а) высокий (14–15 м) Слободзея-Русская (по южной части пос. Слободзея);
- б) средний (9–10 м) Кременчуг (по кременчугскому останцу);
- в) нижний (3–4 м) Эракт (по древнегреческому городищу).

#### **Буджак. Нижний уровень протеррас**

Самые верхи плейстоцена на рубеже с пребореалом изучены в разрезе новой стоянки Белолесье-остров, открытой Д. Киосаком в 2011 г. Под голоценовой почвой вскрыты аллювиальные криосуспензиты самого низкого 3-метрового

Акмангитского уровня протеррасы. Эта стоянка расположена на правом берегу р. Сарата в устье сухого русла на левом его борту всего в 30 м севернее стоянки Белолесье.

Detail stratigraphy and chronologic model of the Final Pleistocene events

E. Europe stratigraphy	Time scale ky	OIS stages Δ180 substages	Roxolany-Top and Budjak Sections		Alluvial Dniester terraces Chepalyga, 2011 Prot Terrace levels	Archaeology V. Stanko, J. Sapozhnikov, D. Kiosak, A. Bessudnov					
			Loess and fossil soil units Russian equivalents by A. Velichko	Pollen zones Vegetations and Climate							
<b>Holocene</b>		<b>1</b>	<b>Chernozem soil</b>		Flood plain	Mesolithic					
<b>LATE VALDAY GLACIATION</b> LGT deglaciation stages	10.3	a	<b>Prichernomorian loess sensu lato</b>	<b>Boudjak soil complex</b>	<b>Belouessie – Ostrov Site</b>		"0" Ternauka Prot Terrace	Upper Paleolithic Late time (final Paleolithic)	Belouessie. Belouessie – Ostrov Chilgider		
					1	Warm. Steppe				Heractum level 3–4 m	
					2	Cooling. Dry cold steppe: <i>Betula humilis</i> , <i>Lycopodium alpinum</i>					
	11.0	b			Upper forest soil	3				Warming. Mixt forest: <i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i> , <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Acer</i> , <i>Corylus</i>	Kremenchug level 9–10 m
	12.0	c			Cca loam	4				Cooling. Cold dry steppe: <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Ephedra</i>	
	12.5	d			Lower meadow soil						Slobodzea Rusa level 15 m
	13.0					<b>Roxolany</b>					
	14.5	e				1				Cold steppe: <i>B. nanae</i>	
						2				Cold forest-steppe	
					1	<b>PC<sub>2</sub> soil</b>				3	Warming. Forest-steppe
					2					4	Cooling. Forest-steppe with boreal <i>Huperzia</i> , <i>Botrychium</i>
					3					5	Warming. Humid forest-steppe
			<b>PC<sub>1</sub> loess s.str</b> = Desna loess	6	Warming. Humid steppe	Upper alluvial (cold)	Middle time	Roxolany			
				7	Cold dry steppe <i>Betula Nanae</i>						
						Lower alluvial (warm)	Early time				
<b>Brjansk interstadial</b>		<b>3</b>	<b>Vitachev (=Brjansk) interstadial soil</b>								

Спорово-пыльцевые исследования выполнены Г. Шиловой. Из отложений мощностью 2,3 м проанализированы 15 образцов до глубины 2,3 м.

Выделено 4 СПК и палинозоны:

СПК-1. Голоцен, чернозем. Разнотравно-злаковая степь с полынями и маревыми. Гл. 0–0,6 м.

СПК-2. Карбонатный горизонт почвы, наложенный на аллювиальные суглинки, гл. 0,6–1,3 м. Растительность разнотравно-злаковые и сухие степи с маревыми (*Salsola*), полынями, эфедрой. К этому слою приурочены находки кремневых орудий финального палеолита–мезолита, а в 30 метрах южнее на стоянке Белолесье (Михайловка) из него получена  $^{14}\text{C}$  дата  $8900 \pm 110$  лет. Если эта дата окажется омоложенной, то это, вместе с наличием здесь пыльцы кустарниковой березы *Betula humilis*, позволяет предположить похолодание DR-III.

СПК-3. Супеси и суглинки и криосуспензиты. Гл. 1,3–2,0 м. Растительность – хвойно-широколиственные леса и редколесья (доля древесных и кустарниковых 40–65 %) с преобладанием сосны и примесью ели, пихты, дуба, липы, клена, граба, лещины. Есть споры зеленых мхов и папоротников. Это – признак явного потепления, увлажнения и снижения континентальности климата в аллереде.

СПК-4. Аллювиальные супеси и пески, гл. 2,0–2,3 м. Растительность – сухие степи с маревыми, эфедрой и с перелесками сосны, ели, граба, с примесью липы и вереска, а также плаунами *Selaginella*. Похолодание DR-II?

Таким образом, в разрезе палеолитической стоянки Белолесье-Остров выявлены две фазы похолодания дриас II и дриас III, разделенные потеплением аллеред.

Этот разрез дополняет верхи разреза Роксоланы, но в аллювиальной фации. Лессово-почвенная стратиграфия Буджака хорошо представлена на других разрезах. В покровных отложениях молодых террас под голоценовой почвой прослежены следующие горизонты:

- 1) буровато-палевая почва;
- 2) суглинок лессовидный DR-III;
- 3) буджакский почвенный комплекс в составе:
  - 3а) дерново-луговой почвы внизу (беллинг),
  - 3б) палево-бурой лесной почвы вверху (аллеред), раздленными карбонатными суглинками DR-II;
- 4) лессовидный суглинок DR-I;
- 5) серовато-палевая инициальная почва тира PC<sub>2</sub> или трубчевской (ляско), см. табл.

Аналогичные лессово-почвенные профили известны в долине Днестра (Парканы), Приазовье (Беглица) и на Дону (Дивногорье).

Итак, в результате новых исследований стратиграфии финального плейстоцена региона была на порядок детализирована. В рамках одного поздневалдайского горизонта сейчас выделено минимум 10 стратиграфических подразделений, отражающих столько же природно-климатических событий (табл.).

---

1. Панин А. В. Мощный поздневалдайский речной сток в бассейне Дона / А. В. Панин, А. Ю. Сидорчук, М. В. Власов // Известия РАН. Сер. геогр. – М. : Наука, 2012.

2. Панин А. В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена / А. В. Панин,

Е. Ю. Матлахова, Ю. Р. Беляев, Ж. П. Бульярт, Л. Ф. Дубис, А. Мюррей, О. М. Пахомова, Е. В. Селезнёва, В. В. Филиппов // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 2011. – №71.

3. Сапожников И. В. Каменный век Северо-Западного Причерноморья / И. В. Сапожников, Г. В. Сапожникова // *Stratum plus*. – 2011. – № 1. – С. 15–149.

4. Чепалыга А. Л. Всемирный потоп как реальное палеогидрологическое событие / А. Л. Чепалыга // Экстремальные гидрологические ситуации [Коллективная монография]. – М. : Медиа-ПРЕСС, 2010. – С. 180–214.

5. *Chepalyga A. L.* Fluvial geoarcheology of East European valleys (Dniester, Kogylnik, Don) during extreme inundation epoch / A. L. Chepalyga, A. N. Pirogov, R. J. Chepalyga // *Geomorphic processes and Geoarchaeology. From Landscape Archaeology to Archaeotourism. International conference. August 20–24, 2012. – Moscow-Smolensk, 2012.*

### Summary

New data on uppermost top of the Roxolany section, not yet studied by previous investigations is presented. In middle part of this 4.5 m loess an interval of fossil soil and some intervals of under- and overlaying loess sediment described. Fossil soil 0.6 m thickness is initial, embrional and week developed. It is hydromorphis gleyezem of glacial type. According polled analyze this soil was formed in humid forest-steppe environment with some cooling in middle part of profile, were cold forest steppe vegetation with boreal elements appeared. This soil is preceded by cold Prichernomorie loess (PC1) of LGM stage. From this soil began new stage of humidisation and warming of Extreme Inundation Epoch in Final Pleistocene. Fossil soil and overlaying loess can be described as new stages: Roxolany soil and Ovidiopol loess with stratotype in Roxolany section.

Alluvial equivalents of the last loess stages seem to be a new Dniester terraces between flood-plain and I Parkany terrace. This “0” Proterrace is known as Ternovka terrace (Chepalyga, 1986) last time subdivided on the 3 separate levels. All of them are accumulative terraces: I Heractum (4 m), II Kremenchug (9–10 m) and Slobodzea-Rusa (15 m) with estimated age: Allerod, Bolling and Lascau.

Detail stratigraphy correlation and climate-landscape events are presented on the table.

УДК 551.79:930.26

ДО ПРОБЛЕМИ “ЛЕСИ І ПАЛЕОЛІТ”\*

Андрій Богуцький<sup>1</sup>, Олександр Ситник<sup>2</sup>, Марія Ланчонт<sup>3</sup>, Тереза  
Мадейська<sup>4</sup>,  
Олена Томенюк<sup>1</sup>, Роман Дмитрук<sup>1</sup>, Андрій Яцишин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Дорошенка, 41, 79000, м. Львів, Україна

<sup>2</sup> Інститут українознавства імені Івана Крип'якевича НАН України,  
вул. Винниченка, 24, 79008, м. Львів, Україна

<sup>3</sup> Університет Марії Кюрі-Склодовської,  
ал. Красніцька, 2 с, d, 20-718, м. Люблін, Польща

<sup>4</sup> Інститут геологічних наук ПАН,  
вул. Тверда, 51/55, 00-818, Варшава, Польща

У західній частині України більшість палеолітичних пам'яток пов'язана з плейстоценовими лесово-грунтовими серіями. Це і всесвітньо відомі пам'ятки у долині Середнього Дністра (Молодово I, Молодово V, Кормань IV та ін.), пам'ятки центральної та північної частини Подільської височини (Буглів V, Великий Глибочок I, Пронятин, Ігровиця I, Куличівка та ін.), пам'ятки Волинської височини (Липа I, Липа VI, Мирогоща та ін.), пам'ятки Галицького Придністер'я (Галич I, Галич II, Єзупіль I, Єзупіль II, Єзупіль III, Межигірці, Колодіїв та ін.), відома пам'ятка Королево у Закарпатті та багато інших. Останніми роками відкрито і стаціонарно досліджуються низка пам'яток нижнього палеоліту в районі Дубоссар (Молдова) у покривних лесово-грунтових товщах на високих терасах Дністра [9]. Інтенсивно досліджується і нижньопалеолітична пам'ятка Меджибіж на Хмельниччині, але вона пов'язана з алювіальними відкладами [8, 14].

Більшість палеолітичних пам'яток західної частини України багаточисельні. Вони репрезентують нижній, середній та верхній палеоліт. Нижній палеоліт розкритий лише у Закарпатті (Королево) [4, 5]. Найдавніші пам'ятки середнього палеоліту Поділля пов'язані з коршівським вичопним ґрунтовим комплексом [7, 10, 15].

Комплексне вивчення лесово-грунтових серій та палеолітичних пам'яток дало змогу розробити хроностратиграфію палеоліту західної частини України, провести детальний аналіз умов проживання палеолітичних людей, окреслити розвиток палеолітичних культур, а також шляхи міграції палеолітичних людей тощо. Зазначимо, що в останні десятиріччя дослідження палеоліту західної

---

\* Роботи виконані завдяки фінансовій підтримці міжнародного проекту 691-N/2010/0 Ukraine “Palaeolithic Oecumene of the peri- and meta-Carpathian zone – a study of environment changes of Western Ukraine and South-Eastern Poland in Pleistocene and their influence on primeval settlement and migration pattern (based on loess and cave sites)”.

частини України носять не лише міждисциплінарний, але й міжнародний характер. Працюють спільні українсько-польські археологічні та палеогеографічні експедиції, виходять у світ колективні монографії, чисельні статті [1, 2, 6, 7, 10–13, 15].

У вивченні палеолітичних пам'яток, пов'язаних з лесово-грунтовими серіями, є низка дуже складних і нерозв'язаних проблем. Окреслимо головні з них.

*Делювіально-соліфлюкційна порушеність культурних горизонтів.* Це спостерігається майже завжди, непорушені культурні горизонти відшукати практично неможливо (рисунок). Тому виникає питання датування віку культурних горизонтів. Зокрема, важко дати відповідь, коли проживали палеолітичні поселенці, нелегко відтворити послідовність подій, пов'язаних з перевідкладанням артефактів тощо. Ситуація ускладнюється й тим, що делювіально-соліфлюкційні пачки з артефактами формувались подеколи у декілька етапів, їхня потужність може досягати 2–3 м і більше, а артефакти при цьому можуть бути змішаними, тобто представляти як середній, так і верхній палеоліт (наприклад, пам'ятка Галич II). Є випадки, коли делювіально-соліфлюкційна деформованість порід ускладнюється і структурними деформаціями (псевдоморфозами по полігонально-жильних льодах, наприклад, на стоянці Великий Глибочок I).

Питання розвитку делювіально-соліфлюкційних процесів у зв'язку з проблемами перевідкладання і датування палеолітичних культурних горизонтів ми розглянули в окремій статті [3]. На великому фактичному матеріалі показано, що делювіально-соліфлюкційні процеси зумовлювали перевідкладання культурних горизонтів, які, як правило, були сформовані раніше, головню на завершальних етапах певного інтергляціального, інтрестадіального або інтерфазового ґрунтоутворення. Цей факт необхідно враховувати під час відбору зразків для аналітичних досліджень, особливо зразків для абсолютного датування плейстоценових відкладів, а також під час інтерпретації конкретного фактичного матеріалу.



Делювіально-соліфлюкційна порушеність відкладів палеолітичної пам'ятки Пронятин II

Дуже ускладнює датування палеолітичних горизонтів і *неповнота розрізів лесово-грунтових серій*, з якими вони пов'язані. Як правило, розрізи доводиться реконструювати, використовуючи найрізноманітніші методи геологічних реконструкцій. Констатуємо, що це дуже складний процес, іноді проблематичний. Трапляються випадки, коли між культурним горизонтом і покривною лесово-грунтовою пачкою фіксується дуже велика перерва (наприклад, на середньопалеолітичній пам'ятці Буглів V).

*Денудованість відкладів, дуже складний палеорельєф, наявність палеоврізів, значні потужності делювіально-соліфлюкційних нагромаджень, їхня криогенна деформованість, порушене залягання артефактів* – це неповний перелік проблем, з якими зустрічаємось під час вивчення палеолітичних пам'яток. Тому ми наголошуємо на необхідності дуже детальних археолого-палеогеографічних робіт, ретельному та обережному використанні результатів абсолютного датування відкладів та інших аналітичних досліджень.

Палеолітичні об'єкти мають подеколи великі площі. Ми з цілковитою впевненістю говоримо це стосовно Галича I (верхній палеоліт), серії пам'яток околиць Єзуполя Івано-Франківської обл. (Єзупіль I, II, III) та ін. Тому постала *необхідність розробки методів виявлення ділянок концентрації артефактів*, виявлення жител, а також окреслення неперспективних ділянок. Це не лише дозволить ефективніше спрямовувати археологічні розкопки, але й певною мірою “застрахує” від будівництва на археологічних об'єктах (наприклад, як це сталося на пам'ятці Галич I, де збудована вежа “Київстар”) і зберегти їх для нащадків. Ми переконані, що ці завдання можуть бути розв'язані за допомогою геофізичних методів, які повинні ширше впроваджуватись у практику археологічних робіт.

Вивчення палеолітичних пам'яток, пов'язаних з плейстоценовими лесово-грунтовими серіями, – неймовірно важлива та цікава проблема, яка потребує інтенсифікації детальних міждисциплінарних досліджень.

---

1. *Богущий А.* Палеолітична стоянка Галич II: проблеми стратиграфії та хронології / А. Богущий, М. Ланчонт, О. Ситник, Т. Мадейська, Я. Кусяк, С. Федорович, Р. Дмитрук, А. Яцишин, І. Думас, Б. Голуб // Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині. – Львів, 2010. – Вип. 13. – С. 17–46.

2. *Богущий А.* Техніко-типологічний аналіз археологічних матеріалів палеолітичної стоянки Галич II / О. Ситник, Р. Коропецький, А. Богущий, М. Ланчонт, Т. Мадейська // Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині. – Львів, 2010. – Вип. 13. – С. 47–73.

3. *Богущий А.* Делювіально-соліфлюкційні процеси й проблеми перевідкладення і датування палеолітичних культурних горизонтів / А. Богущий, М. Ланчонт, О. Томенюк, О. Ситник // МДАПВ. – Львів, 2012. – Вип. 16. – С. 55–64.

4. *Гладилин В. Н.* Ашель Центральной Европы / В. Н. Гладилин, В. И. Сытливый. – К. : Наук. думка, 1990. – 267 с.

5. *Кулаковская Л. В.* Палеолитические местонахождения в районе Королево / Л. В. Кулаковская // Археологический альманах. – Донецк, 1999. – № 8. – С. 153–158.

6. *Ситник О.* Палеоліт Поділля: Великий Глибочок I / О. Ситник, А. Богущий. – Львів : Українські технології, 1998. – 144 с.

7. *Ситник О.* Середній палеоліт Поділля / О. Ситник. – Львів, 2000. – 372 с.

8. *Степанчук В. Н.* Нижнепалеолитическое местонахождение Меджибож на Южном Буге, Украина: новые данные и интерпретации / В. Н. Степанчук // Stratum plus. – 2012. – №1. – С. 47–65.

9. Чепальга А. Л. Древнейшая в Восточной Европе палеолитическая стоянка Байраки на Днестре: геохронология, палеосреда, археология / А. Л. Чепальга, Н. К. Анисюткин, Т. А. Садчикова // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – Москва : ГЕОС, 2012. – № 71. – С. 75–94.

10. Boguckij A. Age and the palaeoenvironment of the West Ukrainian Palaeolithic: the case of Velykyi Glybochok multi-cultural site / A. Boguckij, M. Łanczont, B. Łaґca, T. Madeyska, O. Sytnyk // Journal Archaeological Sciences. – 2009. – № 36. – P. 1376–1389.

11. Łanczont M. High-resolution archive of climatic oscillations during Oxygen Isotope Stages 5–2 in the loess-palaeosol sequence at Kolodiiv (East Carpathian Foreland, Ukraine) / M. Łanczont, A. Boguckij // Geological Quarterly. – Warszawa, 2007. – 51 (2). – P. 105–126.

12. Łanczont M. TL age of loess deposits in the Yezupil I Palaeolithic site on the upper Dniester River (Ukraine) / M. Łanczont, S. Fedorowicz, J. Kusiak, A. Boguckij, A. Sytnyk // Geologia. – 2009. – Vol. 51. – No 3–4. – P. 86–96.

13. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) / Studia geologica Polonica / [Pod red. T. Madeyskiej]. – Kraków, 2002. – Vol. 119. – Cz. III. – 391 s.

14. Stepanchuk V. The Lower Palaeolithic of Ukraine: Current Evidence / V. Stepanchuk, S. Ryzhov, L. Rekovets, Zh. Matviishina // Quaternary International. – 2010. – Vol. 223/224. – P. 131–142.

15. Sytnyk O. The Dniesterian Mousterian from the Velykyi Glybochok site related to palaeoenvironmental changes / O. Sytnyk, A. Bogucki, M. Łanczont, T. Madeyska // Quaternary International. – 2010. – Vol. 220. – P. 31–46.

### Summary

The majority of the Palaeolithic sites of the Western part of Ukraine is related to the Pleistocene loess-soil series. Comprehensive archaeological and palaeogeographic study of these sites permitted to develop the chronostratigraphy of Palaeolithic of Western part of Ukraine, to conduct a detailed analysis of the living conditions of the Palaeolithic people, to describe the development of the Palaeolithic cultures as well as the routes of migration of the Palaeolithic people, etc. It was stated that many complex and unresolved problems have appeared during the study of Palaeolithic sites related to the loess-soil series. Among them there are delluvial-solifluctional disturbances of the cultural horizons, incompleteness of the sections of the loess-soil series, denudation of the sediments, etc. The need to pay a particular attention to the archaeological sites as the historical and natural monuments was emphasized separately.



УДК 551.583.7

WŁAŚCIWOŚCI GEOCHEMICZNE  
PÓŻNOPLEJSTOCENŃSKIEJ SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWEJ  
W ZAPRĘŻYNIE (WZGÓRZA TRZEBNICKIE)

Jerzy Raczyk, Zdzisław Jary, Bartosz Korabiewski,  
Marcin Krawczyk, Jacek Skurzyński

*Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii  
Fizycznej, Pl. Uniwersytecki, 1, 50-137, Wrocław,  
e-mail: jerzy.raczyk@uni.wroc.pl*

WPROWADZENIE

Odsłonięcie lessów w Zaprężynie ( $\ddot{e} = 17^{\circ}12'00''E$ ,  $\ddot{o} = 51^{\circ}14'45''N$ , 165 m n. p. m.) zbudowane jest z lessów facji wierzchowinowej i zboczowej). Położone jest w strefie południowej krawędzi morfologicznej Wzgórz Trzebnickich, w nieczynnej piaskowni przy drodze z Łoziny do Węgrowa.

Powierzchnia terenu jest urozmaicona przez suche dolinki denudacyjne o generalnym przebiegu N-S. Pokrywa lessowa o przeciętnej miąższości 4–6 m zalega tutaj na piaskach fluwioglacjalnych i odsłania się w pionowej ścianie o długości ok. 80 m i przebiegu W-E. Odsłonięcie powstało w rezultacie eksploatacji piasku, która odbywała się tutaj na dość dużą skalę w latach 80-tych i 90-tych XX wieku.

Odsłonięcie lessów w Zaprężynie było po raz pierwszy prezentowane w 1993 roku podczas II Seminarium Lessowego organizowanego przez Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego (Jary, Kida, red., 1993). Dostęp do ścian odsłonięcia był wówczas bardzo utrudniony ze względu na postępujące prace eksploatacyjne. Uczestnicy Seminarium zwrócili jednak uwagę na poziom iluwalny kopalnej gleby leśnej i rozwleczone po stoku fragmenty poziomego akumulacyjnego z węglami drzewnymi. Stanowisko to zostało później opisane w pracach Śnieszki (1995) i Szponara (1998), a rezultaty tych badań skomentował Maruszczak (2001).

Śnieszko (1995) dzieli pokrywę lessów młodszych o miąższości 4–5 m na część górną zasobną w węglany i część dolną, w której wyróżniają się poziomy oglejenia. Poniżej lessów młodszych opisuje glebę typu lessive z poziomami A1-A3-B rozwiniętą na pylastym diamiktonie podścielonym osadami piaszczysto-żwirowymi. Śnieszko (1995) koreluje kopalną glebę leśną z Zaprężyna z kompleksem glebowym typu nietulisko. W poziomie akumulacyjnym gleby kopalnej z Zaprężyna zauważa liczne skupienia węgla drzewnych *Pinus silvestris*.

W 1998 roku charakterystykę profilu w Zaprężynie przedstawił Szponar (Kępa-Zaprężyn według tego autora). Zaprezentował rezultaty badań aminokwasów dla dwóch próbek pobranych z gleby współczesnej i kopalnej. Na podstawie wyniku datowania próbki węgielków (*Pinus silvestris*) z poziomu akumulacyjnego gleby leśnej ( $29600 \pm 760$  lat  $^{14}C$  BP, Gd-9209) Szponar (1998) wiąże okres rozwoju gleby z interstadią Denekamp i stwierdza, że gleba kopalna w Zaprężynie nie jest glebą

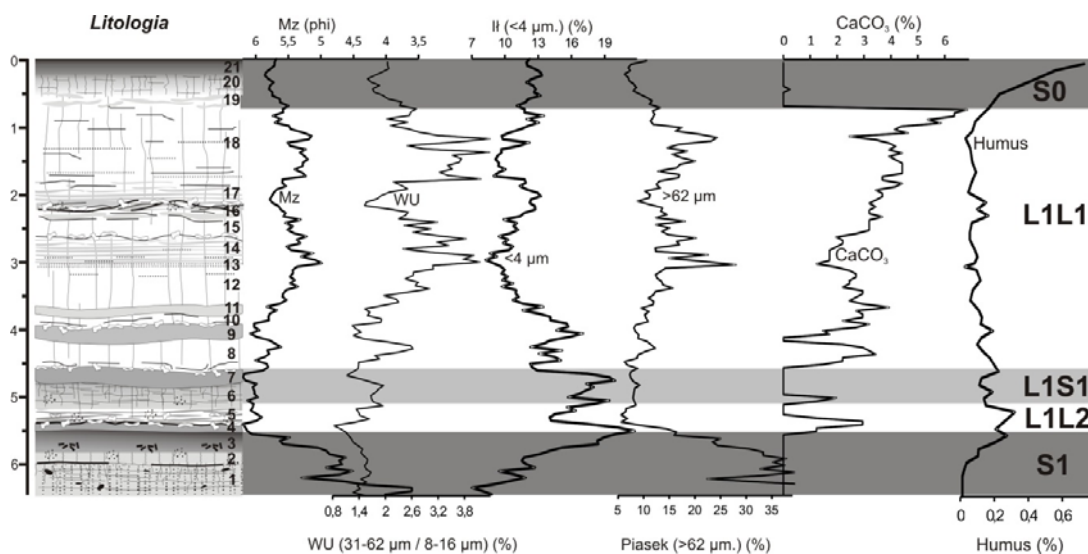
leśną, lecz tundrowo-leśną. Taka interpretacja genetyczna i stratygraficzna jest jednak trudna do przyjęcia (Maruszczak, 2001). W 2003 roku Szponar z Szajdakiem opublikowali nowe dane dotyczące aminokwasów w glebie kopalnej i współczesnej z Zapreżyna (w tej publikacji stanowisko to występuje pod nazwą Kępa), wskazując na przydatność tej metody przy określaniu względnej pozycji chronostratygraficznej gleb kopalnych.

Ponieważ wynik datowania substancji humusowych pobranych z gleby kopalnej w Zapreżynie konwencjonalną metodą radiowęglową (Szponar, 1998) wzbudzał wątpliwości, Jary (2007) powtórzył datowanie  $^{14}\text{C}$ , tym razem wykorzystując technikę AMS. Węgle drzewne z poziomu akumulacyjnego (3) kopalnej gleby leśnej datowano na  $>50$  ka BP (Poz-6939), substancje humusowe starszej gleby tundrowo-glejowej (7) wydатовano na  $26,2 \pm 0,6$  ka BP (Poz-7649), a wiek radiowęglowy substancji humusowych młodszej gleby tundrowej (9) został oznaczony na  $18,8 \pm 0,12$  ka BP (Poz-7998).

W późniejszych latach rezultaty badań odsłonięcia lessów w Zapreżynie prezentowano na trzech kolejnych Seminariach Lessowych (IV, V i VI) organizowanych przez Zakład Geografii Fizycznej Uniwersytetu Wrocławskiego (Jary, Ciszek, 2004; Fedorowicz i in., 2004; Jary i in., 2008, 2011).

### Charakterystyka sekwencji lessowo-glebowej w Zapreżynie

Badania terenowe profilu Zapreżyn przeprowadzono w kwietniu i maju 2011 roku. W pionowej ścianie odsłonięcia zarejestrowano wówczas następującą sekwencję osadów (ryc. 1):



Ryc. 1. Litologia oraz podstawowe wskaźniki litologiczne na tle wydzielonych jednostek lito- i pedomorfolożycznych profilu lessów i gleb kopalnych Zapreżyn

- |    |           |   |
|----|-----------|---|
| 21 | 0,00–0,20 | Poziom akumulacyjny A gleby brunatnej barwy jasnoszarej. Poziom wymieszany i zhomogenizowany przez zabiegi agrotechniczne. HCl-. Przejście do niżejległego poziomu ostre w postaci tzw. podeszwy płuznej.   |
| 20 | 0,20–0,40 | Poziom brunatnienia B gleby brunatnej, jasno brunatny o strukturze pryzmatycznej, HCl-. Przejście do niżejległego poziomu stopniowe.  |
| 19 | 0,40–0,70 | Poziom przejściowy gleby brunatnej B/C, w stopie jasnobrunatny, w spągu ciemnożółty. Widoczne kongregacje $\text{Fe}^{+3}$ w postaci smug i rzadkich, robnokomórkowych kongregacji Fe i Mn. Zdarzają się plamy oglejenia, które mogą być dowodem zmiennych warunków oksydoredukcyjnych. HCl±. |

- Przejście stopniowe.
- 18 0,70–1,75 Less płowozółty (10YR7/6), masywny z rzadkimi smużkami wzbogaconymi w materiał piaszczysty. Ślady oglejenia w postaci plam i smug nieco jaśniejszych od tła. Miejscami widoczne rdzawe wytrącenia związków  $Fe^{+3}$ . Zdarzają się drobnokomórkowe konkrecje Fe, a w spągowej części konkrecje  $CaCO_3$ . HCl+. Przejście stopniowe.
- 17 1,75–2,00 Less delikatnie laminowany barwy żółtobrazowej (10YR6/4). Zaznaczają się jasne plamy oglejenia oraz niekonkrecyjne skupienia  $Fe^{+3}$  w postaci plam i pseudolaminacji. Warstwa ta przykrywa górne części pseudomorfozy klina lodowego o wymiarach pionowych rzędu 3–4 m i rozwartości około 1 m. HCl+. Przejście stopniowe.
- 16 2,00–2,40 Utwór barwy szarobrazowej (10YR6/2) z plamami i smugami oglejenia. Na głębokości 2,2 m wyraźna smuga  $Fe^{+3}$  o zaburzonym przebiegu. Poziom zawiera nieliczne, drobnokonkrecyjne formy wytrąceń Fe i Mn oraz duże konkrecje  $CaCO_3$ . HCl+. Przejście stopniowe.
- 15 2,40–2,65 Less masywny barwy żółtobrazowej (10YR6/4) ze słabymi oznakami oglejenia. Spąg warstwy posiada przebieg lekko falisty (amplituda deformacji 5–10 cm) i jest podkreślony przez liczne konkrecje  $CaCO_3$ . HCl+. Przejście dość wyraźne.
- 14 2,65–3,04 Less laminowany, jasnożółty (10YR7/4). Laminy o zróżnicowanej zawartości frakcji piaszczystej i różnym stopniu oglejenia. Domieszka piasku, największa w spągu warstwy, spada ku stropowi warstwy. HCl+. Przejście ostre.
- 13 3,04–3,08 Warstewka wyraźnie wzbogacona we frakcje średniego i grubego piasku, błyszczącego i dobrze obtoczonego. Przebieg warstwy horyzontalny. Zasięg rzędu 10–20 m. HCl+ (słabo). Przejście wyraźne.
- 12 3,08–3,74 Less masywny barwy żółtobrazowej (10YR6/4) z oznakami oglejenia w środkowej części poziomym. W warstwie zaznacza się wzrost zawartości grubszych frakcji od spągu ku stropowi. HCl+. Przejście wyraźne.
- 11 3,74–3,82 Poziom oglejenia o lekko falistym przebiegu. Barwa jasnopopielata (2,5Y7/2). HCl+. Przejście dość wyraźne.
- 10 3,82–3,95 Less masywny barwy brązowo-żółtej (10YR6/6). Miejscami widoczne słabe ślady oglejenia. Zdarzają się niekonkrecyjne formy wytrąceń  $Fe^{+3}$  w postaci słabo oznaczonych smużek i plam. HCl+. Przejście wyraźne.
- 9 3,95–4,15 Poziom oglejenia barwy jasnopopielatej (2,5Y7/2) o wyraźnie falistym przebiegu (amplituda do 30 cm). W poziomie występują duże konkrecje  $CaCO_3$ . HCl±. Przejście dość wyraźne.
- 8 4,15–4,60 Less masywny barwy brązowo-żółtej (10YR6/6). Procesy oksydoredukcyjne wyrażone plamistością osadu. Występują rzadkie, małe konkrecje Fe i Mn. W spągowej partii barwa staje się ciemniejsza, a w osadzie widoczne są struktury deformacyjne. HCl+. Przejście wyraźne, erozyjne.
- 7 4,60–4,80 Poziom wyraźnego oglejenia barwy popielatobrazowej (2,5Y6/2), z dużą ilością konkrecji  $CaCO_3$ . Wyrazistość barwy stopniowo wygasza się ku spągowi warstwy. HCl-. Przejście wyraźne.
- 6 4,80–5,10 Poziom pylasty barwy żółtobrunatnej (10YR5/6), lekko plamisty. Niewielka ilość drobnokomórkowych konkrecji Fe i Mn. Poziom podpowierzchniowy typu cambic. HCl±. Przejście dość wyraźne.
- 5 5,10–5,45 Utwór brunatnoszary (10YR5/4) z luźno rozrzuconymi konkrecjami  $CaCO_3$ . Niewielkie plamy oglejenia. Zdarzają się konkrecje Fe i Mn. Niewyraźne smugowanie podkreślone ciemnoszarą barwą substancji humusowych. HCl±. Przejście ostre (erozyjne).
- 4 5,45–5,50 Poziom pylasty z wyraźnymi oznakami oglejenia, barwy popielato-siwej (2,5Y5/4), o zmiennej miąższości. Stropowe partie zawierają konkrecje

- CaCO<sub>3</sub>. Warstwa zdeformowana przez procesy kriogeniczne i rozwleczone po stoku. HCl±. Przejście wyraźne.
- |   |           |  |
|---|-----------|--|
| 3 | 5,50–5,80 | Nalozony poziom humusowy typu darniowego, ciemnoszaro-brązowy (10YR4/2), pylasto-piaszczysty z rzadkimi wtórnymi smugami wytrąceń żelaza trójwartościowego. W spągowej części znajduje się nieco zdeformowany horyzont ze skupieniami węglików drzewnych i kongrecjami Fe i Mn. HCl±. Przejście stopniowe, niewyraźne. |
| 2 | 5,80–6,00 | Poziom przemywania Eetg, pylasto-piaszczysty, z wtórną laminacją żelazistą, płowożółto-brązowy (10YR6/4). Zawiera dużą ilość drobnokomórkowych kongrecji Fe i Mn. HCl-. Przejście stopniowe podkreślone granicą w uziarnieniu osadów.  |
| 1 | pon. 6,00 | Rytmicznie warstwowane, naprzemianległe osady gliniaste scementowane związkami żelaza i piaski różnofrakcyjne. W stropowej części zmienione przez procesy glebowe – ślady iluwacji. HCl-.  |

Do badań laboratoryjnych pobrano 128 próbek lessów i gleb kopalnych. Dla wszystkich próbek wykonano analizy zawartości węglanów i składu granulometrycznego, a dla wybranych 33 próbek oznaczono skład geochemiczny. Oznaczenie barwy osadów przeprowadzono w terenie za pomocą skali Munsell'a (Munsell Soil Color Charts) porównując próbki lessu z wzorcami barw, opisanymi symbolami kolorów. Skład granulometryczny oznaczono na dyfraktometrze laserowym Mastersizer 2000. Węglany oznaczono metodą Scheiblera, a substancję organiczną metodą Tiurina.

Późny plejstocen i holocen na stanowisku lessów i gleb kopalnych w Zaprężynie jest reprezentowany przez 5 jednostek lito-pedostratygraficznych: dwie jednostki lessowe (**L1L1** i **L1L2**) oraz trzy jednostki glebowe (**S0**, **L1S1** i **S1**).

W spągowej części odsłonięcia zalega zespół gleb kopalnych **S1** (warstwy 1–3; MOIS 5), wykształcony na piaszczysto-żwirowych osadach fluwioglacjalnych (1) oraz płytkich, pylasto-piaszczystych osadach pokrywowych (2 i 3). Cechy morfologiczne pedokompleksu są bardzo zbliżone do analogicznej jednostki w nieodległym Skarszynie. W osadach piaszczysto-żwirowych (1) widoczne są wyraźne oznaki iluwacji. Powyżej występuje pylasto-piaszczysty, odgórnie oglejony poziom eluwalny Eetg (2) oraz poziomy akumulacyjny A (3). W spągowej części poziomu akumulacyjnego znajduje się zdeformowany, lekko falisty horyzont ze skupieniami węglików drzewnych *Pinus silvestris* (Śnieszko, 1995).

Lessy **L1L2** (warstwy 4 i 5, MOIS 4) występują w postaci stosunkowo cienkiej warstwy i mają charakter deluwiów lessowo-glebowych o strukturze zatartej przez późniejsze procesy glebotwórcze, związane z rozwojem wyżejległej gleby/pedokompleksu **L1S1**.

Jednostka pedostratygraficzna **L1S1** jest w Zaprężynie zbudowana z dwóch poziomów genetycznych: poziomu cambic (6) oraz poziomu akumulacyjnego gleby tundrowo-glejowej (7). Gleba kopalna/zespół gleb kopalnych **L1S1** w Zaprężynie rozwijał się najprawdopodobniej w środkowym pleniglacjale ostatniego zlodowacenia (MOIS 3).

Powyżej jednostki **L1S1** zalega miąższy, węglanowy less **L1L1** (warstwy 8–18) rozwinięty głównie w postaci lessów litofacji masywnych i laminowanych. Charakterystyczne dla tej jednostki lessowej na stanowisku Zaprężyn jest występowanie kilku poziomów oglejenia o zróżnicowanym stopniu rozwoju (np. warstwy 9 i 16). Dość często obserwuje się wkładki piaszczyste o zawartości frakcji >62 µm przekraczającej nawet 25 %, które są prawdopodobnie dowodem obecności epizodów bardzo krótkiego

transportu i dużej dynamiki wiatrów w trakcie depozycji lessów w górnym plenivistulianie (Jary i Ciszek, 2004). W stropie sekwencji lessowo-glebowej, na erodowanej, uprawianej powierzchni stokowej wykształciła się płytka gleba brunatna **S0** (warstwy 19–21).

#### Skład geochemiczny profilu Zaprężyn – wyniki badań

Oznaczenia składu geochemicznego stanowiska lessowego Zaprężyn przeprowadzono dla 33 próbek. Oznaczono makroskładniki, które w głównej masie tworzą badany osad, a suma ich tlenków przeliczana jest na całkowity skład procentowy próbki. Próbki do analiz suszono w suszarkach laboratoryjnych w temp. 105 °C przez 24 h. Następnie naważki próbek (5 g) wyprażono w piecu muflowym w temp. 1000 °C przez okres 1 h. Z wyprażonej próby pobrano 250 mg i mieszało z topnikiem, którym był czteroboran litu. Mieszaninę stopiono w tygielku platynowym w płomieniu palnika Bunsena w temp. ok. 900 °C. W wyniku tego procesu powstał stop, który rozpuszczono w 10 % HCl-u i rozcieńczono do 250 ml. W otrzymanych roztworach oznaczano metodą absorpcji atomowej Na, K, Mg, Ca, Fe, Mn, Al i Ti. Fosfor oznaczony został kolorymetrycznie po uprzednim zmineralizowaniu próbki w mineralizatorze mikrofalowym. Otrzymane wartości stężeń pierwiastków przeliczono na tlenki. Krzemionki nie oznaczano przyjmując, że stanowi ona dopełnienie do 100 %. Założenie to potwierdziły analizy i porównania oznaczeń standardów lessu, czyli certyfikowanych materiałów odniesienia ISE 934 oraz ISE 974 holenderskiej firmy Wepal.

W całym profilu zdecydowanie dominuje krzemionka (od 82,9 do 93,5 %; tab. 1, ryc. 2). Udział krzemionki w poziomach **S0**, **L1L1**, **L1S1** oraz **L1L2** jest wyrównany z wyjątkiem jednego lokalnego maksimum w obrębie lessów **L1L1** (ryc. 2). Najwyższe koncentracje krzemionki w profilu Zaprężyn stwierdzono dla zespołu gleb kopalnych **S1** (średnio 92,41 %).

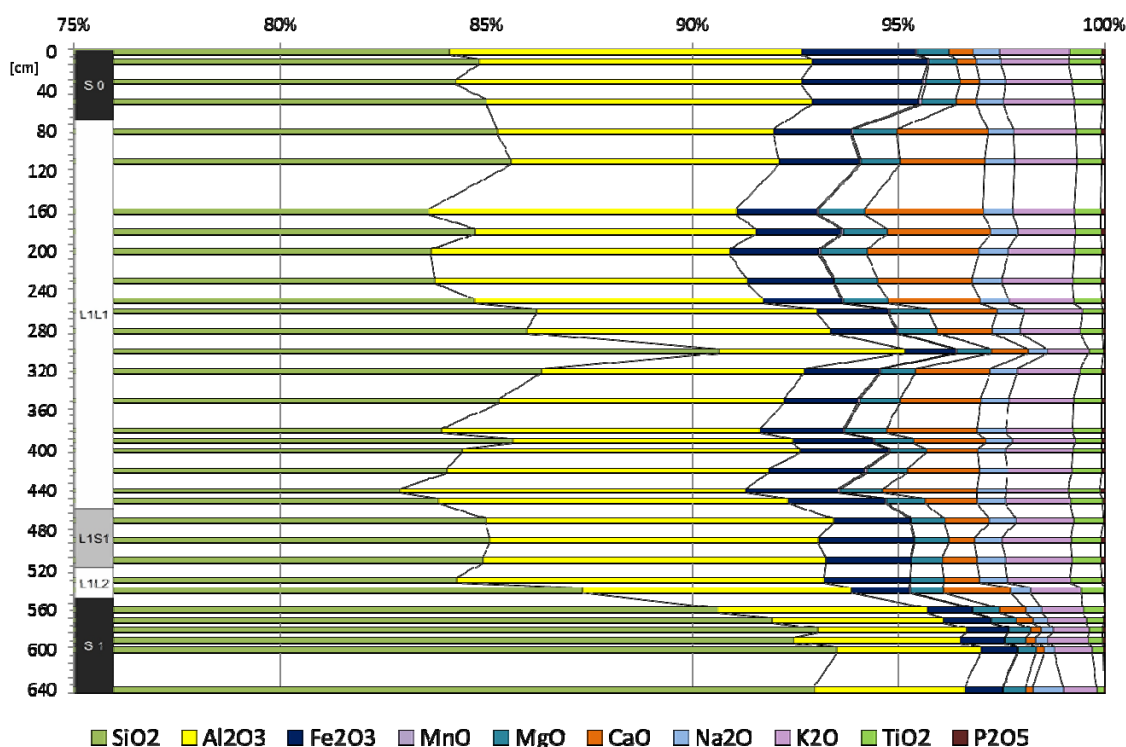
Tabela 1  
Koncentracje poszczególnych tlenków i LOI (przedziały oraz wartości średnie w %) w jednostkach lito-pedostratygraficznych sekwencji lessowo-glebowej Zaprężyn

Symb. jedn.	Gł. [m]	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
profil	0,0–6,4	82,9–93,5 86,35	3,49–8,91 6,84	0,86–2,93 1,88	0,01–0,08 0,041	0,46–1,12 0,85	0,18–2,86 1,33	0,27–0,73 0,61	0,81–1,73 1,42	0,17–0,78 0,59	0,02–0,12 0,076	1,34–5,82 4,15
S0	0,0–0,7	84,11–85,0 84,55	7,89–8,54 8,22	2,58–2,93 2,76	0,04–0,08 0,064	0,7–0,84 0,78	0,47–0,59 0,51	0,58–0,65 0,62	1,63–1,72 1,68	0,68–0,78 0,74	0,06–0,1 0,077	3,79–5,66 4,89
L1L1	0,7–4,6	82,9–90,65 85,03	4,5–8,48 7,14	1,23–2,36 1,95	0,03–0,08 0,047	0,85–1,12 0,99	0,89–2,86 1,94	0,47–0,73 0,67	1,01–1,73 1,51	0,33–0,78 0,62	0,05–0,12 0,086	2,77–5,82 4,67
L1S1	4,6–5,2	84,91–85,07 84,99	8,0–8,42 8,25	1,88–2,3 2,08	0,02–0,03 0,025	0,75–0,82 0,79	0,63–1,07 0,85	0,65–0,69 0,67	1,4–1,69 1,57	0,7–0,72 0,71	0,05–0,1 0,084	4,26–4,63 4,42
L1L2	5,2–5,5	84,28–87,32 85,80	6,52–8,91 7,72	1,4–2,07 1,73	0,03–0,03 0,030	0,8–0,81 0,80	0,85–1,64 1,25	0,49–0,69 0,59	1,21–1,54 1,37	0,57–0,75 0,66	0,02–0,08 0,050	4,29–4,5 4,40
S1	5,5–6,4	90,61–93,51 92,41	3,49–5,06 4,00	0,86–1,15 1,02	0,01–0,03 0,018	0,46–0,63 0,54	0,18–0,63 0,31	0,27–0,73 0,39	0,81–1,01 0,92	0,17–0,49 0,33	0,03–0,06 0,048	1,34–2,94 1,89

Udziały wagowe tlenków glinu mieszczą się w przedziale od 3,49 do 8,91 % (tab. 1). Lokalne minimum występuje w lessach **L1L1**, a w pedokompleksie **S1** koncentracja glinu jest dwukrotnie mniejsza, niż w pozostałej części profilu (ryc. 2; tab. 1).

Stężenia żelaza w badanej sekwencji wahają się od 0,86 do 2,93 % (średnio 1,88 %). Najwyższe udziały tego pierwiastka stwierdzono w glebie współczesnej **S0**

(średnio 2,76 %), a najniższe w zespole gleb kopalnych **S1** (średnio 1,02 % – ryc. 2; tab. 1).



Ryc. 2. Skład chemiczny w przeliczeniu na podstawowe tlenki (100 % bez składników lotnych) w sekwencji lessowo-glebowej Zapreżyn

W dalszej kolejności występują związki potasu (od 0,81 do 1,73 %; średnio 1,42 %), które są w profilu stosunkowo równomiernie reprezentowane. Niewielki wzrost koncentracji odnotowano w glebie współczesnej **S0** (średnio 1,68 %), a najniższe udziały cechują pedokompleks **S1** (średnio 0,92 %, tab. 1).

Tlenek wapnia występuje w stężeniach od 0,18 do 2,86 % (średnio 1,33 % – tab. 1). Najniższe koncentracje odnotowano w zespole gleb kopalnych **S1** (średnio 0,31 %), następnie w glebie współczesnej **S0** (średnio 0,51 %) i jednostce lessowo-glebowej **L1S1** (średnio 0,85 %). Najwyższe stężenia wapnia stwierdzono w jednostkach lessowych **L1L1** i **L1L2**, a maksimum profilowe wapnia oznaczono na głębokości 160 cm (2,86 %) w stropowych partiach lessów **L1L1** (ryc. 27; tab. 1).

Podobne rozmieszczenie profilowe, przy znacznie niższych koncentracjach (od 0,46 do 1,12 %; średnio 0,85 %; tab. 1), charakteryzuje tlenek magnezu. Najniższe stężenia magnezu odnotowano dla pedokompleksu **S1** (0,54 %), a najwyższe w lessach **L1L1** (średnio 0,99 %) z maksimum profilowym (1,12 %; ryc. 2) na głębokości 160 cm w stropowej części lessów **L1L1**.

Sód swoim rozkładem w badanej sekwencji nawiązuje do potasu (ryc. 2) – jest w profilu stosunkowo równomiernie reprezentowany (od 0,27 do 0,73 %; średnio 0,61 %; tab. 1). Najniższe stężenia stwierdzono w zespole gleb kopalnych **S1** (średnio 0,39 %), gdzie również oznaczono minimum profilowe (0,27 %; tab. 1).

Rozkład tytanu jest podobny (ryc. 2). Udziały tlenków tytanu wahają się w przedziale od 0,17 do 0,78 % (średnio 0,59 %). Niewielki wzrost koncentracji odnotowano w glebie współczesnej **S0** (średnio 0,74 %), a najniższe udziały cechują

pedokompleks **S1** (średnio 0,33 %, tab. 1). Zwraca uwagę wyraźne, lokalne minimum stężenia tytanu w środkowej części lessów **L1L1** (do 0,33 % przy średniej dla lessów **L1L1** – 0,62 %).

Udział fosforu i manganu w profilu Zaprężyn jest nieznaczny. Koncentracje fosforu kształtują się w przedziale od 0,02 do 0,12 % (średnio 0,076 %). Najwyższe udziały fosforu cechują lessy **L1L1** (0,086 %), a najniższe stężenia odnotowano w zespole gleb kopalnych **S1** (0,048 %) oraz w lessach **L1L2** (0,05 %; tab. 1). Najwyższe średnie udziały manganu stwierdzono w glebie współczesnej **S0** (0,064 %), a najniższe w zespole gleb kopalnych **S1** (0,018 %; tab. 1).

Wartości LOI kształtują się w przedziale od 1,34 do 5,82 % (średnio 4,15 %; tab. 1), a najmniejsze zróżnicowanie LOI stwierdzono w jednostkach **L1S1** i **L1L2** (ryc. 2; tab. 1).

Rezultaty badań chemostratygraficznych potwierdzają wcześniejsze wydzielenia jednostek lito-pedostratygraficznych dla sukcesji lessów w Zaprężynie (ryc. 1 i 2) zaproponowane przez Jarego (2007), zmodyfikowane i zaprezentowane we wcześniejszej części niniejszej pracy.

Charakterystyczną cechą gleby współczesnej **S0** w Zaprężynie jest stosunkowo duża homogeniczność składu geochemicznego wyrażona najniższymi wartościami profilowymi współczynników zmienności *V* (%) dla żelaza, wapnia, potasu i fosforu (ryc. 3; tab. 2). Podobnie wysoką jednorodność geochemiczną stwierdzono również dla jednostki **L1S1**.

Gleba współczesna **S0** w Zaprężynie rozwijała się na powierzchni stokowej użytkowanej przez wieloletnia jako grunty orne. Jest relatywnie słabo rozwinięta, ponieważ była poddawana powolnym, lecz długotrwałym procesom erozyjnym, charakterystycznym dla tej części Wzgórz Trzebnickich (np. Jary i Kida, 2002; Żmuda, 2006). Jej profil ma zaledwie 0,7 m wysokości, a charakterystyczną cechą jednostki **S0** jest wyraźne obniżenie zawartości wapnia wskutek oddziaływania procesów ługowania węglanów. Udział krzemionki w glebie **S0** kształtuje się na wyrównanym poziomie ok. 84,5 % (tab. 1; ryc. 2).

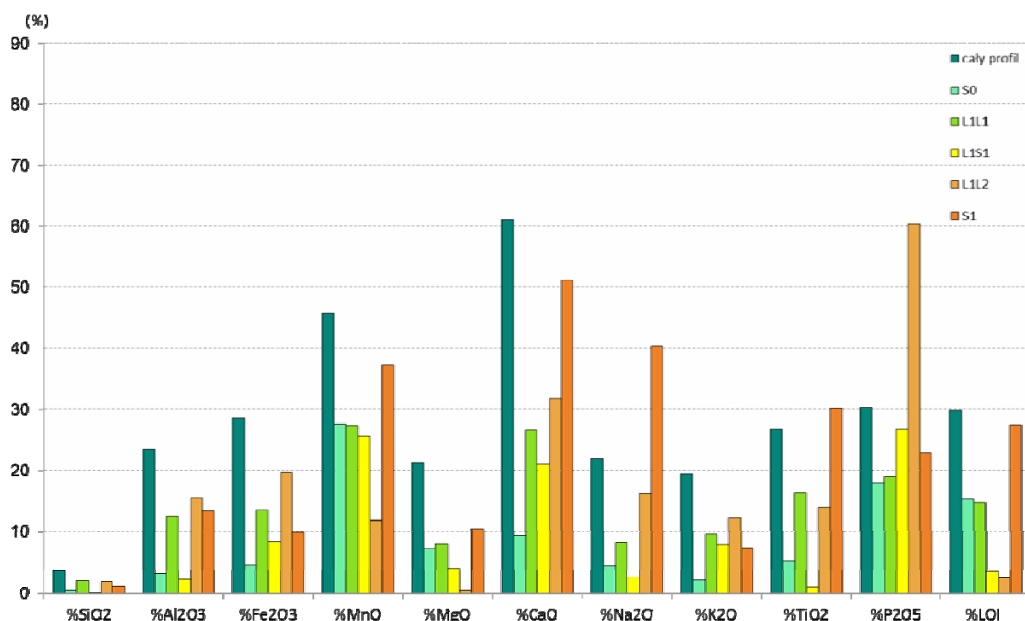
Podobny poziom udziału krzemionki stwierdzono w niżejległej jednostce lessowej **L1L1**, jednak współczynnik zmienności (*V*) krzemionki przyjmuje dla **L1L1** najwyższe wartości profilowe (tab. 1; ryc. 2). W stropowej części **L1L1** odnotowano podwyższenie zawartości krzemionki przy jednoczesnym obniżeniu stężenia glinu. Widoczny jest tu także poziom wzbogacenia węglanów, co wyraża się wzrostem zawartości wapnia. Wysokie koncentracje wapnia i magnezu są charakterystyczne dla lessów **L1L1** i osiągają tutaj maksima profilowe.

Główną przyczyną wysokiej zmienności geochemicznej lessów **L1L1** jest próbka pobrana z głębokości 3,0 m, w której oznaczono zawartość krzemionki na 90,65 %. Rezultaty niemal wszystkich oznaczeń tej próbki odbiegają od wyników otrzymanych dla pozostałych próbek jednostki **L1L1**. Próbkę tę pobrano z warstwy nr 13 (por. ryc. 1), cechującej się wyraźną domieszką dobrze obtoczonego piasku kwarcowego (>25 % frakcji większych od 62 μm).

Charakterystyczną cechą jednostki lessowo-glebowej **L1S1** są minima profilowe współczynników zmienności (*V*) krzemionki, glinu, sodu i tytanu, co wskazuje na dużą jednorodność geochemiczną poziomu **L1S1** (tab. 2; ryc. 3).

Jednostka **L1L2** ma niewielką miąższość (0,3 m), stąd pobrano z niej jedynie 2 próbki do szczegółowych analiz. W lessach **L1L2** odnotowano względny wzrost koncentracji tlenków wapnia, a pozostałe oznaczenia składu chemicznego wskazują na

przejściowy charakter poziomu **L1L2** w stosunku do sąsiednich jednostek litostratygraficznych.



Ryc. 3. Współczynniki zmienności oznaczonych tlenków i LOI (%) dla całego profilu oraz poszczególnych jednostek lito-pedostratygraficznych sekwencji lessowo-glebowej Zaprzężyn

Tabela 2  
Współczynniki zmienności oznaczonych tlenków i LOI (%) dla całego profilu oraz poszczególnych jednostek lito-pedostratygraficznych sekwencji lessowo-glebowej Zaprzężyn

Symb. jedn.	Głęb. (m)	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
profil	0,0–6,4	3,67	23,33	28,53	45,67	21,27	60,99	22,04	19,33	26,81	30,34	29,76
S0	0,0–0,7	0,44	3,09	4,47	27,60	7,13	9,34	4,36	2,06	5,27	17,86	15,21
L1L1	0,7–4,6	1,98	12,42	13,46	27,28	7,97	26,70	8,21	9,64	16,37	18,88	14,68
L1S1	4,6–5,2	0,08	2,21	8,30	25,55	3,93	20,97	2,52	7,84	0,97	26,82	3,49
L1L2	5,2–5,5	1,77	15,51	19,56	11,85	0,36	31,73	16,21	12,12	13,91	60,28	2,40
S1	5,5–6,4	1,02	13,25	9,89	37,29	10,34	51,14	40,34	7,28	30,10	22,83	27,39

W zespole gleb kopalnych **S1** zaznacza się wyraźny wzrost udziału krzemionki (ryc. 2; tab. 1), któremu towarzyszy obniżenie stężeń wszystkich pozostałych tlenków. Spadki koncentracji najwyraźniej zaznaczają się na przykładzie wapnia, tytanu i glinu (tab. 1).

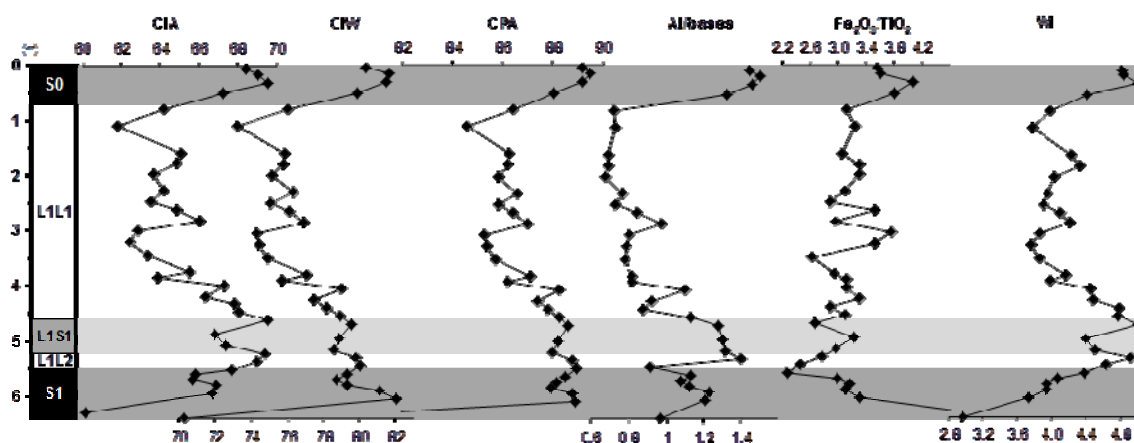
Najwyższe wartości profilowe współczynnika zmienności V (%) otrzymano dla tlenków wapnia (60,99 %) i manganu (45,67 %), a najmniejsze zróżnicowanie profilowe obliczono dla krzemionki (3,67 %). Największa jednorodność składu geochemicznego charakteryzuje jednostki **S0** i **L1S1**, a największą zmienność geochemiczną stwierdzono dla zespołu gleb kopalnych **S1**.

Rezultaty badań składu chemicznego umożliwiły obliczenie kilku najczęściej cytowanych w literaturze wskaźników wietrzenia chemicznego:



*CIA* – chemical index of alteration (Nesbitt i Young, 1982); *CIW* – chemical index of weathering (Harnois, 1988); *CPA* – chemical proxy of alteration (Buggle i in., 2011); *Al/bases* – (Retallack, 2001);  $Fe_2O_3/TiO_2$  – (Muhs i in., 2001); *WI* – weathering index (Pye i Johnson, 1988).

Obliczone wskaźniki wietrzenia chemicznego mają podobne tendencje, wykazując dość istotne zróżnicowanie stratygraficzne. Przebieg krzywych wybranych wskaźników wietrzenia w Zaprężynie (ryc. 4) bardzo dobrze koresponduje z wydzielonymi jednostkami lito-pedostratygraficznymi profilu.



Ryc. 4. Przebieg zmienności wybranych wskaźników wietrzenia chemicznego w sekwencji lessowo-glebowej Zaprężyn.

W poziomach glebowych *S0*, *L1S1* i *S1* obserwuje się wyraźny wzrost ich wartości (z wyjątkiem indeksu *WI* w spągowej części *S0*). Na uwagę zasługują wyraźne wahania indeksów wietrzeniowych w obrębie lessów *L1L1*. Zróżnicowanie właściwości lito-pedologicznych w lessach *L1L1* potwierdzają obserwacje wielu autorów (np. Antoine i inni, 1999; Łanczont i Boguckij, 2002; Jary, 2007).

Tabela 3

Wskaźnik *CIA* w profilu oraz jednostkach lito-pedostratygraficznych profilu Zaprężyn

Symb. jedn.	Głęb.[m]	<i>CIA</i>
Zaprężyn profil	0,0–6,4	60,2–69,6 65,9
Zap-S0	0,0–0,7	67,2–69,6 68,6
Zap-L1L1	0,7–4,6	61,8–68,1 64,8
Zap-L1S1	4,6–5,2	66,8–69,6 68
Zap-L1L2	5,2–5,5	69–69,4 69,2
Zap-S1	5,5–6,4	60,2–67,7 65,5

Ze względu na powszechność stosowania, a zatem możliwość odniesień do danych literaturowych, skoncentrowano się głównie na chemicznym wskaźniku przemian (chemical index of alteration) *CIA* (Nesbitt i Young, 1982; tab. 3).

CIA przyjmuje stosunkowo wyrównane wartości w przedziale od 60 do 70, co wskazuje na średni stopień przemian chemicznych w obszarach źródłowych pyłu, które przeszły co najmniej jeden cykl sedymentacyjny.

Średnia wartość profilowa CIA wynosi 66. Największe różnice wartości CIA występują w lessach L1L1 oraz w glebie S1. Najmniejsze zróżnicowanie profilowe wskaźnika CIA odnotowano w glebie współczesnej S0. Najważniejsza jednostka lessowa L1L1 wykazuje istotne zróżnicowanie stratygraficzne.

### Wnioski

Wyniki badań składu chemicznego sekwencji lessowo-glebowej w Zaprężynie wykazały istotne zróżnicowanie stratygraficzne. Oznaczenia geochemiczne potwierdzają wcześniejsze wydzielenia jednostek lito-pedostratygraficznych.

Metoda chemostratygraficzna może być z powodzeniem stosowana jako jedna z metod litostratygraficznych w odniesieniu do sekwencji lessowych.

Charakterystyczną cechą składu geochemicznego lessów w Zaprężynie jest bardzo wysoka koncentracja krzemionki oraz obniżona zawartość żelaza, sodu i potasu.

Wskaźnik CIA dla badanych lessów przyjmuje wartości w przedziale od 60 do 70, co wskazuje na średni stopień przemian chemicznych w obszarach źródłowych pyłu.

---

*Antoine P., Rousseau D. D., Lautridou J. P., Hatté C., 1999. Last Interglacial-Glacial climatic cycle in loess-paleosol successions of N-W France. Boreas 28, 551–563.*

*Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S. B., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. Quaternary International 240, 12–21.*

*Fedorowicz, S., Ciszek, D., Jary, Z., 2004. Wiek TL próbek z profili lessowych: Biały Kościół, Dankowice, Księginice Małe i Zaprężyn. W: Jary, Z., (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin, 13–16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 33–36.*

*Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. Sedimentary Geology 55, 319–322.*

*Jary, Z., 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 1, Wrocław, 136 pp.*

*Jary, Z., Ciszek, D., 2004. Odślonięcie lessów w Zaprężynie na Wzgórzach Trzebnickich. W: Jary, Z., (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13–16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 108–112.*

*Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., Karamański, P., Raczyk, J., 2008. Późnoplejstocenijska sekwencja lessowo-glebowa w Zaprężynie. V Seminarium Lessowe, XV Seminarium Polsko-Ukraińskie, "Zapis zmian środowiskowych w późnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych", Wrocław – Srebrna Góra, 16–20 września 2008, Streszczenia referatów oraz przewodnik terenowy, 37–38.*

*Jary, Z., Ciszek, D., Kida, J., Karamański, P., Raczyk, J., 2011. Late Pleistocene loess-soil sequence in Zaprężyn. [In:] Z. Jary (ed.), Closing the gap – North Carpathian loess traverse in the Eurasian loess belt, International Workshop, 6th Loess Seminar in Wrocław, May 16–21 2011. Abstract and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław, 51–52.*

Jary, Z., Kida, J., (red.), 1993. Lessy Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. Przewodnik II Seminarium Lessowego, Wrocław – Jakubowice 21–23 X 1993 r., Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, 88 pp.

Jary, Z., Kida, J., 2002. Erozja wąwozowa na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski. [w] Przeobrażenia środowiska pod wpływem erozji, Zeszyty Probl. Postępów Nauk Rolniczych, 487, 79–86.

Łanczont, M., Boguckij, A.B., 2002. Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza halickiego. W: Madeyska, T., (red.), Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina), *Studia Geologica Polonica*, 119, 33–181.

Maruszczak, H., (red.), 2001. Podstawowe profile lessów w Polsce II (Main sections of Loesses in Poland II). Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 162 pp.

Muhs, D. R., Ager, T. A., Beget, J. E., 2001. Vegetation and paleoclimate of the last interglacial period, central Alaska. *Quaternary Science Reviews* 20, 41–61.

Nesbitt, H. W., Young, G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715–717.

Pye, K., Johnson, R., 1988. Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of Lower Mississippi Valley loess. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 103–124.

Retallack, G., 2001. *Soils in the Past. An Introduction to Paleopedology* (second edition). Blackwell Science.

Szponar, A., 1998. Czwartorzęd południowo-wschodniej części Wzgórz Trzebnickich. W: Wybrane problemy czwartorzędu południowo-zachodniej Polski. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2003, *Studia Geogr.* 71, 6–18.

Śnieszko, Z., 1995. Geologiczne tło stanowiska dolnopaleolitycznego w Trzebnicy (Geological background of a lower Palaeolithic site in Trzebnica). *Śląskie Spraw. Archeologiczne* 36, 19–34.

Zmuda, R., 2006. Funkcjonowanie systemu transportu fluwialnego w małej zlewni zagrożonej erozją wodną gleb. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu* 544, Wydawnictwo Akademii Rolniczej we Wrocławiu.

### Summary

The loess section in Zaprężyn is located in marginal zone of the Trzebnica Hills – the northernmost loess area in SW Poland. It is situated only ca 70 km towards the south from the last glacial limit. The loess-soil sequence consists of five litho-pedostratigraphical units: two loess units (L1L1 i L1L2) and three soil units (S0, L1S1 and S1). Previous environmental reconstruction of this loess section was conducted on the basis of a variety of proxy data (grain-size composition, magnetic properties, carbonate and humus contents) which were supported by TL and <sup>14</sup>C dating. The chemical composition of loess section in Zaprężyn has been analysed on the basis of 33 samples. The results were calculated on a percentage of the oxides Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Silica was not determined assuming that it is a balance to 100 %. The study led to a positive verification of the methods which were used. The geochemical composition confirmed previous separation of litho-pedostratigraphic units. It is characterized by a very high concentration of silica and a reduced content of iron, sodium and potassium. It was confirmed that chemostratigraphic method can be successfully used as a method of lithostratigraphic analysis. Weathering indices are differentiated stratigraphically and might be very helpful in the paleoenvironmental reconstruction of the loess sequences.

УДК 551.79 (477)

**PORÓWNANIE SKŁADU MINERALNEGO FRAKCJI PYLASTO-ILASTEJ  
OSADÓW TERAS ŚRODKOWEGO DNIESTRU, UTWORÓW LESSOWYCH  
Z HALICZA I INNYCH OSADÓW PYŁOWYCH  
Z WYBRANYCH STANOWISK Z POLSKI**

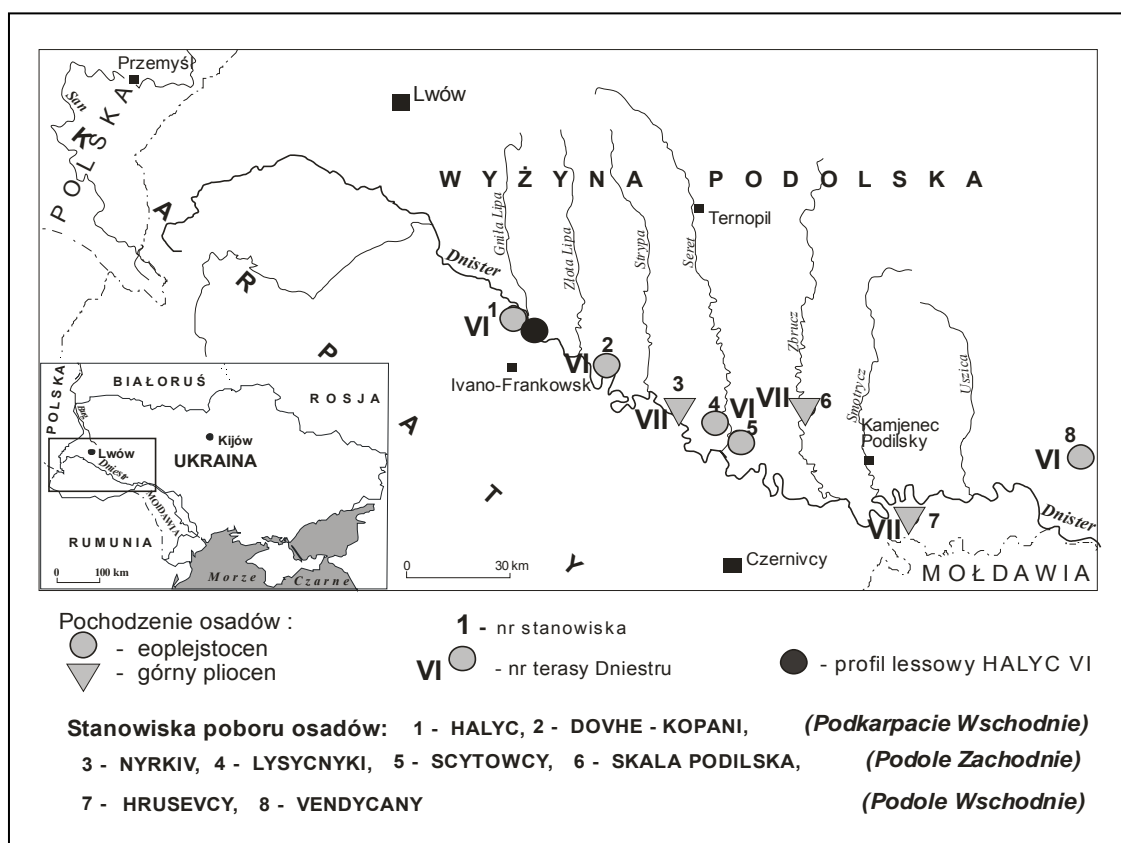
**Cyprian Seul**

*Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie, Katedra Geotechniki,  
Al. Piastów, 50, 71-310, Szczecin, Polska,  
e-mail: seulcyprian@wp.pl*

Materiał mineralny pokryw aluwialnych na różnych teras Dniestru w okresie plejstocenu były wielokrotnie redeponowany a najdrobniejszy materiał (pyły i ropy) z facji powodziowych po wyschnięciu był wywiewany i deponowany w postaci pokryw lessowych na wyższe poziomy terasowe, na wierzchowiny oraz na stoki. Materiał, z którego zbudowane są terasy pochodził częściowo z zwietrzelin skał karpackich oraz podolskich (rys. 1) a także ze zwietrzałych osadów glacialnych pochodzenia skandynawskiego.

Żwiry grube i średnie były pobrane i oznaczone przez polsko-ukraiński zespół badaczy realizujących granty: *Paleogeografia i stratygrafia plejstocenu Wschodniego Podkarpacia między Przemyślem a Kołomyją (w świetle reperowych profilów otworów glacialnych i peryglacialnych oraz stanowisk kultur paleolitycznych)* (KBN 6 PO4E 031 15) i *Osady dolnego czwartorzędu w dorzeczu środkowego Dniestru i Prutu jako archiwum zmian paleoklimatycznych i paleohydrogeologicznych w skali regionalnej i globalnej* (MNiSW 3PO4D 03425). Skład petrograficzny żwirów drobnych i piasków grubych opracowany został w laboratorium Katedry Geotechniki Politechniki Szczecińskiej (obecnie Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny w Szczecinie). Na podstawie różnic tego składu frakcji żwirowej odcinek doliny Dniestru podzielono na Podkarpacie Wschodnie, Podole Zachodnie i Podole Wschodnie (Seul i in., 2007).

Celem pracy jest porównanie materiału wyjściowego, który podlegał eolicznemu transportowi z materiałem budującym pokrywy lessowe. Podczas transportu przemieszczany był materiał w postaci cząstek elementarnych (głównie kwarc, skalenie) oraz w postaci mikroagregatów (pozlepiane cząstki ilasto-pylaste). Jedną z istotnych cech cechą materiału podlegającym transportowi oraz depozycji a także środowiska sedymentacyjnego jest jego uziarnienie. Przyjęto, że uziarnienie elementarne prezentuje cechy materiału wyjściowego (np. pokrywy aluwialne czy jeziorzyskowe) a uziarnienie mikroagregatowe wskazuje na dynamikę transportu (Racinowski i in., 2001).



Rys. 1. Stanowiska poboru prób osadów terasowych oraz profil lessowy Halicz (*Halyc*) VI.

Dla frakcji poniżej 0,1 mm określono rozkłady uziarnienia, a dla frakcji iłowej wyznaczono w aparacie *Ensilna* nasiąkliwość (Glazer i in., 1991) biorąc do analizy 1g materiału. Pomiary prowadzono w czasie 2 godzin, czyli do czasu ustabilizowania się nasiąkania. Zrezygnowano z badań nasiąkliwości frakcji pylasto-ilastej, ponieważ nasiąkliwość najbardziej jest uzależniona od udziału zawartości frakcji ilastej. W próbkach o większej zawartości iłów automatycznie większa jest nasiąkliwość. Z kolei wykonane próby nasiąkliwości dla samej frakcji pyłowej nie przyniosły oczekiwanych efektów, ponieważ głównym składnikiem tej frakcji jest kwarc i skalenie. Frakcja iłowa osadów terasowych również poddana była badaniom derywatograficznym w celu jakościowego oznaczenia minerałów ilastych (Tokarski, 1960). Analiza derywatograficzna jako jedna z metod służy do rozpoznawania minerałów (Wyrwicki, 1996). Łączy ona ze sobą termiczną analizę różnicową (DTA) z analizą termogravimetryczną (TG) i termogravimetryczną różnicową (DTG). Wszystkie badania wykonywano dla takich samych ustawień urządzenia. Do analizy pobierano 0,5 g materiału i wyprażano do temperatury 1000 °C przy ustawieniu czułości TG 0,2 g i skali DTA 1/5 oraz DTG 1/10. Dla wybranego profilu lessowego ze stanowiska Halicz VI w celach porównawczych wykonano badania derywatograficzne utworów lessowych. Dodatkowo badania derywatograficzne wykonano dla kilku próbek lessowych z Wyżyny Lubelskiej (Zakłodzie, Kielczewice) i okolic Sandomierza (Polanów Samborzecki) a także dla wybranych stanowisk osadów zastoiskowego pochodzenia północno-zachodniej Polski.

Jednym ze sposobów uchwycenia różnic osadów jest porównywanie składu mineralnego. Badania minerałów ciężkich prowadzone były w ramach wyżej wymienionych grantów i częściowo opublikowane (Racinowski, 2005). Badaniem minerałów ciężkich pomocnych przy określaniu miejsca źródłowego oraz kierunku transportu utworów pyłowych budujących pokrywy lessowe Naddniestrza zajmował się między innymi Chlebowski (Chlebowski i in., 2002).

Rozkłady uziarnienia elementarnej frakcji pylasto-ilastej utworów aluwialnych są podobne do rozkładów uziarnienia osadów lessowych. Pewne zróżnicowanie następuje w rozkładach uziarnienia mikragregatowego. Wskazuje to na odmienny sposób depozycji. Materiał zalegający na terasach deponowany był głównie podczas facji powodziowej a materiał budujący pokrywy lessowej w wyniku procesów eolicznych. Charakter rozkładów uziarnienia mikroagregatowego i elementarnej osadów lessowych z profilu Halicz (*Halyc*) VI wyraźnie odróżnia występujący kompleks lessowy od zespołu pedokompleksu glebowego.

Badania nasiąkliwości frakcji ilowej wskazują na znaczne podobieństwo materiału wyjściowego z badanymi utworami lessowymi. Związane jest to z podobieństwem minerałów ilastych zarówno budujących terasy Dniestru jak i pokrywy lessowe. Krzywa nasiąkliwości próbki ze stanowiska terasowego w Wendyczanach (*Vendycany*) odbiega od pozostałych terasowych. Dla osadów lessowych ze stanowiska Halicz (*Halyc*) VI krzywa nasiąkliwości frakcji ilowej reprezentująca osad poziom glejowy i pedokompleksu glebowego odbiega od pozostałych próbek tego profilu. Taki charakter krzywej nasiąkliwości można wiązać z procesami glebowymi tego pedokompleksu. Wyniki badań nasiąkliwości frakcji ilowej wskazują na duże podobieństwo materiału ilastego, który wchodzi w skład osadów teras Dniestru i osadów lessowych ze stanowiska Halicz (*Halyc*) VI.

Wykonane dodatkowo badania nasiąkliwości frakcji ilowej dla lessów z rejonu Sandomierza i Roztocza oraz dla osadów pyłowych kemowego pochodzenia (Zachodnia Polska) wykazują duże podobieństwo krzywych nasiąkliwości. Wydaje się, że można to wiązać z podobnym składem minerałów ilastych.

Z odseparowanej frakcji ilowej z osadów terasowych Dniestru (rys. 1) wykonano badania derywatograficzne. Badano te same próbki, dla których był wykonywany skład petrograficzny frakcji żwirowej. Na podstawie krzywych DTG, DTA i TG zauważa się, iż główne minerały ilaste należą do grupy illitu i kaolinitu w zmiennych proporcjach.

Na Podkarpaciu Wschodnim (stanowiska Długie Kopanie (*Dovhe-Kopani*) i Halicz (*Halyc*)) wśród minerałów ilastych dominuje kaolinit nad illitem oraz zauważa się brak kalcytu, który prawdopodobnie został wypłukany w czasie depozycji osadu.

W części stanowisk reprezentujących Podole Zachodnie przeważa illit nad kaolinitem a nawet illit występuje bez domieszek kaolinitu (stanowisko Łysyczniki (*Lysycnyki*)). Znaczny udział kaolinitu występuje w stanowisku Szczytowce (*Scytowcy*) i Skala Podolska (*Skala Podilska*), gdzie zauważa się znaczny udział kalcytu, co może być związane z udziałem wapieni litotamniowych stwierdzonych we frakcji żwirowej.

Derywatogramy frakcji ilowej z Podola Wschodniego (stanowiska Gruszewcy (*Hrusevcy*) i Wendyczany (*Vendycany*)) również wskazują na dominujący skład grupy minerałów ilastych illit/kaolinit z przewagą illitu.

Derywatogramy ze stanowiska lessowego Halicz (*Halyc*) VI można podzielić na 2 grupy, które związane są z sedymentacją w profilu lessowym. Osady lessowe w stropie charakteryzują się znaczną przewagą grupy kaolinitu nad illitem oraz niewielką ilością kalcytu. Występujące poniżej poziomy glejowe i pedokompleks

charakteryzują się brakiem kalcytu lub jego śladami oraz przewagą minerałów grupy illitu nad kaolinitem niż powyżej leżące osady lessowe.

Próbki reprezentujące frakcję iłową utworów lessowych środkowego vistulianu charakteryzują się przewagą kaolinitu nad illitem oraz zawierają więcej kalcytu niż prawdopodobnie wieku odrzańskiego leżące poniżej (Dolecki i in., 2005). Charakter derywogramu rytmity mułkowo piaszczystego ze stanowiska Kielczewice (Superson, 2005) jest bardzo podobny do derywogramu próbek z profilu lessowego Zakłodzie (Dolecki i in., 2005).

Pobrane próbki z profilu lessowego w Sandomierzu (Polanów Samborzecki/Złota) w części stropowej charakteryzują się przewagą kaolinitu nad illitem ze znacznym udziałem kalcytu. Osad lessowy wchodzący w skład LMg (Dolecki i in., 2001) zawierał śladowe ilości kalcytu czego nie zauważono dla derywogramu próbki z LMd.

Porównując derywogramów osadów lessowych przedstawianych stanowisk z południowo-wschodniej Polski z osadami lessowymi profilu w Haliczu można zauważyć, że w grupie minerałów ilastych dominuje grupa kaolinit/illit. W utworach terasowych minerały ilaste reprezentowane są również przez przewagę układu kaolinit/illit nad układem o dominacji illitu, lecz we frakcji iłowej z pokryw lessowych w części stropowej jest większa przewaga kaolinitu nad illitem. Może to sugerować, że część frakcji iłowej profilu lessowego Halicz (*Halyc*) VI pochodzi z innego źródła materiału niż osady facji powodziowej teras Doliny Dniestru. Podobieństwo derywogramów próbek lessowych części stropowej stanowiska Halicz (*Halyc*) VI do derywogramów z Zakłodzia, Kielczewic czy okolic Sandomierza może sugerować dodatkowy kierunek alimentacji pyłów od strony północno-zachodniej i zachodniej, jaki w okresie Vistulianu występował na obszarze Polski. Na udział materiału pochodzącego z rozwiewanych osadów glacialnych i peryglacialnych stanowiska Halicz (*Halyc*) VI oraz wybranych stanowisk lessowych z południowo-wschodniej Polski wskazuje również podobieństwo derywogramów wykonanych dla osadów pochodzenia kemowego z północno-zachodniej Polski (pył kemowy ze wysoczyzny Lubuskiej oraz pył terasy kemowej ze Szczecina). W tych badanych próbkach frakcji ilastej również występuje nieznaczna przewaga minerałów ilastych grupy kaolinitu nad illitem.

---

Chlebowski R., Gozik P. F., Lindner L., 2002. Graficzna prezentacja składu minerałów ciężkich lessów na wybranych przykładach z obszaru Polski i Ukrainy. *Przegląd Geologiczny*, 50: 526–530.

Dolecki L., Łanczont M., 2001. Profil lessów młodszych w Polanowie Samborzeckim koło Sandomierza. [w:] H. Maruszczak (red.). *Podstawowe profile lessów w Polsce*, II. UMCS Lublin: 104–109.

Dolecki L., Mroczek P., Kusiak J., 2005. Stanowisko 4 – Zakłodzie. Pozycja Stratygraficzna lessów w profilu Zakłodzie 2. XII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski. Lessy i utwory lessowe w stratygrafii plejstocenu. Zwierzyniec 31 sierpnia – 3 września 2005. PIG Warszawa, 102–105.

Glazer Z., Malinowski J., 1991. *Geologia i geotechnika dla inżynierów budownictwa*. PWN. Warszawa.

Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Skrypty Uniwersytetu Śląskiego nr 579. Uniwersytet Śląski, Katowice, 1–143.

Racinowski R., Seul C., Łanczont M., Boguckij A., 2005. Wstępna analiza litostatystyczna składu minerałów ciężkich w niektórych osadach plejstoceniowych Wołynia, Naddniestrza Halickiego i Podola. Materiały XIII ukraińsko-polskiego seminarium "Głaciał i peryglaciał Polesia Wołyńskiego". Szack, 11–15 września 2005 r. Lwów: Centrum Wydawnicze Uniwersytetu im. Iwana Franko, 2005: 153–167.

Seul C., Łanczont M., Boguckij A., Jacyszyn A., Dmytruk R., 2007. Wstępne informacje o składzie petrograficznym żwirów wysokich teras środkowego Dniestru między Haliczem a Wendyczanami. Problemy środkowoplejstoceniowego interglacjału. XIV ukraińsko-polskie seminarium. Łuck, 12–16 września 2007 r. Lwów: Centrum Wydawnicze Narodowego Uniwersytetu im. Iwana Franko 2007: 255–261.

Superson J., 2005. Stanowisko 7 – Kielczewice. Rozwój wczesnovistuliańskich osadów fluwialnych w górnym odcinku doliny Bystrzycy. XII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski. Lessy i utwory lessowe w stratygrafii plejstocenu. Zwierzyniec 31 sierpnia – 3 września 2005. PIG Warszawa, 113–114.

Tokarski J., 1960. Ilościowa charakterystyka mineralogiczna polskich gleb piaszczysto-ilastych. Roczniki Nauk Rolniczych. PAN Wyd. Nauk Rolniczych i Leśnych T. 80 A-4: 591–614.

Wyrwicki R., 1996. Analiza derywatograficzna. [w:] Metody badań kopalni ilastych (red. M. Kościółko, R. Wyrwicki). PIG. Warszawa–Wrocław.

### Summary

Part of a material from which by the River Dniester Basin loesses covers were created is of alluvial covers origin with various terraces levels of wide Dniester Valley. Neogene and Eopleistocene Dniester terraces are composed of a material originating from a denudation of the Podolia crystalline shield, and from a destruction process of the Carpathian mantle-rock. Additionally, during Pleistocene period, material from Scandinavian ice-sheet was delivered.

While testing both alluvial and loess deposits, grain-size distribution of silt and clay fractions was taken into consideration as well as absorbability of separated clay fraction. Derivatographic analysis was done for separated clay fraction.

The aim of this study is to compare the parent material, which was under eolian transport, with the material composing loess cover. During the transport process the material was displaced as elementary grains (mainly quartz and feldspars) and as microaggregates (agglomerated clay and silt grains). Elementary graining shows the characteristics of the parent material (e.g. alluvial or lacustrine covers), and microaggregative graining reflects transport dynamics.

Results of elementary graining do not differentiate silty-clayey fraction of alluvial formations from loess deposits. Certain differentiation may be seen in microaggregative grain-size distributions. Absorbability tests of clay fraction point to substantial similarity between parent material and tested loess formations.

The derivatographic analyses of clay fraction differentiate deposits of East Podolia (Vendycany) from West Podolia (Lysycniki) and East Carpathian Foreland (Halyc). It was proved by earlier done tests of petrographic composition of gravels from alluvial deposits. The derivatogram of loess deposits from Halyc clearly differs from derivatograms of terraces formations. However, it is similar to the derivatogram for silts deposits in Poland.



УДК 551.79

## EWOLUCJA DOLINY STRYJA I DNIESTRU W KOTLINIE STRYJSKO-ŻYDACZOWSKIEJ W PÓŹNYM VISTULIANIE I HOLOCENIE

Piotr Gębica<sup>1</sup>, Andriy Jacyszyn<sup>2</sup>, Anna Budek<sup>3</sup>, Natalia Czumak<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie,  
ul. Sucharskiego, 2, 35-225, Rzeszów, Polska

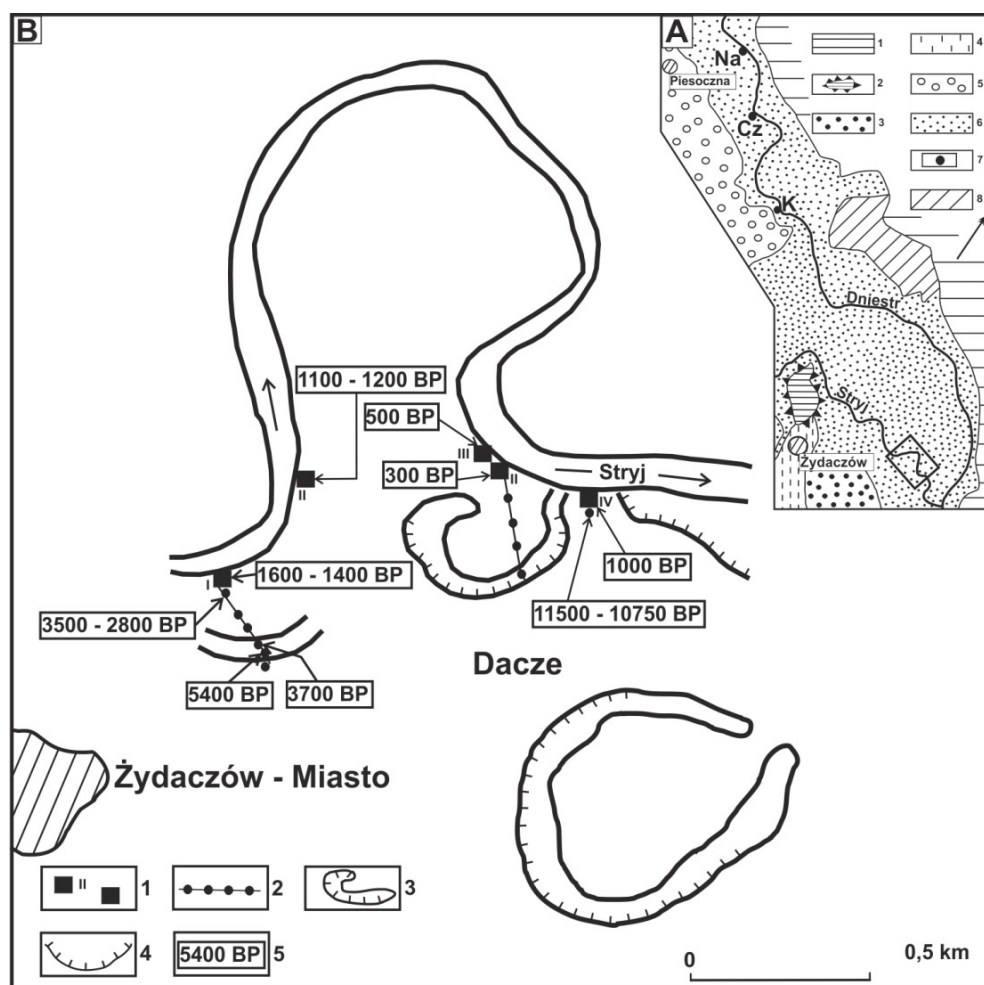
<sup>2</sup> Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko,  
ul. Doroszenka, 41, 79000, Lwów, Ukraina

<sup>3</sup> Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,  
ul. Św. Jana, 22, 31-018, Kraków, Polska

<sup>4</sup> Kijowski Uniwersytet Narodowy im. T. Szewczenki,  
ul. A. Gluszkowa, 2a, 03022, Kijów, Ukraina

**Wprowadzenie.** Gruntowne badania teras i aluwii holoceniowych w dolinie Dniestru w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej dotychczas nie były prowadzone. Kotlinę Stryjsko-Żydaczowską i stożek napływowy Stryja opisał po raz pierwszy Rudnicki (1907). W latach 50. XX w. L. Skwarczewska (1956), wydzieliła system czterech teras rzecznych w dolinie Stryja, których wysokość z biegiem rzeki maleje. Krawczuk (1999) w przeglądowym opracowaniu opisał w kotlinie trzy terasy o wysokości 35–50 m, 15–25 m i 8–15 m. Według Hofsztejna (1962) znaczna miąższość aluwii korytowych, dochodząca do 30 m na stożku Stryja może być wiązana z obniżaniem tektonicznym Kotliny i podnoszeniem płyty Podola w plejstocenie.

W dolinie Dniestru poniżej Mikołajowa badania prowadzili Huhmann i Brückner (2002), którzy na podstawie rozpoznania stopnia dojrzałości gleb madowych i datowań radiowęglowych pojedynczych pni i fragmentów drewna wydzielili dwie terasy z vistulianu (NT1-NT2) i aż siedem teras holoceniowych (H1-H7). Pierwsze wyniki datowań kilku profili z doliny Dniestru między Nadetyczy i Kijewcami, wskazywały, że w terasie 4–5-metrowej występują włożenia i systemy paleokoryt datowane na późny vistulian, schyłek okresu atlantyckiego i okres rzymski (2100–1700 BP) (Gębica, Jacyszyn, 2012). Aluwia i terasy holoceniowe stożka Dniestru u wylotu z Karpat, doliny dolnego Strwiąża i Kotliny Górnego Dniestru były tematem wcześniejszych publikacji (Starkel i in., 2009, Harmata i in., red., 2006, Gębica i in., 2011, 2013). Wyróżnione w terasach zalewowych tych dolin włożenia datowane na późny vistulian, okres atlantycki (8000–7000 BP), subborealny, 2300–1800 BP, V–VII w., X–XII w. i XIV–XVI w AD, odpowiadają fazom powodzi stwierdzonym wcześniej w dolinie górnej Wisły, Wisłoki i Sanu na przedpolu Karpat Zachodnich (Kalicki, 1991, 1996, Starkel, 1996, 2001, Gębica i in., 2009, Gębica i in., 2013). W 2011 i 2012 roku opisano nowe profile na stożku Stryja w rejonie Żydaczowa i w dolinie Dniestru poniżej Piesocznej (ryc. 1), wykonano wiercenia i datowania osadów.



Ryc. 1. A. Mapa lokalizacyjna badanych profili w dolinie Dniestru i na stożku Stryja w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej (opracowanie P. Gębica): 1 – krawędź Wyżyny Podolskiej, 2 – ostaniec erozyjny, 3 – terasa II górnoplejstocenska (10–13 m nad poziom koryta Stryja), 4 – terasa III środkowoplejstocenska, 5 – terasy II-V nierozdzielone, (10–16 m), 6 – terasa I zalewowa wieku holocenijskiego (6–4 m), 7 – szczegółowy obszar badań, 8 – sztuczne zbiorniki; Na – Nadetyczy, Cz – Czernica, K – Kijewiec. B. Szczegółowa lokalizacja analizowanych odkrywek i wierceń na stożku Stryja w rejonie Żydaczowa: 1 – badane odsłonięcia, 2 – wiercenia i linie przekrojów geologicznych, 3 – starorzecza, 4 – krawędzie erozyjne, 5 – datowania radiowęglowe.

Celem przeprowadzonych badań była analiza budowy pokryw i wieku holocenijskiego systemu teras Dniestru i Stryja w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej, stratygrafia holocenijskich włożeń aluwów i korelacja faz powodzi. Podjęto próbę określenia roli zmian klimatu i działalności człowieka w holocenijskiej ewolucji doliny Stryja i Dniestru na przedpolu Karpat Wschodnich.

**Obszar i metody badań.** Kotlina Stryjsko-Żydaczowska ma kształt trójkąta rozszerzającego się od brzegu Karpat wzdłuż doliny Stryja do doliny Dniestru (Rudnicki 1907). Na zachodzie w rejonie wioski Radelyczy łączy się z Kotliną Górnego Dniestru. Od północnego-zachodu graniczy z Wysoczyzną Drohobycką, od południowego-wschodu z Wysoczyzną Morszyńską i międzyrzeczem Świcy – Siwki. Północno-wschodnią granicę kotliny stanowi krawędź Wyżyny Podolskiej. Na wschód od Żurawna i ujścia Świcy Dniestr wpływa do przełomowej doliny nazwanej przez Czyżewskiego (1928) przełomem żurawieńskim.

Badaniami objęto prawobrzeżną równinę holocenię stożka Stryja poniżej Żydaczowa i przylegający do niego od północnego-zachodu 8 km odcinek doliny Dniestru pomiędzy miejscowościami Nadetyczy i Kijewiec (ryc. 1A). Badania na stożku Stryja prowadzono w dwóch stanowiskach Żydaczów-Dacze i Żydaczów-Miasto położonych w odległości 1,2 km (ryc. 1B).

W trakcie wyjazdów terenowych opisano 9 odkrywek. Z podcięcia zakola Stryja na odcinku ok. 300 m, na stanowisku Żydaczów Dacze pobrano za pomocą pilkarki spalinowej krążki drewna z 14 subfosylnych pni do analiz dendrochronologicznych i datowania metodą  $^{14}\text{C}$ . Datowano zewnętrzne słoje pni. Z odsłoneń były pobierane próbki do analiz sedymentologicznych, palinologicznych i monolity gleb madowych do analiz mikromorfologicznych. Monolity po wysuszeniu utwardzono żywicą epoksydową, następnie wykonano szlify. Opis mikroskopowy wykonano na podstawie klucza do opisu struktur i form mikroskopowych (Bullock i in., 1989, Stoops, 2003). Na linii opisywanych odkrywek wykonano łącznie 11 wierceń na dwóch przekrojach, z których pobierano próbki do analiz granulometrycznych, palinologicznych i datowania. Datowania radiowęglowe zostały wykonane przez M. Krąpca w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale koło Krakowa. Analizy mikromorfologiczne szlifów gleb madowych z profilu Żydaczów-Dacze II i Żydaczów-Miasto I, II wykonała A. Budek w Zakładzie Badań Geośrodowiska PAN w Krakowie. Analizy palinologiczne i diagramy pyłkowe z profilu Żydaczów-Dacze IV i Żydaczów-Miasto I zostały wykonane przez N. Czumak z Kijowskiego Uniwersytetu Narodowego w Kijowie. Analizy palinologiczne pojedynczych próbek z profili wiertniczych przeprowadził K. Szczepanek z Zakładu Botaniki UJ w Krakowie. Analizy granulometryczne metodą laserową i sitową wykonał M. Boniecki w Laboratorium Glebowym Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ w Krakowie. Wyniki analiz zostały przedstawione na wykonanych komputerowo za pomocą programu Granulom diagramach uziarnienia. Zbiorcze zestawienie wszystkich analizowanych próbek z czterech profili zaprezentowano na wykresie zależności średniej średnicy ( $M_z$ ) i odchylenia standardowego ( $\sigma_1$ ).

**Charakterystyka poziomów terasowych.** W dolinie Dniestru między Piesoczną a Żurawnem występuje system teras z plejstocenu i holocenu. Na prawym brzegu Dniestru w Kijewcach występuje (według ukraińskiego podziału stratygraficznego) terasa III plejstoceńska 14–16-metrowa z pokrywą lessów. Opada ona stromą krawędzią do holocenię dna doliny i jest podcięta przez starorzecze Dniestru. Terasa II piaszczysta o wysokości 10 m nad koryto Dniestru widoczna w Piesocznej pochodzi prawdopodobnie z górnego plejstocenu (ryc. 1A). Współczesne dno doliny zajmuje szeroki na około 2 km system teras holocenię o wysokości 4–5 m i 2–3 m nad poziom koryta. Terasa 4–5-metrowa (równina zalewowa) była częściowo zalana podczas powodzi w lipcu 2004 roku. Na tym odcinku koryto Dniestru o spadku 0,6‰ ma lekko kręty przebieg, któremu towarzyszą na równinie zalewowej systemy różnowiekowych starorzeczy. Najstarsze kopalne starorzecze Dniestru wypełnione osadami organicznymi było datowane w profilu Nadetyczy na głębokości 3,1–3,8 m na 11 000–12 000 BP (Gębica, Jacyszyn, 2012) (ryc. 1A). 200 m na południe od późnoglacialnego starorzecza Dniestru odsłaniały się piaski pozakorytowe z pniami drzew datowane na głębokości 3 m na 1700 BP i z głębokości 4 m dwa pnie uzyskały identyczny wiek równy  $2120 \pm 40$  BP (MKL-453) (Gębica, Jacyszyn, 2012). W pobliskiej Czernicy w terasie 4-metrowej pod stropowymi madami i iłami był pogrzebany ciemny ił organiczny przypominający glebę kopalną datowany na głębokości 2,5–2,7 m na  $5590 \pm 90$  BP (MKL-963) (Gębica, Jacyszyn, 2012).

W Kijewcach u ujścia rzeki Wywni opisano 4-metrowej miąższości profil mułków pozakorytowych i iłów z wkładkami żwirów w części spągowej. Na głębokości 2,8–3,5 m były pogrzebane pnie i fragmenty drewna datowane z głębokości 3 m na  $1720 \pm 35$  BP (MKL-967) (Gębica, Jacyszyn, 2012), czyli podobnie jak w profilu Nadetyczy datowana seria aluwiiów pochodzi z okresu rzymskiego.

W dolinie Stryja poniżej miasta Stryj ciągnie się po obu stronach roztokowego koryta terasa żwirowa wysokości 2 m włożona w pokrywę terasy 4-metrowej, zajmująca znaczną szerokość dna doliny. Koryto wypełniają łachy i odsypy żwirowe, z licznymi pniami drzew i gałęziami, transportowanymi w czasie wezbrania powodziowego w lipcu 2004 roku. W kilku miejscach nastąpiło wyprostowanie (skrócenie) biegu koryta Stryja, powstały świeże wypełnione wodą starorzecza. W Koniuchowie na lewym brzegu Stryja w podcięciu stożka-terasy 4-metrowej odsłaniały się dwa ogniwa żwirów. Starsze spągowe ogniwo tworzyły scementowane związkami żelaza żwiry imbrykowane, natomiast górne ogniwo budowały żwiry “świeże” z wkładkami mułków starorzecznych przykryte mადami miąższości 0,5 m. Terasa 4-metrowa żwirowa pochodzi prawdopodobnie z ostatnich 100–150 lat.

Na północ od Żydaczowa Stryj omija ostaniec erozyjny wysokości 30 m, skręca na wschód i w odległości 6 km uchodzi do Dniestru. Zmienia się układ i morfologia koryta. W związku ze zmniejszeniem spadku dna doliny ( $s=0,6\text{‰}$ ) Stryj posiada meandrowy przebieg koryta, któremu towarzyszą 2–3 systemy teras holocenijskich o wysokości 6 m, 4–5 m i 2–3 m (243,5–248,5 m n. p. m.) i fragmenty (ostańce) terasy 10–13-metrowej (250–253 m n. p. m.) z górnego plejstocenu.

**Opis profili i wyniki analiz.** Zróznicowanie litologiczne pokryw terasowych, cechy mikromorfologiczne gleb mადowych i wiek aluwiiów na stożku Stryja były badane w czterech odsłonięciach: Żydaczów-Dacze IV reprezentującym ostaniec terasy 6-metrowej, Żydaczów-Dacze II i Żydaczów-Miasto I, II (ryc. 1B, 2), reprezentujących włożenia aluwiiów terasy 5-metrowej.

#### Profil odkrywki Żydaczów-Dacze IV i wiercenia ŻD7bis

W profilu terasy 6-metrowej wyróżniono (opis od góry) (ryc. 2, 3):

0,0–1,54 m – pył lekko piaszczysty masywny brązowy (mada).

1,54–2,06 m – piasek drobnoziarnisty pylasty szary laminowany.

2,06–4,43 m – rytmicznie warstwowane mułki i piaski szarozółte o pokroju tafłowym, miąższość warstewek piaszczystych od 2 do 22 cm, mułkowych od 1 do 17 cm (rytm powodziowy).

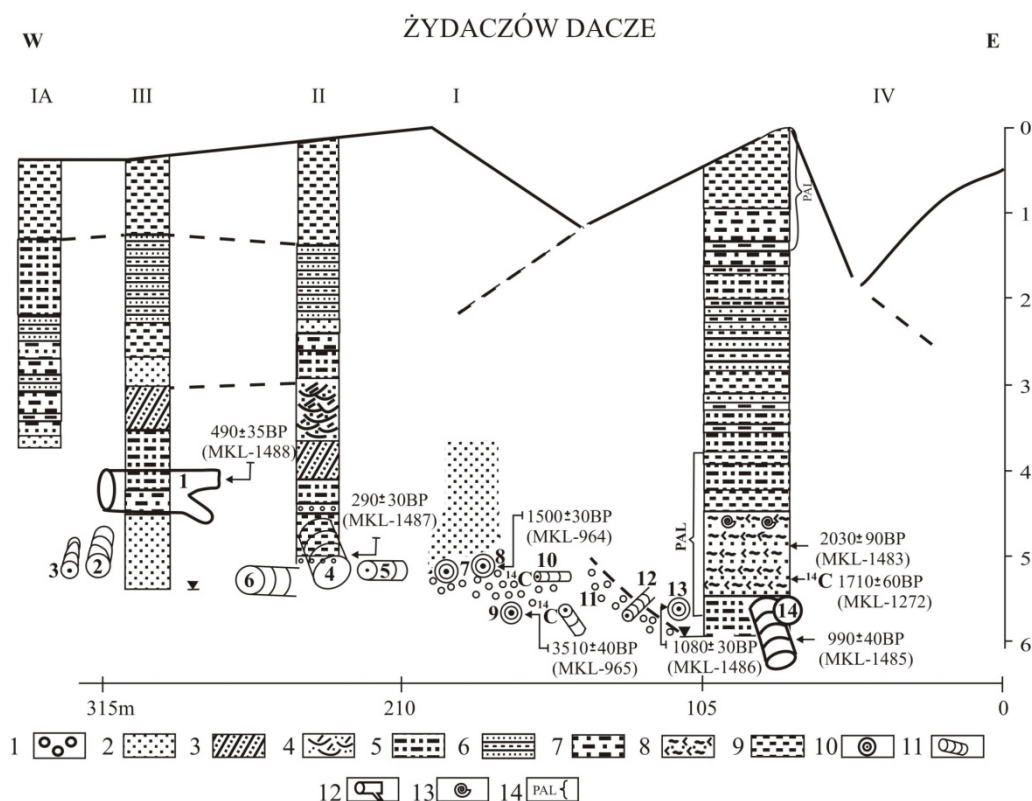
4,43–5,58 m – piaski siwe drobnoziarniste warstwowane ripplmarkami i smużycie z detrytusem organicznym, w części stropowej z wyklinowującymi się masywnymi mułkami starorzeczными i pniem dębu średnicy 50 cm.

5,58–5,94 m – piaski i mułki sinostalowe warstwowane do poziomu wody w korycie.

Na piaskach i mułkach starorzecznych ( $Mz=5,5-3,4\phi$ ) z pniem dębu leżą mułkowo-piaszczyste osady rytmu powodziowego ( $Mz=6,2-3,1\phi$ ) miąższości 2,5 m, przykryte w stropie piaszczysto-mułkowymi osadami naturalnego wału przykorytowego ( $Mz=5,4-3,8\phi$ ) i 1,5 m warstwH mady piaszczystej ( $Mz=5,7-4,7\phi$ ) o bardzo słabym wysortowaniu.

W wierceniu (ŻD7bis) na krawędzi terasy 6-metrowej przewiercono rytmicznie warstwowane mułki i piaski (rytm powodziowy) i osady wypełnienia starorzecza. W opisie wiercenia od głębokości 5,65 m wyróżniono:

5,65–6,63 m – mułek piaszczysty z detrytusem organicznym (osady wypełnienia starorzecza).



Ryc. 2. Przekrój włożeń aluwialnych i lokalizacja datowanych pni wzdłuż podcięcia Stryja na stanowisku Żydaczów-Dacze (opracowanie P. Gębica). Na profilach podano wiek radiowęglowy w latach BP: 1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – piaski przekątnie warstwowane, 4 – piaski o warstwowaniu przekątnym rynnowym, 5 – piaski mułkowe, 6 – piaski i mułki poziomo warstwowane, 7 – mułki piaszczyste, 8 – piaski mułkowane warstwowane z detrytusem organicznym, 9 – mułki, 10 – pnie ułożone prostopadle do ściany odkrywki, 11 – pnie skośne do ściany odkrywki, 12 – pnie ułożone równoległe do ściany odkrywki, 13 – skorupki ślimaków, 14 – miejsca poboru próbek do analizy palinologicznej.

6,63–7,13 m – piasek różnoziarnisty ze żwirikami o średnicy do 1,5 cm (osady korytowe).

7,13–7,39 m – mułek szarobrazowy z laminami substancji organicznej i skorupkami malakofauny.

7,39–7,95 m – mułek piaszczysty stalowoszary (osady wypełnienia starorzecza).

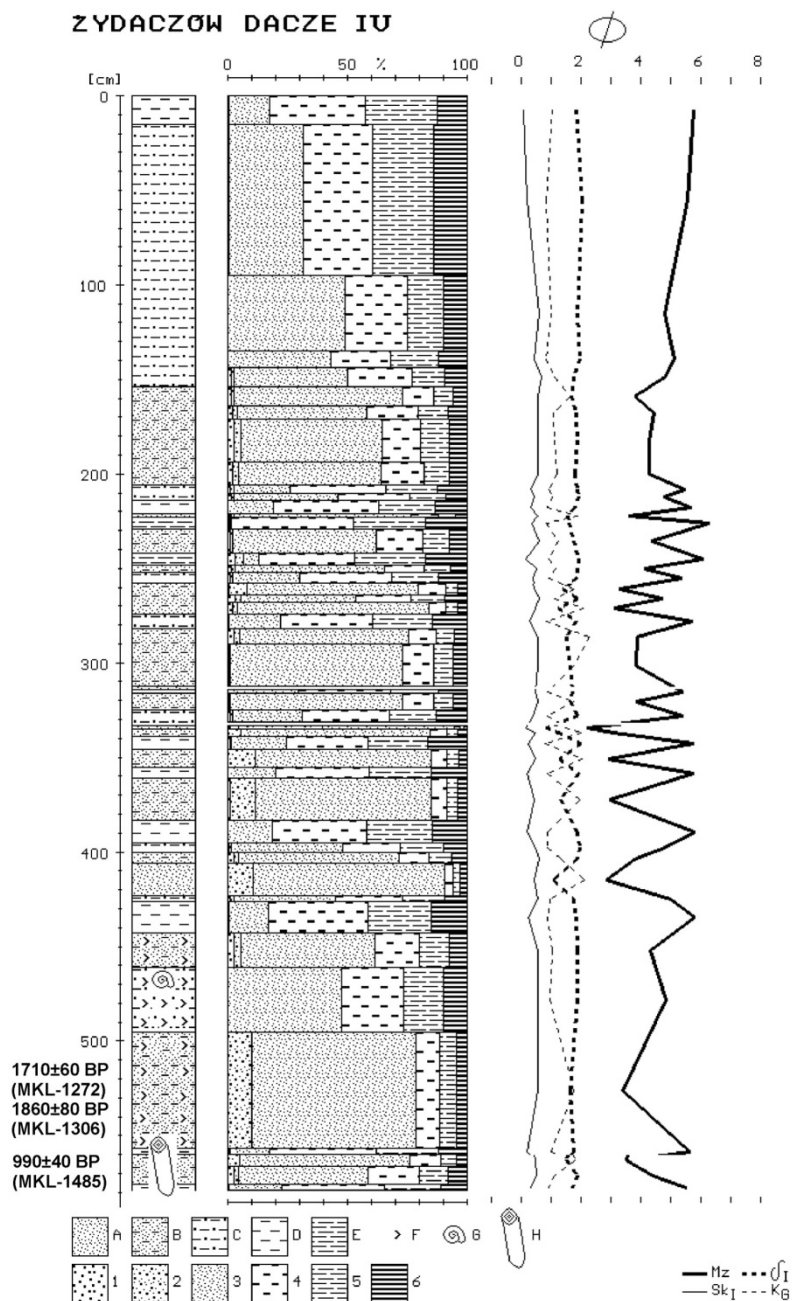
7,95–8,0 m – piasek średnio-i gruboziarnisty (osady korytowe).

8,0–9,65 m – żwir o średnicy 3–4 cm, maksymalnie 7–8 cm w stropie (bruk korytowy).

Analiza rdzenia wykazała obecność kopalnej rynny, schodzącej poniżej współczesnego koryta Stryja, wyciętej w żwirach korytowych i wypełnionej mułkami starorzecznymi z których zostały pobrane próbki do analizy palinologicznej i datowania radiowęglowego.

*Analizy palinologiczne i datowania radiowęglowe.* W próbce pobranej z profilu wiercenia ŻD7bis z głębokości 7,13 m K. Szczepanek stwierdził liczne ziarna pyłku sosny, brzozy i pojedyncze ziarna pyłku wiązu i wierzby, a ponadto ziarna pyłku traw, wskazujące na późny vistulian (młodszy dryas?). Próbka z głębokości 7,18 m zawierała liczne ziarna pyłku sosny, brzozy, pojedyncze ziarna pyłku limby, modrzewia, świerka i wierzby wskazujące na schyłek późnego glacjału lub początek holocenu. Wyniki analizy palinologicznej w pełni potwierdzają datowania radiowęglowe. Próbka mułku

organicznego z głębokości 7,23–7,26 m uzyskała wiek  $11500 \pm 90$  BP (MKL-1695), natomiast drewnianka z głębokości 7,33–7,37 m wiek równy  $10750 \pm 100$  BP (MKL-1694). Obydwe próbki pomimo inwersji wieku wskazują na wypełnianie kopalnego koryta (rynnę) Stryja w późnym vistulianie.

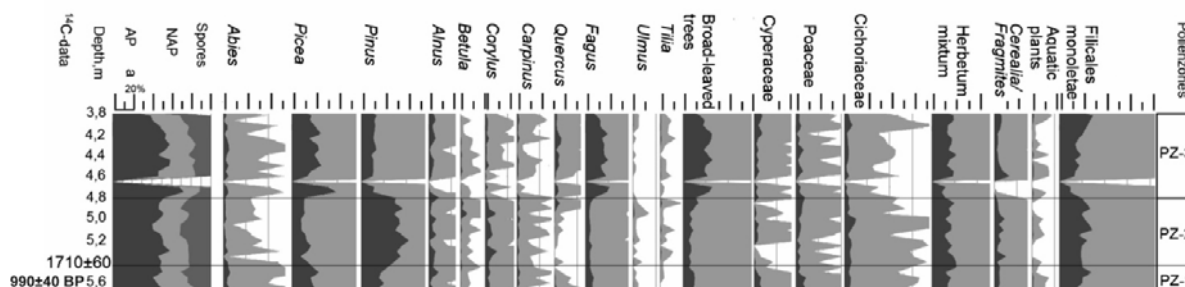


Ryc. 3. Litologia i wiek aluwów terasy 6-metrowej w profilu Żydaczów-Dacze IV z niem w poziomie koryta datowanym na  $990 \pm 40$  BP (opracowanie P. Gębica i D. Płoskonka). *Litologia*: A – piaski drobne, B – piaski pylaste, C – pyły piaszczyste, D – pyły, E – pyły ilaste, F – szczątki organiczne, G – malakofauna, H – pnie drzew. *Fracje w skali  $\varphi$  (phi)*: 1 – piaski grube (-1 do  $1\varphi$ ), 2 – piaski średnie ( $1$  do  $2\varphi$ ), 3 – piaski drobne ( $2$  do  $4\varphi$ ), 4 – pyły grube i średnie ( $4$  do  $6\varphi$ ), 5 – pyły drobne ( $6$  do  $8\varphi$ ), 6 – iły (ponad  $8\varphi$ ), Mz – średnia średnica,  $\delta_1$  – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania), S<sub>kl</sub> – skośność, K<sub>G</sub> – kurtoza.

Z odkrywki Żydaczów-Dacze IV z głębokości 3,8–5,9 m zostało pobranych 18 próbek osadu do analizy palinologicznej. Wyniki analizy pyłkowej przedstawia diagram pyłkowy (ryc. 4), w którym wydzielono trzy lokalne poziomy pyłkowe obrazujące trzy fazy rozwoju lasów mieszanych. W dolnej części diagramu w poziomie PZ-1 (próbki z głębokości 5,9–5,5 m) udział ziarn pyłku drzew liściastych waha się od 6 do 12 %, wartości ziarn pyłku świerka zmieniają się w granicach od 18 do 24 %, natomiast udział ziarn pyłku sosny waha się od 16–26 %. W środkowej części diagramu w poziomie PZ-2 (próbki z głębokości 5,45–4,8 m) udział ziarn pyłku drzew liściastych jest podobny jak w poprzednim poziomie (6–14 %), natomiast zaznacza się spadek ziarn pyłku świerka (8-17%), dębu i buka którym towarzyszy wzrost udziału ziarn pyłku sosny(29–42 %). W stropowej części profilu w poziomie PZ-3 (próbki z głębokości 4,75–3,80 m) wzrasta udziału ziarn pyłku drzew od 15 do 26 %, w tym głównie buka, świerka (33–40 %) i dębu, maleje udział ziarn pyłku sosny (do 10 %). Opisane spektra pyłkowe reprezentują trzy fazy rozwoju lasów na równinie zalewowej Stryja.

W pierwszej fazie dominowały zbiorowiska lasów mieszanych ze świerkiem, bukiem i domieszką graba i leszczyny. Drugi okres rozwoju lasów przebiegał w chłodniejszym klimacie, kiedy produkcja pyłku była niska, natomiast udział ziarn pyłku sosny pochodzący z dalekiego transportu był wysoki. Trzecia cieplejsza faza sprzyjała odnowieniu lasów ze świerkiem, bukiem i dębem w składzie. W e wszystkich poziomach pyłkowych są obecne ziarna pyłku zbóż (*Cerealia*), będące wskaźnikami rolniczej działalności człowieka, co oznacza, że analizowane osady były deponowane w okresie późnego holocenu.

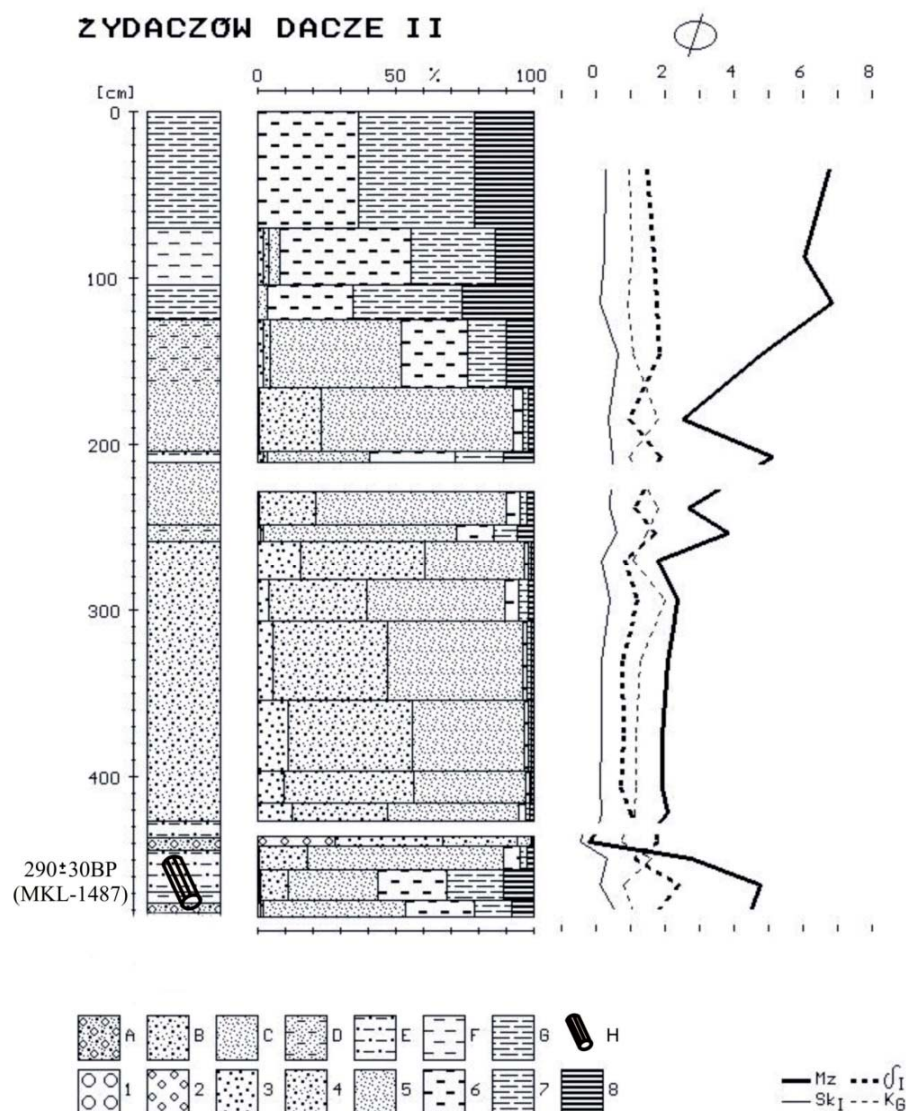
Szczałki organiczne z ogniwa piaszczystego z głębokości 4,75–4,9 m zostały datowane na  $2030 \pm 90$  BP (MKL-1483), natomiast z głębokości 5,23–5,27 m na  $1710 \pm 60$  BP (MKL-1272) (137–435 cal AD) (ryc. 2). Datowania te pomimo inwersji wieku wskazywały na sedymentację osadów w okresie wpływów rzymskich (I–IV w. AD). Natomiast subfosylny pień dębu (nr 14) leżący w poziomie koryta Stryja uzyskał datę  $990 \pm 40$  BP (MKL-1485) (985–1156 cal. BP). Pień dębu (nr 13) położony kilka metrów na zachód od odkrywki uzyskał wiek  $1080 \pm 30$  BP (MKL-1486) (935–1018 cal. AD) (ryc. 2, 3). Wyniki datowań pni wskazują, że akumulacja osadów starorzecznych i rytmu powodziowego miała miejsce w X–XII w. AD. W diagramie pyłkowym zaznacza się zmniejszanie udziału ziaren pyłku dębu, buka, jodły i świerka oraz obecność ziaren pyłku zbóż uprawnych, co świadczy o działalności człowieka. Zbiega się to z funkcjonowaniem w okresie wczesnego średniowiecza (IX–XII w.) osady i grodziska Zudecz na Górze Bazyjówka w Żydaczowie (Korczyński, 2007).



Ryc. 4. Diagram palinologiczny osadów starorzecznych spągowej części profilu Żydaczów-Dacze IV pokazujący fazę wylesiania (IX–XII w. AD) i regeneracji zbiorowisk leśnych na stożku Stryja w Żydaczowie (opracowanie N. Czumak).

### Profile Żydaczów Dacze I, II

Na prawym brzegu Stryja w podcięciu terasy 5-metrowej odsłaniały się pod brunatnymi madami jasnożółte piaski warstwowane z mułkami i piaski korytowe z pniami drzew leżące na żwirach w poziomie koryta (ryc. 1B, 2). Daty radiowęglowe otrzymane z próbek drewna pobranych z dwóch pni w 2010 r. wskazywały, że w odkrywce mamy starszy, pogrzebany w żwirach, redeponowany pień dębu (nr 9) datowany na  $3510 \pm 40$  BP (MKL-965) (1950–1730 cal BC) i młodszy pień (nr 8) przykryty piaskami datowany na  $1500 \pm 30$  BP (MKL-964) (540–600 cal. AD) (Gębica et al., 2013). W 2011 roku został opisany 50 m na zachód od datowanych pni profil Żydaczów-Dacze II, w którym odsłaniał się (opis od stropu) (ryc. 5):



Ryc. 5. Litologia i wiek aluwioów terasy 5-metrowej w profilu Żydaczów-Dacze II z pniem datowanym na  $290 \pm 30$  BP (MKL-1487) (opracowanie P. Gębica i D. Płoskonka). *Litologia*: A – piaski ze żwirami, B – piaski średnie, C – piaski drobne, D – piaski pylaste, E – pyły piaszczyste, F – pyły, G – pyły ilaste, H – pnie drzew. *Fracje w skali  $\phi$  (phi)*: 1 – żwiry grube, 2 – żwiry drobne, 3 – piaski grube (-1 do  $1\phi$ ), 4 – piaski średnie (1 do  $2\phi$ ), 5 – piaski drobne (2 do  $4\phi$ ), 6 – pyły grube i średnie (4 do  $6\phi$ ), 7 – pyły drobne (6 do  $8\phi$ ), 8 – ily (ponad  $8\phi$ ), Mz – średnia średnica,  $\delta_I$  – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania),  $S_M$  – skośność,  $K_G$  – kurtoza.



- 0,0–0,7 m – pył ilasty szarobrazowy próchniczny (mada).  
0,7–1,25 m – pył brązowy (mada).  
1,25–2,11 m – piasek drobny warstwowany z pyłem piaszczystym.  
2,11–2,82 m – piasek drobny.  
2,82–3,97 m – piasek średnio- i drobnoziarnisty przekątnie warstwowany.  
3,97–4,27 m – piasek drobnoziarnisty z fragmentami drewna.  
4,27–4,37 m – mułek piaszczysty z fragmentami drewna.  
4,37–4,44 m – piasek ze żwirkiem.  
4,44–4,79 m – mułek piaszczysty siwopopielaty (na głębokości 3,97–4,79 m pień dębu średnicy około 1 m).  
4,79 m – piasek ze żwirkiem.

Profil reprezentuje w części spągowej osady korytowe, wyżej mułki starorzeczne (Mz=4,5–4,7 φ), przykryte piaszczystymi odsypami korytowymi (Mz=-0,17-1,8φ). Odsypy meandrowe miąższości 2,3 m przykryte są osadami naturalnego wału przykorytowego (Mz=2,6–5,0φ) miąższości 0,9 m i madami pylastymi w stropie (Mz=6,0–6,85φ).

*Analizy mikromorfologiczne.* Z odkrywki Żydaczów-Dacze II do analiz mikromorfologicznych zostały pobrane cztery monolity glebowe z głębokości od 0,0 do 2,11 m. W szlifach wykonanych z poziomów powierzchniowych (A, do głębokości 70 cm) obserwowana jest głównie mikrostruktura kanalikowa, charakterystyczna dla strefy o dużej aktywności biologicznej. W kanalikach i porach często zachowane są świeże fragmenty korzeni roślin. Agregaty są dobrze wykształcone i przyjmują formy foremnowielościennie, głównie ostrokrawędziste, rzadziej zaokrąglone. W poziomach niższych mikrostruktura przechodzi w masywną, gdzie agregaty są słabo widoczne lub ich brak. Materiał gruboziarnisty reprezentowany jest głównie przez ziarna kwarcu o lekko zaokrąglonych kształtach. W górnych poziomach powierzchnie ziaren mineralnych, szczególnie kwarcu mają zniszczone powierzchnie, głównie przez intensywne procesy glebowe. W całym profilu występuje głównie materiał drobnoziarnisty (>5 μm) do głębokości 70 cm i >2 μm w dolnej części profilu. W górnej części profilu (do 70 cm) zaznacza się segregacja materiału mineralnego, tzn grubsza frakcja wypełnia spękania i wolne przestrzenie. W poziomach niżej leżących w masie podstawowej występują liczne wolne przestrzenie o okrągłym kształcie. Formy te mogły powstawać w wyniku pękania pęcherzyków powietrza w warunkach dużego uwilgotnienia materiału (Gerasimowa, 2003).

Materiał drobno ziarnisty składa się głównie z uporządkowanego iłu, która daje b-strukturę mozaikową. Ze względu na skałę macierzystą i duże nasycenie materiału tlenkami żelaza masa podstawowa przyjmuje barwę rdzawo-pomarańczową. Ponadto dogodne warunki wilgotnościowe przyczyniły się do intensywnego wytrącania tlenków żelaza w postaci noduli o różnych kształtach oraz smug i hypo-otoczek żelazistych w masie podstawowej. Formy te głównie występują w spągu profilu (od głębokości 70 cm). W kanalikach o wydłużonych kształtach obserwować można dobrze zachowane fragmenty roślin w różnym stopniu rozłożone. W górnej części profilu fragmenty tych roślin są świeże o czym świadczy świeżą w świetle spolaryzowanym celuloza.

Cechy mikromorfologiczne opisywanego profilu świadczą o tym, że w wyniku procesów glebowych i diagenetycznych rozwijała się mada brunatna oglejona (Budek, 2010, Starkel i in., 2009).

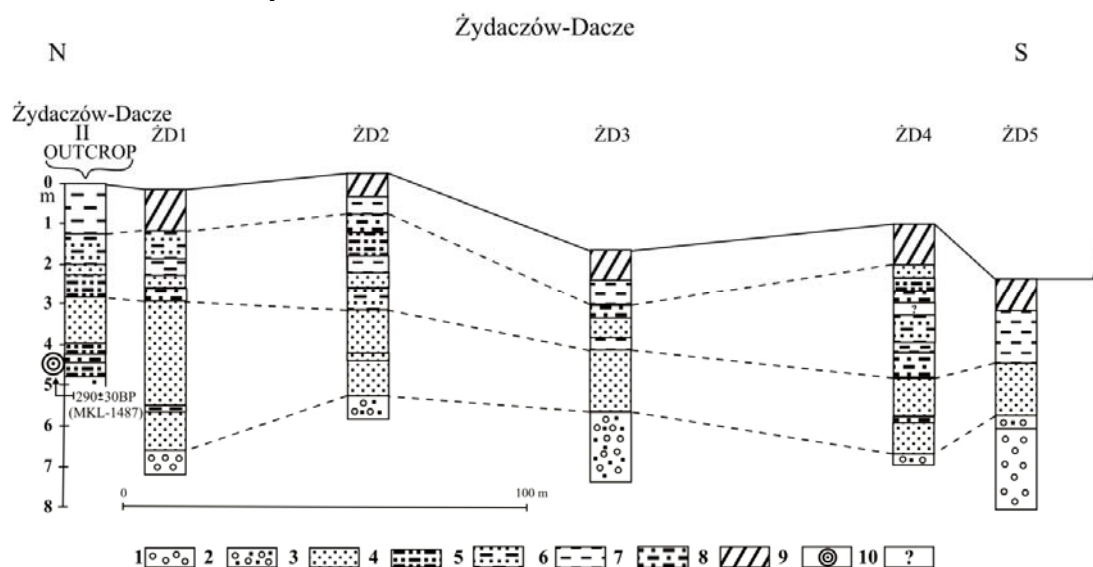
*Datowania radiowęglowe.* Datowanie pnia (nr 4) z głębokości 4–5 m dało wynik 290±30 BP (MKL-1487) (1492–1606 cal AD), wskazujący na akumulację aluwii

korytowych w okresie małej epoki lodowej (XV–XVII w.) (ryc. 2, 5). 80 m na zachód kolejny pień (nr 1) uzyskał wiek  $490 \pm 35$  BP (MKL-1488) (1396–1455 cal. AD). Budowę przyległego fragmentu równiny rozpoznano 5 wierceniami (ŻD1–ŻD5) usytuowanymi na przekroju odkrywki Żydaczów-Dacze II (ryc. 6). W każdym z profili wierceń była opisana podobna sekwencja osadów. Na nierównej powierzchni stropowej osadów korytowych na głębokości 5,2–6,0 m spoczywają piaszczyste odsypy meandrowe przykryte piaskami i mułkami miąższości 1,5–3,0 m (osady wałów przykorytowych) i madami w stropie.

### Profil Żydaczów-Miasto I

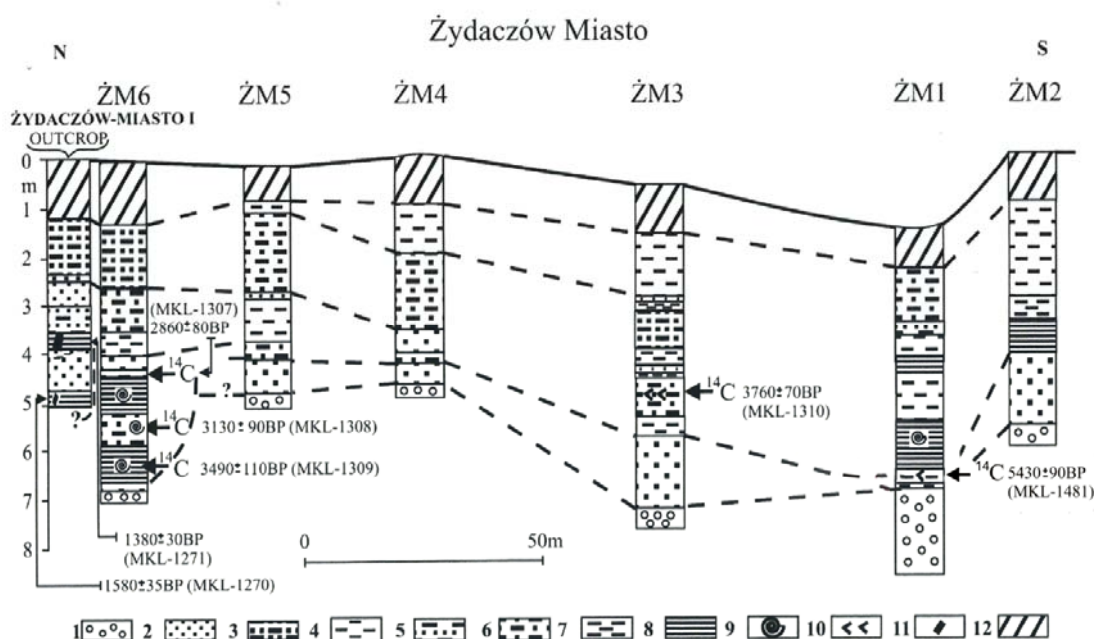
W położonym 1,2 km na zachód profilu Żydaczów-Miasto I odsłaniały się (opis od stropu) (ryc. 1B, 2, 7):

- 0,0–1,12 m – pył ilasty w spągu stalowobrunatny, liczne drobne korzenie (mada),
- 1,1–2,99 m – piaski drobno- i średnioziarniste pylaste sino-rdzawobrunatne z pieprzowymi wytrąceniami manganowo-żelazistymi,
- 2,99–3,85 m – piaski, ły i mułki siwe warstwowane z fragmentami drewna,
- 3,85–4,79 m – piaski drobno- i średnioziarniste brunatne i żółte w spągu warstwowane,
- 4,79–4,95 m – ły stalowy.



Ryc. 6. Przekrój terasy 5-metrowej na linii odkrywki Żydaczów-Dacze II (oprac. P. Gębica): 1 – żwiry, 2 – piaski ze żwirikami, 3 – piaski, 4 – piaski mułkowe, 5 – mułki i piaski warstwowane, 6 – mułki, 7 – mułki piaszczyste, 8 – gleba, 9 – skorupki ślimaków, 10 – brakujące odcinki rdzenia.

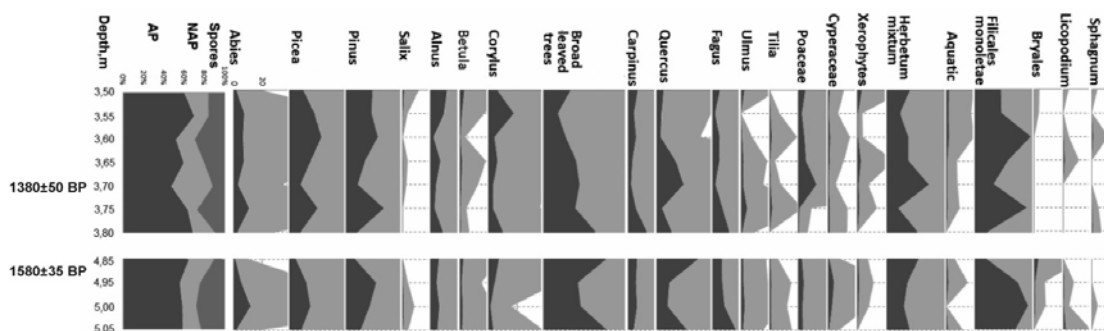
Profil reprezentuje w spągowej części ły starorzeczne ( $Mz=6-7\phi$ ) przykryte dobrze wysortowanymi piaskami korytowymi ( $Mz=1,5-2\phi$ ) i osadami naturalnego wału przykorytowego (rytmicznie warstwowane mułki i piaski). W części stropowej były akumulowane pozakorytowe piaski mułkowe ( $Mz=3,5-4,5\phi$ ) o słabym wysortowaniu i mady objęte procesami glebotwórczymi.



Ryc. 7. Przekrój włożeń aluwioów i systemów starorzeczy 5-metrowej terasy na linii odkrywki Żydaczów-Miasto I (opracowanie P. Gębica): 1 – żwiry, 2 – piaski, 3 – piaski mułkowate, 4 – mułki, 5 – piaski i mułki warstwowane, 6 – mułki piaszczyste, 7 – mułki ilaste, 8 – ropy, 9 – skorupki ślimaków, 10 – detrytus organiczny, 11 – fragmenty drewna, 12 – gleba.

*Analizy mikromorfologiczne.* Z osadów do głębokości 2,29 m zostały pobrane trzy monolity glebowe do analiz mikromorfologicznych. W wykonanych szlifach zaobserwowano mikrostrukturę głównie kanalikową, gdzie kanaliki o wydłużonym kształcie wypełnione są fragmentami roślin świeżych lub o dobrze zachowanych tkankach. W dolnej części, szczególnie od głębokości 1,12 m występuje mikrostruktura masywna. Obserwowane agregaty, głównie foremnowielościennie ostrokrawędziste są słabo i średnio wykształcone. Materiał gruboziarnisty składa się z ziaren krawcu o lekko zaokrąglonych kształtach i spękanych powierzchniach. Sporadycznie występują inne minerały i są to skalenie (głównie plagioklasy) i sporadycznie amfibole i glaukonity. Materiał drobnoziarnisty na barwę brunatno rdzawą z licznymi śladami procesów diagenetycznych w postaci wytrąceń żelazistych w postaci noduli o regularnych, zaokrąglonych kształtach lub w postaci nieregularnych, palczastych. Wraz z głębokością intensywność procesów oksydoredukcyjnych wzrasta. W szlifie wykonanym z głębokości 2m oprócz wytrąceń żelazistych występują również wytrącenia manganowe o czarnej barwie. W całym opisywanym profilu mady bardzo wyraźnie zaznaczają się procesy glebowe, które są obserwowane zarówno makroskopowo jak i w opisie mikroskopowym.

*Analizy palinologiczne i datowania radiowęglowe.* Z profilu Żydaczów-Miasto I z głębokości 3,50–3,80 m i 4,85–5,05 m zostało pobranych 11 próbek osadu do analizy palinologicznej. Wyniki analizy pyłkowej przedstawia diagram pyłkowy (ryc. 8). Podczas akumulacji osadów na równinie Stryja rosły mieszane lasy liściaste z jodłą, świerkiem, bukiem, grabem, wiązem i lipą. W diagramie zaznaczone są trzy fazy nagłego zmniejszenia się ziarn pyłku dębu i jednoczesnego wzrostu spor Filicales monoletę (paproci) (jednej z pierwszych roślin zasiedlających teren po wycięciu lasu), co można interpretować wpływem człowieka. Najmłodsza faza spadku ziarn pyłku dębu jest słabiej zaznaczona z powodu wysokiej wartości ziarn pyłku leszczyny.



Ryc. 8. Diagram palinologiczny osadów pozakorytowych w profilu Żydaczów-Miasto I pokazujący fazy wylesiania równiny zalewowej w V–VII w. AD (opracowanie N. Czumak).

Z fragmentu drewna w mułkach i piaskach warstwowanych z głębokości 3,7 m uzyskano datę  $1380\pm 50$  BP (MKL-1271) (568–718 cal AD). Fragment drewna pochodzący z ilów starorzecznych z głębokości 4,9 m został datowany na  $1580\pm 35$  BP (MKL-1270) (410–559 cal AD). Zatem akumulacja pozakorytowych osadów powodziowych odbywała się w czasie wczesnośredniowiecznej fazy zwilgotnienia klimatu (V–VIII w. AD) (Gębica, Jacyszyn, 2012). Wykonane dodatkowo 6 wierceń (ŻM1–ŻM6) na linii odkrywki (ryc. 8) pokazują, że w odległości 200 m na południe od ściany odkrywki funkcjonowało koryto Stryja, którego początek wypełnienia został datowany w wierceniu ŻM1 na  $5430\pm 90$  BP (MKL-1481) (4451–4046 cal. BC), czyli schyłek okresu atlantyckiego. 50 m na północ w profilu wiercenia ŻM 3 wykonanego w tym samym starorzeczu, próbka z detrytusem organicznym z głębokości 4,3–4,4 m została datowana na  $3760\pm 70$  BP (MKL-1310), czyli okres subborealny.

Wiercenie ŻM6 wykonane 15 m od odkrywki przebiło pod stropowymi madami piaszczystymi i piaskami, osady kopalnego starorzecza Stryja, którego początek wypełniania wyznacza data  $3490\pm 110$  BP (MKL-1309) i położona wyżej próbka datowana na  $2860\pm 80$  BP (MKL-1307). Zatem koryto Stryja funkcjonowało tutaj w okresie subborealnym.

Przytoczone dane korespondują z początkiem faz częstych powodzi i zmian koryt rzecznych datowanych w dolinie górnej Wisły na 5400–4900 BP i 3500–3100 BP (Starkel, 2001).

### Profil Żydaczów-Miasto II

W profilu Żydaczów-Miasto II w podcięciu terasy 5-metrowej odsłaniał się (opis od góry) (ryc. 1B, 9):

0,0–0,18 m – piasek pylasty jasnobrązowy, liczne drobne korzenie roślin.

0,18–1,58 m – pył brunatny z korzeniami w części stropowej, z wkładkami piasku w spągu.

1,58–2,60 m – pył ilasty stalowoszary z rdzawymi wytrąceniami i pieprzami żelazisto-manganowymi (mada ilasta).

2,60–3,68 m – piasek drobny pylasty rdzawo-szary.

3,68–3,80 m – pył piaszczysty rdzawo-szary z cienkimi soczewkami piasku żółtego.

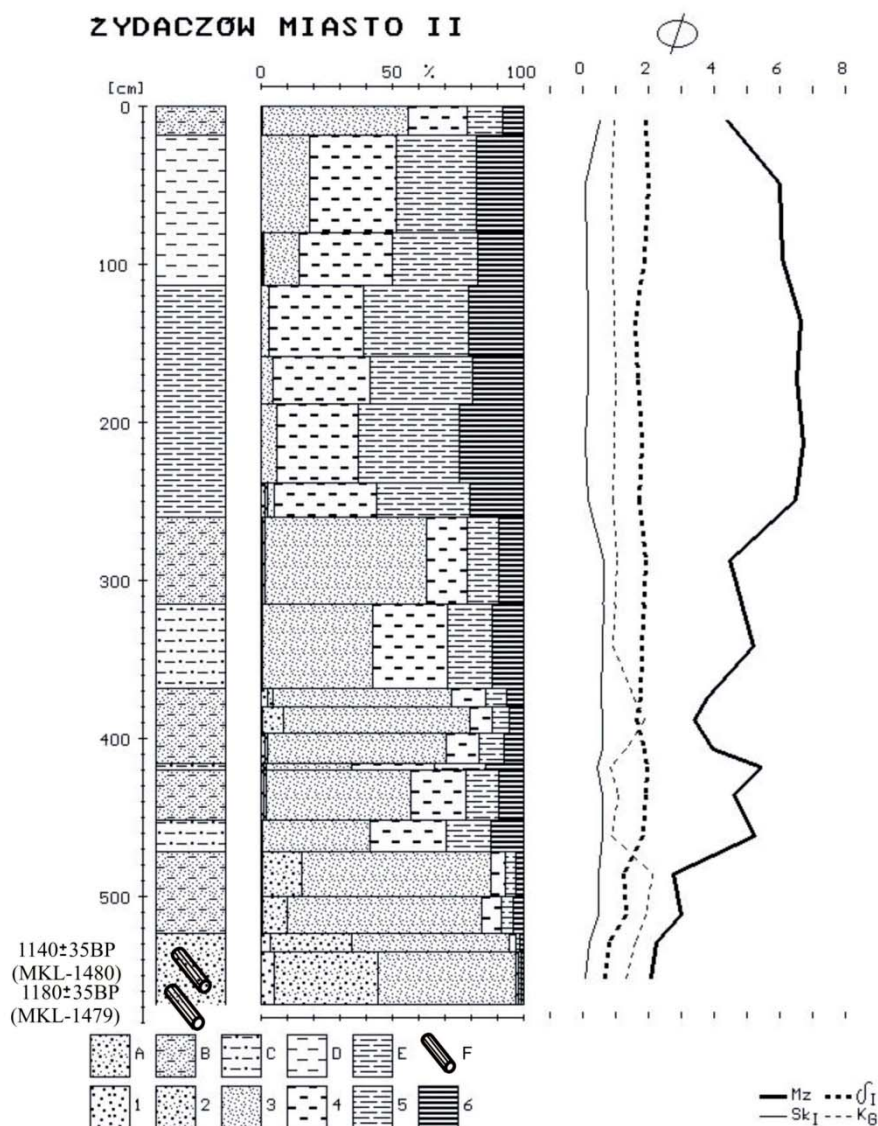
3,80–4,17 m – piasek różnoziarnisty rdzawy, w spągu drobnoziarnisty.

4,17–4,19 m – pył ilasty stalowoszary z rdzawymi kongrecjami.

4,19–4,70 m – piasek pylasty żółty.

4,70–5,20 m – piasek drobny i średnioziarnisty warstwowany szary z żółtym.

5,20–5,68 m – piasek gruboziarnisty (różnoziarnisty) szarożółty w spągu warstwowany do poziomu wody (osady korytowe). Poniżej zwierciadła wody w piaskach 3 subfossylne pnie.



Ryc. 9. Profil odkrywki Żydaczów-Miasto II w terasie 5-metrowej. Aluwia korytowe z pniami datowanymi na VIII–X w. AD (opracowanie P. Gębica, D. Płoskonka). *Litologia*: A – piasek średni, B – piasek pylasty, C – pył piaszczysty, D – pył (mułek), E – pył ilasty, F – pnie drzew. *Fracje w skali  $\phi$  (phi)*: 1 – piaski grube (-1 do 1 $\phi$ ), 2 – piaski średnie (1 do 2 $\phi$ ), 3 – piaski drobne (2 do 4 $\phi$ ), 4 – pyły grube i średnie (4 do 6 $\phi$ ), 5 – pyły drobne (6 do 8 $\phi$ ), 6 – ropy (ponad 8 $\phi$ ), Mz – średnia średnica,  $\delta_I$  – odchylenie standardowe (wskaźnik wysortowania),  $S_{kl}$  – skośność,  $K_G$  – kurtoza.

Na piaszczystych osadach korytowych (Mz=3–2,1 $\phi$ ) z pniami drzew leżą pozakorytowe piaski pylaste z wkładkami mułków (Mz=5,4–3,4 $\phi$ ) i mułki piaszczyste (Mz=5,1–4,4 $\phi$ ) miąższości 2 m. Stropową partię profilu budują mułki (mady) ilaste (Mz=6,7–6,5 $\phi$ ) akumulowane w dystalnej części równiny i składane bliżej koryta Stryja najmłodsze ogniwo piaszczystych mułków (mad) i piasków pozakorytowych.

*Analizy mikromorfologiczne.* Z osadów zostało pobrane pięć monolitów do analiz mikromorfologicznych, z głębokości 0,0 do 2,2 m. W opisywanych szlifach w stropowej części profilu występuje mikrostruktura kanalikowa, bardzo dobrze wykształcona, ze śladami bioturbacji i świeżymi korzeniami roślin. W skład materiału gruboziarnistego wchodzi głównie średnio obtoczone ziarna kwarcu ze zniszczonymi powierzchniami przez procesy glebowe w wierzchniej warstwie. Materiał drobnoziarnisty to głównie frakcja pylasto-ilasta, która od głębokości 1,10 m wykazuje

uporządkowanie i wykształcona jest b-struktura mozaikowa. W poziomie powierzchniowym masa podstawowa jest brązowo-brunatnej barwy co może świadczyć o obecności amorficznej, dobrze rozłożonej próchnicy. W wykonanych szlifach (od głębokości 65 cm) słabo zaznaczają się procesy przemieszczania frakcji ilastej w postaci otoczek na porach i ziarnach mineralnych. W całym profilu obserwowane są procesy diagenetyczne w postaci noduli żelazistych, wytrąceń w masie podstawowej i hypo-otoczek. W dolnej części profilu od głębokości 1,1 m sporadycznie można zaobserwować segregację materiału grubo i drobnoziarnistego. Przyjmuje formy stref (agregatów) z drobnym materiałem i stref z materiałem gruboziarnistym.

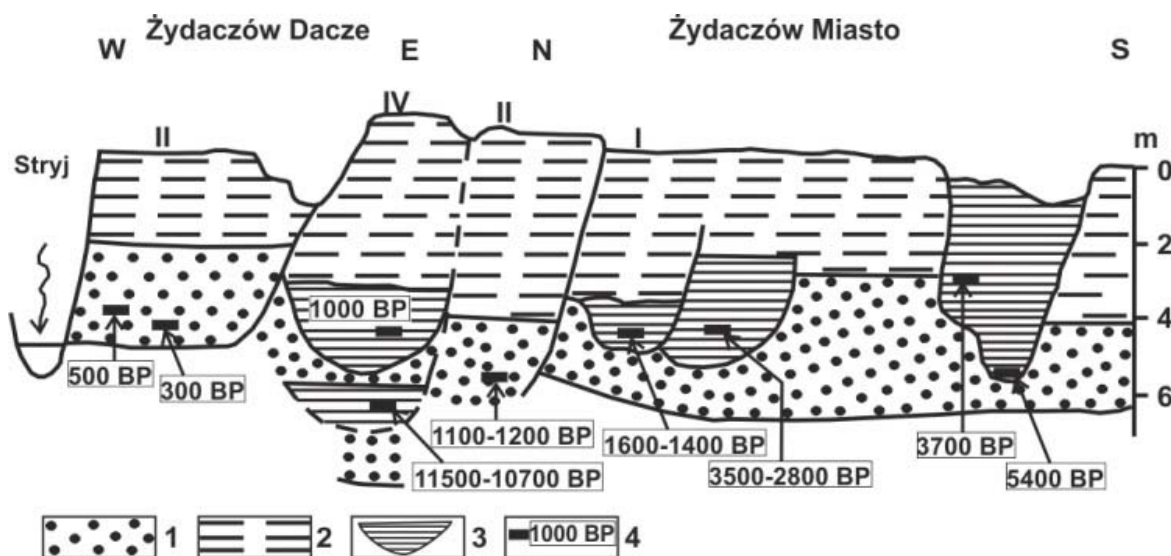
Struktury mikromorfologiczne świadczą o tym, że w profilu mady zachodziły głównie procesy brunatnienia i procesy glejowe niemniej jednak zaznaczyło się inicjalne przemieszczanie iłu (lessiważ) (Budek, 2010).

*Datowania radiowęglowe.* Z subfosalnych pni leżących poniżej poziomu wody w Stryju zostały pobrane próbki drewna do datowania  $^{14}\text{C}$ . Pień z głębokości 6 m został datowany na  $1140 \pm 35$  BP (MKL-1480) (805–984 cal AD), drugi pień położony 0,5 m niżej uzyskał wiek  $1180 \pm 35$  BP (MKL-1479) (770–903 cal AD). Zatem akumulacja aluwii korytowych miała miejsce w VIII–X w. AD.

Przedstawione dane wskazują, że na stanowisku Żydaczów Miasto w przekroju terasy 5-metrowej rozpoznano włożenia i systemy paleokoryt datowane na schyłek okresu atlantyckiego, okres subborealny i wczesne średniowiecze (V–VII w. i VIII–X w. AD).

**Stratygrafia włożeń aluwialnych i korelacja faz powodzi.** Datowane stanowiska dokumentują występowanie w dolinie Dniestru i na stożku Stryja w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej 2–3 teras holocenijskich a także serii włożonych aluwii datowanych na późny vistulian, schyłek okresu atlantyckiego, 5400–3700 BP, 3500–2800 BP, 2200–1700 BP, wczesne średniowiecze (V–VIII w., IX–XII w. AD) i małą epokę lodową (XV–XVII w.) (ryc. 10). Wydzielone w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej fazy powodzi dobrze korelują z datowanymi fazami wzrostu częstotliwości powodzi w dolinie górnego Dniestru i Strwiąża (Starkel i in., 2009; Gębica i in., 2011; Gębica i in., 2013), a także z wcześniej stwierdzonymi fazami wzrostu aktywności rzek w dolinach dorzecza górnej Wisły na przedpolu Karpat Zachodnich (Niedziałkowski i in., 1985; Kalicki, 1991, 1996; Starkel, 2001; Gębica i in., 2009; Gębica, 2011).

Średniowieczna faza powodzi w IX–XII w. AD i późniejsza faza z XV–XVII w. rejestrują narastającą ingerencję człowieka w Karpatach i na ich przedpolu (Gębica i in., 2013). Faza powodzi z V–VIII w. (1550–1250 cal BP) jest wiązana z początkiem wilgotnej fazy klimatycznej (1400–1230 cal. BP). Faza powodzi z IX–XII wieku wiąże się z działalnością człowieka i wylesianiem równiny zalewowej w czasie funkcjonowania wczesnośredniowiecznego grodziska na górze Bazyjówka w Żydaczowie (Korczyński, 2007). Prawdopodobnie faza IX–XII w. była dwudzielna (ryc. 10). Młodsza subfaza z pniem datowanym na  $990 \pm 30$  BP (990–1150 cal BP) w profilu Żydaczów-Dacze IV synchronizuje z wilgotniejszą fazą klimatyczną w drugiej połowie XI w. (960–900 cal. BP) (Steinhilber, Beer, 2011). Faza powodzi z XV–XVII w. (550–250 cal BP) obok komponenty antropogenicznej wiązanej z początkiem kolonizacji Wschodnich Karpat (Starkel, 2001; Kukulak, 2004; Alexandrowicz i in., 2005; Gębica i in., 2013) jest wyraźnie zbieżna z zwilgoceniem i ochłodzeniem na początku małej epoki lodowej (680–610 BP i 550–380 BP) (Steinhilber, Beer, 2011).



Ryc. 10. Stratygrafia włożonych serii aluwii na holocenijskim stożku Stryja w rejonie Żydaczowa (opracowanie P. Gębica): 1 – osady korytowe, 2 – osady pozakorytowe równiny zalewowej, 3 – wypełnienia starorzeczy, 4 – miejsca datowań radiowęglowych (w latach konwencjonalnych BP).

**Uwagi końcowe.** W samej Kotlinie (u ujścia Stryja do Dniestru) przeważała nadbudowa holocenijskiego stożka Stryja przez włożenia związane z boczną migracją i pojedynczymi przerzutami koryta, z tendencją do wkładania coraz młodszych pokryw terasowych z biegiem rzeki i zawężania aktywnej równiny zalewowej. Datowane włożenia w dolinie Stryja i Dniestru na przedpolu Wschodnich Karpat podobnie jak w dolinach dorzecza górnej Wisły, rejestrują rytmiczne zmiany wilgotności klimatu i reżimu hydrologicznego, a także narastającą w ostatnich 2 tysiącach lat ingerencję człowieka (wylesianie i uprawa ziemi). Zmiany te rejestrowane są w profilach Dniestru i Stryja zwiększeniem udziału piaszczysto-pyłastych osadów pozakorytowych deponowanych w czasie powodzi, ale przede wszystkim zmiany te widoczne są w diagramach pyłkowych rejestrujących fazy wylesiania na równinie zalewowej we wczesnym średniowieczu. Na stożku Stryja wykształciły się subatlantyckie mady brunatne ze śladami oglejenia i przemieszczania frakcji ilastej (lessiważu), które według Huhmanna i Brucknera (2002) rozwijały się w dolinie środkowego Dniestru we wczesnym holocenie.

**Podziękowania.** Dziękujemy Prof. M. Krąpcowi za wykonanie datowań radiowęglowych. Serdecznie dziękujemy Prof. K. Szczepankowi za wykonanie analiz palinologicznych. Mgr Sławomirowi Supersonowi dziękujemy za komputerowe wykonanie kilku rycin.

Alexandrowicz S. W., Alexandrowicz W. P., Krapiec M., 2005. Holocene terrace of the Velyky Lukavets River in Starunia: sediments and dendrochronology [w:] Polish and Ukrainian geological studies (2004–2005) at Starunia – the area of discoveries of woolly rhinoceroses, red. M. Kotarba, Warszawa–Kraków, 95–102.

Budek A., 2010. Geneza i wiek poziomów próchnicznych w osadach równin zalewowych dolin przedpola Karpat. Prace Geograficzne 222, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa, s. 1–118.

*Bullock P., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Tursina T.*, 1985. Handbook for soil thin section description. Wine Tresearch Publication, s. 1–152.

*Czyżewski J.*, 1928. Z historii doliny Dniestru. *Studia regionalne z geografii Polski, Prace Geograficzne* wydawane przez prof. E. Romera 10, s. 3–62.

*Gębica P.*, 2011. Stratigraphy of alluvial fills and phases of the Holocene floods in the lower Wisłok river valley, SE Poland. *Geographia Polonica* 84, Special Issue Part 1, s. 39–60.

*Gębica P., Jacyszyn A.*, 2012. Rola zmian klimatu, działalności człowieka i tektoniki w późnoczwartorzędowej ewolucji doliny Dniestru na przedpolu Wschodnich Karpat (Zachodnia Ukraina). *Acta Geographica Lodziensia* 100, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, s. 77–97.

*Gębica P., Szczepanek K., Wieczorek D.*, 2009. Late Vistulian alluvial filling in the San river valley in the Carpathian foreland (north of Jarosław town). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 43, s. 39–61.

*Gębica P., Starkel L., Jacyszyn A., Krąpiec M.*, 2013. Medieval accumulation in the upper Dniester river: the role of human impact and climate change. *Quaternary International*.

*Gębica P., Starkel L., Jacyszyn A., Budek A., Krąpiec M., Kalinowych N.*, 2011. Ewolucja doliny Strwiąża w późnym glacie i holocenie na przedpolu Wschodnich Karpat (Zachodnia Ukraina). *Glacjal i peryglacjal Wschodniego Podkarpacia. Monografia naukowa. XVII ukraińsko-polskie seminarium, Sambor, Ukraina, 15–18 IX 2011 r.*, s. 106–116.

*Gerasimowa M.*, 2003. Higher level of description-approaches to the micromorphological characterization of Russian soils. *Catena* 54, 319–337.

*Harmata K., Machnik J., Starkel L.*, red. 2006. Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dniester catchment from Neolithic to Early Medieval period. *Rezultaty polsko-ukraińskiej ekspedycji, część I. Polska Akademia Umiejętności. Prace Komisji Prehistorii Karpat* 3, 1–259.

*Hofszejn I. D.*, 1964. *Neotektonika Karpat*. Kijów, s. 1–182.

*Huhmann M. and Brückner H.*, 2002. Holocene terraces of the upper Dniester fluvial morphodynamics as reaction to climatic changes and human impact. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.* 127, s. 67–80.

*Kalicki T.*, 1991. The evolution of the Vistula River valley between Cracow and Niepołomice in the Late Vistulian and Holocene Times [w:] *Evolution of the Vistula River valley during the last 15 000 years. Part IV, Geographical Studies, Special Issue* 6, s. 11–39.

*Kalicki T.*, 1996. Phases of increased river activity during the last 3500 years [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Geographical Studies, part VI, Special Issue No. 9, Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences*, 94–101.

*Korczyński O.*, 2007. *Zudecz. Materiały i badania z archeologii Przedkarpacia i Wołynia*, wyd. 11, s. 264–280.

*Krawczuk J.*, 1999. *Geomorfologia Przedkarpacia*, Lwów, Merkator, s. 1–187.

*Kukulak J.*, 2004. Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej (na przykładzie aluwii dorzecza górnego Sanu w Bieszczadach Wysokich). *Prace Monograficzne* 381, Akademia Pedagogiczna, Kraków, 1–127.

*Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M., Szczepanek K.*, 1985. The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the Upper Vistulian and Holocene. *Folia Quaternaria* 56, s. 101–132.

*Rudnicki S.*, 1907. Spostrzeżenia do morfologii Przedkarpackiego odcinka doliny Dniestru. *Sekcja Nauk Matematyczno-Przyrodniczo-Lekarskich Towarzystwa im. T. Szewczenki*, t. 2, s. 1–80.

*Skwarczewska L. W.*, 1956. *Geomorfologia dolin rzek Stryja i Oporu*. Praca doktorska, Lwów.

*Steinhilber F. and Beer J.*, 2011. Solar activity – the past 1200 years. *PAGES News* 19 (1), 5–6.



*Starkel L.*, 1995. New data on the Late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka valley near Dębica [w:] Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years. Geographical Studies, part V, Special Issue 8, Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, 73–90.

*Starkel L.*, 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monografie Instytutu Geografii i przestrzennego Zagospodarowania PAN, 1, Warszawa, 1–263.

*Starkel L., Gębica P., Budek A., Krapiec M., Jacyšin A., Kalinovyč N.*, 2009. Evolution of the lower section of the Strvyaž river valley during the Holocene (foreland of the Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 43, s. 5–37.

*Stoops G.*, 2003. Guidelines for analysis and description of soil land regolith thin section. *Soil Sci Soc. Am. ING*, Madison, s. 1–290.

### Summary

The Dniester and Stryj river valleys in the Stryj-Żydačiv Basin are filled with the Pleistocene alluvial terraces and the Holocene terraces: 6 m high, 5–4 m and 2–3 m high. Within the Holocene terraces the system of alluvial fills dating to the Late Vistulian, Late Atlantic Phase, 3500–2800 BP, 2100–1700 BP, Early Medieval Period and Little Ice Age have been distinguished. During the Roman Period, Early Medieval (9<sup>th</sup>–12<sup>th</sup> centuries AD) and the Little Ice Age (15<sup>th</sup>–17<sup>th</sup> centuries) enhanced phases of flood accumulation documents the expansion of colonization and deforestation, which were recorded by palynological analysis and archaeological data. The dated profiles documents inserts of younger and younger terrace cover downstream of Stryj river on which brown earth madas developed during the Subatlantic Phase. Flood phases distinguished in the Stryj-Żydačiv basin correlate well with previously dated phases of increased fluvial activity in the valleys of the Upper Vistula basin in the Western Carpathian foreland.

УДК 55.624.131.1

## ПРОСАДОЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ЛЕСОВИХ ГОРИЗОНТІВ ЛЕСОВО-ГРУНТОВОЇ СЕРІЇ ПЛЕЙСТОЦЕНУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Андрій Богуцький, Петро Волошин

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Дорошенка, 41, 79000, м. Львів, Україна*

Однією з найважливіших властивостей лесів як основи та середовища інженерних споруд є їхня просадочність, природа якої тісно пов'язана з історією формування та постседиментаційного перетворення лесових товщ.

У лесових розрізах досліджуваного регіону зафіксована багаторазова повторюваність власне лесових горизонтів і горизонтів викопних ґрунтів (ґрунтових комплексів), зумовлена циклічними змінами палеокліматів.

Комплексне вивчення опорних розрізів лесово-ґрунтової серії Волино-Поділля на основі детальної стратиграфічної схеми [1, 2] дозволило авторам отримати систематичні дані про їхні найважливіші інженерно-геологічні властивості, включаючи просадочність.

В статті наведено результати вивчення просадочних властивостей основних лесових горизонтів верхнього, середнього та нижнього плейстоцену, а також підкреслено їхню роль у формуванні стійкості та вразливості геологічного середовища до антропогенного впливу.

Всього в лесово-ґрунтовій серії Волино-Поділля виявлено шість самостійних лесових горизонтів – по два у верхньому, середньому та нижньому плейстоцені [1, 2]. Майже всі вони характеризуються складною внутрішньою будовою, мають відмінні інженерно-геологічні властивості, нерідко порушені палеокріогенезом. У деяких лесових горизонтах виділені самостійні підгоризонти [2].

**Верхній плейстоцен.** У розрізі верхнього плейстоцену виділено два лесових горизонти: верхній та нижній горизонти верхньоплейстоценових лесів.

Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів (2) є материнською породою сучасного ґрунтоутворення. Його потужність на *Волинській височині та Північно-Східному Поділлі* досягає 5–8 м і більше, на Центральному і Південному Поділлі вона суттєво скорочується. За морфологічними ознаками, складом і властивостями верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів поділяється на низку підгоризонтів [2].

Зазвичай, розріз починається лесом (2e), дуже зміненим сучасним ґрунтоутворенням, і який не завжди вдається виділити.

Значно поширенішим є красилівський підгоризонт (2д) – похований діяльний шар фінальноплейстоценового (красилівського) палеокріогенного етапу. Він складений жовтуватого-сірими супісками і суглинками з голубуватим відтінком. Породи підгоризонту інтенсивно оглеєні і озалізовані, переповнені псевдоміцелієм і дутиками та залізистими новоутвореннями типу кілець

Лізеганга. Грунти<sup>15</sup> підгоризнту характеризуються невисокою природною вологістю (0,07–0,17), підвищеною щільністю (0,60–0,70), яка зменшується (до 0,80) на ділянках інтенсивної переробки ґрунтоутворними процесами.

Нижче залягає верхній підгоризонт лесів (2г) потужністю до 3,0 м. Він складений супісками палевими, однорідними, макропористими, вертикально тріщинуватими, карбонатними. За гранулометричним складом ґрунти верхнього підгоризнту типово лесові. Найбільшу питому вагу в них займають пилюваті частинки, вміст яких в середньому становить 64 %. Кількість глинистих і піщаних фракцій складає 26 і 10 %, відповідно. Природна вологість у техногенно не порушених умовах складає 0,10–0,15, коефіцієнт пористості – 0,70–0,90, ступінь вологості – 0,30–0,60, число пластичності – 0,06–0,07.

Верхній підгоризонт лесів підстелений рівненським підгоризнтом (2в) оглеєння і соліфлюкції (іноді похованим ґрунтом) потужністю 0,4–0,5 м. Рівненський підгоризонт складений супісками щільними, язиковато-лінзовидної будови, оглеєними та озалізненими. Ґрунти мають практично таку ж вологість, як і леси верхнього підгоризнту, але дещо вищу щільність. Коефіцієнт їхньої пористості становить 0,65–0,75.

Нижній підгоризонт верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів (2б) складений середніми і важкими супісками та суглинками сірого і світло-коричневого забарвлення. Його потужність до 2,5 м, рідко більше. У шарі багато плям гумусу, озалізнєння і оглеєння. Фізичні властивості близькі до лесів верхнього підгоризнту, лише природна вологість ґрунтів є дещо вищою. Її абсолютні значення у нижній частині багатьох розрізів досягають 0,17–0,19, що відповідає вологості на межі пластичності.

Безпосередньо над дубнівським викопним ґрунтом залягає підгоризонт (2а), який являє собою соліфлюкційну пачку зі складною плікативною деформованістю, інтенсивним оглеєнням і озалізнєнням. Потужність шару зазвичай не перевищує 1,0 м. Ґрунти підгоризнту за показниками властивостей близькі до підгоризнтів оглеєння і соліфлюкції (красилівського і рівненського). Вони достатньо вологі (0,17–0,20) і мають підвищену щільність (0,60–0,70).

Нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів (4) має потужність від 0,5 до 2,0 м. Він складений суглинками, рідше супісками жовтуватого-сірими, червонуватими, оглеєними, озалізненими. У нижній частині шару зустрічається також неповносітчаста посткріогенна текстура.

Ґрунти нижнього горизонту верхньоплейстоценових лесів здебільшого характеризуються підвищеною вологістю (понад 0,20), незначною щільністю (0,60–0,75), дещо меншим, ніж у верхньому горизонті, вмістом пилюватих частинок.

Верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів *Подільської височини* має невелику потужність (2,0–4,0 м) і, як правило, не ділиться на окремі підгоризнти. Винятком слугує лише красилівський підгоризонт, який зустрічається в багатьох розрізах, тому його інженерно-геологічні властивості є достатньо вивченими. За фізичними властивостями леси верхнього горизонту близькі до ґрунтів Волинської височини. Суттєва відмінність спостерігається лише у показниках пластичності. Леси Подільської височини складені переважно легкими і середніми суглинками з числом пластичності 0,08–0,12.

---

<sup>15</sup> В інженерній геології під *ґрунтами* розуміють усі породи, які є середовищем або основою споруд.

Таблиця 1

Просадочні властивості лесово-грунтової серії Волинської височини (верхній плейстоцен)

Горизонти, підгоризонти та їхні номери	Просадочність при природному тиску	Просадочність при додатковому тиску, МПа			Початковий просадочний тиск, МПа	
		0,1	0,2	0,3		
2	ВЕРХНІЙ ГОРИЗОНТ верхньоплейстоценових лесів					
2д	Красилівський підгоризонт	0,000–0,008 0,001	0,000–0,017 0,004	0,000–0,023 0,009	0,002–0,068 0,016	0,205
2г	Верхній підгоризонт лесів	0,000–0,020 0,003	0,000–0,076 0,008	0,000–0,088 0,017	0,000–0,092 0,026	0,125
2в	Ровенський підгоризонт	0,000–0,007 0,002	0,000–0,008 0,003	0,009–0,088 0,005	0,000–0,016 0,008	>0,300
2б	Нижній підгоризонт лесів	0,000–0,013 0,003	0,000–0,013 0,005	0,000–0,026 0,007	0,000–0,052 0,017	0,230
4	НИЖНІЙ ГОРИЗОНТ верхньоплейстоценових лесів	0,000–0,014 0,002	0,006–0,014 0,001	0,000–0,017 0,002	0,000–0,021 0,003	>0,300

Просадочні властивості лесових горизонтів і підгоризонтів верхнього плейстоцену Волинської та Подільської височин наведено у табл. 1, 2. При цьому слід зауважити, що просіданням називають зменшення висоти обтиснутого ґрунту після змочування за умов прикладеного постійного вертикального навантаження [3].

З табл. 1, 2 видно, що просадочністю при додатковому тиску 0,3 МПа характеризуються лише леси верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів (Волинська височина), зокрема ґрунти красилівського, верхнього та нижнього підгоризонтів. За усередненими даними, ґрунти рівненського підгоризонту та наддубнівської соліфлюкції непросадочні. Не мають здатності до просідання й ґрунти нижнього горизонту верхньоплейстоценових лесів. Натомість слід зауважити, що діапазон коливання коефіцієнта просадочності є дуже широким і в окремих розрізах, де леси конкретних горизонтів і підгоризонтів характеризуються низькими показниками природної вологості і щільності, також володіють просадочністю.

Таблиця 2

Просадочні властивості лесово-грунтової серії Подільської височини (верхній плейстоцен)

Горизонти та їхні номери	Просадочність при природному тиску	Просадочність при додатковому тиску, МПа			Початковий просадочний тиск, МПа	
		0,1	0,2	0,3		
2	ВЕРХНІЙ ГОРИЗОНТ верхньоплейстоценових лесів	0,000–0,009 0,003	0,000–0,013 0,006	0,000–0,083 0,013	0,003–0,104 0,018	0,150
4	НИЖНІЙ ГОРИЗОНТ верхньоплейстоценових лесів	0,001–0,011 0,004	0,000–0,012 0,005	0,000–0,022 0,008	0,000–0,040 0,011	0,250

Просадочні властивості лесів Подільської височини дещо відмінні. Здатністю до просідання характеризуються леси не лише верхнього, але й нижнього горизонтів верхньоплейстоценових лесів. Це зумовлено дещо нижчою їхньою природною вологістю за близьких значень пористості.

Під впливом власної ваги ґрунти всіх лесових горизонтів відносяться до категорії непресадочних. Найбільшими за абсолютною величиною значеннями просадочності володіють леси верхнього та нижнього підгоризонтів верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів.

**Середній плейстоцен.** У середньому плейстоцені, згідно зі стратиграфічною схемою, також виділяється два горизонти лесів: верхній і нижній [1, 2].

Розріз середнього плейстоцену розпочинається верхнім горизонтом середньоплейстоценових лесів (6), який залягає під горохівським викопним ґрунтовим комплексом. Це потужний (до 10 м і більше) лесовий горизонт. На Подільській височині він відзначається не лише великою потужністю, але й високим ступенем однорідності. Горизонт складений зеленувато-палевими супісками та легкими суглинками, карбонатними, переповненими псевдоміцелієм. У нижній частині шару суглинки вологіші, оглеєніші та озаліженіші.

У лесовому горизонті зустрічається декілька соліфлюкційних підгоризонтів (похованих діяльних шарів). На Волинській височині горизонт дуже неоднорідний, часто порушений денудаційними процесами. У ньому зафіксовано не менше трьох генерацій псевдоморфоз по полігонально-жильних льодах, їхні вертикальні розміри іноді перевищують 4,5 м.

Природна вологість ґрунтів верхнього горизонту середньоплейстоценових лесів змінюється від 0,10 до 0,23 (пересічно 0,15), число пластичності – від 0,04 до 0,11.

За гранулометричним складом вони наближаються до лесів верхнього горизонту верхньоплейстоценових лесів. Для них характерна значна недоушільненість, коефіцієнт пористості, зазвичай, перевищує 0,70.

Через невисокі вологість і щільність ґрунти горизонту характеризуються просадочністю, усереднені дані якої наведено у табл. 3, 4.

Таблиця 3

Просадочні властивості лесово-ґрунтової серії Волинської височини (середній та нижній плейстоцен)

Горизонти та їхні номери	Просадочність при природному тиску	Просадочність при додатковому тиску, МПа			Початковий просадочний тиск, МПа
		0,1	0,2	0,3	
6 ВЕРХНІЙ ГОРИЗОНТ середньоплейстоценових лесів	0,000–0,022	0,000–0,013	0,000–0,016	0,000–0,026	>0,300
	0,005	0,002	0,004	0,008	
8 НИЖНІЙ ГОРИЗОНТ середньоплейстоценових лесів	0,000–0,007	0,000–0,004	0,000–0,004	0,000–0,007	>0,300
	0,002	0,001	0,002	0,002	
10 ВЕРХНІЙ ГОРИЗОНТ нижньоплейстоценових лесів	0,000–0,005	0,000–0,002	0,000–0,003	0,000–0,005	>0,300
	0,002	0,001	0,002	0,002	
12 НИЖНІЙ ГОРИЗОНТ нижньоплейстоценових лесів	0,000–0,000	0,000–0,000	0,000–0,000	0,000–0,000	>0,300
	0,000	0,000	0,000	0,000	

Абсолютні значення коефіцієнта просадочності змінюються від 0 до 3,0 %. В окремих зразках відзначається просадочність при природному навантаженні. Її величина не перевищує 1,0–1,5 %.

Нижній горизонт середньоплейстоценових лесів (8) складений жовтувато-сірими, іноді голубувато-сірими, часто шаруватими, щільними суглинками потужністю 2,0–2,5 м, рідко більше. Суглинки вміщують великі (до 7,0 см) карбонатні конкреції. Природна вологість ґрунтів досить висока – 0,2–0,25, число пластичності становить 0,12, коефіцієнт пористості – 0,59. Коефіцієнт просадочності у жодному із досліджених монолітів як на Волинській, так і на Подільській височинах не досягає 1 % (табл. 3, 4), тобто ґрунти нижнього горизонту середньоплейстоценових лесів відносяться до категорії непросадочних.

Таблиця 4

Просадочні властивості лесово-ґрунтової серії Подільської височини  
(середній та нижній плейстоцен)

Горизонти та їхні номери	Просадочність при природному тиску	Просадочність при додатковому тиску, МПа			Початковий просадочний тиск, МПа
		0,1	0,2	0,3	
6 ВЕРХНІЙ ГОРИЗОНТ середньоплейстоценових лесів	0,002–0,010	0,002–0,012	0,006–0,018	0,010–0,030	0,200
	0,006	0,006	0,010	0,017	
8 НИЖНІЙ ГОРИЗОНТ середньоплейстоценових лесів	0,004–0,008	0,000–0,005	0,000–0,008	0,004–0,008	>0,300
	0,006	0,003	0,006	0,007	
12 НИЖНІЙ ГОРИЗОНТ нижньоплейстоценових лесів	0,004–0,007	0,001–0,003	0,003–0,005	0,003–0,007	>0,300
	0,006	0,002	0,006	0,006	

**Нижній плейстоцен** також включає два лесових горизонти – верхній і нижній [1, 2], розділені сокальським викопним ґрунтом.

Верхній горизонт нижньоплейстоценових лесів (10) має обмежене поширення і вивчений в одиничних опорних розрізах. Він складений суглинками жовтого кольору, вологими (0,18–0,25), щільними (0,59), з числом пластичності 0,13. Ґрунти горизонту просадочними властивостями при природному і додатковому навантаженні не володіють.

Нижній горизонт нижньоплейстоценових лесів (12) складений суглинками жовтувато-коричневого кольору потужністю до декількох метрів, рідко більше. Природна вологість суглинків змінюється від 0,21 до 0,25, число пластичності складає 0,12, коефіцієнт пористості – 0,59. Через високі вологість та щільність, ґрунти нижнього горизонту нижньоплейстоценових лесів просадочними властивостями не характеризуються (табл. 3, 4).

Аналіз просадочних властивостей лесових горизонтів верхнього, середнього і нижнього плейстоцену Волино-Поділля дозволяє стверджувати таке:

1. За усередненими даними, просадочними властивостями на Волинській височині характеризуються ґрунти лесових горизонтів лише верхнього плейстоцену, на Подільській височині – лесові горизонти верхнього плейстоцену та верхній горизонт середньоплейстоценових лесів.

2. За величиною відносної просадочності названі вище ґрунти класифікують як слабкопросадочні. Початковий тиск просідання коливається від 0,125 МПа для ґрунтів верхнього підгоризонту верхньоплейстоценових лесів до 0,3 і більше МПа для ґрунтів інших підгоризонтів.

3. Згідно з доповненнями до державного стандарту України з визначення показників просадочності [3], де до просадочних відносяться ґрунти зі ступенем просідання  $> 0,1 \%$ , до категорії просадочних відносяться також леси верхнього горизонту нижньоплейстоценових лесів на Волинській височині й усі лесові горизонти Подільської височини.

4. Просадочними властивостями характеризуються також леси, які наповнюють різновікові псевдоморфози по полігонально-жильних льодах верхнього і середнього плейстоцену, що суттєво ускладнює просторовий розподіл показників просадочності у лесовому масиві.

---

1. *Богущий А. Б.* Антропогенные покровные отложения Вольно-Подоллии / А. Б. Богущий // Антропогенные отложения Украины. – Киев : Наук. думка, 1986. – С. 121–132.

2. *Богущий А. Б.* Лесовий покрив Волинської височини / А. Б. Богущий, О. А. Богущий, П. К. Волошин // Українське Полісся : вчора, сьогодні, завтра : зб. наук. праць. – Луцьк : Надстир'я, 1998. – С. 105–107.

3. Зміна № 1 ДСТУ Б В.2.1-22:2009. Основи та підвалини будинків і споруд. Ґрунти. Методи лабораторного визначення властивостей просідання.

### **Summary**

The results of the study of the subsidence properties of the basic loess horizons of the upper, the middle, and the lower Pleistocene of the Volhynian and Podillia uplands are shown.

Subsidence properties of the loess deposits play a key role in the formation of the stability and vulnerability of the geological environment to the anthropogenic influence.

According to the averaged data, on the Volhynian Upland the subsidence properties are characteristic only for the loess of the upper Pleistocene, on the Podillia Upland – for the loess deposits of the upper Pleistocene and of the upper horizon of the middle Pleistocene.

---

## ЗМІСТ

Передмова .....	9
<i>Богущий Андрій, Гожик Петро, Томенюк Олена.</i> Професор Володимир Крокос .....	11
<i>Ланчонт Марія, Мрочек Пшемислав.</i> Професор Генрик Марушак .....	14
<i>Гожик Петро.</i> До питання вивчення розрізу Роксолани .....	17
<i>Bogucki Andriy, Lanczont Maria, Gozhik Petro, Komar Maryna.</i> Profil lessowy w Roksolanach: położenie, historia badań, charakterystyka osadów .....	34
<i>Богущий Андрій, Ланчонт Марія, Гожик Петро, Комар Марина.</i> Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів ..	47
<i>Франковський Збігнев, Мрочек Пшемислав, Ланчонт Марія, Богущий Андрій.</i> Розріз Роксолани – гранулометричний склад відкладів лесово-грунтової серії .....	59
<i>Федорович Станіслав, Ланчонт Марія, Богущий Андрій, Возняк Петро Павло, Врублевський Радослав, Адамець Гжегож, Блющ Андрій, Моска Петро.</i> Ізотопні датування в розрізі Роксолани, 2011 .....	65
<i>Федорович Станіслав, Халас Станіслав, Ланчонт Марія, Пешковський Маріуш, Возняк Петро Павло, Врублевський Радослав.</i> Попередні результати дослідження вулканічного попелу з розрізу Роксолани .....	69
<i>Бахмутов Володимир, Главацький Дмитро.</i> Палеомагнітні дослідження розрізу Роксолани: огляд попередніх робіт і нові попередні результати .....	72
<i>Лонца Божена, Ланчонт Марія, Мадейська Тереза.</i> Геохімічний аналіз відкладів розрізу Роксолани, виконаний з метою реконструкції змін середовища .....	84
<i>Комар Марина.</i> Результати дослідження відкладів лесово-грунтової серії розрізу Роксолани спорово-пилковим методом .....	90
<i>Крохмаль Олексій.</i> Мікротерії місцезнаходження Роксолани: систематичний склад, одонтометрія, біохронологія, середовище проживання .....	99
<i>Мрочек Пшемислав.</i> Мікроморфологія лесово-грунтової серії в Роксоланах і її палеогеографічний прояв .....	107
<i>Вісневський Тадеуш.</i> Облaсті в гирлі Дністра в кам'яної і бронзової доби на тлі культурної ситуації в степах від Чорного моря .....	110
<i>Незабитовська-Вісневська Барбара.</i> Облaсті в гирлі Дністра в залізної доби на тлі культурної ситуації в степах від Чорного моря .....	120
<i>Попова Олена, Русев Іван.</i> Природоохоронна і наукова цінність проектного ландшафтного заказника “Роксолани” .....	134



<i>Шовкопляс Володимир, Прилипко Сергій.</i> Геохронологія лесової формації квартеру України .....	140
<i>Лінднер Лешек, Хлебовський Роман, Богуцький Андрій, Гожик Петро, Гіжеєвський Єжи, Роцинко Вальдемар.</i> Про головні умови лесової седиментації .....	149
<i>Богуцький Андрій, Ланчонт Марія, Волошин Петро, Томенюк Олена, Яцишин Андрій, Дмитрук Роман.</i> Роздуми про головні проблеми вивчення лесово-грунтової серії .....	157
<i>Старкель Лешек.</i> Співвідношення флювіальних і еолових процесів під час останнього зледеніння Центральної Європи .....	162
<i>Словічева Ядвіга.</i> Геологічні розрізи гляціоплейстоцену і неогену України в палінологічній базі даних Білорусі .....	164
<i>Сіренко Олена.</i> Зміни рослинного покриву території України у кінці пліоцену та на початку еоплейстоцену .....	170
<i>Мотузко Олександр.</i> Морфологія решток ссавців хапровського комплексу з місцезнаходження Семенівка (Білгород-Дністровський район, Одеська область) .....	176
<i>Матвійшина Жанна, Степанчук Вадим, Рижов Сергій, Кармазиненко Сергій, Погорілець Олег.</i> Палеопедологічні та археологічні дослідження ранньопалеолітичних місцезнаходжень біля смт Меджибіж .....	187
<i>Чепалига Андрій, Анісюткін Микола.</i> Відкриття найдавніших стоянок олдувайської культури в еоплейстоценових відкладах VII кіцканської тераси Дністра .....	197
<i>Чепалига Андрій, Герасименко Наталія, Гладиревська Марина, Кіосак Дмитро, Пирогов Андрій, Чепалига Роман.</i> Стратиграфія фінального плейстоцену і палеоліту долини Дністра (верхи розрізу Роксолани) і Буджака.....	210
<i>Богуцький Андрій, Ситник Олександр, Ланчонт Марія, Мадейська Тереза, Томенюк Олена, Дмитрук Роман, Яцишин Андрій.</i> До проблеми “леси і палеоліт” .....	221
<i>Рачик Єжи, Яри Здіслав, Корабєвський Бартош, Кравчик Марцін, Скужинський Яцек.</i> Геохімічні властивості пізньоплейстоценової лесово-грунтової серії в Запрєнжині (Тшебніцьке горбогір'я) .....	225
<i>Сеул Ципріан.</i> Порівняння пилуватої фракції відкладів терас Середнього Дністра і лесів з розрізу Галич .....	236
<i>Гембіца Петро, Яцишин Андрій, Будек Анна, Чумак Наталія.</i> Еволюція долини Стрия і Дністра в Стрийсько-Жидачівській улоговині в пізньому вістудіані та голоцені .....	241
<i>Богуцький Андрій, Волошин Петро.</i> Просадочні властивості лесових горизонтів лесово-грунтової серії плейстоцену Волино-Поділля .....	258

## SPIS TREŚCI

Przedmowa .....	9
<i>Bogucki Andriy, Gozhik Petro, Tomeniuk Olena.</i> Profesor Władimir Krokos .....	11
<i>Łanczont Maria, Mroczek Przemysław.</i> Profesor Henryk Maruszczak .....	14
<i>Gozhik Petro.</i> Problemy badawcze profilu Roksolany .....	17
<i>Bogucki Andriy, Łanczont Maria, Gozhik Petro, Komar Maryna.</i> Profil lessowy w Roksolanach: położenie, historia badań, charakterystyka osadów .....	34
<i>Богуцький Андрій, Ланчонт Марія, Гожик Петро, Комар Марина.</i> Лесовий розріз Роксолани: розташування, історія досліджень, характеристика відкладів ..	47
<i>Frankowski Zbigniew, Mroczek Przemysław, Łanczont Maria, Bogucki Andriy.</i> Profil Roksolany – uziarnienie osadów sekwencji lessowo-glebowej .....	59
<i>Fedorowicz Stanisław, Łanczont Maria, Bogucki Andriy, Woźniak Piotr Paweł, Wróblewski Radosław, Adamiec Grzegorz, Bluszcz Andrzej, Moska Piotr.</i> Datowania izotopowe w profilu Roksolany, 2011 .....	65
<i>Fedorowicz Stanisław, Hałas Stanisław, Łanczont Maria, Paszkowski Mariusz, Woźniak Piotr Paweł, Wróblewski Radosław.</i> Wstępne wyniki badania tefry z profilu Roksolany .....	69
<i>Bahmutow Wołodymyr, Gławacki Dmytro.</i> Badania paleomagnetyczne profilu Roksolany: przegląd badań i prezentacja nowych wstępnych wyników .....	72
<i>Łącka Bożena, Łanczont Maria, Madeyska Teresa.</i> Analizy geochemiczne osadów profilu Roksolany wykonane w celu rekonstrukcji zmian środowiska .....	84
<i>Komar Maryna.</i> Wyniki badań serii osadów lessowo-glebowych profilu w Roksolanach metodą sporowo-pyłkową .....	90
<i>Krochmal Aleksiej.</i> Mikrotery stanowiska Roksolany: systematyka, odontometria, biochronologia, warunki bytowania .....	99
<i>Mroczek Przemysław.</i> Mikromorfologia sekwencji lessowo-glebowej w Roksolanach i jej wydźwięk paleogeograficzny .....	107
<i>Wiśniewski Tadeusz.</i> Obszary u ujścia Dniestru w epoce kamienia i brązu na tle sytuacji kulturowej na stepach nadczarnomorskich .....	110
<i>Niezabitowska-Wiśniewska Barbara.</i> Obszary u ujścia Dniestru w epoce żelaza na tle sytuacji kulturowej na stepach nadczarnomorskich .....	120

<i>Popowa Elena, Rusew Ivan. Ochrona środowiska i potencjał naukowy projektowanego rezerwatu krajobrazowego “Roksolany”</i> .....	134
<i>Szelkopljas Wołodymyr, Prylypko Sergiy. Geochronologia czwartorzędowych lessów Ukrainy</i> .....	140
<i>Lindner Leszek, Chlebowski Roman, Bogucki Andriy, Gożik Petro, Giżejewski Jerzy, Roszczyńko Waldemar. O głównych uwarunkowaniach sedimentacji lessowej</i> .....	149
<i>Bogucki Andriy, Łanczont Maria, Wołoszyn Petro, Tomeniuk Olena, Jacyszyn Andriy, Dmytruk Roman. Refleksje na temat głównych problemów badawczych sekwencji lessowo-glebowej</i> .....	157
<i>Starkel Leszek. Relacje procesów fluwialnych i eolicznych w ostatnim piętrze zimnym w Europie Środkowej</i> .....	162
<i>Jelowiczewa Jadwiga. Profile geologiczne glacialnego plejstocenu i neogenu Ukrainy zawarte w bazie palinologicznej Białorusi</i> .....	164
<i>Sirenko Olena. Zmiany szaty roślinnej na Ukrainie u schyłku pliocenu i na początku eoplejstocenu</i> .....	170
<i>Motuzko Aleksandr. Morfologia szczątków ssaków kompleksu chaprowskiego na stanowisku Semienowka (Białgorod-dniestrowski rejon, obwód odeski)</i> .....	176
<i>Matwijiszyna Żanna, Stepanczuk Wadim, Ryżow Sergiy, Karmazinenko Sergiy, Pogoriliec Oleg. Paleopedologiczne i archeologiczne badania dolnopaleolitycznych stanowisk w rejonie Międzyborza</i> .....	187
<i>Czapałyga Andrey, Anisiutkin Nikołaj. Odkrycie najstarszych stanowisk kultury olduwajskiej w eoplejstocenijskich osadach VII kickanskiej terasy Dniestru</i> .....	197
<i>Czapałyga Andrey, Gerasimenko Natalia, Gładyrewska Maryna, Kiosak Dmytrij, Pirogow Andrey, Czapałyga Roman. Stratygrafia schyłkowego plejstocenu i paleolitu w dolinie Dniestru (strop profilu Roksolany) i Budżaka</i> .....	210
<i>Bogucki Andriy, Sytnik Aleksandr, Łanczont Maria, Madeyska Teresa, Tomeniuk Olena, Dmytruk Roman, Jacyszyn Andriy. Do problemu “lessy i paleolit”</i> ...	221
<i>Raczyk Jerzy, Jary Zdzisław, Korabiewski Bartosz, Krawczyk Marcin, Skurzyński Jacek. Właściwości geochemiczne późnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Zaprzężynie (Wzgórza Trzebnickie)</i> .....	225
<i>Seul Cyprian. Porównanie frakcji pylasto-ilastej osadów teras środkowego Dniestru i utworów lessowych z Halicza</i> .....	236
<i>Gębica Piotr, Jacyszyn Andriy, Budek Anna, Czumak Natalia. Ewolucja doliny Stryja i Dniestru w Kotlinie Stryjsko-Żydaczowskiej w późnym vistulianie i holocenie</i> .....	241
<i>Bogucki Andriy, Wołoszyn Petro. Właściwości osiadania poziomów lessów plejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej Wołynia i Podola</i> .....	258