

XXI Terenowe Seminarium
KORELACJA LESSÓW I OSADÓW GLACJALNYCH
POLSKI I UKRAINY

Interdyscyplinarne Seminarium
GLACJAŁ I PERYGLACJAŁ EUROPY ŚRODKOWEJ

pod tytułem

Metodyka rekonstrukcji zmian klimatu i środowiska
zapisanych w pokrywach lessowych

6-8 października 2022 r.
Jarosław



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



Uniwersytet Rzeszowski



National Museum
of Natural History
National Academy
of Sciences
of Ukraine



XXI Terenowe Seminarium
KORELACJA LESSÓW I OSADÓW GLACJALNYCH
POLSKI I UKRAINY

Interdyscyplinarne Seminarium Naukowe
GLACJAŁ I PERYGLACJAŁ EUROPY ŚRODKOWEJ

pod tytułem

**Metodyka rekonstrukcji zmian klimatu i środowiska
zapisanych w pokrywach lessowych**

dedykowane pamięci wybitnych badaczy lessów
Prof. Adama Malickiego i Prof. Henryka Maruszczaka

Jarosław, woj. podkarpackie

6-8 października 2022 r.

Konferencja organizowana pod Honorowym Patronatem
JM Rektora Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Prof. dr hab. Radosława Dobrowolskiego

Lublin 2022



UMCS

PATRONAT HONOROWY

REKTORA UNIwersYTETU MARIi CURIE-SKŁODOWSKIEJ

W LUBLINIE

Organizatorzy

Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Komitet Badań Czwartorzędu PAN - Sekcja Lessu
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski
Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski
Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie
Muzeum Przyrodnicze, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy w Kijowie
Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy w Kijowie
Polskie Towarzystwo Geograficzne, Oddział Lubelski
Lubelskie Towarzystwo Naukowe

Komitet Naukowy

Radosław Dobrowolski (Lublin), Jerzy Nawrocki (Lublin, Warszawa), Andriy Bogucki (Lwów),
Lidiya Dubis (Lwów, Lublin), Zdzisław Jary (Wrocław), Maryna Komar (Kijów), Larissa Kulakovska
(Kijów), Maria Łanczont (Lublin), Przemysław Mroczek (Lublin), Marta Połtowicz-Bobak
(Rzeszów), Bogdan Ridush (Czerniowce), Sławomir Terpiłowski (Lublin)

Komitet Organizacyjny

Jerzy Nawrocki (przewodniczący), Maria Łanczont (wiceprzewodnicząca), Przemysław Mroczek
(wiceprzewodniczący), Zdzisław Jary (wiceprzewodniczący), Beata Hołub (sekretarz), Karol
Standzikowski (sekretarz), Marta Połtowicz-Bobak, Maryna Komar, Dariusz Bobak

Uczestnicy Konferencji

Vladimir Bakhmutov, Dariusz Bobak, Andriy Bogucki, Jan Dzierżek, Stanisław Fedorowicz, Leszek
Gawrysiak, Piotr Gębica, Beata Hołub, Zdzisław Jary, Maryna Komar, Marcin Krawczyk, Oleksii
Krokhmal, Larissa Kulakovska, Maria Łanczont, Leszek Marks, Przemysław Mroczek, Dorota Nalepka,
Jerzy Nawrocki, Jarosław Pietruczuk, Marta Połtowicz-Bobak, Jerzy Raczyk, Jacek Skurzyński, Renata
Stachowicz-Rybka, Cyprian Seul, Iwona Stan-Kłeczek, Karol Standzikowski, Marcin Szymanek,
Łukasz Tchórzewski, Artur Teodorski, Olena Tomeniuk, Barbara Woronko, Paweł Zieliński, Bogdan
Żogała

Redakcja Naukowa: Maria Łanczont, Beata Hołub, Przemysław Mroczek

Projekt okładki i skład tekstu: Beata Hołub

Na okładce: Odsłonięcie lessów na terenie dawnej cegielni w Jarosławiu (fot. M. Łanczont)

Autorzy są odpowiedzialni za jakość przesyłanych abstraktów, warstwę językową oraz kompletne
i poprawne podanie źródeł.

Zapis bibliograficzny: Łanczont M., Hołub B., Mroczek P. (red.), Metodyka rekonstrukcji zmian klimatu i
środowiska zapisanych w pokrywach lessowych. XXI Terenowe Seminarium Korelacja lessów i osadów
glacjalnych Polski i Ukrainy. Interdyscyplinarne Seminarium Naukowe Glacjal i peryglacjal Europy Środkowej.
Jarosław, 6-8 października 2022 r., Lublin.

© Copyright 2022 Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej,
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin



Creative Commons Uznanie autorstwa 4.0

DOI: 10.13140/RG.2.2.20705.58720

SZCZEGÓŁOWY PROGRAM KONFERENCJI

DZIEŃ 1 (6 października 2022 r.)

13.00-13.30: rejestracja (Restauracja Turkus)

13.30-14.00: obiad (Restauracja Turkus)

14.30-14.45: uroczyste otwarcie (JOKiS)

14.45-16.15: sesja I (przewodniczący: Stanisław Fedorowicz)

- *Złodowacenia plejstocénskie w południowej Polsce* – **Leszek Marks**
- *Anizotropia podatności magnetycznej w badaniach lessów – przykłady z Polski i Ukrainy* – **Jerzy Nawrocki**, Andriy Bogucki, Petro Gozhik, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Karol Standzikowski, Maryna Komar, Olga Rosowiecka, Olena Tomeniuk
- *Struktury peryglacialne w lessach Polski i zachodniej części Ukrainy oraz ich interpretacja paleośrodowiskowa* – **Zdzisław Jary**, Andriy Bogucki, Marcin Krawczyk, Przemysław Mroczek, Jerzy Raczky, Jacek Skurzyński, Olena Tomeniuk
- *Zastosowanie analizy pyłkowej osadów mineralnych do rekonstrukcji roślinności plejstocénskiej w strefach lessowych* – **Maryna Komar**
- *Rock magnetism, magnetostratigraphy and the problems of correlation of Pleistocene loess–paleosol sections in the western Black Sea region of Ukraine* – **Vladimir Bakhmutov**, Dmytro Hlavatskyi (komunikat)

16.15-16.30 – przerwa kawowa

16.30-18.00 – sesja II (przewodniczący: Leszek Marks)

- *Стоянки Кормань IV та 9 на Дністрі: нові дані* – **Larissa Kulakovska**
- *Features of the structure of the Pleistocene periglacial loess–palaeosol sequences and their role in the microelements distribution* – **Andriy Bogucki**, Petro Voloshyn, Olena Tomeniuk
- *Doroszywcy III – wielowarstwowe stanowisko graweckie w dolinie środkowego Dniestru* – **Dariusz Bobak**, Larissa Kulakovska, Olesia Kononenko, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Marta Połtowicz–Bobak, Karol Standzikowski, Vitaly Usik, Laëtitia Demay, Adam Nadachowski, Anna Lemanik
- *Wpływ aspektów metodycznych na poprawność paleośrodowiskowych interpretacji zmienności cech geochemicznych w lessach* – **Jacek Skurzyński**, Kaja Fenn
- *Rozmieszczenie, morfologia i morfometria płatów lessowych międzyrzecza Wisły i Bugu* – **Leszek Gawrysiak**, Renata Kołodyńska–Gawrysiak

18.00 – Jarosław by night (wspólne wyjście z przewodnikiem) i kolacja (ok. 19:30; Black Coffee, ul. Lubelska 9; II piętro; sala VIP)

DZIEŃ 2 (7 października 2022 r.)

9.00-18.00: sesja terenowa (przewodniczące: Larissa Kulakovska i Barbara Woronko),
trasa: Jarosław - Leżajsk (Stare Miasto) - Wierzawice (stanowisko archeologiczne) - Jarosław (cegielnia); wyjazd autokaru z parkingu przy Hotelu Turkus; obiad w terenie

Eksploracja terytoriów w dolinie dolnego Sanu przez magdaleńskie społeczności zbieracko-łowieckie na przykładzie stanowiska Wierzawice 31 koło Leżajska – Dariusz Bobak, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Marta Połtowicz-Bobak, Karol Standzikowski, Jarosław Kusiak

Sekwencja lessowo-glebowa w Jarosławiu – Maria Łanczont, Jerzy Nawrocki, Przemysław Mroczek, Karol Standzikowski, Dariusz Bobak, Maryna Komar, Beata Hołub, Marta Połtowicz-Bobak

19.00: Spotkanie towarzyskie (Restauracja Turkus)

DZIEŃ 3 (8 października 2022 r.)

9.30-11.00 – sesja III (przewodniczący: Zdzisław Jary) (JOKiS)

- *Wyspa lessowa Korzecka koło Chęcin; charakterystyka i warunki akumulacji lessu. Komunikat wstępny* – **Jan Dzierżek**, Leszek Lindner, Urszula Kleindienst, Marcin Szymanek, Artur Teodorski
- *Eoliczne i glacialne osady w dolinie środkowego Dniepru na przykładzie stanowiska Velyka Andrusivka* – **Maria Łanczont**, Przemysław Mroczek, Maryna Komar, Jerzy Nawrocki, Karol Standzikowski, Oleksii Krokhamal, Kateryna Derevska, Sergii Prylypko, Beata Hołub
- *Mikromorfologia ziaren pyłu jako wskaźnik informacji o źródle osadów lessowych* – **Barbara Woronko**, Maria Łanczont, Maryna Eliza Górską, Przemysław Mroczek, Karolina Ulbin
- *Zastosowanie analiz spektrofotometrycznych w badaniach sekwencji lessowo-glebowych* – **Marcin Krawczyk**, Przemysław Mroczek
- *Wykorzystanie tomografii elektrooporowej do rozpoznania pokryw lessowych* – **Bogdan Żogała**, Iwona Stan-Kłeczek
- *Transformacja rzeźby i pokrywy glebowej na Wysoczyźnie Kańczuckiej w świetle prahistorycznej działalności człowieka* – **Piotr Gębica** (komunikat)

11.00-11.15 – przerwa kawowa

11.15-11.30 – sesja posterowa (przewodniczący: Bogdan Żogała)

- *Problemy badawcze stanowisk paleolitycznych na zdenudowanych lessach (Dzbańce 21, Płaskowyż Głubczycki)* – **Marta Połtowicz-Bobak**, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Dariusz Bobak, Karol Standzikowski
- *Formy żelaza jako indykator procesów glebotwórczych w wydmach śródlądowych Polski* – **Jerzy Raczyk**, Zdzisław Jary, Piotr Moska, Jacek Skurzyński, Marcin

Krawczyk, Michał Łopuch, Robert J. Sokołowski, Przemysław Mroczek, Paweł Zieliński, Grzegorz Poręba

- *Osady koluwalne w wąwozach lessowych południowo-zachodniej Polski jako wskaźnik zmian paleośrodowiskowych i oddziaływania człowieka* – Kamila Ryzner, Piotr Owczarek, Grzegorz Poręba, Piotr Moska, **Zdzisław Jary**, Frank Lehmkuhl
- *Pochodzenie materiału terygenicznego w późnoglacialnych i wczesnoholoceńskich osadach jeziornych ze Smólska na Kujawach* – **Renata Stachowicz–Rybka**, Piotr Kittel, Daniel Okupny, Witold Jucha, Dorota Nalepka, Mateusz Płóciennik, Agnieszka Mroczkowska, Witold P. Alexandrowicz, Dominik Pawłowski, Monika Rzodkiewicz, Błażej Muzolf, Krzysztof Stachowicz, Katarzyna Korzeń

11.30 - podsumowanie seminarium (przewodniczący: Zdzisław Jary)

12.30 - obiad (Restauracja Turkus)

Miejsce obrad: sala konferencyjna Jarosławskiego Ośrodka Kultury i Sztuki w Jarosławiu (JOKiS), Plac Mickiewicza 6, I piętro.

PROFESOR ADAM MALICKI



Fot. 1. Adam Malicki

Adam Malicki był niezwykle ważną postacią w naukach geograficznych pierwszej połowy ub. wieku w Polsce. Cechowała go niebywała rozległość geograficznych zainteresowań badawczych obejmujących zagadnienia z zakresu geomorfologii, historii geografii, erozji gleb i ochrony środowiska, toponomastyki, kartometrii, klimatologii, geologii i geografii regionalnej, historycznej i osadnictwa. Ponadto istotną cechą poczynąń Adama Malickiego jest ich wszechstronność i wielokierunkowość; spełniał się zarówno w roli uczonego ale także nauczyciela akademickiego i szkolnego, autora podręczników szkolnych i akademickich, edytora, popularyzatora wiedzy, sumiennego recenzenta (ponad 1/4 wszystkich

publikacji), organizatora uniwersyteckiego i społecznika. Jego dorobek naukowy liczy ponad 250 pozycji bibliograficznych prac drukowanych (Wojtanowicz, 1982). W tym renesansowym wymiarze Profesor bardzo przypominał geografów poprzedniego przed nim pokolenia, przede wszystkim swojego nauczyciela i mistrza, Eugeniusza Romera, od którego przejął szeroki profil zainteresowań naukowych i społecznych. Zarazem Adam Malicki, skupiając się na określonych, szczegółowych problemach badawczych, był prekursorem geografii nowoczesnej. Zasadniczą dziedziną jego badań była geomorfologia ze szczególnym ukierunkowaniem na szeroko rozumiane zagadnienia lessu oraz morfologii krasu (Bogusz, 1995).

Adam Malicki urodził się 7 stycznia 1907 r. w Przemyślu. Tu ukończył szkołę podstawową a następnie gimnazjum klasyczne – istniejące od pierwszej połowy XVII w. jako wiodące w regionie. Z trzech głównych miast, w których toczyły się losy Profesora (Przemyśl, Lwów, Lublin), najsilniejsze więzi łączyły go właśnie z Przemyślem. Część jego publikacji dotyczy ziemi przemyskiej, a po latach, w 1980 r., jako członek Zarządu Głównego PTG

zorganizował tu VI Olimpiadę Geograficzną i przygotował znakomity przewodnik po Przemysłu, oprowadzał też uczniów po mieście (Wojtanowicz, 1982).

W 1925 r. rozpoczął się lwowski, akademicki okres w życiu i działalności Adama Malickiego, który podjął studia najpierw na wydziale Humanistycznym, a następnie przeniósł się na Wydział Matematyczno-Przyrodniczy – na geografię, którą ukończył w 1929 r. Swoją karierę naukową odbywał pod kierunkiem i opieką naukową a następnie we współpracy z Eugeniuszem Romerem. W ciągu 3 lat po ukończeniu studiów przygotował rozprawę doktorską na temat „Deniwelacje globu ziemskiego”. Do zagadnień karto- i morfometrycznych wrócił po wielu latach, powierzając swoim doktorantom tematy z tego zakresu. Przewód habilitacyjny, wszczęty w przeddzień wybuchu II wojny światowej, na podstawie całości dorobku i rozprawy „Kras gipsowy Podola Pokuckiego” (1939) został ukończony w 1945 r. na Uniwersytecie Jagiellońskim. Profesor Adam Malicki był najmłodszym w Polsce geografem, który wszystkie stopnie naukowe zdobył pod kierunkiem E. Romera. Dalsze etapy awansu naukowego znacząco miały miejsce rok po habilitacji na profesora nadzwyczajnego geografii ogólnej, a w 1958 r. na profesora zwyczajnego geografii fizycznej (Kardaszewska, 2018). Niewątpliwie okres lwowski miał decydujący wpływ na kształtowanie sylwetki naukowej Adama Malickiego, który wyniósł z romerowskiej szkoły odwagę i nowatorstwo formułowania koncepcji badawczych, ale także charakterystyczny styl, zwyczaje, sposób postępowania i bycia; wyniesione ze Lwowa tradycje z powodzeniem zaszczerpiał na gruncie lubelskim, który był kolejnym przystankiem jego aktywności naukowej.

Początek okresu wojny Adam Malicki spędził we Lwowie pracując na Uniwersytecie Państwowym (1940-1941), a następnie (1943-1944) przeniósł się do Puław, gdzie w Instytucie Naukowym Gospodarstwa Wiejskiego, w zespole gleboznawców, prowadził studia naukowe m.in. nad ważniejszymi pojęciami związanymi z występowaniem wód wglębnych, które zostały opublikowane w 1946 r. Już w styczniu 1945 r. rozpoczął się lubelski aktywny i twórczy okres działalności naukowej i organizacyjnej Profesora Malickiego, który włączył się czynnie w budowanie od podstaw Uniwersytetu MCS. Dzięki jego inicjatywie i zabiegom został powołany 11 kwietnia 1945 r. na Wydziale Przyrodniczym Zakład Geografii Ogólnej, który rozrastał się szybko. Wyłonił się z niego Zespół Katedr Geografii i Geologii a następnie Zakład Geografii Fizycznej, który stał się ośrodkiem geograficznych badań regionu dawniej zaniedbanego i słabo poznanego w zakresie fizjografii. Adam Malicki był kierownikiem Zakładu przez 32 lata, do przejścia na emeryturę w 1977 r., a obecnie jego imię nosi uczelniana biblioteka Instytutu Nauk o Ziemi i Środowisku, zaś imię jego mistrza, Eugeniusza Romera

– aula instytutowa. W 1973 r., razem ze swoim uczniem w UMCS w Lublinie, doc. Jan Trembaczowski Profesor współtworzył geografię na Śląsku (UŚ, Sosnowiec).

Wielką wagę Profesor przywiązywał do terenowych badań naukowych, czego wyrazem były usilne starania utworzenia stacji naukowej w Karpatach. W tym celu nawiązał kontakt z władzami powiatu Ustrzyki Dolne, który zaowocował przekazaniem w 1958 r. Uniwersytetowi terenu parku podworskiego w Równi z przeznaczeniem na taki obiekt. W ten sposób w latach 1959–1960 powstała baza jednej z pierwszych uniwersyteckich stacji naukowych w Polsce, a Profesor był jej kierownikiem w latach 1962-1977 (Kardaszewska, 2018; Nowosad, 2015).



Fot. 2. Adam Malicki w towarzystwie Jerzego Cegły i Stefana Nakoniecznego w drodze do Równi

Wyniki studiów nad lessami Adama Malickiego zaowocowały zbiorem łącznie 10 publikacji, które ukazywały się w okresie dwudziestu lat między 1946-1967. Nie wszystkie tezy Profesora wytrzymały próbę czasu, np. ze względu na dynamiczny postęp w poznaniu stratygrafii plejstocenu, niewątpliwie były wśród nich też prekursorskie i aktualne tematy. Pierwsze publikacje zostały zamieszczone w kilku tomach Annales UMCS, sect. B, czasopisma którego był współzałożycielem, oraz pierwszym wieloletnim, w latach 1945-1981, redaktorem sekcji B. W I tomie (1946) Profesor przedstawił pracę pt. „Kras loessowy”, w której analizuje rozmieszczenie i genezę zagłębień w obszarach lessowych nazwanych przez niego wertebowymi na terytorium byłej Jugosławii. W III tomie (1949) ukazał się artykuł wspólny

z B. Dobrzańskim pt. *Rzekome lessy i rzekome gleby lessowe okolic Leżajska*, w której autorzy podkreślali konieczność „bezwzględnego rozdziału lessu typowego od utworów tylko loess przypominających” i wyróżnili kryteria ich odróżniania. Te zagadnienia rozwijał w tomie IV (1950), w rozprawie pt. *Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polski*, która miała niewątpliwy wpływ na rozwój dalszych badań utworów lessowych w Polsce. W pracy tej jako główne źródła pyłu lessowego Profesor uznał nanosy pobliskich peryglacialnych rzek a za dominujący – krótkodystansowy transport pyłu lessowego. Mało znana jest praca pt. *Cryoturbation and earth-quake structures...* (1962) dotycząca analizy dwóch grup form strukturalnych w obrębie lessów, podobnych do siebie w cechach zewnętrznych, ale o odmiennej genezie, które mogą być dowodem istnienia zmarzliny ale także mogą być natury tektonicznej. Profesor sądził, że rozmieszczenie tych struktur i wypracowanie kryteriów ich rozróżniania może mieć znaczenie dla wyznaczania zasięgu stref peryglacialnych na obszarze kontynentu europejskiego.

Na początku lat 60. powierzono Adamowi Malickiemu, w dowód uznania dla jego dorobku w zakresie badań lessu, organizację w Lublinie międzynarodowego sympozjum lessowego, które odbyło się w Polsce w r. 1961 w ramach VI Kongresu Międzynarodowej Asocjacji do Badań Czwartorzędu (INQUA). Na tę konferencję Profesor opracował charakterystyki regionalne lessowych regionów do *Guide-book of excursion E. The Lublin Upland* oraz *Guide-book of excursion from Baltic to the Tatras - the Miechów Upland*. Przedstawił referat dotyczący pochodzenia materiału pylastego w lessach. Podczas sympozjum nawiązane zostały kontakty, zapoczątkowujące stałą międzynarodową współpracę w badaniach nad stratygrafią i genezą lessów. Zwieńczeniem uznania zasług Profesora w badaniach lessu i ogólnie czwartorzędu, było powołanie go w 1964 r. na członka Komitetu Badań Czwartorzędu PAN oraz w skład Narodowego Komitetu INQUA w Polsce (Maruszczak, 1971).

Kolejne szersze opracowanie pt. *Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem* Profesor przygotował w 1967 r. i przedstawił w nim swój pogląd na temat rozmieszczenia lessów polskich, rzeźby lessowej, właściwości fizycznych i stratygrafii lessów a także praktyczne zalecenia dotyczące zasad badania profili lessowych. Adam Malicki ma także wkład w opracowania dwóch profili lessowych. Na sympozjum krajowym, którego był przewodniczącym, pt. *Stratygrafia i Litologia Lessów w Polsce* zorganizowane we wrześniu 1972 r., zaprezentował profile w okolicach Przemyśla, w Pikulicach (badany przez niego od 1961 r.) i w Radymnie (gdzie zauważył obfitość szczątków malakofauny i ją oznaczył). Te profile weszły następnie do kanonu podstawowych profili lessów w Polsce (Maruszczak, 1991).

Zainaugurowane przez Profesora Adama Malickiego w ośrodku lubelskim studia nad lessami wyznaczyły kierunek badawczy, w którym przez dalsze lata ośrodek ten się specjalizował. Zgromadzony dorobek – Profesora i jego uczniów i następców (H. Maruszczak, L. Pękala, J. Wojtanowicz, J. Cegła, J. Butrym, L. Dolecki, M. Łanczont, P. Mroczek i in.), którzy kontynuowali go i rozwijali – zyskał uznanie w skali więcej niż ogólnopolskiej i dał podwaliny do wyróżnienia **lubelskiej szkoły badań lessów** (Kardaszewska, 2018; Maruszczak, 1971), którą następnie pierwszy uczeń Profesora, niezwykle szeroko i twórczo rozwinął Henryk Maruszczak jako polską szkołę lessów.

Niemal wszyscy pracownicy Katedry/Zakładu kierowanego przez Profesora Malickiego uzyskali tytuły profesorskie i mieli wybitny wkład w dalszy rozwój geografii lubelskiej i innych ośrodków (np. UŚ, Sosnowiec, Uniwersytet Wrocławski).

W tym roku mija 115 rocznica urodzin Profesora. Zmarł 26 maja 1981 r., w wieku 74 lat i pochowany został na cmentarzu przy ulicy Lipowej w Lublinie.

Publikacje „lessowe” Prof. A. Malickiego w układzie chronologicznym:

- Malicki A., 1946. Kras loessowy. *Annales UMCS*, sec. B, I, Lublin, 131-155.
- Malicki A., Dobrzański Z.B., 1949. Rzekome lessy i rzekome gleby lessowe okolic Leżajska. *Annales UMCS*, sec. B, IV (1948), Lublin, 415-426.
- Malicki A., 1950. Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce. *Annales UMCS*, sec. B, IV (1949), Lublin, 195-228.
- Malicki A., 1957. Löss und lössähnliche Bildungen in den Karpathen. *Résumés des communications, Ve Congrès INQUA*, Madrid-Barcelone.
- Malicki A., 1961. About the genesis of the silt material consisting in the loesses. Abstracts of the Papers VIth INQUA Congress, Poland, PWN, Łódź, 157-158.
- Malicki A., 1961. Guide-book of excursion E. The Lublin Upland. Symposium on loess. Abstracts of the Papers VIth INQUA Congress, Poland, PWN, Łódź, 39-39.
- Malicki A., 1961. The loess of the Miechów Upland. Guide-book of excursion from Baltic to the Tatras - the loess of the Miechów Upland. Symposium on loess. Abstracts of the Papers VIth INQUA Congress, Poland, PWN, Łódź, 58-67.
- Malicki A., 1961. The stratigraphic value of the loess profile in Pikulice. *Annales UMCS*, sect. B., XV (1960), Lublin.
- Malicki A., 1962. Cryoturbation and earth-quake structures within the beds of loess in South Europe. *Folia Soc. Sci. Lubliniensis*, sec. D, 2 (1962), Lublin, 161-162.
- Malicki A., 1967. Lessy na obszarze Polski i ich związek z czwartorzędem. W: *Czwartorzęd Polski*, PWN, Warszawa, 372-396.

Literatura:

- Bogusz A., 1995. Prof. dr hab. Adam Malicki. Księga Pamiątkowa Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydawnictwo UMCS, 340-342.

Kardaszewska E., 2018. Malicki Adam. W: A. Jackowski, K. Krzemień, I. Sołjan (red.), Geografowie Polscy. Słownik Bibliograficzny, 2, Kraków, 984-987.

Nowosad M., 2015. Historia badań geograficznych dotyczących Bieszczadów prowadzonych przez pracowników i studentów Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej. Roczniki Bieszczadzkie 23, 287-317.

Maruszczak H., 1971. Adam Malicki, biogram, bibliografia publikacji, wykaz prac doktorskich wykonanych pod kierunkiem prof. dr Adama Malickiego do 1972 r. Annales UMCS. sec. B., 26, Lublin, VII-XXII.

Wojtanowicz J., 1982. Adam Malicki (1907-1981). Czasopismo Geograficzne 53, 3-4, 345-347.

Maruszczak H. (red), 1991. Podstawowe profile lessów w Polsce, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, s.107 i 109.

*Maria Łanczont
Przemysław Mroczek*

PROFESOR HENRYK MARUSZCZAK

Henryk Maruszczak – wybitny polski geograf, geomorfolog, jeden z twórców polskiej szkoły badań lessów. Zaliczany jest do wąskiego grona twórców lubelskiego ośrodka geograficznego, utworzonego w pierwszych latach funkcjonowania Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

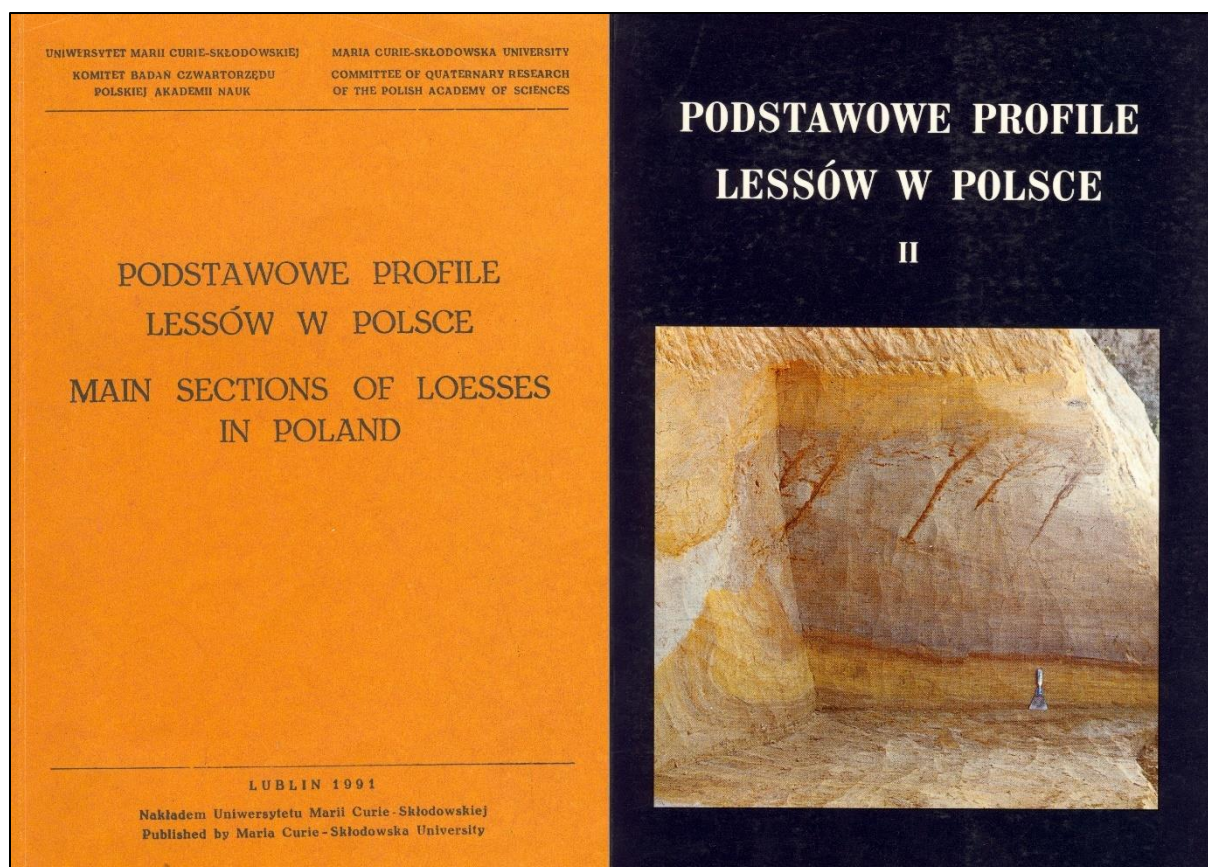


Fot. 3. Prof. dr Henryk Maruszczak (luty 2003 r.). Zdjęcie w ostatnim gabinecie Profesora w budynku Instytutu Nauk o Ziemi UMCS przy Al. Kraśnickiej 2d w Lublinie (fot. P. Mroczek)

Henryk Maruszczak był jednym z pierwszych absolwentów geografii (1946 r.) studiowanej na Wydziale Matematyczno-Przyrodniczym Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Z uniwersytetem tym związany był przez całe swoje życie zawodowe i twórcze aż do przejścia na emeryturę (1993 r.). Pełnił również przez funkcje administracyjne. W latach 1977-1993 kierował Zakładem Geografii Fizycznej, funkcję prodziekana Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi pełnił w latach 1958-1960, a dyrektora Instytutu Nauk o Ziemi od 1972 do 1978 roku (Kardaszewska, 1995).

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 geografę regionalną i historyczną, geografę 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.

Przez kilkadziesiąt lat pracy naukowej Henryka Maruszczaka, osady lessowe stanowiły główny temat badawczy. Wyniki badań publikował indywidualnie, jak też w zespołach – zarówno z polskimi, jak też zagranicznymi specjalistami od lessów. 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*” (ryc. 2), będącego swoistym kompendium wiedzy na temat 72 stanowisk lessowych z obszaru Polski, dokumentujących reprezentatywne profile lessowe dla tej części Europy Środkowej opracowane przez samego Prof. Henryka Maruszczaka i innych polskich badaczy lessów (Maruszczak 1991, 2001). Zbiór ten jest podsumowaniem kilkudziesięcioletnich badań, głównie nad stratygrafią i wydźwignięm paleogeograficznym, polskich pokryw lessowych. Zaznaczyć należy, że oba tomy poprzedzone są obszernymi artykułami wprowadzającymi Profesora na temat lito- i pedostratygrafii lessów polskich, podsumowującymi w istocie aktualny stan badań nad ich wieloaspektowym wykształceniem. Oba tomy „*Podstawowych profili...*” postrzegane są 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 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 ujednolicenie, a jednocześnie doprecyzowanie korelacji lito- i pedostratygraficznej lessów polskich w nawiązaniu do europejskiej strefy peryglacjalnej, jak też globalnej stratygrafii plejstocenu. Niewątpliwie był on pierwszym, który dokonał korelacji lessów polskich ze stadiami izotopowo-tlenowymi opartymi o rdzenie głębokomorskie (Mroczek i in., 2013).



Fot. 4. Okładki dwóch najbardziej znanych „lessowych” monografii pod redakcją Henryka Maruszczaka – lewa z 1991 r., prawa z 2001 r.

Poszerzeniem 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 (m.in. Maruszczak 1990, 2000). 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 (lessy perydesertyczne, peryglacialnych i perymedytterrańskie). Prof. Henryk Maruszczak jest autorem kilku (publikowanych cyklicznie wraz z rozwojem wiedzy autora) schematów stratygraficznych lessów polskich (np. Maruszczak 1990, 1991). Z czasem zostały one rozbudowane o inne kryteria, różnicujące różnowiekowe pokrywy lessowe, w tym zwłaszcza o kryteria mineralogiczne (e.g. Maruszczak, Racinowski 1976), paleopedologiczne (e.g. Konecka-Betley, Maruszczak, 1976) oraz datowania termoluminescencyjne (e.g. Maruszczak (red.), 1991).

Znaczącym „lessowym” wątkiem zainteresowań badawczych Prof. H. Maruszczaka są zagadnienia związane z morfogenezą lessową. Badania te realizował on najpierw na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu (E Poland), a następnie poszerzył ich analizę na inne regiony lessowe

Europy środkowej. Jego pierwsze publikacje, szczególnie zasługujące na cytowanie, dotyczą wykształcenia stoków nadbudowanych pokrywami lessowymi (odziedziczona peryglacialna asymetria – Maruszczak 1958) i wierzchowin z nadbudową lessową (falistość rzeźby i bogactwo peryglacialnie uwarunkowanych zagłębień bezodpływowych typu „wymoków /closed depressions” – Maruszczak 1954). Podsumowaniem wieloletnich zainteresowań Prof. H. Maruszczaka problematyką lessową jest korelacja lessów polskich z lessami krajów ościennych, ze szczególnym uwzględnieniem Ukrainy, Rosji i Niemiec (Maruszczak, 1996). Stanowi ona istotny wkład w rozpoznanie paleogeografii plejstocenu Europy Środkowej.

Prof. H. Maruszczak był członkiem Komitetu Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk (1974-1982), członkiem Komitetu Badań Czwartorzędu (1964-2006) oraz 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 (Kardaszewska, 2008). 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).

Profesor Maruszczak był człowiekiem o szerokich horyzontach, ogromnym autorytecie naukowym i moralnym, niespożytej energii twórczej, zacięciu w tworzeniu nowych koncepcji badawczych. Przez współpracowników uważany był za ideał sumienności naukowej i pasji badawczej, człowieka bezkompromisowego i odważnego w wyrażaniu swoich opinii. 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.

Profesor Maruszczak zmarł dokładnie dziesięć lat temu, w dniu 12 października 2012 roku, w wieku 90 lat. Pochowany został na cmentarzu przy ulicy Lipowej w Lublinie.

Najważniejsze publikacje „lessowe” Prof. H. Maruszczaka w układzie alfabetycznym:

Konecka-Betley K., Maruszczak, H., 1976. Analiza paleopedologiczna lessów z Kazimierza Dolnego nad Wisłą. Z badań czwartorzędu w Polsce 18, 185-207.

Maruszczak H., 1954. Warteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. Annales UMCS, sec. B, 8, 123-137.

- Maruszczak H., 1956. Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacjalnych i umiarkowanych. *Annales UMCS*, sec. B, 11, 161–237.
- Maruszczak H., 1956. Kliny lodowe schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej (Ice-wadges of the final stadium of Baltic glaciation in loesses of Lublin Upland). *Annales UMCS*, sec. B, 9, 217-257.
- Maruszczak H., 1958. Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. *Czasopismo Geograficzne* 29, 335-354.
- Maruszczak H., 1986. Differentiation of the intensity of accumulation of the Vistulian loesses in Poland and Hungary. *Biuletyn Peryglacjalny* 31, 213 -221.
- Maruszczak H., 1960. Le relief des loess sur le Plateau de Lublin. *Annales UMCS*, sec. B, 15, 93-122.
- Maruszczak H., 1964. Conditions d'accumulation du loess la partie dde l'Europe Centrale. *Geographia Polonica* 2, 39-47.
- Maruszczak H., 1967. Kierunki wiatrów w okresie akumulacji lessu młodszego we wschodniej części Europy środkowej. *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 37, 177 -188.
- Maruszczak H., 1969. Genetic interpretation of lithological features of Polish loess. *Geographia Polonica* 17, 293-310.
- Maruszczak H., 1972. Podstawowe cechy genetyczne i stratygraficzne lessów Polski południowo-wschodniej. W: H. Maruszczak (red.), *Przewodnik Sympozjum Krajowego „Litologia i stratygrafia lessów w Polsce”*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 89-136.
- Maruszczak H., 1975. Wind directions during the accumulation of younger loess in East-Central Poland. In: I.J. Smalley (Ed.), *Loess. Lithology and genesis. Benchmark papers in Geology* 26, 280-284.
- Maruszczak H., 1976. Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej. Z badań czwartorzędu w Polsce 18, 135-175.
- Maruszczak H., 2001. Korelacja pięciu ostatnich glacialnych cykli akumulacji lessu w Polsce z globalnymi rytмами zdarzeń paleogeograficznych. W: H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 63-71.
- Maruszczak H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. W: H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 17 - 29.
- Maruszczak H., 1980. Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quaternary Studies in Poland* 2, 67-76.
- Maruszczak H., 1985a. Main genetic features and relief of loess covers in southern Poland. In: H. Maruszczak (Ed.), *Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses, Guide-book of the International Symposium*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 9-37.
- Maruszczak H., 1986. Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby młapoelskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. *Czasopismo Geograficzne* 57, 2, 271-282.
- Maruszczak H., 1987. Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeography interpretation. *Annales UMCS*, sec. B, 41, 15-54.

- Maruszczak H., 1990, Zróznicowane strefowe lessów na półkuli wschodniej. *Przegląd Geologiczny* 62, 1-2, 51-74.
- Maruszczak H., 1991. Zróznicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Maria Curie Skłodowska University Press, Lublin, A13-A35.
- Maruszczak H., 1993. Chronostratygrafia lessów warciańskich oraz ich korelacja z osadami glacialnymi w Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 65, 215-226.
- Maruszczak H., 1994. Chronostratigraphic correlation of loesses of southern Poland and Ukraine NW. *Przegląd Geologiczny* 42, 9, 728-733.
- Maruszczak H., 1994. Korelacja chronostratygraficzna lessów Polski Południowej i Ukrainy Północno-Zachodniej. *Przegląd Geologiczny* 42, 728-733.
- Maruszczak H., 1995. Accumulation conditions and the upper limit of Neopleistocene loesses in the Central Roztocze Region (SE Poland). *Annales UMCS, sec. B*, 50, 157-171.
- Maruszczak H., 1995. Glacial cycles of loess accumulation in Poland during the last 400 ka and global rhythms of paleogeographical events. *Annales UMCS, sec. B*, 50, 127-156.
- Maruszczak H., 1995. Przedostatni cykl glacialny akumulacji lessów w Polsce i globalny rytm zdarzeń paleogeograficznych. *Przegląd Geologiczny* 67, 3 -4, 249-257.
- Maruszczak H., 1996. Altitudinal morphoclimatic differentiation of areas of younger loess accumulation in Europe. *Biuletyn Peryglacjalny* 35, 121-152.
- Maruszczak H., 1996. Korelacja stratygraficzna lessów polskich, ukraińskich i niemieckich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373, 107-115.
- Maruszczak H., 1998. Problemy interpretacji makroskopowych struktur kriogenicznych w utworach lessowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Warsaw University Press*, 135-150.
- Maruszczak H., 2003. Late Glacial and Holocene stages of relief development in loess uplands in SE Poland. In: A. Kotarba (Ed.), *Holocene and Late Vistulian paleogeography and paleohydrology. Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 189, 109 -121.
- Maruszczak H. (red.), 1991. *Podstawowe profile lessów w Polsce*. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Maruszczak H. (red.), 2001. *Podstawowe profile lessów w Polsce II*. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Maruszczak H., Racinowski R., 1976. Dynamika akumulacji eolicznej lessu młodszego w okolicy Lublina w świetle badań uziarnienia i minerałów ciężkich. *Z badań czwartorzędu w Polsce* 18, 211-225.
- Maruszczak H., Wilgat, M., 1995. Stratigraphical and paleogeographical interpretation of the results of heavy minerals analysis in loess of Voivodina. *Annales UMCS, sec. B*, 50, 173-190.
- Shelkopyas W.N., Christoforowa T.F., Palienko W.P., Morozow G.W., Maruszczak H., Lindner L., Wojtanowicz J., Butrym J., Boguckij A.B., 1985. Chronology of loess and glacial deposits in the western part of the Soviet Union and adjoining areas. *Institute of Geological Sciences AN USSR, Preprint* 85-18, 1-51.
- Stoch L., Maruszczak H., Helios-Rybicka E., 1983, Clay minerals in loesses of SE Poland. *Minralogia Polonica* 13, 43-60.

Zeremski M., Maruszczak H., Butrym J., 1991. Problemi chronostratigrafije lesa Vojvodine. Zbornik radova, Geogr. Inst. Jovan Cvijić. Acad. Serbe Scis. Arts 43, Belgrade, 17-32.

Literatura

Kardaszewska E., 1995. Prof. dr Henryk Maruszczak, emerytowany profesor Zakładu. W: Księga Pamiątkowa Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydawnictwo UMCS 323-326.

Kardaszewska E., 2018. Maruszak Henryk. W: A. Jackowski, K. Krzemień, I. Sołjan (red.), Geografowie Polscy. Słownik Bibliograficzny, t. 2, Kraków, 1000-1003.

Mroczek P., Łanczont M., Dobrowolski R., Jary Z., 2013, In Memoriam: Henryk Maruszczak (1922-2012). Quat. Intern. 296, 4-6.

*Przemysław Mroczek
Maria Łanczont*

ROCK MAGNETISM, MAGNETOSTRATIGRAPHY AND THE PROBLEMS OF CORRELATION OF PLEISTOCENE LOESS-PALEOSOL SECTIONS IN THE WESTERN BLACK SEA REGION OF UKRAINE

Vladimir Bakhmutov^{1,2}, Dmytro Hlavatskyi¹

¹Institute of Geophysics, National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, Warsaw, Poland

The loess-palaeosol succession of Ukraine represents one of the thickest and the most complete terrestrial archives of the Pleistocene environmental changes in Europe. However, it has not been yet studied fully, particularly from the viewpoint of geochronology and magnetostratigraphy.

Here we provide a summary of our recently investigated by magnetic methods loess-palaeosol sequences in NW shore of the Black Sea (Dolynske, Roksolany, Kurortne) and compare our data (Hlavatskyi, Bakhmutov, 2020; 2021) with the results of other authors (e.g. Tretyak et al., 1994; Tsatskin et al., 1999; Nawrocki et al., 1999; 2018; Łanczont et al., 2022). We proposed the stratigraphic scheme based on the rock magnetic, palaeopedological and sedimentological proxies, which is confidently correlated with other loess-palaeosol records on the neighboring regions as well as with the marine isotope stratigraphy.

Application of the palaeomagnetic and magnetic susceptibility records in the best developed loess-palaeosol sequences both in the western Black Sea region and Middle Dnieper area of Ukraine allowed to make their correlation and resolve some stratigraphic issues, e.g.: the pedostratigraphic position of the weakly developed Lubny soil (U-S5; MIS 13-15) and strong rubified Lower Zavadivka palaeosol (U-S4; MIS 11), position of the Matuyama–Brunhes boundary in the Shyrokyne unit (U-S7; MIS 19), detection the excursion (probably Big Lost) as a magnetic marker (U-L6) etc. The proposed stratigraphic correlation scheme may serve as a potential basis for further regional and global Pleistocene climatic reconstructions.

This work was supported by the National Research Foundation of Ukraine (grant number 2020.02/0406) and by the National Science Center, Poland, research project no. UMO-2022/01/3/ST10/00033 (V. Bakhmutov).

References:

Hlavatskyi D., Bakhmutov V., 2021. Early-middle Pleistocene magnetostratigraphic and rock magnetic records of the Dolynske section (lower Danube, Ukraine) and their application to the

correlation of loess-palaeosol sequences in eastern and southeastern Europe. *Quaternary* 4 (4), 43. <https://doi.org/10.3390/quat4040043>

Hlavatskyi D.V., Bakhmutov V.G., 2020. Magnetostratigraphy and magnetic susceptibility of the best developed Pleistocene loess-palaeosol sequences of Ukraine: implications for correlation and proposed chronostratigraphic models. *Geol. Q.* 64 (3), 723–753. <https://doi.org/10.7306/gq.1544>

DOROSZYWCY III - WIELOWARSTWOWE STANOWISKO GRAWECKIE W DOLINIE ŚRODKOWEGO DNIESTRU

**Dariusz Bobak¹, Larissa Kulakovska², Olesia Kononenko², Maria Łanczont³,
Przemysław Mroczek³, Marta Połtowicz-Bobak⁴, Karol Standzikowski³, Vitaly Usik²,
Laëtitia Demay⁵, Adam Nadachowski⁶, Anna Lemanik⁶**

¹Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Rzeszów

²Instytut Archeologii NANU, Kijów, Ukraina

³Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii-Curie-Skłodowskiej, Lublin

⁴Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, Rzeszów

⁵UMR 7194-HNHP, Muzeum Historii Naturalnej, Francja

⁶Instytut Systematyki i Ewolucji PAN, Kraków

Stanowisko Doroshivtsi III należy do najważniejszych stanowisk późnograveckich w dolinie środkowego Dniestru. W okresie LGM ludność, która do tej pory osiedlała się na okolicznych terenach wyżynnych Podola, przeniosła się do wąskiego i głębokiego jaru Dniestru. Środowisko cieplejszej i osłoniętej doliny było bardziej sprzyjające dla egzystencji ludzi i zwierząt niż jej surowe otoczenie. Stanowisko leży na prawym brzegu rzeki, w obrębie późnoplejstoczeńskiej terasy o wysokości 26 m, nadbudowanej osadami lessopodobnymi i lessowymi. Terasa jest wiązana z okresem MIS3 (Kulakovska i in., 2008).

Prowadzone w 2019 i 2021 r. badania były kontynuacją prac prowadzonych w latach 2006-10, przez międzynarodowy zespół pod kierownictwem L. Kulakovskiej z IA NANU w Kijowie. Obszar wykopany w 2019 roku leży bezpośrednio na wschód od poprzednio eksplorowanego terenu a jego strop usytuowany jest o 1 m niżej. Wyniki tych prac wykazały znaczne różnice w stosunku do obszaru badanego podczas wcześniejszych sezonów.

W ramach geologicznych prac terenowych wykonany został szczegółowy opis i pobrano systematycznie, co 0,05 m próbki do analizy fizyko-chemicznej do głębokości 12,3 m. Rozmiary cząstek zmierzono za pomocą dyfraktometru laserowego Malvern Mastersizer 2000. Obliczono: średnie uziarnienie (Mz) każdej próbki, natomiast % udział poszczególnych podfrakcji pyłu i ilu posłużył do obliczenia wskaźnika uziarnienia GS: (21-52/<21 μm), oraz wskaźnika U (16-44 μm /5,5-16 μm). Za pomocą wzorów Folka i Warda (1957), obliczono wskaźniki sedimentologiczne. Dla 116 próbek metodą Scheiblera zmierzono zawartość CaCO_3 . Pobrano także 24 próbki z wybranych warstw na oznaczenie wieku metodą SAR OSL. Wyniki datowań pokazują średni sygnał pochodzący od różnych minerałów zawartych w materiale o wymiarach 45-63 μm .

Cała sekwencja o miąższości blisko 18 m składa się z sześciu podstawowych segmentów osadów, różniących się cechami uziarnienia i reprezentujących różne środowiska

sedymenacyjne. Na podstawie pedo- lub litologicznego zróżnicowania osadów zastosowano dwustopniowy podział segmentów na szereg drobniejszych jednostek (XII-I), a w niektórych z nich wydzielono dodatkowo jeszcze mniejsze podjednostki.

Segmenty 6-5 (część dolna sekwencji, ok. 7 m miąższości) – reprezentuje leżący na cokole skalnym żwirowy pakiet fluwialny, z którym kontaktuje warstwowana seria piaszczysta z wkładkami żwirów o cechach przejściowych między środowiskiem fluwialnym i stokowym, o wieku OSL ok. 41-39 ka.

Segmenty 4-2 (część środkowa sekwencji, ok. 5,5 m miąższości) – tworzą je dwa zespoły gleb, rozdzielone pakietem peryglacialnych warstwowanych osadów pylasto-piaszczystych o wieku ok. 34 ka. Zespół dolny stanowi dwupoziomowy zestaw glebowy rozwinięty na lessie. Zespół górny obejmuje serię horyzontów glebowych w różnych stadiach i typach rozwoju, od gleby tundrowo-glejowej do początkowego pedosedymentu, które są nałożone na siebie lub rozdzielone wkładkami lessowymi. Wiek OSL całego tego kompleksu mieści się w przedziale ok. 40-25,5 ka.

Segment 1 (część górna sekwencji, ok. 5,5 m miąższości) – rozpoczyna go alternacja kilku cienkich horyzontów inicjalnych glebowych (wegetacyjnych) i lessowych, o wieku OSL 23,7-21,2 ka, która wyżej (na głębokości ok. 4,5 m) jest zastąpiona przez warstwowane, węglanowe pylasto-piaszczyste osady eoliczno-koluwialne z podrzędnymi domieszkami lokalnego gruzu skalnego w postaci języków soliflukcyjnych. Są to osady o wieku 22-20 ka (w inwersji).

Opisane osady powstawały w zmiennych warunkach klimatu zimnego – suchego bądź wilgotnego. Daty OSL dają podstawy do przypuszczeń, że cała badana sekwencja winna być korelowana z MIS 3 - MIS 2.

W jednostkach stratygraficznych V-VII znaleziono nieliczne szczątki małych ssaków (głównie *Lasiopodomys anglicus*, *Ochotona pusilla*; w VII uzupełniająco *Alexandromys oeconomus*, *Dicrostonyx torquatus*, *Sicista* sp.). Cały zespół jest zbiorowiskiem stepowo-tundrowym typowym dla okresu LGM.

W trakcie badania w latach 2006-2012 wyróżniono siedem warstw określonych jako warstwy kulturowe. Z najbogatszej warstwy, nr 6, pozyskano ponad 23 tys. artefaktów, z nr 3 - prawie 4 tys. sztuk, a z kolejnej, nr 4 - nieco ponad 600 znalezisk. Warstwy najuboższe - nr 1, 2, 5 i 7 - dostarczyły po kilka, kilkanaście artefaktów). Znaleziskom kamiennym towarzyszyły kości zwierzęce w różnej liczbie. W najbogatszej warstwie nr 6 znajdowały się także narzędzia kościane oraz unikatowa tabliczka kostna z rycinami.

Zupełnie inną sytuację i nowe fakty zaobserwowano na obszarze badanym w latach 2019 i 2021 roku. Łącznie wyróżniono dziesięć poziomów z zabytkami archeologicznymi,

ale odkryte w każdym z nich zabytki były nieliczne; ich liczba wahała się od kilku do kilkudziesięciu sztuk. Był to głównie debitaż i odpadki, przy bardzo małej frekwencji rdzeni i narzędzi, których obecność potwierdzona jest tylko w części poziomów. Wśród znalezionych narzędzi występowały klasyczne formy górnopaleolityczne takie jak rylce, drapacze czy odłupki retuszowane. Wszystkie poziomy z zabytkami należy łączyć z grawetieniem, a ich cechy odpowiadają temu co jest znane z wcześniejszych badań. Rozrzut zabytków i ich lokalizacja w profilu sugerują, że należy zweryfikować liczbę warstw kulturowych wydzielonych w trakcie badań 2007-2010. We wszystkich natomiast poziomach z zabytkami występują kości zwierzęce, znacznie liczniejsze niż artefakty krzemienne. Zidentyfikowano mamuta, renifera i konia oraz wilka i kruka. Prace wykopaliskowe pozwoliły ponadto na zidentyfikowanie poniżej warstw znanych dotychczas, dwóch kolejnych, zawierających zabytki. Dostarczyły one bardzo nielicznych znalezisk, dających jednak podstawy, aby uznać, że w przypadku warstwy wyższej być może chodzi także o poziom graweckiego, zaś w przypadku niższej – o bliżej nieokreślony poziom górnopaleolityczny. Ta najniższa warstwa z zabytkami (gł. 10,1 m) usytuowana jest w środkowej części pakietu deluwialnego (data OSL $34,1 \pm 4,7$ ka) rozdzielającego wzmiankowane wyżej zespoły gleb. Zapewne mamy tu do czynienia z poziomem wyraźnie starszym, niż pozostałe, co pozostawałoby w zgodzie z danymi stratygraficznymi.

W trakcie badań zaobserwowano widoczne różnice pomiędzy obserwacjami poczynionymi w latach 2006-10 a tymi z lat 2019 i 2021. Różnice te mogą wynikać zarówno:

- z przestrzennego zróżnicowania procesów sedymentacyjnych a zwłaszcza postdepozycyjnych, rozgrywających się na stoku i odpowiadających za nieciągłość i wzajemne ścinanie się warstw,
- jak i – w przypadku danych archeologicznych i paleontologicznych – ze zróżnicowania funkcjonalnego poszczególnych części stanowiska.

Nagromadzenie szczątków fauny jest mniejsze niż w części stanowiska badanego we wcześniejszych sezonach. Obserwuje się natomiast większy niż się spodziewano udział mamutów z osobnikami zmarłymi in situ. Zabytki archeologiczne są nieliczne, ale ich cechy są analogiczne do tych, które odkryto we części stanowiska. Większość skalibrowanych dat radiowęglowych uzyskanych z warstw kulturowych w sezonie 2019 jest związana ze stadiem Heinricha (HS-2). Wyniki modelowania chronologicznego wskazują na stosunkowo krótki okres zajmowania stanowiska. Niemożliwe jest natomiast ściśle skorelowanie warstw geologicznych i poziomów kulturowych wyznaczonych podczas wcześniejszych i obecnych badań.

Badania realizowane są w ramach projektu badawczego nr 2018/31/B/HS3/03125 pt. „Środowisko i kultura graweckich i epigraweckich zbieraczy i łowców w dolinie Środkowego Dniestru”.

Literatura:

Kulakovska L., Usik V., Ridush B., Pean S., 2008. Paleolitychna stoianka Doroshivtsi III v Serednomu Podnistrov'i (poperedne povidomlennya). In: L. Kulakowska (Ed.), Doslidzhennya pervisnoi archeologii v Ukraini Korvin-Pres, Kyiv, 51-54, (in Ukrainian).

FEATURES OF THE STRUCTURE OF THE PLEISTOCENE PERIGLACIAL LOESS-PALAEOSOL SEQUENCES AND THEIR ROLE IN THE MICROELEMENTS DISTRIBUTION

Andriy Bogucki¹, Petro Voloshyn¹, Olena Tomeniuk^{1,2}

¹Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine

²I. Krypiakevych Institute of Ukrainian Studies of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine

The Pleistocene periglacial loess-palaeosol sequence (LPS) covers the flat part of Western Ukraine (Volhyn-Podolian Upland and Forecarpathians) with an almost continuous mantle of thickness up to 25 m or more. It has a rhythmic structure and is divided into various loess, palaeosol and palaeocryogenic horizons. This formed the basis for the creation of a regional stratigraphic scheme and its correlation with the stratigraphic schemes of the adjacent territories (Bogucki et al., 1998, 2021). In this territory, a number of reference sections of the LPSs were selected and researched using the latest methods of studying the Pleistocene. The Boyanychi belongs to such sections. It is located in the western part of the Volhyn Upland in a big mechanized quarry for raw materials extraction for brick factories located in the town of Sokal in the Lviv region. The total thickness of the LPS in the quarry reaches more than 20 m. The results of the study of the Boyanychi section are widely published (Bogucki et al., 1995, 2021; Boguckij, Racinowski, 1994; Kusiak et al., 2012; Hlavatskyi et al., 2016). It is worth emphasising a comprehensive study of the engineering and geological properties of Quaternary sediments of the Boyanychi section, including their porosity, density, moisture content, subsidence indices, etc. (Fig. 1, Bogucki, Voloshyn, 2014).

The Boyanychi section is a stratotype of the Sokal fossil soil (S4, MIS 11), developed on the glacial till of the San 2 glaciation (MIS 12), as well as the Boyanychi palaeocryogenic stage (early MIS 8) – the oldest in the Quaternary LPS of Ukraine (Tomeniuk, Bogucki, 2022a, 2022b). When the Lviv Geological Survey Expedition carried out ecological and geological mapping of a number of sheets of the Lviv region on a scale of 1:200 000, we managed to take samples layer by layer from the whole Boyanychi section for the content of microelements, which were analysed by semi-quantitative spectral analysis, and obtained the following results (Fig. 2).

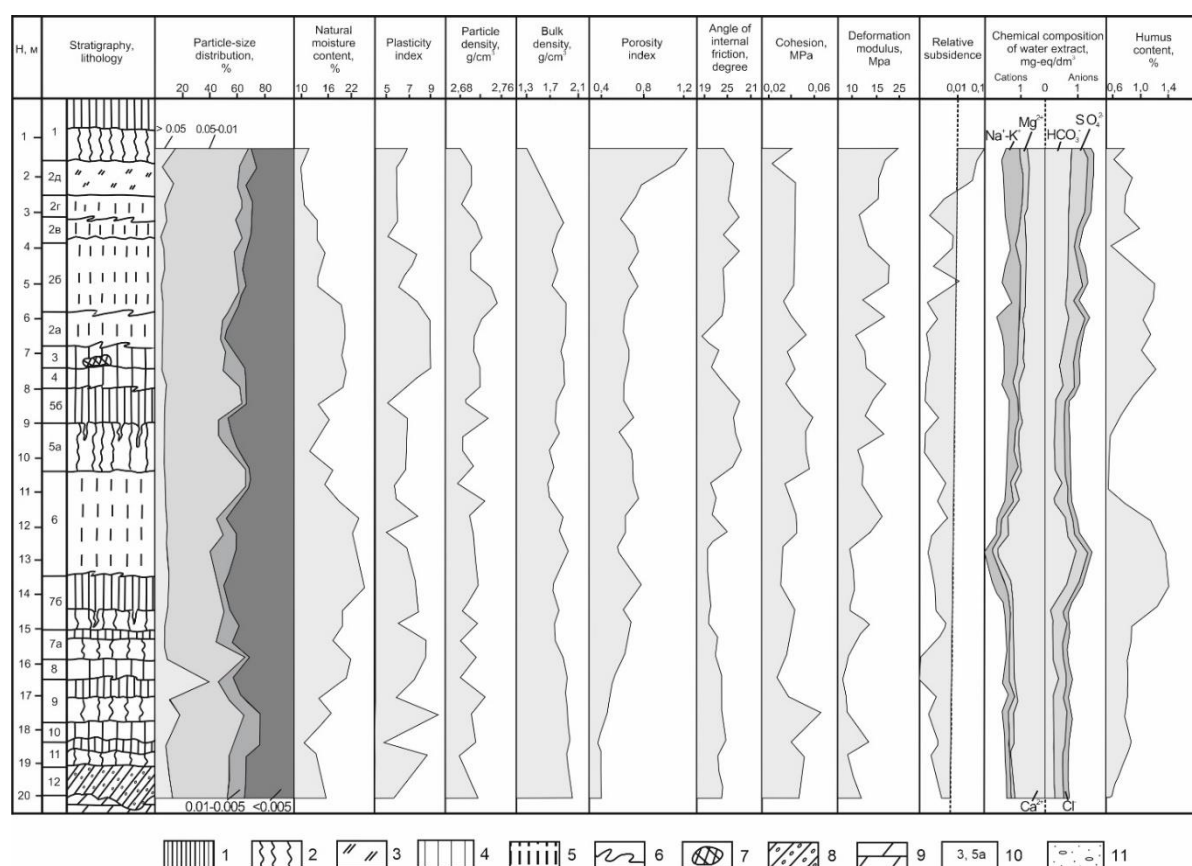


Fig. 1. Engineering and geological characteristics of the sediments of the LPS of the Boyanychi reference section: 1 – horizons A of modern and fossil soils; 2 – horizons B of modern and fossil soils; 3 – gleyic horizons; 4 – loamy loess; 5 – sandy loess; 6 – plastic deformations; 7 – lenses of intensively humus-rich loams (gyttja); 8 – glacial till; 9 – Upper Cretaceous marls; 10 – number of stratigraphic horizon, subhorizon (according to the stratigraphic scheme (Bogucki et al., 2021)); 11 – sands with inclusions of detrital material.

This data is new. Its analysis, taking into account the cyclical structure of the periglacial loess-palaeosol series, made it possible to draw the following conclusions:

- The regularity of the distribution of penetration of microelements in the periglacial LPS is not smooth but is subject to the cyclicity of selected individual horizons.
- Above the densest horizons (for example, Dubno fossil soil, L1S1, MIS 3), the content of microelements is significantly higher compared to looser horizons, for instance, the Upper Pleistocene loess horizons.
- The horizons that are the least permeable are Lutsk (S3, MIS 9) and Sokal (S4, MIS 11) fossil soils and they serve as a kind of screens.

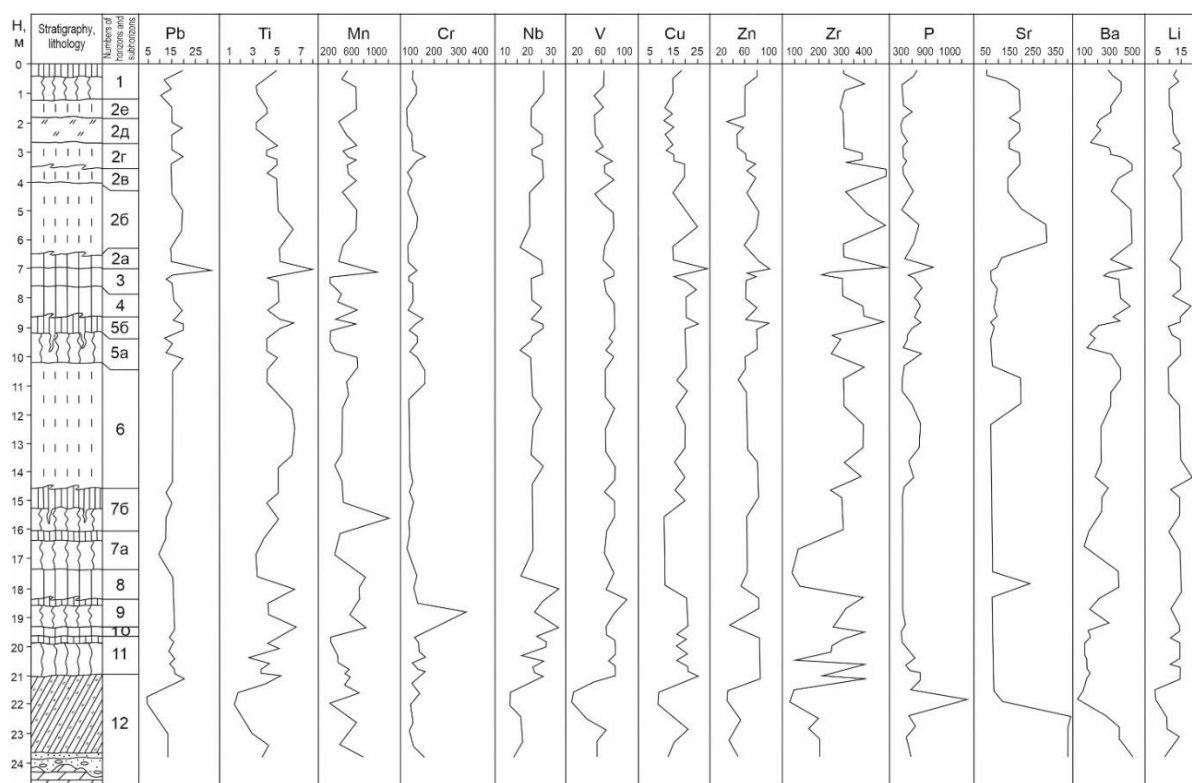


Fig. 2. Distribution of microelements by the horizons of the LPS of the Boyanychi reference section (Volhynian Upland). See Fig. 1 legend.

The obtained results should be considered in the economic development of the territories of the Pleistocene LPSs distribution. Some deviations from the revealed regularities can cause ice-wedge pseudomorphs of different ages, which commonly are filled with the loosest material and can play the role of peculiar drainage channels. Undoubtedly, the rhythmic structure of the LPSs and the individual properties of their specific horizons also clearly influence the nature of the penetration and distribution of various types of pollutants on the surfaces of the densest and least permeable layers.

References:

- Bogucki A., Voloshyn P., 2014. Engineering-geological characteristic of the sediments of the loess-soil series of the key section Boyanychi (Volhynian Upland). *Visnyk of the Lviv University. Series Geography*, 47, 18–29. <http://dx.doi.org/10.30970/vgg.2014.47.813>
- Bogucki A., Bogucki O., Voloshyn P., 1998. Loess Cover of Volhynian Upland. *Ukrainian Polissia: yesterday, today, tomorrow*, Nadstyrja, Lutsk, 105-107.
- Bogucki A., Voloshyn P., Tomeniuk O., 2021. Loess Cover of Volhynian Upland: stratigraphy, key sections, engineering geological characteristics. Lviv: Ivan Franko National University of Lviv, 152 pp.

Bogucki A., Maruszczak H., Nawrocki J. 1995. Stratygraficzna i paleogeograficzna interpretacja wyników analiz podatności magnetycznej lessów w Bojanicach (Ukraina NW). *Annales UMCS, sec. B*, 50 (10), 51-64.

Boguckij A., Racinowski R., 1994. Analiza litostatystyczna składu minerałów ciężkich w profilu lessów Bojanice (Ukraina NW). *Georama*, 2. Sosnowiec, 69-78.

Hlavatskyi D., Bakhmutov V., Bogucki A., Voloshyn P., 2016. Petromagnetism and palaeomagnetism of subaerial deposits of Boyanychi and Korshiv sections (Volhynian Upland). *Visnyk of the Taras Shevchenko National University of Kyiv. Series Geology*, 1(72), 43-51.

Kusiak J., Łanczont M., Bogucki A., 2012. New exposure of loess deposits in Boyanychi (Ukraine) – results of thermoluminescence analyses. *Geochronometria*, 39(1), 84-100. <https://doi.org/10.2478/s13386-011-0054-1>

Tomeniuk O., Bogucki A., 2022a. Correlation of Quaternary glaciations and palaeocryogenic stages in the loess-palaeosol sequences of Volhyn-Podillya (Ukraine). In: XXVII Konferencja naukowo-szkoleniowa Stratygrafia plejstocenu Polski “Późnoczwartorzędowe środowiska sedymentacyjne Pomorza Wschodniego” (Stara Kiszewa, 05-09.09.2022 r.), 52-54.

Tomeniuk O., Bogucki A. 2022b. The oldest palaeocryogenic stages in the Quaternary loess-palaeosol sequences of Ukraine. EGU General Assembly 2022 (Vienna, Austria, 23-27 May 2022), EGU22-5740, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-5740>

WYSPA LESSOWA KORZECKA KOŁO CHĘCIN: CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI AKUMULACJI LESSU. KOMUNIKAT WSTĘPNY

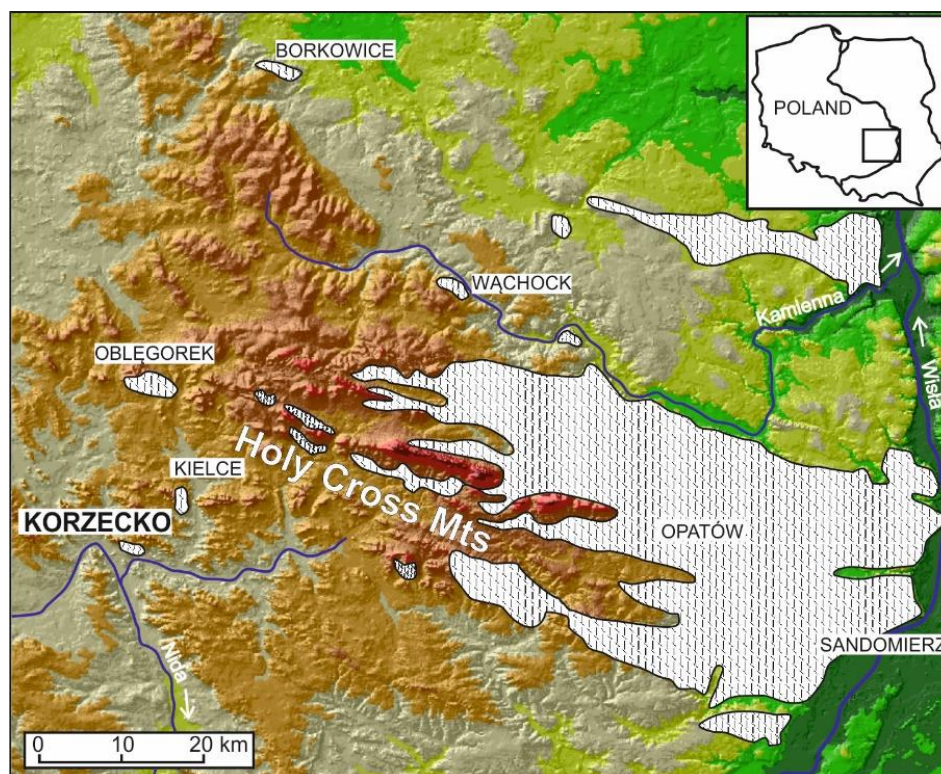
**Jan Dzierżek¹, Leszek Lindner¹, Urszula Kleindienst¹, Marcin Szymanek¹,
Artur Teodorski²**

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

²Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Uniwersytet Warszawski. Warszawa

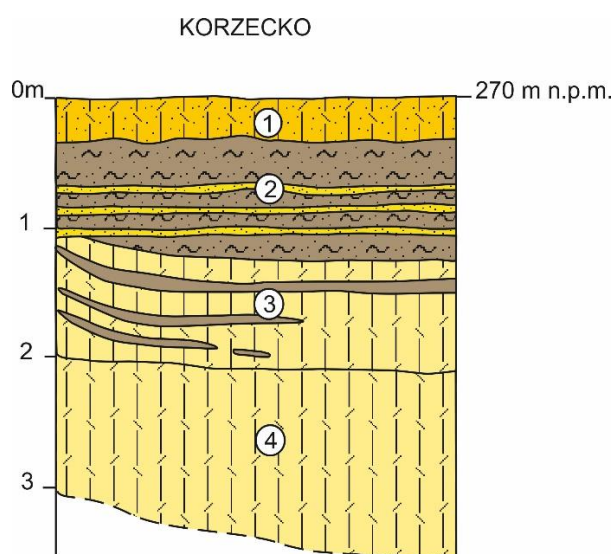
Wyspa lessowa Korzecka jest, obok wysp lessowych Borkowice (Lindner 1967), Oblęgorka (1971), Wąchocka (Dzierżek i in., 2020) i Słowika, jedną z pięciu wysp lessowych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego.

Lessy tej wyspy (ryc. 1) pokrywają południowo-wschodnie zbocza Pasma Korzeczkowskiego (Grzyw Korzeczkowskich) występując na wysokościach od 230 m do 310 m n.p.m. w postaci płata o długości około 3 km i szerokości około 0,6 km. Osiągają one do 3-5 m miąższości, a w ich podłożu znajdują się wapienie górnajurajskie (Hakenberg, 1973) i ich zwietrzliny oraz kopalne spływy gruzowe (Cabalski i in., 2021), a także gliny lodowcowe i piaski kemowe z okresu zlodowacenia Sanu 2 oraz piaski i mulki zasypania dolinnego z okresu zlodowacenia Odry (Lindner, Dzierżek 2019).



Ryc. 1. Położenie wyspy lessowej Korzecka na tle rozmieszczenia lessów w Górach Świętokrzyskich (na podst. Dzierżek, Lindner, 2020).

Profil lessów w Korzecku o miąższości 3,5 m charakteryzuje się zmiennością granulometryczną. Do 0,3 m od powierzchni występuje pył piaszczysty luźny (1 na ryc. 2). Poniżej, do głębokości ok. 1 m, występują warstewki 0,1-0,4 m grubości lessu gliniastego z zawartością frakcji iłowej na poziomie ok. 25% i drobnopiaskowej w granicach 18-21%, przewarstwione piaskami pylastymi, luźnymi (2 na ryc. 2). Do głębokości ok. 2 m występuje less ciemnożółty z przewarstwieniami brązowego lessu gliniastego (3 na ryc. 2). Miejscami smugi są wyraźnie wygięte w kierunku wschodnim. Poniżej występuje warstwa „typowego” lessu masywnego, barwy żółtej (4 na ryc. 2). Udział frakcji pyłowej w tej warstwie wynosi 68-75%. W całym profilu znaleziono miejscami liczne występowanie drobnych ryzolitów, natomiast nie znaleziono śladów malakofauny.



Ryc. 2. Profil osadów lessowych w Korzecku. Objasnienia w tekście.

Analiza składu minerałów ciężkich wykonana wcześniej dla kilku próbek tego lessu pobranych z centralnej części wyspy lessowej Korzecka wykazała obecność w nim amfiboli, granatów, cyrkonu, epidotów, muskowitu w równych proporcjach, przy czym w kierunku wschodnim maleje udział granatów, na rzecz muskowitu w zestawieniu z pobliskimi piaskami kemowymi (Chlebowski, Lindner, 1992). Głównym źródłem pyłu lessowego był materiał lokalny reprezentowany przez zwietrzeliny tutejszych, okruchowych skał mezozoicznych oraz wietrzejących powierzchniowo i zachowanych na tym obszarze glin lodowcowych i, przede wszystkim, piasków wodnolodowcowych z okresu zlodowacenia Sanu 2. Mając na uwadze wyniki analizy mineralogicznej oraz lokalizację płata lessu należy uznać, że akumulacja lessu w Korzecku odbywała się przy udziale wiatrów zachodnich.

Na potrzeby analizy anizotropii podatności magnetycznej (AMS) pobrano 91 próbek w dwóch odsłonięciach lessów (GK 1 i GK 2). Średnia podatność magnetyczna wynosi $2,51 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{kg}$ dla profilu GK 1 oraz $2,43 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{kg}$ dla profilu GK 2. W badanych próbkach przeważa foliacja, dla profilu GK 1 parametr T wynosi 0,399, a dla profilu GK 2 wynosi 0,318. Na podstawie średniej orientacji osi maksymalnej podatności magnetycznej, wynoszącej $41/13^\circ$ dla profilu GK 1 oraz $222/1^\circ$ dla profilu GK 2, można zakładać, że badane lessy były akumulowane przy udziale wiatrów wiejących z północnego wschodu. Różnica w kierunkach wiatrów lessotwórczych określona na podstawie analizy składu mineralnego i AMS dowodzi zmienności siły wiatru i lokalnych zawirowań (m.in. lokalnych wstecznych kierunków) wynikających z urozmaiconej morfologii tej części Gór Świętokrzyskich (Chlebowski, Lindner, 1992; Dzierżek, Lindner, 2020).

Mając na uwadze podobieństwo litologiczne profilu lessów w Korzecku do innych stanowisk w regionie, w tym brak śladów kopalnych procesów glebowych i obecność przewarstwień piaszczystych, oraz dane dotyczące wieku lessów w północnej części regionu świętokrzyskiego (Dzierżek i in., 2020), można sądzić, że less ten odpowiada wiekowo najmłodszej pokrywie lessów vistuliańskich odpowiadających akumulacji lessu młodszego górnego (LMg) w tym obszarze (por. Dzierżek, Lindner, 2020).

Literatura:

- Cabalski K., Dzierżek J., Kowalczyk S., 2021. Middle Pleistocene debris flows in the low mountains: geological and georadar surveys at the Mosty site (Holy Cross Mountains, Poland). *Quat. Intern.*, 589, 25-38.
- Chlebowski R., Lindner L., 1992. Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 32, Warszawa, 15-50.
- Dzierżek J., Lindner L., 2020. Stratigraphy and conditions of accumulation of the younger loesses (Vistulian) in the Holy Cross Mountains area, Poland. *Studia Quat.*, 37 (2), 109-120.
- Dzierżek J., Lindner L., Nawrocki J., 2020. The loess section in Wąchock as the key site of Vistulian loesses and paleosols in the Holy Cross Mountains (Poland). *Geol. Quart.*, 64 (2), 252-262.
- Hakenberg M., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Lindner L., 1967. Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej. *Acta Geol. Polon.*, 17 (3), 443-462.
- Lindner L., 1971. Wyspa lessowa Oblęgorka koło Kielc. *Acta Geol. Polon.*, 21 (2): 265-278.
- Lindner L., Dzierżek J. 2019. Pleistocene deposits in the western part of the Holy Cross Mountains. *Studia Quat.*, 36 (2), 75-85.

ROZMIESZCZENIE, MORFOLOGIA I MORFOMETRIA PŁATÓW LESSOWYCH MIĘDZYRZECZA WISŁY I BUGU

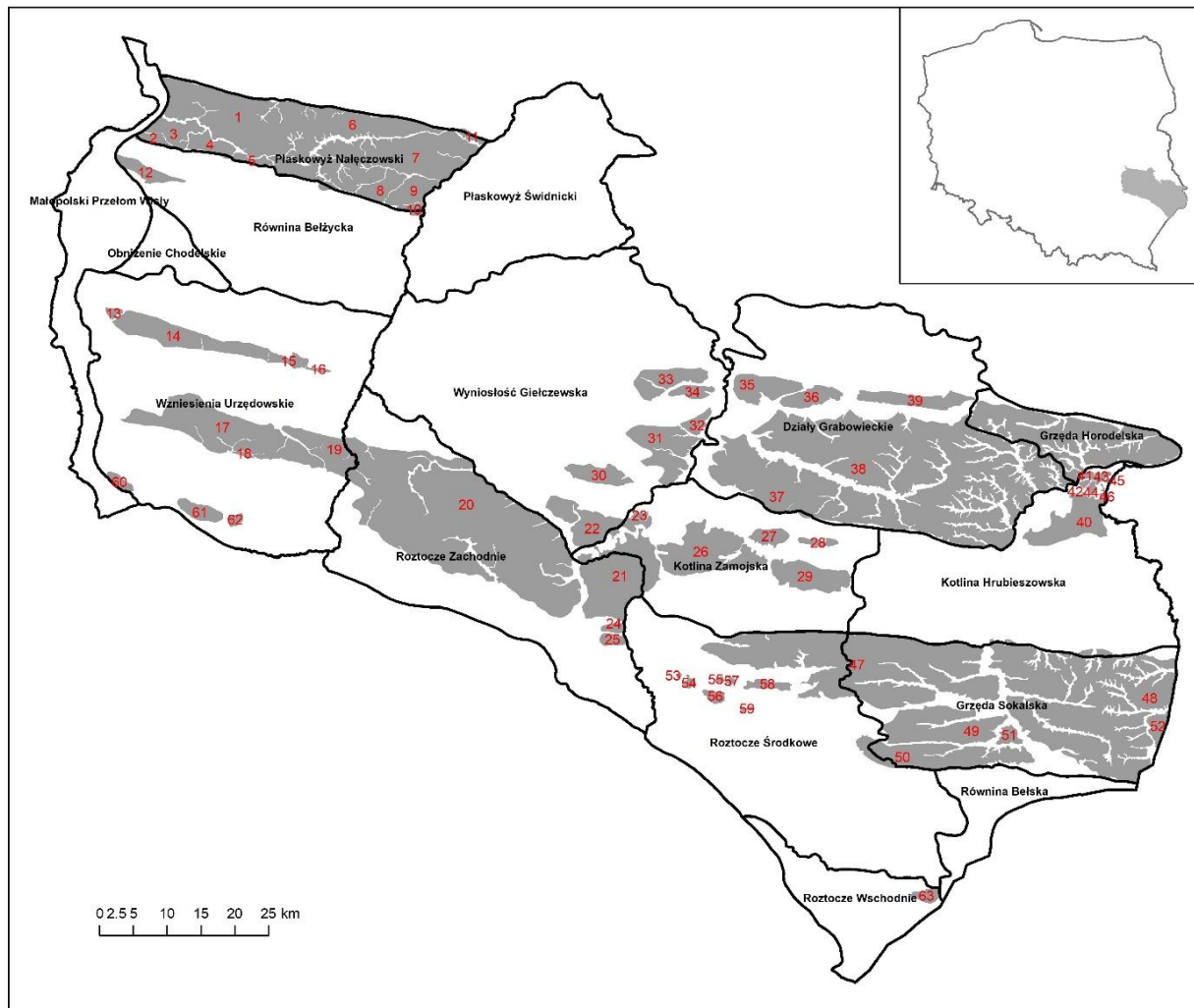
Leszek Gawrysiak, Renata Kołodyńska-Gawrysiak

Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Lessy pokrywają 3 272,3 km² wyżynnej części międzyrzecza Wisły i Bugu, co stanowi około 28,3 % jego powierzchni. Tworzą one izolowane, zwykle wyraźnie wyróżniające się w rzeźbie płaty, pokrywające niekiedy całe mezoregiony. Rozmieszczenie pokryw lessowych przedstawiano w wielu opracowaniach, poczynając od map obejmujących tylko obszar międzyrzecza (Maruszczak 1961, 1963) do map poszczególnych regionów Polski (Moskal-del Hoyo 2021), całej Polski (Maruszczak 1987, 1991, 1995, 2001) czy Europy (Haase i in. 2007, Lehmkuhl i in. 2021). Najdokładniejsze informacje o rozmieszczeniu pokryw lessowych znaleźć można w kartograficznych opracowaniach geologicznych (SzMG Polski 1:50 000) gdzie stosując kryteria litologiczne wyróżniono: lessy, lessy piaszczyste, gliniaste, piaszczysto-gliniaste i lessy dolinne tarasów nadzalewowych. Na mapach geologicznych w mniejszych skalach (1:300 000) wyróżniane są tylko 2 kategorie: lessy i lessy spiaszczone, w skali przeglądowej (1:500 000) występuje tylko 1 kategoria lessy. Pokrywę lessową wyróżniono także na mapach geomorfologicznych: na arkuszu Lublin Przeglądowej Mapie Geomorfologicznej Polski w skali 1:500 000 (Gilewska i in. 1980) oraz na Mapie Geomorfologicznej Województwa Lubelskiego w skali 1:300 000 (Maruszczak 1964). Dotychczas jedynym opracowaniem, w którym w obrębie płatów lessowych wyróżnione są zespoły form rzeźby jest mapa Maruszczaka (1961).

Kompleksowe badania rzeźby obszarów lessowych międzyrzecza Wisły i Bugu prowadzone były w skalach przeglądowych pozwalających na ogólną charakterystykę morfologii płatów lessowych (Maruszczak 1961, 1991) oraz wydzielenie zespołu form charakterystycznych dla obszarów lessowych (Maruszczak 1958). Badania szczegółowe rzeźby lessowej najczęściej dotyczyły wąwozów naturalnych i ich gęstości w wybranych mezoregionach oraz na całym obszarze (m.in. Buraczyński 1972, 1977; Maruszczak 1973; Józefaciuk, Józefaciuk 1992; Gawrysiak, Harasimiuk 2012), bądź wąwozów antropogenicznych (Józefaciuk, Józefaciuk 1992; Kołodyńska-Gawrysiak i in. 2011). Prowadzono też studia nad genezą, morfometrią, rozmieszczeniem i ewolucją zagłębień bezodpływowych (Maruszczak 1954; Kołodyńska-Gawrysiak, Chabudziński 2012, 2014; Kołodyńska-Gawrysiak, Poesen 2017; Kołodyńska-Gawrysiak i in., 2018; Kołodyńska-

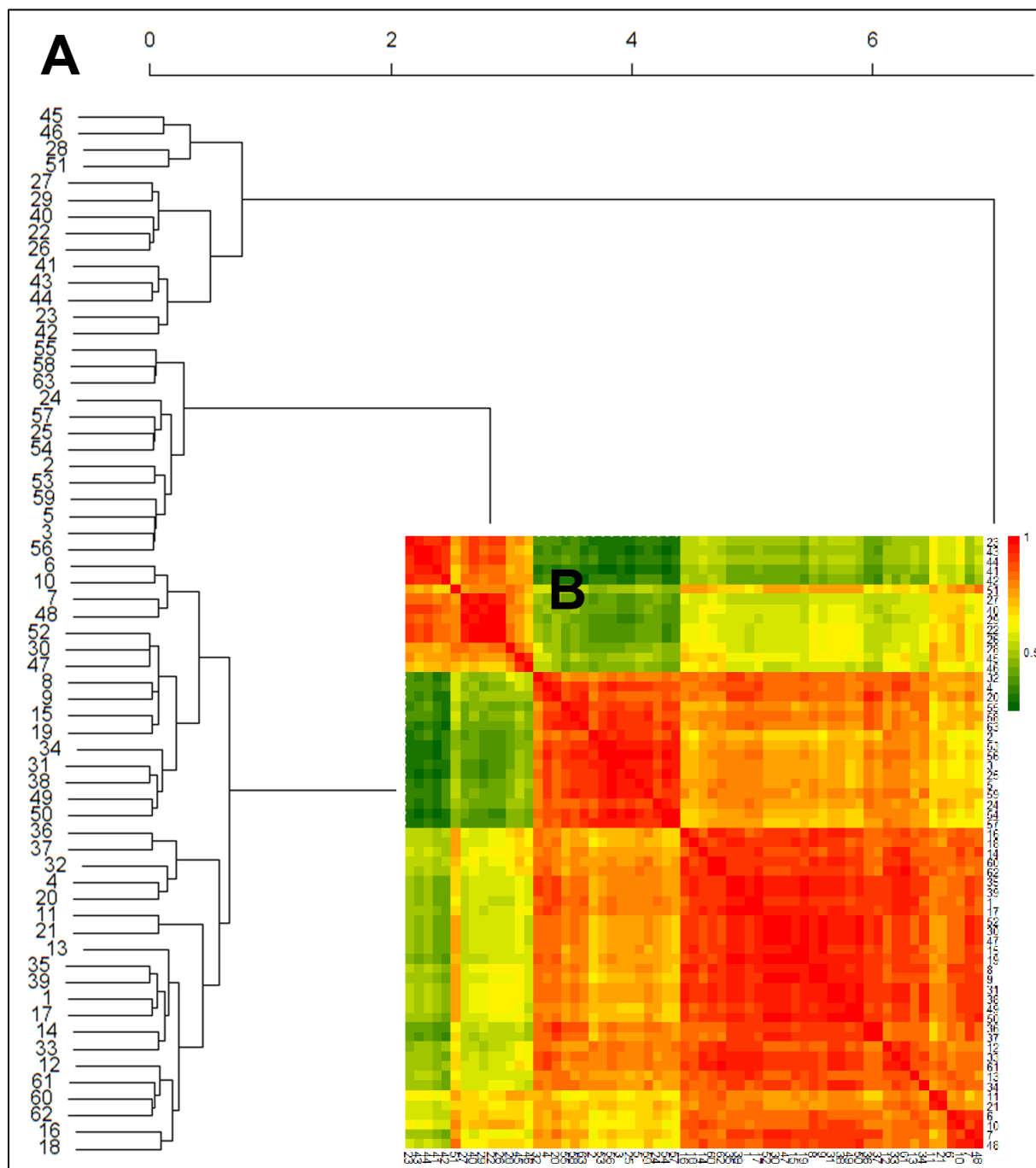
Gawrysiak 2019; Kołodyńska-Gawrysiak i in., 2019) oraz rolą procesów i form sufozyjnych w rozwoju rzeźby obszarów lessowych (m.in. Gardziel, Rodzik 2005; Rodzik 2008). Dotychczas nie podjęto próby szczegółowej inwentaryzacji płątów lessowych na tym obszarze oraz porównania ich rzeźby na podstawie charakterystyk ilościowych.



Ryc. 1. Rozmieszczenie płątów lessowych na tle granic mezoregionów wyżynnej części międzyrzecza Wisły i Bugu według podziału Solona i in. (2008).

Autorzy w swoim opracowaniu podjęli się opracowania nowej, szczegółowej mapy rozmieszczenia płątów lessowych na międzyrzeczu, z wykorzystaniem technologii GIS. Jako punkt wyjścia przyjęto mapy opracowane przez Maruszczaka (1961, 1963), które zweryfikowano wykorzystując Szczegółową Mapę Geologiczną Polski 1:50 000 oraz numeryczny model terenu o rozdzielczości 1x1m i jego pochodną – cieniowaną mapę rzeźby (*shaded relief*). Zinwentaryzowano łącznie 63 powierzchnie, grupujące się w szereg płątów (ryc. 1). Dla wyznaczonych powierzchni (płątów) obliczono wybrane charakterystyki morfometryczne (Tab. 1). W celu porównania rzeźby płątów z numerycznego modelu terenu

o rozdzielczości 1x1m wygenerowano mapę geomorfonów (Jasiewicz, Stepinski 2013) – obiektów geomorfometrycznych odwzorowujących 10 głównych elementów rzeźby (tab. 1). Następnie dla każdego z płatów obliczono udział powierzchni każdego z typów geomorfonów, które, wraz z charakterystykami morfometrycznymi posłużyły do obliczenia macierzy korelacji oraz wizualizacji (ryc. 2) i analizy podobieństwa rzeźby płatów.



Ryc. 2. Diagram drzewa (A) oraz mapa ciepła (B) ilustrujące kształtowanie się podobieństwa między płatami lessów na podstawie rozkładu wartości charakterystyk morfometrycznych i udziałów powierzchni geomorfonów (numery z lewej strony wykresu oznaczają poszczególne płaty, zgodnie z ryc. 1).

Tabela 1. Zbiorcze charakterystyki morfometryczne płatów lessowych.

Parametr	Wartość średnia	Wartość minimalna	Wartość maksymalna
Powierzchnia (km ²)	51,94	0,38	584,92
Średnia wysokość (m n.p.m.)	231,45	182,15	314,74
Deniwelacja w obrębie płata (m)	76,13	8,12	149,08
Spadek (stopnie)	6,20	2,25	15,24
Udział geomorfonów w powierzchni płatów (%)			
Powierzchnia płaska	6,12	0,00	37,76
Szczyt	0,57	0,07	1,28
Grzbiet	9,60	2,09	22,20
Górny załom stoku	4,43	0,00	16,44
Ostroga	18,37	3,63	35,79
Stok	41,63	23,70	64,75
Niecka	8,33	1,91	12,12
Dolny załom stoku	3,50	0,00	13,96
Dolina	6,67	1,26	11,08
Depresja	0,77	0,01	2,95

Literatura:

Buraczyński J., 1972. Erozja wąwozowa na Roztoczu – międzyrzecze Gorajca i Wieprza, Folia Societatis Scientiarum Lublinensis, 17, Geogr. 1/2.

Buraczyński J., 1977. Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Roztoczu Gorajskim. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 193.

Gardziel Z., Rodzik J., 2005. Rozwój wąwozów lessowych podczas wiosennych roztopów na tle układu pól (na przykładzie Kazimierza Dolnego). VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków.

Gawrysiak L., Harasimiuk M., 2012. Spatial diversity of gully density of the Lublin Upland and Roztocze Hills (SE Poland). Annales UMCS, sec. B, LXVIII, Lublin.

Gilewska S., Maruszczak H., Mojski E., Starkel L., 1980. Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000, arkusz Lublin. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Kraków.

Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Altermann M., Jäger K.-D., 2007. Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. Quaternary Science Reviews 26, 1301-1312.

Jasiewicz J., Stepinski T., 2013. Geomorphons — a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. Geomorphology 182.

Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1992. Gęstość sieci wąwozowej w fizjograficznych krainach Polski, Pamiętnik Puławski, Suplement, 101.

Kołodzyńska-Gawrysiak R., 2019. Holocene evolution of closed depressions and its relations to landscape dynamics in the loess areas of Poland. Holocene 29 (4).

Kołodzyńska-Gawrysiak R., Chabudziński Ł., 2012. Cechy morfometryczne oraz rozmieszczenie zagłębień bezodpływowych Płaskowyżu Nałęczowskiego (Wyżyna Lubelska, E Polska). *Annales UMCS*, sec. B, LXVII, Lublin.

Kołodzyńska-Gawrysiak R., Chabudziński Ł., 2014. The types and function of closed depressions in modern loess landscape on Nałęczów Plateau (Lublin Upland, E Poland). *Annales UMCS*, sec. B, LXIX, Lublin.

Kołodzyńska-Gawrysiak R., Gawrysiak L., Budzyński A., Gardziel Z., 2011. Wąwozy drogowe Wyżyny Lubelskiej i Roztocza oraz sposoby ich zabezpieczania przed procesami niszczącymi. *Annales UMCS* sec. B, LXVI, Lublin.

Kołodzyńska-Gawrysiak R., Harasimiuk M., Chabudziński Ł., Jezierski W., 2018. The importance of geological conditions for the formation of past thermokarst closed depressions in the loess areas of eastern Poland. *Geological Quarterly*, 62 (3), 685-704.

Kołodzyńska-Gawrysiak R., Poesen J., 2017. Closed depressions in the European loess belt – Natural or anthropogenic origin? *Geomorphology* 288, 111-128.

Kołodzyńska-Gawrysiak R., Trzciński J., Zaremba M., Mroczek P., 2019. Grain-size and microstructure of the loess from closed depressions in the Nałęczów Plateau (East Poland). *Polish Journal of Soil Science*, LII/2, 295-325.

Lehmkuhl F., Nett J.J., Pötter S., Schulte P., Sprafke T., Jary Z., Antoine P., Wacha L., Wolf D., Zerboni A., Hošek J., Marković S.B., Obrecht I., Sümegi P., Veres D., Zeeden C., Boemke B., Schaubert V., Viehweger J., Hambach U., 2021. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Sciences Reviews* 215.

Maruszczak H., 1954. Wzrost obszaru lessowych Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS*, sec. B, VIII, Lublin.

Maruszczak H., 1958. Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej, *Czasopismo Geograficzne*, 29 (3).

Maruszczak H., 1961. Le relief des terrains de loess le Plateau de Lublin, *Annales UMCS*, sec. B, XV, Lublin.

Maruszczak H., 1963. Warunki geologiczno-geomorfologiczne rozwoju erozji gleb w południowej części województwa lubelskiego. *Wiadomości Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych*, III (4).

Maruszczak H., 1964. Rękopis Mapy Geomorfologicznej Województwa Lubelskiego w skali 1:300 000. Katedra Geomorfologii i Paleogeografii UMCS.

Maruszczak H., 1973. Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 151.

Maruszczak H., 1987. Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Annales UMCS*, sec. B, XLI, Lublin.

Maruszczak H., 1991. Ogólna charakterystyka lessów w Polsce. w: *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Maruszczak H. (red.), UMCS, Lublin.

Maruszczak H., 1995. Glacial cycles of loess accumulation i Poland during the last 400ka and global rhythms of paleogeographical events. *Annales UMCS*, sec. B, L, Lublin.

Maruszczak H., 2001. Podstawowe profile lessów w Polsce, II, Maruszczak H. (red.) UMCS, Lublin.

Moskal del-Hoyo M., 2021. Open canopy forests of the loess regions of southern Poland: A review based on wood charcoal assemblages from Neolithic and Bronze Age archaeological sites. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.013>

Rodzik J., 2008. Wpływ deszczów ulewnych i roztopów na rozwój wąwozu lessowego. *Landform Analysis* 8.

Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physio-geographical mesoregions of Poland – verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91 (2).

TRANSFORMACJA RZEŻBY I POKRYWY GLEBOWEJ NA WYSOCZYŹNIE KAŃCZUCKIEJ W ŚWIELE PRAHISTORYCZNEJ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA

Piotr Gębica

Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, Rzeszów

Obszar badań położony w południowo- wschodniej części Kotliny Sandomierskiej obejmuje przykarpacką wysoczyznę lessową zwaną Wysoczyzną Kańczucką (Starkel, 1972) lub Przedgórskim Płaskowyżem Lessowym (Wojtanowicz, 1989/90). Ciągnie się on równoleżnikowym pasem, przylegającym do brzegu Karpat na odcinku od Rzeszowa do Przemyśla. Od północy opada wysoką krawędzią do Rynny Podkarpackiej, natomiast od wschodu mniej wyraźnym stopniem w 20-30-metrową plejstocenską terasę lessową nad Sanem. Płaskowyż rozcinają doliny cieków stałych (Mleczy, Rady i inne) mające szerokie akumulacyjne dna oraz płaskodenne suche doliny (o dł. kilku km) posiadające systemy rozgałęzionych niecek. Płaskowyż pokryty jest w całości lessem o miąższości od kilku do 20-26 m. Jest to głównie less młodszy, który dzieli się na kilka ogniw stratygraficznych (Malata, 1999). Less decyduje o tym, że rozwinęły się tutaj urodzajne gleby – czarnoziemy i gleby brunatne we wschodniej części regionu, wykorzystywane przez najstarsze społeczności neolityczne (Łanczont i in., 2001).

Celem opracowania jest wstępna ocena przekształceń rzeźby w wyniku pradziejowej działalności człowieka na Wysoczyźnie Kańczuckiej. Powstaje pytanie czy i w jakim zakresie presja wywierana na środowisko przez społeczności rolniczo-hodowlane odzwierciedliła się w formach rzeźby, typie i miąższości zdeponowanych osadów oraz jakim przekształceniom podlegała pokrywa glebowa? Badania geomorfologiczne były prowadzone we współpracy z archeologami na trasie autostrady A4 między Przeworskiem a Radymnem (Czopek (red.) 2011, Gębica i in., 2010). W trakcie badań wykonywano opisy profili glebowych, pobierano próbki do analiz uziarnienia i geochemicznych. Chronologia obiektów na stanowiskach była datowana metodami archeologicznymi. Stratygrafia osadów i wiek gleb kopalnych są oparte na datowaniach radiowęglowych. Datowaniu podlegały osady organiczne (torf, węgle drzewne, drewno) i humus (próchnica) z gleb kopalnych. Datowania metodą konwencjonalną były wykonane w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale koło Krakowa (MKL). Osady mineralne (piaski pylaste) były datowane metodą OSL w Zakładzie Radioizotopów

Politechniki Śląskiej w Gliwicach (GdTL). Badania były finansowane z Fundacji Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego.

We wczesnym holocenie w warunkach chłodnego i suchego klimatu pod roślinnością leśną i trawiastą rozwijały się na lessach czarnoziemy. Nie można wykluczyć, że czarnoziemy powstawały już w późnym vistulianie, na co wskazuje data radiowęglowa 12840 ± 100 BP ($13650-12850$ cal. BC) (MKL-291) (Gębica i in., 2010) z kopalnego czarnoziemu w Ożańsku. W optimum klimatycznym holocenu (okres atlantycki) w czasie pojawienia się rolników neolitycznych, profile gleb czarnoziemnych były już w pełni wykształcone (dojrzałe). Świadczą o tym datowania radiowęglowe substancji humusowej pochodzące ze spągu kopalnych czarnoziemów w Ożańsku (7980 ± 90 BP) (MKL-806), Skołoszowie (6920 ± 90 BP, $5990-5650$ cal. BC) (MKL-539) i Chłopicach (5210 ± 70 BP, $4240-3930$ cal. BC) (MKL-805). W okresie atlantyckim w dolinie Łęgu Rokietnickiego (dopływu Sanu) akumulowane były osady organiczne, datowane w Chłopicach na $6840-6350$ BP. Podobnego wieku (6780 BP) jest torf w dolinie Rady (Skołoszów) (Kalicki, 1998).

Wraz z wkroczeniem populacji rolniczych kultury pucharów lejkowatych (KPL) zaczęła się degradacja czarnoziemów i uruchamianie pokryw stokowych. Początki fosylizacji kopalnego czarnoziemu w obniżeniu bezodpływowym w Skołoszowie na terasie lessowej, datowane na 4490 ± 120 BP ($3550-2850$ cal. BC) (MKL-538), wiązane są z osadnictwem KPL. Garby lessowe odlesiane przez ludność KPL były wykorzystywane w okresie późniejszym przez plemiona pasterskie kultury ceramiki sznurowej (KCS), które usypały kurhany na kulminacji wzniesienia w Szczytnej (Jarosz, Machnik (red.) 2017). Kurhany te od czasu ich usypiania zostały znacznie zniszczone wskutek procesów denudacyjnych. Data radiowęglowa 4210 ± 70 BP ($2940-2585$ cal. BC) (MKL-871) z próchnicy czarnoziemu w nasypie kurhanu z głębokości $0,45$ m potwierdza jego przynależność i odkrytych tam pochówków do ludności KCS. U podnóża Wysoczyzny Kańczuckiej w Rozborzu gleba z poziomem próchnicznym datowana na późny neolit i/lub wczesną epokę brązu ($4100-3970$ BP, $2880-2200$ cal. BC) wyściela dno kopalnej niecki, wyciętej w piaszczysto-pylastych aluwialach Wisłoka datowanych metodą OSL na 9680 ± 380 (GdTL-1132). Gleba została przykryta deluwiami pylasto-piaszczystymi miąższości $0,9-1,40$ m, deponowanymi od wczesnego średniowiecza (VIII-XI w. AD) (Budek i in., 2013), chociaż paradoksalnie w pobliżu datowanych profili, obiektów związanych z osadnictwem średniowiecznym nie notowano. Natomiast w Ożańsku w najniższej części stoku, warstwa z wczesnośredniowiecznymi zabytkami znajdowała się na głębokości $2,3$ m. W Chłopicach w dolinie Łęgu Rokietnickiego przykrycie czarnoziemu przez deluwia miało miejsce w okresie rzymskim (1720 ± 60 BP, $130-440$ cal. AD) (MKL-865) (Gębica

2015), co potwierdza palenisko z tego okresu przykryte deluwiami stokowymi miąższości 1,5 m (Jędrzejewska, Wilk (red.) 2015). Na tym stanowisku odkryto również zalegające w osadach organicznych równiny zalewowej na gł. 1,5-2 m, fragmenty drewnianego pomostu datowanego metodą dendrochronologiczną i ^{14}C na 2. połowę IX w. AD (Jędrzejewska, Wilk (red.) 2015). Proces aluwiacji (podnoszenia den dolin), dokumentowany w osadach stożków napływowych w zlewni dopływu Mleczki, przypisywany jest przede wszystkim uruchomieniu pokryw stokowych w wyniku wylesienia we wczesnym średniowieczu (Klimek i in., 2006, Łanczont i in., 2006).

Podsumowując należy podkreślić, że skala przekształceń antropogenicznych rzeźby w omawianym okresie czasu jest zróżnicowana, ale nie jest znaczna. Przed wkroczeniem rolników neolitycznych, profile czarnoziem na Wysoczyźnie Kańczuckiej były już w pełni wykształcone, co potwierdzają badania na Płaskowyżu Proszowickim (Skiba, Kołodziejczyk, 2004). Na obszarze Wysoczyzny Kańczuckiej denudację należy wstępnie ocenić na 0,5-1 m, natomiast akumulacja w dnach dolin nie przekracza 2 m. Uruchomienie pokryw stokowych o miąższości 1-2 m, wiąże się głównie z okresem rzymskim i wczesnym średniowieczem. Zaprzestanie uprawy roli u schyłku neolitu/wczesnej epoki brązu spowodowało osłabienie erozji gleby i tworzenie poziomu próchnicznego gleby (w Rozborzu).

Literatura:

Budek A., Gębica P., Okoński J., 2013. Geoarchaeological studies of humic soil horizons and anthropogenic infillings at the multicultural archaeological excavation Site 28 in Rozbór near Przeworsk, Southern Poland. *Archaeologia Polona* 49, 121-133.

Czopek S. (red.), 2011. Autostradą w przeszłość. Katalog wystawy, Rzeszów, 1-295.

Gębica P., Dryniak Ł., Okoński J., Zych R., Hozer M., Bajda-Wesołowska A., Wilk M., Niemasik D., Pasterkiewicz W., 2010. Badania geoarcheologiczne na trasie autostrady A4. Stratygrafia nawarstwień i zmiany środowiska na stanowiskach w Łące, Woli Małej, Białobrzegach, Gorliczynie i Ożańsku, woj. podkarpackie. *Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego* 1, 79-88.

Gębica P., 2015. Charakterystyka geomorfologiczna i stratygrafia osadów na stanowisku 16 w Chłopicach. W: S. Jędrzejewska, M. Wilk (red.), *Osada wielokulturowa ze stanowiska 16 w Chłopicach, woj. podkarpackie, Via Archaeologica Ressoiviensia* 7, FROA, Rzeszów, 221-225.

Jarosław P., Machnik J. (red.), 2017. Nekropolie ludności kultury ceramiki sznurowej z III tysiąclecia przed Chr. w Szczytnej na Wysoczyźnie Kańczuckiej, *Via Archaeologica Ressoiviensia* 12. FROA, Rzeszów.

Jędrzejewska S., Wilk M. (red.), 2015. Osada wielokulturowa ze stanowiska 16 w Chłopicach, woj. podkarpackie, *Via Archaeologica Ressoiviensia* 7, FROA, 1-457, Rzeszów.

- Kalicki T., 1998. Litologia i stratygrafia aluwii w dolinie Rady (Kotlina Sandomierska). W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, III Seminarium, Streszczenia referatów i opis posterów, 16-17 XI 1998, Wyd. UAM, Poznań, 51-53.
- Klimek K., Łanczont M., Nogaj-Chachaj J., 2006. Historical deforestation as a cause of alluviation in small valleys, subcarpathian loess plateau, Poland. *Regional Environmental Change*, 6, 1-2, 52-61.
- Łanczont M., Nogaj-Chachaj J., Klimek K., 2001. Potencjał środowiska naturalnego przykarpackiej wysoczyzny lessowej dla osadnictwa neolitycznego. W: J. Garncarski (red.), *Neolit i początki epoki brązu w Karpatach Polskich*, Krosno, 173-199.
- Łanczont M., Nogaj-Chachaj J., Klimek K., 2006. Z badań nad geomorfologicznymi skutkami osadnictwa wczesnośredniowiecznego na Wysoczyźnie Kańczuckiej (przedpole Karpat). W: J. Garncarski (red.), *Wczesne średniowiecze w Karpatach Polskich*, Krosno, 338-354.
- Malata T., 1999. Budowa geologiczna płaskowyżu lessowego na zachód od Jarosławia. W: *Materiały IV Konferencji stratygrafii plejstocenu Polski. Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej*, Czudec 31 VIII-4 IX 1999, 43-47.
- Skiba S., Kołodziejczyk M., 2004. Geneza i taksonomia czarnoziemów polskich w świetle badań na stanowisku archeologicznym w Słonowicach. W: D. Abłamowicz, Z. Śnieszko (red.), *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski*, Muzeum Śląskie w Katowicach, 87-98.
- Starkel L., 1972. Kotlina Sandomierska W: M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, 1, 138-166.
- Wojtanowicz J., 1989/90. Podział fizycznogeograficzny Kotliny Sandomierskiej. *Annales UMCS, sec. B*, 44/45, Lublin, 67-93.

STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSACH POLSKI I ZACHODNIEJ CZĘŚCI UKRAINY ORAZ ICH INTERPRETACJA PALEOŚRODOWISKOWA

**Zdzisław Jary¹, Andriy Bogucki², Marcin Krawczyk¹, Przemysław Mroczek³,
Jerzy Raczyk¹, Jacek Skurzyński¹, Olena Tomeniuk²**

¹Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

²Uniwersytet Narodowy im. I. Franko, Lwów, Ukraina

³Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Zapis kopalnych środowisk peryglacjalnych jest najlepiej reprezentowany w lessach deponowanych w strefie ekstraglacialnej łądolodów plejstocénskich. Północna część europejskiego pasa lessowego na obszarze Polski i zachodniej Ukrainy jest wręcz modelowym obszarem do badań późnoplejstocénskich zjawisk peryglacjalnych. Każdy rodzaj struktur peryglacjalnych ma z pewnością określoną wymowę paleośrodowiskową, jednak interpretacja zjawisk peryglacjalnych w sekwencjach lessowo-glebowych ciągle budzi wiele kontrowersji. Struktury peryglacjalne oraz ich pseudomorfozy w sekwencjach lessowo-glebowych zazwyczaj układają się w formie charakterystycznych horyzontów, których pozycja stratygraficzna jest podobna w wielu odsłonięciach. Horyzonty te zatem mogą potencjalnie pełnić rolę markerów stratygraficznych umożliwiających korelację wyjątkowych zdarzeń klimatyczno-środowiskowych rejestrowanych w sukcesjach lessowych z globalną rytmiką zmian klimatycznych.

Poniżej zostaną omówione trzy grupy struktur peryglacjalnych, które najczęściej występują w sekwencjach lessowych obszaru badań:

- kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym,
- horyzonty krioturbacji i struktur geliflukcyjnych,
- pseudomorfozy klinów lodowych.

Kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym

Występują one powszechnie w kompleksach glebowych z ostatniego interglacjału i wczesnej części ostatniego zlodowacenia (S1) w Polsce oraz na terytorium Równiny Wschodnioeuropejskiej (Maruszczak, 1980, 1990, 1998; Maruszczak i in., 1982; Jersak, 1973, 1975, 1976; Bogutsky, 1986, 1987; Jary, 2009a, 2009b, 2010; Dolecki, 2003; Velichko, Nechaev, 1994; 1997; Morozova, Nechaev, 1997). Analiza poziomów struktur klinowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym jest kluczowym elementem w próbach rekonstrukcji

paleogeograficznej kompleksu S1 gleb kopalnych, ponieważ struktury te pośrednio określają ilość etapów intensywnej pedogenezy w trakcie jego rozwoju (Jary, 2009a, 2010).

Struktury klinowe pierwotnego wypełnienia mineralnego w rzucie poziomym zazwyczaj budują sieć wieloboków o średnicy 4-6 m (Branice, Polska SW), lecz we wschodniej części obszaru badań średnica poligonów najczęściej wynosi 2-4 m. Wysokość klinów mieści się w przedziale 1-2 m. W południowo-zachodniej Polsce powierzchnia rozcinana przez struktury klinów pierwotnego wypełnienia zaznacza się w profilu wzbogaceniem we frakcje zwietrzałego żwiru, który tworzy warstewkę interpretowaną jako bruk deflacyjny (Jary, 1996). Struktury klinowe są urozmaicone za sprawą pojedynczych, ekstremalnych szczelin elementarnych, nadających im charakterystyczne, postrzępione zarysy.

Materiał wypełniający kliny różni się od materiału otaczającego opisywane struktury. Pylaste wypełnienie klinów w Branicach posiada żółto-brązowy kolor, a skład granulometryczny jest podobny do składu warstwy, w której występuje poziom bruku deflacyjnego. Na stanowiskach wschodniej części obszaru badań odnotowano obecność 2-3 różnowiekowych generacji klinów pierwotnego wypełnienia. Wypełnienie klinów starszej generacji stanowi szary materiał pochodzący z powierzchniowych horyzontów gleby leśnej. W nielicznych przypadkach wypełnienie przyjmuje brunatnawe barwy, podobne do poziomu brunatnienia interglacialnej gleby leśnej. Kliny młodszej generacji są nieco większe, wypełnione ciemnoszarym materiałem bogatym w substancje humusowe, podobnie jak tworzywo nałożonych, darniowych poziomów humusowych w stropie pedokompleksu S1.

Struktura wypełnienia jest zróżnicowana. Najczęściej wypełniający osad wykazuje pionową laminację (foliacja wertykalna – Goździk, 1973; Jahn, 1977; *vertical lamination* – Murton i in., 2000), rzadziej jest masywny, czasem posiada strukturę łuseczkową o wklęsłym lub wypukłym przebiegu zestawów warstewek. Zróżnicowanie struktury pierwotnego wypełnienia klinów może być związane z przebiegiem, powtarzalnością oraz wielkością indywidualnych spękań mrozowych, których mechanizm powstawania we współczesnym środowisku peryglacialnym jest stosunkowo słabo rozpoznany (Mackay, 1974, 1975; Murton i in., 2000). Charakterystyczną cechą niektórych klinów mrozowych pierwotnego wypełnienia jest podciągnięcie ku górze przylegających do klina warstw.

Interpretacja kriogenicznych klinów z pierwotnym, nielodowym wypełnieniem budzi wiele kontrowersji. Podobne struktury najczęściej opisywane są w literaturze jako tzw. kliny piaszczyste (*sand wedges* – Péwé, 1959) lub żyły piaszczyste (*sand veins* – Danilova, 1963) i występują współcześnie zarówno na obszarach objętych wieloletnią zmarzliną, jak również głębokim, sezonowym przemarzaniem gruntu (Jahn, 1977; French, 1996). Jahn (1977)

szczególnie podkreśla istotność klinów z pierwotnym, Nielodowym wypełnieniem w badaniach plejstocénskiej strefy peryglacjalnej, poniewaŹ ich charakterystyczne cechy umoŹliwiaj rekonstrukcj lokalnych warunków środowiska, w którym powstawały tego typu struktury. Pylaste wypełnienie, pionowa laminacja i obecnoř powierzchni deflacyjnych wskazuje na zimne i suche środowisko, w którym często dochodziło do transportu eolicznego w czasie bezśnieŹnych zim i/lub na wiosnę. Glebowe agregaty mineralne, zbudowane góównie z cząstek pylastych, były wywiewane z odkrytych, niechronionych rořlinnořci i nie pokrytych śniegiem powierzchni, transportowane przez trakcj lub niską saltacj i przechwytywane przez otwarte szczeliny kontrakcji termicznej.

W sekwencjach lessowo-glebowych często spotyka się tzw. Źyły gruntowe, nazywane równieŹ klinami wtrznego wypełnienia sezonowego (*sediment veins, soil veins, seasonal frost wedges* – GoŹdzik, 1973; Jahn, 1977; Washburn, 1979). Są to struktury powstałe w rezultacie kontrakcji termicznej, jednak nie moŹna całkowicie wykluczyć współdziału procesów wysychania w ich powstawaniu. Istotnoř tego typu struktur dla rekonstrukcji środowiskowej jest ograniczona ze względu na szerokie spektrum środowisk, w których wspłczeřnie tego typu struktury występują. Prawdopodobnie wskazują one na gółbok, sezonową penetracj mrozu, czemu zazwyczaj sprzyja rozrzedzona, uboga szata rořlinna i skąpa pokrywa śnieŹna. MoŹna jednak z duŹ doŹ prawdopodobieřstwa przyj, Źe rejestrują one okres wyraŹnego wzrostu kontynentalizmu klimatu (Maruszczak, 1998).

Horyzonty krioturbacji i struktur geliflukcyjnych

Krioturbacje naleŹ do najbardziej rozpowszechnionych struktur peryglacjalnych. Przybierają olbrzymią róŹnorodnoř form. Opisowy sposób przedstawiania tych zjawisk oraz mnogoř róŹnych nazw spotykanych w literaturze utrudnia w znacznym stopniu jednoznaczne okreřlenie przedmiotu dyskusji pomiędzy róŹnymi badaczami (Van Loon i Brodzikowski, 1987; Vandenberghe, 1988).

Peryglacjalne deformacje osadów (krioturbacje) występują w kilku horyzontach vistuliańskiej sekwencji lessowo-glebowej badanego obszaru. Dwa poziomy tych struktur są szczególnie istotne: strop pedokompleksów S1 i L1SS1. W planie struktury krioturbacji tworzą regularną si wieloboków, których řrednica wynosi ok. 1 m, a amplituda deformacji okoł 30-50 cm. Górne partie są często nachylone zgodnie z kierunkiem spadku powierzchni i przemieszczone przez procesy geliflukcji. Wedł klasyfikacji krioturbacji Vandenberghe (1988), ten typ krioturbacji moŹna zinterpretowa jako powstały w rezultacie procesów obciŹeniowych występujących w silnie przepojonych wod stropowych partiach wieloletniej

zmarzliny (French, 1996). Jersak (1973) uważa, że krioturbacje w lessach przypominają struktury współczesnej tundry plamistej i interpretuje je jako kręgi o niewysortowanym materiale. Część niewysortowanych kręgów w literaturze peryglacjalnej jest określana mianem *hummock* (Brown, Kupsch, 1992). We współczesnych środowiskach peryglacjalnych kopulaste *hummocki* lub islandzkie *thufury* rozwijają się zarówno na obszarach objętych wieloletnią zmarzliną, jak i bez obecności zmarzliny w podłożu (Arnalds, 2004). W kilku stanowiskach można odnotować inny typ struktur krioturbacyjnych. Są to nieregularne deformacje, które czasem występują w silnie oglejonych kompleksach gleb tundrowo-glejowych. Ten typ krioturbacji wywołany jest prawdopodobnie ciśnieniem zamarzającej wody, uwięzionej pomiędzy frontami zamarzania (Vandenberghe, 1988; French, 1996).

Pseudomorfozy klinów lodowych

Spośród wielu zjawisk peryglacjalnych tylko niektóre wskazują jednoznacznie na obecność kopalnej wieloletniej zmarzliny. Najważniejsze są pseudomorfozy klinów lodowych, które są wiarygodnym dowodem jej występowania (Jahn, 1977; Washburn, 1979; French, 1996).

Każdy generacja pseudomorfoz klinów lodowych przekazuje informację o dwukrotnym przekroczeniu pewnych temperaturowych wartości progowych. Aby utworzyły się kliny lodowe średnie temperatury roczne muszą spaść poniżej określonej wartości, uzależnionej głównie od litologii podłoża gruntowego. Ze względu na wysoki współczynnik rozszerzalności cieplnej te wartości dla lessów są wyższe niż w przypadku osadów piaszczystych i prawdopodobnie wynoszą ok. -4°C (Romanovsky, 1973). Wytapianie lodu i formowanie się pseudomorfoz wymaga nieco wyższych średnich temperatur rocznych. Forma pseudomorfozy klina lodowego jest również uzależniona od rodzaju osadu, w którym utworzył się klin lodowy. Less, ze względu na swoje specyficzne właściwości (stosunkowo wysoka spoistość) pozostaje w relatywnie niezmiennym stanie w otoczeniu wytapiającego się lodowego wypełnienia. Podciągnięte w górę warstewki, które powstają w procesie kształtowania się klina lodowego, pozostają charakterystyczne również dla jego pseudomorfozy. W dogodnych warunkach mają szansę przetrwać nawet powierzchniowe formy niewielkich wałów, typowe dla powierzchni topograficznej z wklęsłymi poligonami klinów lodowych (Maruszczak, 1998). W osadach lessowych wolne przestrzenie po wytopionym klinie lessowym są wypełniane materiałem, który dostaje się tam głównie z powierzchni. Identyfikacja pseudomorfozy klina lodowego nie sprawia problemów w przypadkach, kiedy cechy litologiczne wypełnienia różnią się dość wyraźnie od osadów, w które włożona jest pseudomorfoza. Często zarysy pseudomorfoz

klinów lodowych wyróżniają się głównie dzięki strąceniom wtórnych związków żelaza i węglanów wapnia lub podkreślone są przemieszczoną substancją humusową.

Po analizie założeń, na których opiera się rekonstrukcja paleotemperatur wykonywana na podstawie pseudomorfoz klinów lodowych, Murton i Kolstrup (2003) sugerują, że pseudomorfozy klinów lodowych wskazują jedynie na dawną obecność wieloletniej zmarzliny i nie są wiarygodnymi wskaźnikami dokładnych paleotemperatur. Poszukiwanie tzw. obszarów analogowych we współczesnej strefie peryglacjalnej dla celów odtworzenia paleotemperatur lub szacowania grubości kopalnej wieloletniej zmarzliny (np. Maruszczak, 1980; Morozova, Nechaev, 1997) może jedynie stwarzać pozory precyzyjnej rekonstrukcji.

Badania wykonano w ramach projektu NCN „Gwałtowne ochłodzenia w trakcie ostatniego zlodowacenia w centralnej części Europejskiego Pasa Lessowego – w Polsce i w zachodniej części Ukrainy” (nr projektu 2017/27/B/ST10/01854).

Literatura:

Arnalds O., 2004. Volcanic soils of Iceland. *Catena* 56, 3-20.

Bogutsky A.B., 1986. Antropogenovye pokrovnye otlozheniya Wołyno-Podolji. W: Antropogenovye otlozheniya Ukrainy, Naukova Dumka, Kiev, 121-132.

Bogutsky A.B., 1987. Osnovnye ljossovyje i paleopočvennyje horyzonty peryglacjalnoj ljossovo-počvennoj serii plejstocena jugo-zapada Vostočno-Evropejskoj Platformy. W: Stratigrafija i korrelacija morskich i kontynentalnyh otlozhenij Ukrainy, Naukova Dumka, Kiev, 47-52.

Brown R.J.E., Kupsch W.O., 1992. Permafrost terminology. *Biuletyn Peryglacjalny*, 32, 9-176.

Danilova N.S., 1963. Pervichno-gruntovye zhily v chetvertichnykh otlozheniyakh Vilyuya (Primary-ground veins in the Quaternary deposits of Vilyuy River). In: Usloviya i osobennosti razvitiya merzlykh tolshch v Sibiri i na Severo-Vostoke. Izdat. AN SSSR, Moskva, 25-40.

Dolecki L., 2003. Struktury peryglacjalne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wiśła) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej. *Annales UMCS, sec. B, LVIII*, 2, 65-92.

French H.M., 1996. The periglacial environment (second edition). Longman, Singapore.

Goździk J.S., 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.* 31, 117 ss.

Jahn A., 1977. Struktury związane z klinami lodowymi w osadach plejstocénskich. *Studia Geologica Polonica* 52, 177-194.

Jary Z., 1996. Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo - zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1766, *Studia Geograficzne* 63, 103 ss.

Jary Z., 2009a. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western part of Ukraine. *Quaternary International* 198, 124-135. doi:10.1016/j.quaint.2008.01.008

Jary Z., 2009b. Pseudomorfozy klinów lodowych w późnoplejstocénskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, V, *Seria Geografia* nr 88, 123-138.

Jary Z., 2010. Loess-soil sequences as a source of climatic proxies: an example from SW Poland. *Geologija* 52, 1-4 (69-72), 40-45. DOI: 10.2478/v10056-010-0004-2

Jersak J., 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 32, 142 ss.

Jersak J., 1975. Frost fissures in loess deposits. *Biuletyn Peryglacjalny* 24, 245-258.

Jersak J., 1976. Genetyczne typy struktur szczelinowych w lessach (Genetic types of cracks in the Loesses). *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, 41-52.

Mackay J.R., 1974. Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 11, 1366-1383.

Mackay J.R., 1975. The closing of ice-wedge cracks in permafrost, Garry Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1668-1674.

Maruszczak H., 1980. Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quaternary Studies in Poland* 2, 57-76.

Maruszczak H., 1990. Paleogeograficzny kontekst badań zaburzeń kriogenicznych w lessach europejskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1056, *Prace Instytutu Geograficznego*, Seria A, IV, 17-39.

Maruszczak H., 1998. Problemy interpretacji makroskopowych struktur kriogenicznych w utworach lessowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych czwartorzędowych ich wartość interpretacyjna*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, 135-150.

Maruszczak H., Velichko A.A., Morozova T.D., Khalcheva T.A., Gubonina Z.P., Gurtovaja E.E., Nechaev V.P., 1982. Paleogeograficzna analiza młodoplejstocénskich zjawisk peryglacjalnych w Polsce i europejskiej części ZSRR. *Przegląd Geograficzny*, LIV (1-2), 23-48.

Morozova T.D., Nechaev V.P., 1997. The Valdai periglacial zone as an area of cryogenic soil formation. *Quaternary International* 41/42, 53-58.

Murton J.B., Kolstrup E., 2003. Ice-wedge casts as indicators of palaeotemperatures: precise proxy or wishful thinking? *Progress in Physical Geography* 27, 155-170.

Murton J.B., Worsley P., Goździk J., 2000. Sand veins and wedges in cold aeolian environments. *Quaternary Science Reviews* 19, 899-922.

Pewe T.L., 1959. Sand wedge polygons (tessellation) in the McMurdo Sound Region, Antarctica. A progress report, *American Journal of Science* 257, 245-252.

Romanovsky N.N., 1973. Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissures polygons. *Biuletyn Peryglacjalny* 23, 237-277.

Vandenberghe J., 1988. Cryoturbation. W: *Advances in Periglacial Geomorphology*. In: M.J. Clark (ed.), Wiley, Chichester, 179-198.

Van Loon A.J., Brodzikowski K., 1987. Problems and progress in the research on soft-sediment deformations. *Sedimentary Geology* 50, 167-193.

Velichko A.A., Nechaev V.P., 1994. Kriogennyje processy i javlenija v pozdnieplejstocenovej periglacialnoj zonie Russkoj Ravniny i ih otrazhenije v sovremennom landschaftje. W: A.A. Velichko, L. Starkel (red.), *Paleogeografitscheskaja osnova sovremiennych landschaftov (Rezultaty rossijsko-polskih issledovanii)*. Nauka, 82-85, Moskva.

Washburn A.L., 1979. *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. London, Edward Arnold, 406 pp.

ZASTOSOWANIE ANALIZY PYŁKOWEJ OSADÓW MINERALNYCH DO REKONSTRUKCJI ROŚLINNOŚCI PLEJSTOCENSKIEJ W STREFACH LESSOWYCH

Maryna Komar

Narodowe Muzeum Historii Naturalnej Narodowej Akademii Nauk Ukrainy, Kijów, Ukraina

Badania palinologiczne w większości przypadków dostarczają danych o zmianach szaty roślinnej w czasie i przestrzeni, zmianach charakteru sukcesji roślinnych oraz zmianach klimatycznych. Częściej dotyczy to analiz osadów organogenicznych. Materiałów z badań palinologicznych osadów mineralnych jest o wiele mniej. Lessy i śródlessowe gleby kopalne są obiektami dosyć kłopotliwymi do takich badań, zwłaszcza że trudności techniczne wykonywania samej maceracji oraz interpretacji wyników są większe niż w przypadku osadów organogenicznych. Niemniej takie badania są cenne z kilku powodów. Osady lessowo-glebowe dostarczają informacji nie tylko o roślinności interglacjalnej typu leśnego, stepowo-leśnego, stepowego, półpustynnego i pustynnego, ale także dają pogląd o różnych florach charakterystycznych dla warunków peryglacjalnych. Metoda palinologiczna umożliwia scharakteryzowanie osadów warstwa po warstwie z takim samym stopniem szczegółowości. Można otrzymać ciągły, nieprzerwany zapis sukcesji flor interglacjalnych i glacialnych, następujących jedna za drugą. Badając szereg najpełniejszych profili plejstocenu, śledząc kolejność zmian, można nakreślić ich charakterystyczne cechy i wykorzystać te informacje do celów stratygraficznych.

Częściowo pytania metodyczne analizy palinologicznej osadów eolicznych i szereg problemów, bez których rozwiązania interpretacja kopalnych spektrów może być błędna, były rozpatrywane wcześniej (Komar, 2006; Komar i in., 2009). Są to:

- konieczność określenia prawidłowości selektywnego zmniejszenia ilości pyłku i spor w osadach w stosunku do stanu wyjściowego,
- badanie sposobów formowania spektrów i wykrywanie stopnia ich adekwatności do składu roślinności;
- ustalenie synchroniczności i wtórności komponentów spektrów w stosunku do czasu sedymentacji eolicznej;
- stopień dokładności oznaczeń palinologicznych.

Istotne znaczenie w rekonstrukcjach paleoklimatycznych mają metody umożliwiające odtworzenie paleotemperatur minionych epok na podstawie danych paleobotanicznych

i palinologicznych (Grichuk, 1985; Utesher i in., 2014). Na dalsze poszerzenie granic informacyjnych metody palinologicznej pozwala ponadto zastosowanie technik fitoindykacyjnych.

Korzhenevsky (1992) zwraca uwagę, że istnieje dwukierunkowy związek między roślinnością a rzeźbą terenu i dynamiką jej rozwoju. Z jednej strony sama szata roślinna jest jednym z czynników rzeźbotwórczych, z drugiej strony formy reliefu wraz z innymi czynnikami naturalnymi decydują o składzie roślinności danego elementu rzeźby. Armand (1963) jako pierwszy zwrócił uwagę na powstawanie dynamicznie zrównoważonych form terenu. Wskazał, że środowisko zewnętrzne nie tylko steruje rozwojem geomorfosystemów, ale także nadaje początkowy impuls ich rozwojowi. Oznacza to, że system nie zrównoważony przez czynniki zewnętrzne ma tendencję do powrotu do swojej pierwotnej pozycji, ale w nowym stanie. Co więcej, równoległe z przekształcaniem rzeźby zachodzi również proces sukcesji w szacie roślinnej. Wiadomo, że różne rośliny ograniczają się do określonych siedlisk uwarunkowanych przez właściwe im gradienty czynników środowiskowych. W zależności od zmieniających się warunków, granice tolerancji gatunków mieszczą się zarówno w strefie optymalnej, jak i w strefie pessimum, w związku z czym gatunki albo wchodzą w cenozę, albo z niej znikają. Identyfikacja kombinacji gatunków może scharakteryzować siedlisko o odpowiedniej ekologii. Jednak najpierw należy odpowiedzieć na następujące pytania. Czy jest możliwe odtwarzanie szaty roślinnej poprzednich epok na podstawie danych palinologicznych? Prawdopodobnie, jeśli mówimy o roślinności plejstoceniowej i holoceniowej, to jest to możliwe. Po pierwsze, do początku plejstocenu w pełni ukształtowały się flory o współczesnym wyglądzie i preferencjach ekologicznych. Po drugie, większość badaczy jest zdania, że spektra pyłkowe dość ściśle odzwierciedlają strefowy i wewnątrzstrefowy typ roślinności.

Są jednak różne ograniczenia związane z faktem, że florę danego terytorium stanowią wszystkie typy roślin, które go (region, kraj itp.) zasiedlają, niezależnie od warunków ich wzrostu i udziału w określonych zbiorowiskach roślinnych. Innymi słowy, przez florę rozumie się historycznie skomponowany zbiór gatunków roślin występujących w danym regionie, tworzących wszystkie fitocenozy charakterystyczne dla niego, zamieszkujących wszystkie typy siedlisk. Strefowanie florystyczne to podział powierzchni Ziemi na regiony niższego rzędu, które różnią się stopniem endemizmu, cechami historii formowania ewolucyjnego i rozwoju składu florystycznego. Angielski botanik Ronald D'Oyley Good (1896-1992) zidentyfikował sześć florystycznych królestw, później podział ten został wyjaśniony i uszczegółowiony przez radzieckiego botanika Armena Takhtajana (1910-2009). W najpopularniejszym systemie

strefowym Takhtajana wyróżniono 6 królestw florystycznych i 35 regionów. Przyjęty system hierarchii stref florystycznych opiera się na wydzieleniu obszarów przestrzennych (fitochorii) o różnej wielkości włożonych w siebie i hierarchicznie podporządkowanych.

Późnokenozoiczna historia flory i roślinności Eurazji jest procesem bardzo złożonym. W każdym regionie z wybranych w przestrzeni pozazwrotnikowej części kontynentu, zmiany flory i roślinności zasadniczo przebiegały według podobnego planu i o podobnych cechach. Ale terytoria większości tych historycznych i florystycznych regionów są dość duże, w wyniku czego historia rozwoju roślinności w ich różnych częściach miała swoje osobliwości. Charakterystyki roślinności jednego obszaru nie zawsze pokrywają się z właściwościami innego. Wynika z tego, że nawet duże jednostki stratygraficzne, wyodrębnione na podstawie pewnych cech na jakimś obszarze, niekoniecznie muszą się odróżniać tymi samymi cechami na terytorium sąsiednim (Nesterov, 1987). Zatem zastosowanie palinologicznej metody porównywania danych jest poprawne, gdy porównywane profile należą do tego samego regionu historyczno-florystycznego.

W trakcie badań osadów późnoplejstocęńskich profili Ukrainy Zachodniej i Dniepru Środkowego zostały zarejestrowane lokalne różnice w charakterystykach szaty roślinnej (Gozhik i in. 2014; Łanczont i in. 2022; Mroczek i in., 2022). Z tego wynika że przy interpretacji wyników analizy palinologicznej konieczne jest uwzględnienie sytuacji geomorfologicznej.

W podsumowaniu można zauważyć, że metoda palinologiczna jest dość skuteczna przy badaniu osadów formacji lessowo-glebowej, ale najlepsze wyniki można osiągnąć stosując kompleks metod badawczych.

Realizacja badań częściowo w ramach projektu NCN pt. „Globalne, regionalne i lokalne czynniki warunkujące zapis paleoklimatyczny i paleośrodowiskowy w ukraińskich sekwencjach lessowo-glebowych wzdłuż doliny Dniepru – od obszarów proksymalnych do dystalnych strefy peryglacjalnej” (nr projektu 2018/31/B/ST10/01507).

Literatura:

Armand A.D., 1963. Feedback and self-development of relief. In: Quantitative methods in geomorphology. Geografiz, 49-63, Moscow (in Russian).

Gozhik P., Komar M., Łanczont M., Fedorowicz S., Bogucki A., Mroczek P., Prylypko S., Kusiak J., 2014. Paleoenviromental history of the Middle Dnieper Area from the Dnieper to Weichselian Glaciation: A case study of the Maksymivka loess profile. Quaternary International 334-335, 94-111.

Grichuk V.P., 1985. Reconstruction of scalar climatic characteristics based on floral indices and estimation of their accuracy. In: Velichko, A.A., Serebryannaya, T.A., Gurtovaya, E.E. (red.), *Methods of palaeoclimates reconstructions*. Nauka, 20–28, Moscow (in Russian with English summary).

Komar M., 2006. Problemy metodyczne analizy pyłkowej lessów i gleb kopalnych. Mat. Konf. „Studia interdyscyplinarne nad lessami - problemy metodyczne”, Sandomierz 14-16 września 2006, UMCS, 38-43, Lublin.

Komar M., Łanczont M., Madeyska T., 2009. Spatial vegetation patterns based on palynological records in the loess area between the Dnieper and Odra Rivers during the last interglacial–glacial cycle. *Quaternary International* 198 (1-2), 152-172.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.04.008>

Korzhenevsky V.V. 1992. Indication of modern processes of relief formation on the basis of ecological and floristic classification (on the example of the Crimea). Dissertation doctor of botanical sciences, 385 ss. Yalta (in Russian).

Łanczont M., Komar M., Mroczek P., Madeyska T., Standzikowski K., Hołub B., Fedorowicz S., Bogucki A., Sytnyk O., Dmytruk R., Yatsyshyn A., Koropecyy R., Tomeniuk O., 2022. Spatio-temporal variability of topoclimates and local palaeoenvironments in the Upper Dniester River valley: insights from the Middle and Upper Palaeolithic key-sites of the Halych region (western Ukraine). *Quaternary International* 652, 112-131.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.10.013>

Nesterov I. (red.), 1987. Methodological aspects of palynology. Nedra, 219 ss, Moscow (in Russian).

Mroczek P., Łanczont M., Komar M., Nawrocki J., Standzikowski K., Hołub B., Krokhmal O., Derevska K., 2022. Pleistocene landscape history of the Middle Dnieper River Valley (Ukraine) based on loess cover studies. In: J. Wolski, E. Regulska, A. Affek (Ed.), *IALE, European Landscape Ecology Congress. Book of Abstracts*, IGiPZ PAN, 178-178, Warsaw.

Utescher T., Bruch F.F., Erdei B., François L., Ivanov D., Jacques F.M.D., Kern A.K., Liu Y.-S.(C.), Mosbrugger V., Spicer R.A., 2014. The Coexistence Approach – theoretical background and practical considerations of using plant fossils for climate quantification. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 410, 58–73. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.05.031>.

ZASTOSOWANIE ANALIZ SPEKTROFOTOMETRYCZNYCH W BADANIACH SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH

Marcin Krawczyk¹, Przemysław Mroczek²

¹Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

²Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Sekwencje lessowo-glebowe to kompleksowe geoarchiwa lądowego zapisu zmian środowiska w plejstocenie, które powstają w wyniku wzajemnego oddziaływania sedimentacji eolicznej, procesów pedogenicznych oraz erozyjno-denuadacyjnych. Zmienność kolorów w pionowych sekwencjach lessowo-glebowych jest naturalna i zależy od wielu czynników, tj. źródła materiału czy postsedymencyjnych zmian, takich jak procesy glebowe różnej rangi stratygraficznej oraz diagenetyzacja. Duża liczba czynników mogących wpływać na zmienność koloru osadu sprawia, że trudno wiązać poszczególne kolory materiału z konkretnymi warunkami środowiska. Potrzeba do tego większej ilości analiz, dla których informacje o barwie osadu stają się nieocenionym uzupełnieniem. Dlatego też pomiar koloru od wielu lat wykorzystuje się w analizach paleośrodowiskowych.

Początkowe opisy koloru były subiektywną oceną materiału dokonywanego przez naukowca podczas prac terenowych. Robione były „na oko” bez zachowania żadnych standardów. Później pojawiły się metody próbujące sprawić pomiar barwy bardziej obiektywnym takie jak skala Munsella, do dziś używana przede wszystkim przez gleboznawców. Jednak pomiar przy jej pomocy nie pozbawiony jest wad i ciągłego dość subiektywnego podejścia. Od co najmniej dekady badania barwy osadu odbywają się przy pomocy spektrofotometrów, które w końcu gwarantują użytkownikowi określenie koloru w sposób powtarzalny, obiektywny i stosunkowo szybki. Jako, że badania koloru przy pomocy cyfrowego spektrofotometru jest metodą względnie nową, nie została opracowana jedna wspólna metodyka wykonywania pomiarów. Zadaniem niniejszego wystąpienia jest przedstawienie metody spektrofotometrycznego określenia barwy osadów budujących sekwencje lessowo-glebowe, pod kątem metodyki używanej przez autorów wraz z przedstawieniem wyników i ich interpretacji. Warty zaznaczenia jest, że wspomniana metodyka jest w wielu aspektach zgodna z metodyką prezentowaną przez innych autorów zajmujących się badaniem koloru osadu.

W badaniach spektrofotometrycznych sekwencji lessowo-glebowych określono następujące wskaźniki: L^* (jasność), a^* (zaczerwienienie), b^* (zażółcenie) oraz wielkość

poszczególnych długości fal widma widzialnego. Na ich podstawie opracowano charakterystyki zmienności spektrofotometrycznych analizowanych sekwencji. Ponadto, dokonano tuningu barw RGB w celu wychwycenia zróżnicowania kolorystycznego, co szczególnie jest istotne w badaniach próbek o „analogowo” niewyczuwalnych różnicach.

Wymienione parametry i wskaźniki stanowią one ważne źródło informacji o osadach – ich pochodzeniu materiału (litogeneza) oraz zmianach postsedymencyjnych (pedo- i diogeneza). Otrzymane wyniki wykazały zmienność kolorystyczną odzwierciedlającą pigmentyzację osadów (lessów). Zarejestrowano przejście od kolorów typowo lessowych (jasny żółty) do typowo glebowych (włącznie z czarnym). Wygenerowane charakterystyki barwne pokazały, że zasadniczo nie ma dwóch jednakowych próbek. Ponadto, cyfrowy zapis barw i wyliczonych wskaźników pozwala na analizy ewolucji środowiska lessowo-glebowego w poszczególnych jednostkach stratygraficznych.

Aktualnym problemem w interpretacji danych spektrofotometrycznych jest brak wzorców kolorystycznych zarówno dla lessów, jak też poziomów glebowych. Przeprowadzone analizy szeregu sekwencji o zbliżonym wieku pozwoliło na stworzenie bazy danych o barwie, ale w każdym analizowanym przypadku kolorystyka ta wykazuje inne trendy. Ważnym wnioskiem metodycznym jest zalecenie prowadzenia analiz jak w największej rozdzielczości – interwał 5 cm jest wartością minimalną.

СТОЯНКИ КОРМАНЬ IV ТА 9 НА ДНІСТРІ: НОВІ ДАНІ

Лариса Кулаковська

Інститут археології НАН України, Київ

У 60-70-х рр. минулого століття було проведено розкопки багаточислової палеолітичної стоянки Кормань IV (О. Черниш та І. Іванова). У результаті міждисциплінарних досліджень цієї пам'ятки та розташованих поряд стоянок Молодово I, IV було сформовано культурно-хронологічну схему розвитку верхньопалеолітичних культур регіону. Тісна співпраця з фахівцями природничих наук уможливила детальну реконструкції палеоекологічного контексту часу існування цих стоянок.

У 2012 р. Дністровська палеолітична експедиція ІА НАНУ зафіксувала нову стоянку, яка була названа Кормань 9. Стоянка знаходиться безпосередньо на березі Дністровського водосховища, збереглася лише верхня її частина відкладів.

Тестові археологічні розкопки дозволили провести стратиграфічні та археологічні дослідження, зібрати необхідний матеріал для археозоологічних, малакологічних аналізів та C14 датування.

У чотирьох - метровому розрізі верхньоплейстоценових відкладів було заіксовано три археологічні шари, які можна віднести до верхнього палеоліту.

Типологічні та технологічні характеристики (нуклеуси для пластинок та мікропластин, мікроліти) дають змогу класифікувати **шар I** як епігравет. На особливу увагу в колекції заслуговують прикраси – підвіски із бурштину, мушлів та зуба песця. Шар датується віком $17,950 \pm 80$ (GrA-59996), що також відповідає часу існування епіграветських індустрій.

У **шарі II** відмічена мінімальна кількість кам'яних артефактів. Отримана дата $18,440 \pm 80$ (GrA-59993) також дозволяє говорити про епіграветський вік колекції.

Шар III за технологічними ознаками крем'яних виробів, ймовірно, відноситься до граветського технокомплексу.

Зважаючи на той факт, що більша частина розрізу Корманя 9 знаходиться під водою, сьогодні досить складно провести стратиграфічну кореляцію дослідженої ділянки стоянки Кормань 9 і Кормань IV.

Разом з тим, з певною долею ймовірності, можна припустити, що археологічні шари Корманя 9 та окремі шари Корманя IV мають подібну хроностратиграфічну позицію та майже ідентичні дати C14.

Чисельно невеликі, але виразні зібрання археологічних знахідок із Корманя 9 дозволяють досить впевнено говорити про дністровський гравет та епігравет. Слід також звернути увагу на той факт, що на стоянці Кормань 9 вперше у регіоні знайдено дрібні прикраси із різноманітних органічних матеріалів.

Відтак, стоянка Кормань 9 існувала протягом досить холодного відрізка часу (LGM), що підтверджено не лише датуванням, а заразом і складом фауністичної колекції та , аналізом мікро – та малакофауни.

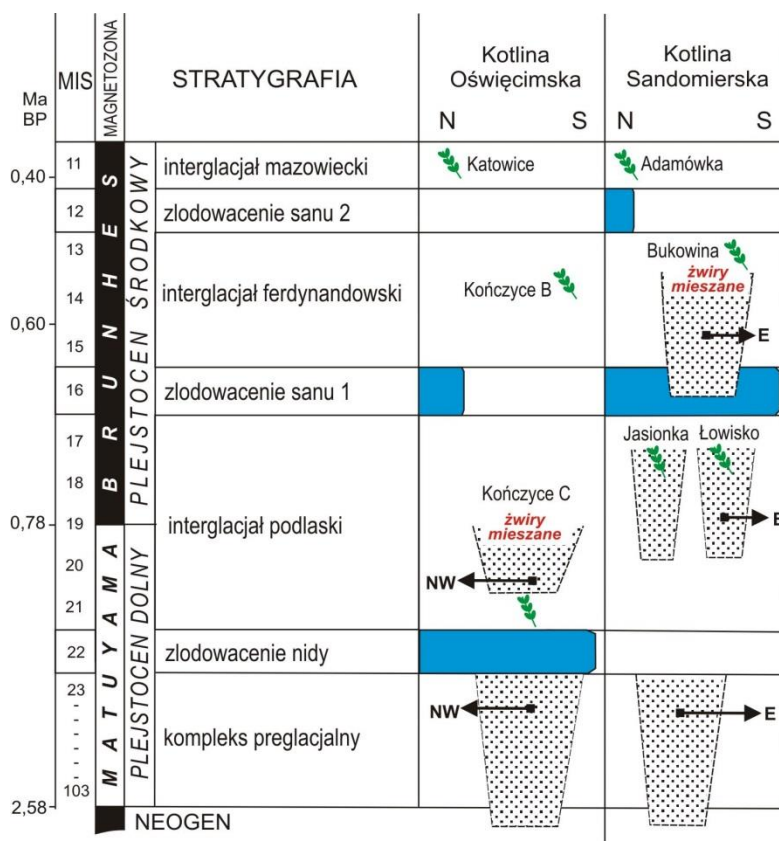
ZŁODOWACENIA PLEJSTOCENSKIE W POŁUDNIOWEJ POLSCE

Leszek Marks

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

W strefie brzeżnej Karpat już od dawna stwierdzano występowanie głazów narzutowych oraz osadów zawierających materiał pochodzenia skandynawskiego, co stanowiło podstawę wyznaczania zasięgu zlodowacenia określanego jako krakowskie lub południowopolskie (por. Lindner, 2001). Szczegółowe prace kartograficzne przeprowadzone w ostatnich kilkudziesięciu latach, a także badania geologiczne w stanowiskach osadów interglacialnych w Kotlinie Sandomierskiej i w Kotlinie Oświęcimskiej wykazały, że lądolody skandynawskie wkraczały na ten obszar parokrotnie. Obecność pierwszego lądolodu w południowej Polsce dokumentuje glina lodowcowa zlodowacenia nidy w stanowisku Kończyce (Kotlina Oświęcimska), która wraz z nadległymi osadami organicznymi interglacjału podlaskiego jest położona poniżej granicy Brunhes/Matuyama (ryc. 1; Wójcik i in., 2004; por. Lindner i in., 2013). W stanowisku tym, poniżej gliny lodowcowej stwierdzono występowanie osadów rzecznych niezawierających materiału skandynawskiego, natomiast w interglacjale podlaskim nastąpił rozwój doliny rzecznej, której osady zawierają tzw. żwiry mieszane (Hilber, 1882; Tietze, 1883; Uhlig, 1883; Łoziński, 1907; Romer, 1907; Stupnicka, 1962; Łanczont, 1997; Łanczont i in., 2011; Lindner, Marks, 2013), czyli z domieszką materiału skandynawskiego.

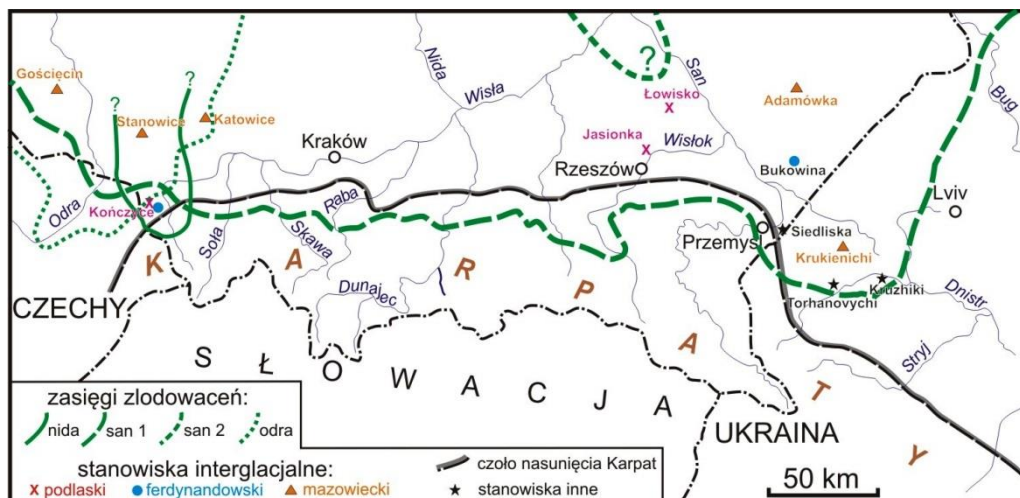
We wschodniej części obszaru podkarpackiego (Kotlina Sandomierska) zaczęła się w tym czasie kształtować dolina rzeczna równoległa do brzegu Karpat, czemu sprzyjały prawdopodobnie ruchy obniżające w strefie brzeżnej nasunięcia karpackiego. Była ona zasilana wyłącznie przez dopływy karpackie, na co wskazuje brak materiału skandynawskiego w osadach i płynęła ku E, do doliny Dniestru (Lindner, Marks, 2015). Funkcjonowanie tej rzeki zostało zaburzone w czasie pierwszego zlodowacenia plejstocenckiego, które dotarło do tej części Karpat, ale w czasie recesji lądolodu reaktywowała się ona w pradolinie (rynnie) podkarpackiej położonej pomiędzy doliną Wisłoki a ujściem Wisłoka do Sanu (Laskowska-Wysoczańska, 1967). W tym czasie w osadach rzeki podkarpackiej pojawiła się już domieszka materiału skandynawskiego (ryc. 1), co znalazło swoje odzwierciedlenie także w osadach tarasu VI w dolinie Dniestru (Lindner, Marks, 2015).



Ryc. 1. Złodowacenia skandynawskie, stanowiska flory interglacjalnej i osady rzeczne na północnym przedpołu Karpat; występowanie żwirów mieszanych wskazuje na domieszkę materiału skandynawskiego, a strzałki pokazują kierunek odpływu rzecznej; według Lindnera i Marksa (2015), zmodyfikowane

Sukcesja pyłkowa i położenie stanowisk interglacjalnych w Kotlinie Sandomierskiej umożliwiły określenie wieku złodowacenia skandynawskiego i zasięgu lądolodu w Kotlinie Sandomierskiej i strefie brzeżnej Karpat (ryc. 2). Wyznaczanie dotychczas zasięgów dwóch złodowaceń na tym obszarze, korelowanych ze złodowaceniami sanu 1 i sanu 2, było oparte na założeniu, że sukcesja pyłkowa w stanowisku Jasionka reprezentuje interglacja ferdynandowski (Lindner, 1988a, b, 2001), co wynikało z oceny wyników analizy pyłkowej (Dąbrowski, 1967) i późniejszej interpretacji stratygraficznej (Głazek i in., 1976). W ten sposób, występowanie gliny lodowcowej przykrywającej osady interglacjalne w Jasionce stanowiło przesłankę do wyróżnienia złodowacenia sanu 2, które miało mieć największy zasięg w południowo-wschodniej Polsce i zachodniej Ukrainie, a lądolód wkraczał miejscami w kotliny karpackie (Łanczont, 1997; Łanczont i in., 2003, 2019). Złodowacenie to utożsamiano z tzw. złodowaceniem wilgi zdefiniowanym w stanowisku Ferdynandów na południowym Podlasiu (por. Janczyk-Kopikowa i in., 1981). Później uznano, że złodowacenie

sanu 2 dotarło jedynie do środkowej części Kotliny Sandomierskiej (Lindner, 2001; por. Gozhik i in., 2012).



Ryc. 2. Zasięgi zlodowaceń i główne stanowiska w południowo-wschodniej Polsce; na podstawie Lindnera i Marksa (2015) oraz Łanczont i in. (2019), zmodyfikowane

Istotne znaczenie dla określenia zasięgu lądolodów zlodowacenia sanu 1 i sanu 2 ma stanowisko Bukowina w rejonie Jarosławia, we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (por. Lindner, 2001). W spągu profilu stwierdzono ility krakowieckie miocenu, na których występują słabo wysortowane żwiry i piaski fluwioglacjalne z domieszką materiału skandynawskiego (Wieczorek, 1999), pochodzącego prawdopodobnie z rozmywania gliny lodowcowej sanu 1. Powyżej występują osady pełnego cyklu rzeczno, rozpoczętego piaskami o stopniowo drobniejącej frakcji. Na nich leżą torfy kopalnego starorzecza oraz piaski i mułki facji pozakorytowej. Wykonana dla tych osadów analiza palinologiczna wskazała na drugie optimum sukcesji ferdynandowskiej (Granoszewski, 1999). Powyżej występują młodsze piaski rzeczne, związane ze zlodowaceniem odry i piaski przewiane ze zlodowacenia wisły (Wieczorek, 1999).

Weryfikacja liczby i zasięgu zlodowaceń w Kotlinie Sandomierskiej stała się możliwa w wyniku skorelowania sukcesji pyłkowej w Łowisku z sukcesją pyłkową w Jasionce (Stuchlik, Wójcik, 2001), czyli z młodszą częścią interglacjału podlaskiego (por. Lindner, Marks, 2013), stwierdzenia braku przykrycia przez glinę lodowcową sukcesji ferdynandowskiej w stanowisku Bukowina oraz występowania tylko jednej gliny lodowcowej na przeważającym obszarze Kotliny Sandomierskiej (por. Łanczont i in., 1988; Dolecki in., 1996; Łanczont, 1997). Wskazuje to jednoznacznie, że Kotlina Sandomierska została w zasadzie objęta jedynie zlodowaceniem sanu 1, a śladów obecności lądolodu zlodowacenia sanu 2 można co najwyżej

spodziewać się w jej najbardziej północnej części (ryc. 2). Dodatkową przesłanką potwierdzającą mniejszy zasięg zlodowacenia sanu 2 jest sytuacja geologiczna w zachodniej części południowego Podlasia. W tym obszarze, glina lodowcowa zlodowacenia sanu 2 występuje zwykle na osadach interglacjału ferdynandowskiego, jednak brak takiego przykrycia w niektórych stanowiskach tego interglacjału (por. Żarski i in., 2009: ryc. 4, 6) może wskazywać na ograniczony zasięg lądolodu zlodowacenia sanu 2.

Literatura:

Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1988. Chronologia termoluminescencyjna osadów lądolodu Sanian (=Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 58, 191-205.

Dąbrowski M.J., 1967. Pollen analysis of an interstadial profile from Jasionka near Rzeszów. *Acta Geologica Polonica* 17 (3), 509-520.

Dolecki L., Łanczont M., Nowak J., 1996. Osady glacialne mezoplejstocenijskie na pograniczu Polski i Ukrainy. W: A. Kostrzewski (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 2. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 83-95.

Głazek J., Lindner L., Wysoczański-Minkowicz T., 1976. Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica* 26 (3), 376-393.

Gozhik P., Lindner L., Marks L., 2012. Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. *Quaternary International* 271, 31-37.

Granoszewski W., 1999. Analiza pyłkowa osadów interglacialnych z Bukowiny (arkusz Laszki). W: T. Malata i in. (red.), VI Konferencja 'Stratygrafia plejstocenu Polski', Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Państwowy Instytut Geologiczny, 19–20, Kraków.

Hilber V., 1882. Geologische Aufnahmen um Jarosław und Leżajsk in Galizien. *Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt*, 1882, 243–247.

Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J., 1981. Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the North European Plain. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 335, 65–79.

Laskowska-Wysoczańska W., 1967. Interglacystadią zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa. *Acta Geologica Polonica* 17 (3), 495–507.

Lindner, L., 1988a. Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny* 36 (1), 31-39.

Lindner L., 1988b. Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe. *Acta Geologica Polonica* 38 (1-4), 63-83.

Lindner L., 2001. Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Przegląd Geologiczny* 49 (9), 819-821.

Lindner L., Marks L., 2013. Origin and age of Pleistocene 'mixed gravels' in the northern foreland of the Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 83, 29-36.

Lindner, L., Marks, L., 2015. Early and Middle Pleistocene fluvial series in northern foreland of the Carpathians (Poland and Ukraine) and their relation to Dnistr River terraces. *Quaternary International* 357, 22-32, doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.

Lindner, L., Marks, L., Nita, M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International* 292, 113-123, doi.org/10.1016/j.quaint.2012.11.018

Łanczont M., 1997. Profile of the Quaternary deposits at Siedliska (foreland of the Przemyśl Carpathians, south-eastern Poland) and its paleogeographic aspect. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balkanica* 31, 5-29.

Łanczont M., Bogucki A., Hołub B., Jacyszyn A., Kusiak J., 2011. Żwiry mieszane na przedgórzu Karpat Przemyskich i Dobromilskich – rozmieszczenie, zestawienie poglądów o ich pochodzeniu. W: A. Bogucki i in. (red.), Zbiornik naukowych prac do XVII ukraińsko-polskiego seminaru, Sambir, Ukraina, 15-18 września 2011. Lvivskij Nacionalnij Universitet imeni Ivana Franka, 139-153, Lviv.

Łanczont M., Bogucki A., Yatsyshyn A., Terpiłowski S., Mroczek P., Orłowska A., Hołub B., Zieliński P., Komar M., Woronko B., Kulesza P., Dmytruk R., Tomeniuk O., 2019. Stratigraphy and chronology of the periphery of the Scandinavian ice sheet at the foot of the Ukrainian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 530, 59–77.

Łanczont M., Butrym J., Pękala K., 1988. Stratigraphic and palaeogeographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemyśl, East Carpathians. *Quaternary Studies in Poland* 8, 79-84.

Łanczont M., Pidek I.A., Bogucki A., Wieliczekiewicz F., Wojtanowicz J., 2003. Kluczowy profil interglacjału mazowieckiego w Krukienicach na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (Ukraina). *Przegląd Geologiczny* 51 (7), 597-608.

Łoziński W., 1907. Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 52, Wien, 375-398.

Romer E., 1907. Kilka spostrzeżeń wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. *Kosmos* 32, 423-440.

Stuchlik L., Wójcik A., 2001. Pollen analysis of Malopolanian Interglacial deposits at Łowisko (Kolbuszowa Upland, southern Poland). *Acta Palaeobotanica* 41 (4), 15-26.

Stupnicka E., 1962. Age and origin of mixed gravels in the Cieszyn Upland (SW Poland). *Acta Geologica Polonica* 12, 263-294.

Tietze E., 1883. Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt* 33, 279-309.

Uhlig V., 1884. Über ein Vorkommen von Silurblöcken im nordischen Diluvium Westgaliziens. *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt* 335-336.

Wieczorek D., 1999. Sytuacja geologiczna osadów organicznych w profilu Bukowina (otw. Bukowina 4) na arkuszu Laszki (985) SMGP 1:50 000 (wschodnia część Kotliny Sandomierskiej). W: T. Malata i in. (red.), VI Konferencja 'Stratygrafia plejstocenu Polski', Czudec, 31 sierpnia – 4 września 1999. Państwowy Instytut Geologiczny, 70-77, Kraków.

Wójcik A., Nawrocki J., Nita M., 2004. Plejstocen w profilu Kończyce (Kotlina Oświęcimska) – analiza genezy i wieku na tle schematów podziału stratygraficznego czwartorzędu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 409, 5-50.

EOLICZNE I GLACJALNE OSADY W DOLINIE ŚRODKOWEGO DNEPRU NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA VELYKA ANDRUSIVKA

**Maria Łanczont¹, Przemysław Mroczek¹, Maryna Komar², Jerzy Nawrocki^{1,3},
Karol Standzikowski¹, Oleksii Krokhmal⁴, Kateryna Derevska^{2,5},
Sergii Prylypko⁴, Beata Hołub¹**

¹ Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

² Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych NAN Ukrainy, Kijów, Ukraina

³ Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

⁴ Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy, Kijów, Ukraina

⁵ Narodowy Uniwersytet, Akademia Kijowsko-Mohylańska, Kijów, Ukraina

W powstaniu, rozwijaniu i uszczegółowianiu schematu stratygrafii plejstocenu oraz rekonstrukcji paleoklimatycznych Europy środkowo-wschodniej istotną rolę odgrywają ukraińskie sekwencje lessowo-glebowe (LPS), wchodzące w obręb wschodnioeuropejskiej kontynentalnej subdomeny lessów (Różycki 1991; Lehmkuhl i in. 2021). Zajmują one znaczą część powierzchni kraju a ich dystrybucja jest zróżnicowana. Na północ od równoleżnika Kijowa występują w postaci różnych rozmiarów osobliwych wysp lessowych, a na południe – tworzą niemal ciągłą pokrywę o rosnącej ku S grubości (Hasse i in., 2007). W części osady te występują na seriach rzecznych plejstocénskich teras Dniepru oraz na terenach objętych zasięgiem lądolodów kontynentalnych Elstery (Oki) i Saalian (Dniepru) a pozostawione przez nie pokłady moreny występują jako poziom śród- lub podlessowy. Takie repere stratygraficzne wzbogacają znaczenie LPS jako archiwów zmian klimatu dla co najmniej środkowego i górnego plejstocenu.

Dla zasięgu lądolodu Dniepru obszarem stratotypowym jest obszar środkowego dorzecza Dniepru, na pograniczu prawobrzeżnej Wyżyny i lewobrzeżnej Niziny Naddnieprzańskiej. Lądolód głębokim lobem wsunął się wzdłuż osi doliny aż po równoleżnik miasta Dnipro, do swojego maksymalnego zasięgu (Gozhik i in., 2001). Ponadto według stref genetyczno-klimatycznych europejskich osadów lessowych i lessopodobnych w opracowaniu Łanczont i Wojtanowicza (2000), wzdłuż doliny Dniepru przebiega strefa graniczna peryglacjalnych lessów – środkowoeuropejskich w odmianie suchej i wschodnioeuropejskich kontynentalnych.

W otoczeniu zbiornika Kremenчук (zapora na środkowym Dnieprze w Svitlovodsku), napełnionego w latach 1959–1961, utworzyły się strome klify, intensywnie podcinane na skutek dużych wahań poziomu wody w zbiorniku. W nich odsłaniają się serie obejmujące elementy fluwialne, glacialne i fluwio/limniglacialne oraz najgrubsze – eoliczne z glebami kopalnymi. Głównie są to więc klify lessowe. Miejscami dokumentowane są silne zaburzenia

glacitektoniczne, łącznie z osadami podłoża podczwartorzędowego. U stóp klifów gromadzą się na plaży wielkie głazy skał skandynawskich. Szereg profili plejstocęńskich położonych po obu stronach zbiornika stanowi ważny przyczynek do dyskusji problemu regionalnej stratygrafii czwartorzędu środkowego Dniepru, a także warunków paleośrodowiskowych w czasie i po deglacjacji tego obszaru.

Sekwencja plejstocęńska odsłaniająca się w klifach powyżej zapory w prawobrzeżnej części środkowego Dniepru lokalizuje się w strefie marginalnej zasięgu lądolodu (Gozhik i in., 2001). Głównym elementem rzeźby tego terenu jest glacialno-glacifluwalna równina z ciągłą pokrywą lessową, tworzącą plateau wysoko podniesione nad poziom wody i lekko faliste oraz rozcięte dolinami rzek Tyasmyn i Tsibulnik i ich dopływów. Do tych rzek uchodzą liczne wąwozy. Największe i głębokie młode systemy jarowe, zawieszone nad dnem doliny, rozcinają strefę krawędziową plateau. Utwory plejstocęńskie tego obszaru były badane w okolicach miejscowości Nahirne i Velyka Andrusivka (Komar i in., 2005, 2018). W rejonie Nahirnego

W latach 2020-2021, w polsko-ukraińskim zespole podjęto prace geologiczne w nowym odsłonięciu usytuowanym na wschodnim krańcu miejscowości Velyka Andrusivka w kierunku wsi Nahirne. Leży ono 12 km na wschód od dawniej badanego profilu, obecnie o znaczeniu archiwalnym (Komar i in., 2005), ponieważ jest niedostępny z powodu rekultywacji i sztucznego wzmocnienia klifu. Badania prowadzono w kilku punktach: w profilu głównym, usytuowanym bezpośrednio w obrębie wysokiego klifu oraz w profilach pomocniczych – w bezpośrednim jego sąsiedztwie, w dnie doliny (przy plaży), w górnej części głębokiego wąwozu, położonego ok. 1 km na zachód od profilu głównego oraz na przyległym do profilu głównego fragmencie plateau, w odległości 0,9 km na południe i 90 m powyżej niego.

W profilu głównym udokumentowano dwa podstawowe kompleksy osadów: glacialny (około 5 m) oraz lessowo-glebowy (około 15 m). Z wydzielonych warstw lessowych i glebowych pobrano regularnie, co 0,05 m próbki do analiz uziarnienia i spektrofotometrii oraz oznaczeń zawartości pierwiastków głównych i śladowych, jak też, co 0,1 m, do analizy paleomagnetycznej, a z wybranych poziomów – do oznaczenia wieku metodą OSL. Ponadto do analizy paleomagnetycznej oraz na określenie wieku OSL pobrano próbki z lessu młodszego ze ściany wąwozu. Odrębnie, w trzech lokalizacjach (2 w dnie doliny i 1 na wierzchołku), pobrano kolekcję próbek z gliny lodowcowej w celu analizy anizotropii podatności magnetycznej (AMS) dla ustalenia kierunku jej depozycji. Sondażowo pobrano próbki na zawartość szczątków małych ssaków z osadów wodno-lodowcowych w odsłonięciu przy dnie doliny sąsiadującym od zachodu z profilem głównym oraz na analizę pyłkową lessów podmorenowych na wysoczyźnie (analizy w toku).

Kompleks dolny w głównym odsłonięciu reprezentowany jest przez bazalną, masywną glinę lodowcową (do 3 m) ilasto-piaszczystą z głazami w spągu oraz serię wodno-lodowcową (2 m) pylasto-piaszczystą z rozproszonym materiałem żwirowym. Osie anizotropii podatności maksymalnej K1, badane w glinie zwałowej przy dnie doliny i na plateau, w większości lokują się w 3 i 1 ćwiartce sfery rzutów, wskazując na możliwy kierunek przemieszczania się strumienia lodu z północnego wschodu. Jest to kierunek lokalny, wymuszony dawną konfiguracją podłoża podlodowego w rejonie wylotu dolin bocznych, przy ogólnym kierunku lobu Dniepru z NW na SE (wg odrębnego szkicu prof. P. Gozhika †).

Kompleks górny reprezentowany jest przez cztery jednostki glebowe (łącznie z glebą holoceniową) i dwie lessowe. Cechami przewodnimi gleby dolnej S2 (wg stratygrafii ukraińskiej kaydaki), korelowanej z MIS 7, rozwiniętej na osadach wodnolodowcowych, jest ogłowienie i dwudzielność poziomu wzbogacania. Silne ślady rozmycia poziomów genetycznych, a także struktury mrozowe wskazują na złożony proces jej transformacji i niszczenia. Przykrywają tę glebę warstwowane osady pylasto-piaszczyste (6,5 m). W ich górnej części pojawiają się ślady kopalnej warstwy czynnej oraz występują soczewy piaszczyste ze żwirami lokalnymi i północnymi, drobnymi i średniej wielkości. To całe ogniwo nawiązuje stratygraficznie do jednostki L2 (tyasmyn), korelowanej z MIS 6. Wyżej położony jest wyraźnie odmienny litologicznie zespół dwóch gleb kopalnych (1,6 m) rozwiniętych na lessie. Są one silnie zdiagenezowane; liczne są w nich kretowiny wypełnione humusem i materiałem poziomu iluwialnego. Niższa jednostka, z której obecne są tylko resztki poziomu wzbogacania, o wieku OSL 124 ± 11 ka, to szczątkowo zachowana gleba S1 (pryluki) wiązana z MIS 5. Bezpośrednio na niej leży interstadialna gleba darniowa vytachiv, o profilu A-B, o wieku OSL w przedziale 55-34 ka, korelowana z MIS 3. Less L1 odpowiadający ostatniemu zlodowaceniu jest reprezentowany tylko przez jego jedno, młodsze ogniwo. Jest to less bugski (3,5 m) homogeniczny, bardzo zwięzły, nasycony i spojony węglanem wapnia, o wieku OSL w przedziale 32-20 ka; odpowiada MIS 2. Less stanowi skałę macierzystą dla stropowego potężnego czarnoziem (1,95 m).

W tym nowym stanowisku osadów plejstoceniowych Velyka Andrusivka zaznacza się – na tle regionu – pewna odrębność przebiegu procesów less- i pedotwórczych w okresie po deglacjacji lądolodu Dniepru. Na cechach wewnętrznej budowy pokrywy lessowej odcisnęły swoje piętno lokalne silnie zróżnicowane warunki hipsometryczne determinujące zapewne rozkład stosunków termiczno-opadowych i wilgotnościowych oraz cyrkulacyjnych. M.in. do rzadkości należy specyficznie rozwinięta jednostka odpowiadająca L2. Są to osady słabo (lub wcale nie) zlessyfikowane, które nie wykazują typowego dla środowiska eolicznego ułożenia

osi minimalnej podatności magnetycznej. Cechuje je alternacja cienkich warstw o całkowicie odmiennym uziarnieniu (wybitnie piaszczyste vs. pylaste; są warstewki całkowicie pozbawione iłu!). Przestrzennie zmienne i zróżnicowane warstwowanie, nieciągłe, faliste i konwolutne, świadczy o grawitacyjnym spełzywaniu powierzchniowym materiału mineralnego. O procesach erozji w warunkach mrozowych w początkowej fazie MIS 6 świadczy zuskokowanie oraz silne zniszczenia części stropowej gleby kd, które są dobrze widoczne w wynikach analiz uziarnienia i spektrofotometrii; są to nagłe zmiany i odmienne wskaźniki w stosunku do tych rejestrowanych w glebie. Akt sedymentacji stokowej kończy depozycja żwirów w obrębie epizodycznych niewielkich koryt na stoku (o szerokości do 2 m), zastąpiona powyżej niewielką eoliczną sedymentacją lessu (do 1 m). Zatem środowisko sedymentacyjne opisaney warstwy było bardzo złożone i cechowało się wysoką aktywnością i wydajnością akumulacyjną peryglacialnych procesów zmywowo-stokowych, przy minimalnym udziale procesów eolicznych. W finalnych lessach prawdopodobnie zapisana jest korzeniowa część profilu gleby pl, widoczna co najwyżej w formie poziomego wzbogacania (wzrost udziału iłu oraz czerwona barwa). Pod względem miąższości, litologii jak i struktur sedymentacyjnych, ogniwo korelowane z lessem tyasmyńskim bardziej przypomina less L2 z niektórych profili Polski SE a także Ukrainy zachodniej niż Ukrainy środkowej, gdzie zazwyczaj jego grubość nie przekracza 1 m i rzadko jest zachowany w pierwotnej postaci wskutek wpływu pedogenezy S1 (Gozhik i in., 2014).

W analizowanym profilu występuje luka stratygraficzna między jednostkami pryluki i vytchiv; brak jest lessu udajskiego (MIS 4). Natomiast w sąsiednim odsłonięciu less ten ma miąższość ok. 3 m (Komar i in. 2005). Wskazuje to na silne przestrzenne zróżnicowanie środowiska sedymentacji lessu ud. Wspomniana wyżej luka może wskazywać na miejscową intensyfikację erozji stokowej, zapewne pod koniec MIS 4, przeciwnie do opisanego wyżej okresu MIS 6, kiedy skutki procesów stokowych zostały zarejestrowane w akumulacji. Być może świadczy to o przemodelowaniu rzeźby terenu między tymi okresami, co spowodowało zmianę jej dynamiki.

Less bugski wykazuje przestrzennie różne tempo sedymentacji, wyraźnie wyższe powyżej krawędzi doliny Dniepru (plateau), gdzie wskaźnik MAR określono na $3000 \text{ g/m}^2/\text{rok}$ niż wewnątrz doliny (ok. $500\text{-}600 \text{ g/m}^2/\text{rok}$). Less MIS 2 w badanym stanowisku ma cechy wspólne z innymi profilami w obszarze środkowego Dniepru (Gozhik i in., 2014; Komar i in., 2018). W jego budowie zaznacza się warstwowanie, dobrze widoczne w uziarnieniu, jak i widać, że miejscami składowa eoliczna ustępowała miejsca procesom stokowym.

Badania realizowane w ramach projektu NCN pt. „Globalne, regionalne i lokalne czynniki warunkujące zapis paleoklimatyczny i paleośrodowiskowy w ukraińskich sekwencjach lessowo-glebowych wzdłuż doliny Dniepru – od obszarów proksymalnych do dystalnych strefy peryglacjalnej” (projekt nr 2018/31/B/ST10/01507).

Literatura:

Gozhik P.F., Matviishina Zh., Gerasimenko N., 2001. The Ukraine Quaternary explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for the East-West correlation. Excursion Guide. Institute of Geological Sciences NASU, Kyiv, 63 ss.

Gozhik P., Komar M., Łanczont M., Fedorowicz S., Bogucki A., Mroczek P., Prylypko S., Kusiak J., 2014. Paleoenvironmental history of the Middle Dnieper Area from the Dnieper to Weichselian Glaciation: A case study of the Maksymivka loess profile. *Quaternary International* 334-335, 94-111.

Haase D., Fink J., Haase G., Ruske R., Pécsi M., Richter H., Altermann M., Jäger K.-D., 2007. Loess in Europe – its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1301–1312. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.003>.

Komar M., Krokhmal A.I., Melnik O.V., Prylypko S.K., 2005. Neopleistocenovi vidklady rozrizu Velyka Andrusivka (Seredne Prydniprovyia). *Geol. žurnal* 2, Kiev, 106–113.

Komar M., Łanczont M., Fedorowicz S., Gozhik P., Mroczek P., Bogucki A., 2018. Stratigraphic interpretation of loess in the marginal zone of the Dnieper Ice sheet and evolution of its landscape after deglaciation (Dnieper Upland, Ukraine). *Geological Quarterly* 62 (3), 536–552.

Lehmkuhl F., Nett A., Hošek J., Marković S. B., Obreht I., Sümegi P., Veres D., Zeeden C., Boemke B., Schaubert V., Viehweger J., Hambach U., 2021. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Science Reviews* 215, 103496. [/doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496)

Łanczont M., Wojtanowicz J., 2009. Typologia przestrzenna lessów Europy (Spatial typology of European loess). W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 5, Seria Geografia 88, 301–314.

Różycki S.Z., 1986. Pyłowe utwory typu lessowego na świecie — ich występowanie i geneza. *Studia Geologica Polonica*, 85, Wyd. Geol., Warszawa, 193 ss.

ANIZOTROPIA PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ W BADANIACH LESSÓW – PRZYKŁADY Z POLSKI I UKRAINY

Jerzy Nawrocki^{1,2}, Andrej Bogucki³, Petro Gozhik⁴, Maria Łanczont¹, Przemysław Mroczek¹, Karol Standzikowski¹, Maryna Komar^{4,5}, Olga Rosowiecka², Olena Tomeniuk³

¹Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

²Państwowy Instytut Geologiczny - PIB, Warszawa

³Wydział Geografii, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franki, Lviv, Ukraina

⁴Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Kyiv, Ukraina

⁵Narodowe Muzeum Historii Naturalnej, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Kyiv, Ukraina

Anizotropia podatności magnetycznej (AMS) może służyć do rekonstrukcji kierunków transportu osadu, czy też do wskazania kierunków nacisku tektonicznego. Od blisko dwudziestu lat z dużym powodzeniem stosowana jest w badaniach lessów, dając podstawy do określenia kierunków transportu eolicznego i szerzej cyrkulacji atmosferycznej w okresie ich powstawania. Przedmiotem badań AMS było szereg profili lessowych położonych na Ukrainie i w południowo-wschodniej Polsce. Ich wyniki pozwalają na przedstawienie między innymi następujących wniosków:

- Parametru anizotropii P jest kilkakrotnie niższy w lessach nadczarnomorskich niż w lessach z innych obszarów Ukrainy i z Polski. Fakt ten może przemawiać za znaczącym przekształceniem (diagenezą) lessów z okolic Morza Czarnego, prowadzącym do redukcji tego parametru.
- Część badanych lessów w trakcie sedymentacji objęta była procesami stokowymi, co znalazło odzwierciedlenie w charakterystycznym rozkładzie osi AMS na sferze rzutów.
- Tylko w niewielkiej części lessów zaobserwowano dominację składowej AMS opartej na nośnikach wydłużonych, czyli lineacji. W zdecydowanej większości dominuje foliacja związana z minerałami magnetycznymi o kształcie spłaszczonym.
- Osie minimalnej podatności magnetycznej (foliacji) bardzo często odbiegają od typowej, sedymentacyjnej pozycji na sferze rzutów, wskazując na imbrykację płaskich nośników podatności magnetycznej. Kierunek imbrykacji osi podatności minimalnej jest podstawowym parametrem zastosowanym do rekonstrukcji cyrkulacji atmosferycznej w trakcie sedymentacji badanych lessów.
- W kilku horyzontach lessów z profilu Roksolany stwierdzono identyczny kierunek wiatrów je deponujących, który jednoznacznie wskazuje, że materiał lessowy był głównie dostarczany z koryta Dniestru.

- W lessach powstałych w okresie MIS2, które badano w profilach Cherepyn, Korshiv i Jarosław stwierdzono identyczną zmienność kierunków imbrykacji osi podatności minimalnej. Jednym z ważniejszych, bardzo wyraźnie zaznaczonych jej elementów jest nagła transformacja wskazująca na przejście od cyrkulacji atmosferycznej południowej na północną, co miało miejsce około 21500 lat temu. Przejście to związane jest z uruchomieniem cyrkulacji katabatycznej i wskazuje dokładnie czas pojawienia się na północy mas lądolodu z głównej dla pobliskiego obszaru nadbałtyckiego fazy ochłodzenia w obrębie MIS2. Cyrkulacja północna w okresie MIS2 pojawia się w zapisie AMS również wcześniej, ale występuje tylko w bardzo niewielkich fragmentach badanych profili.

Badania realizowano w ramach projektu NCN pt. „Czwartorzędowa paleocyrkulacja atmosferyczna między Wisłą a Morzem Czarnym w świetle wyników pomiarów anizotropii podatności magnetycznej i badań proveniencji materiału detrytycznego pokryw lessowych” (projekt nr 2014/15/B/ST10/03695).

PROBLEMY BADAWCZE STANOWISK PALEOLITYCZNYCH NA ZDENUDOWANYCH LESSACH (DZBAŃCE 21, PŁASKOWYŻ GŁUBCZYCKI)

**Marta Połtowicz-Bobak¹, Maria Łanczont², Przemysław Mroczek², Dariusz Bobak³,
Karol Standzikowski²**

¹Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, Rzeszów

²Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii-Curie-Skłodowskiej, Lublin

³Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Rzeszów

Stanowisko Dzbańce 21 zostało odkryte w 2013 roku, przez jedno z autorów (MPB) oraz Adama Nowaka z IA UR. Badania wykopaliskowe rozpoczęto w 2021 roku i kontynuowano w 2022.

Stanowisko zlokalizowane jest w strefie wododziałowej Morawki i Troi, na zachodnim skraju Wysoczyzny Kietrzańskiej, stanowiącej południową część Płaskowyżu Głubczyckiego. Ułożone jest na wysokości 303 m n.p.m., na wierzchołku z pokrywą cienkich osadów lessowych, które powlekają środkowopolejskie osady piaszczysto-żwirowe lub starsze – przedczwartorzędowe (karbońskie). Wykopy archeologiczne wykonano na wypłaszczonej powierzchni lekko falistej wysoczyzny skąd długie wypukłe stoki schodzą do dość głębokich suchych dolinek nieckowatych. W głowach takich nieck, w bezpośrednim sąsiedztwie stanowiska, wychodzą na powierzchnię terenu osady wodno-lodowcowe o charakterze luźnych, różnoziarnistych piasków z domieszką żwirów skał lokalnych i północnych, w tym krzemieni (Badura i in., 1994, 1996).

Udokumentowana w szeregu wkopów archeologicznych sekwencja osadów pylastych o miąższości do 3,5 m w całości jest zmieniona przez procesy pedogeniczne oraz podścielona przez osady pylasto-żwirowe. Typowa sekwencja ma zgeneralizowaną budowę: Ap-Bt. Cechami przewodnimi tych gleb są: wielodzielność poziomu wzbogacania (do 5 podpoziomów) i ogłowienie. Poszczególne podpoziomy Bt wyraźnie odróżniają się od siebie w litologii, morfologii i kolorystyce, a granice między nimi mają charakter erozyjny.

Analizy uziarnienia (wykop 11) potwierdziły litologiczną odmienność poszczególnych poziomów glebowych. Zawartość trzech frakcji głównych, jak też subfrakcji oraz wskaźniki uziarnienia potwierdzają ich specyfikę litologiczną i dają podstawy do ich jednoznacznego wydzielenia i zróżnicowania genetycznego. Osady tej sekwencji zasadniczo można określić mianem lessów o zmiennej zawartości ilu i piasku, przy czym udział poszczególnych subfrakcji

i wskaźników uziarnienia skokowo zmienia się na kontakcie poszczególnych poziomów. Seria podścielająca jest nielessowa.

Wyniki datowań OSL potwierdzają złożoną genezę i historię opisywanych poziomów glebowych. W ich świetle sekwencja osadów reprezentuje dwa ostatnie cykle lessotwórcze. Najmłodsza data ($21,1 \pm 1,4$ ka), która została wykonana dla próbki osadów „współczesnego” poziomu Bt₂, stratygraficznie odpowiada MIS 2 i wskazuje na górnopleniglacialny wiek tworzywa lessowego gleby. Wiek środkowego ogniwa (tzw. poziom Bt₃) został określony na $60 \pm 5,1$ ka i $57,3 \pm 3,7$ ka, co pozwala korelować go z MIS 3 i uznać za zredukowaną glebę interstadialną typu komorniki (rozpowszechniona w regionie nazwa poziomu, wprowadzona przez Jersaka, 1973). Z kolei dolne ogniwo (poziomy Bt₄-Bt₅) o wieku OSL 161 ± 12 ka i 183 ± 14 ka stanowi dwudzielny poziom wzbogacania dojrzałej gleby z interglacjału eemskiego (substadium izotopowo-tlenowe 5e) wykształconej na osadach lessowych zlodowacenia przedostatniego.

Artefakty krzemienne znajdowały się *in situ*, w warstwie leżącej bezpośrednio poniżej poziomu ornego (Ap), w lessie silnie przetworzonym przez młodsze procesy glebowe. Zabytki spoczywały często w pozycji ukośnej bądź pionowej co wskazuje na lekkie przemieszczenia postdepozycyjne związane prawdopodobnie z wymarzaniem artefaktów, które nie doprowadziło jednak do większych zaburzeń układów przestrzennych.

Ogółem odkryto 197 artefaktów krzemiennych pochodzących z warstwy kulturowej. Wszystkie wykonano z lokalnego surowca narzutowego. W odkrytym inwentarzu znajduje się jednopiętowy rdzeń wiórowy, niewielka seria narzędzi w tym drapacze, rylce klinowate i pięć tylczaków bądź ich fragmentów a także debitaż i odpadki z produkcji. Na powierzchni znaleziono dodatkowo mały, płaski surowiak należący z pewnością do tego samego zespołu. Część zabytków jest przepalona. Dotyczy to zarówno debitażu i odpadków jak też dwóch z pięciu tylczaków. Nie zaobserwowano koncentracji zbytków przepalonych, ale w zachodniej części badanego terenu odkryto fragmenty węgla drzewnych, których związek z osadnictwem jest bardzo prawdopodobny.

Charakterystyka inwentarza krzemiennego wskazuje, że odkryte stanowisko należy do górnopaleolitycznego kompleksu graweckiego, bądź epigraweckiego. Prawdopodobnie mamy tu od czynienia z obozowiskiem sezonowym o nieznanym na razie wielkości. Świadczy o tym charakter inwentarza – typy narzędzi oraz brak rdzeni i odpadków związanych z wczesnymi fazami zaprawy. Dotychczasowe badania terenowe obejmujące niewielką przestrzeń 28 m², nie pozwala na razie na uchwycenie czytelnych układów przestrzennych ani ewentualnego zróżnicowania przestrzennego i funkcjonalnego stanowiska.

Zarówno osadnictwo graweckie, jak i epigraweckie znane jest z terenów i polskiego, i czeskiego Śląska oraz Moraw. Brama Morawska stanowiła od początku prądziejów ważny szlak komunikacyjny, łączący obszary położone po jej obydwu stronach; stanowisko w Dzbańcach jest tu kolejnym punktem. Lekko pagórkowaty typ krajobrazu, który istnieje w otoczeniu stanowiska, uznawany jest za teren najbardziej sprzyjający dla pobytów ludzi z górnego paleolitu, bo oferuje wiele możliwości wyboru dogodnych miejsc na obozowanie z dobrym polem obserwacji. Warstwa z zabytkami leży ok. 0,3 m powyżej najmłodszej datowanej próbki, co sugeruje wiek stanowiska młodszy niż 21,4 ka, a to wskazuje, że może chodzić tu osadnictwo młode (epigraweckie?), które miało miejsce prawdopodobnie już po maksymalnej fazie LGM. Być może bardziej precyzyjnych danych dostarczą kolejne daty OSL oraz, prawdopodobnie, datowanie ^{14}C .

Na obecnym etapie badań trudno jest odpowiedzieć na szereg pytań, zwłaszcza tych o jednoznaczną interpretację funkcjonalną stanowiska i jego precyzyjną chronologię. Wydaje się jednak, że stanowisko to, także ze względu na swoje prawdopodobne młode datowanie, może mieć bardzo duże znaczenie w dyskusji nad rekolonizacją Europy Środkowej w końcowych fazach i po zakończeniu LGM.

Badania finansowane przez Uniwersytet Rzeszowski, Wojewódzki Urząd Ochrony Zabytków w Opolu oraz Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie. Dziękujemy Dyrekcji Przedsiębiorstwa Top Farms sp. z o.o. w Głubczycach za życzliwość i wszelką pomoc w organizacji i przeprowadzeniu badań.

Literatura:

Badura J., Przybylski B., Bobiński W., Krzyż A., 1994. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusze Baborów (965), Wiechowice (988). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Badura J., Przybylski B., Bobiński W., Krzyż A., 1996. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1: 50,000, arkusze Baborów (965), Wiechowice (988). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 39 ss.

Jersak J. 1973. Litologia i stratygrafia lessów Wyżyn Południowej Polski. Acta Geogr. Lodz. 32, Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Łódź, 142 ss.

FORMY ŻELAZA JAKO INDYKATOR PROCESÓW GLEBOTWÓRCZYCH W WYDMACH ŚRÓDLĄDOWYCH POLSKI

**Jerzy Raczyk¹, Zdzisław Jary¹, Piotr Moska⁴, Jacek Skurzyński¹, Marcin Krawczyk¹,
Michał Łopuch¹ Robert J. Sokołowski², Przemysław Mroczek³, Paweł Zieliński³,
Grzegorz Poręba⁴**

¹Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

²Instytut Oceanografii, Uniwersytet Gdański, Gdynia

³Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

⁴Instytut Fizyki, Centrum Nauki i Edukacji, Politechnika Śląska, Gliwice

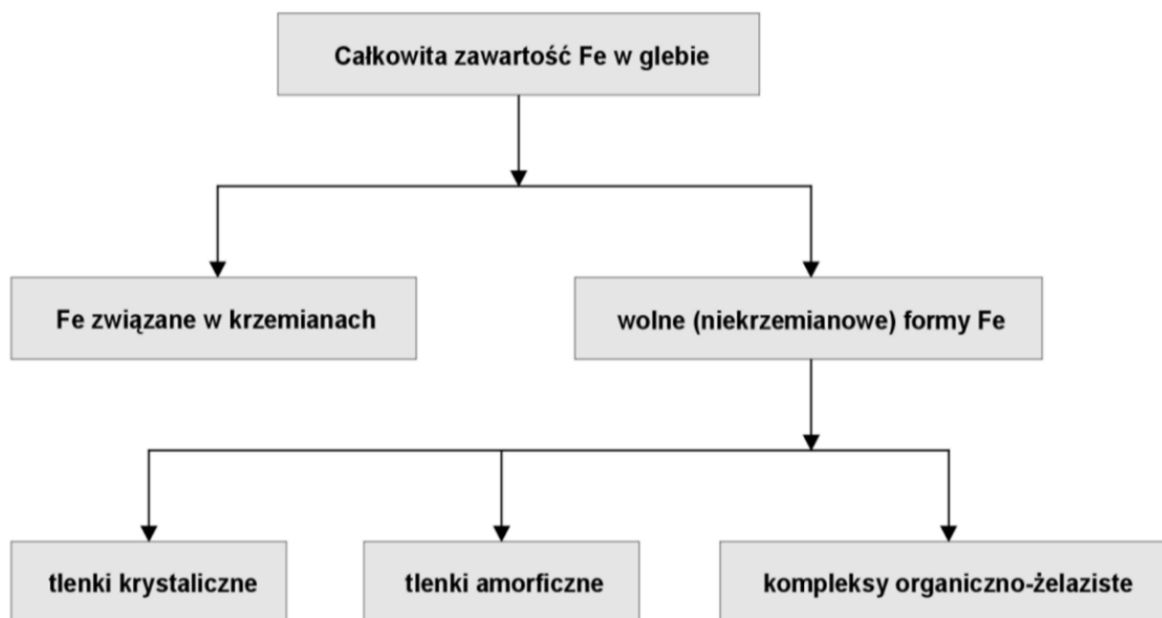
Żelazo jest pierwiastkiem o liczbie atomowej 26 i masie atomowej 55,85. Jest dość rozpowszechnione w przyrodzie, występuje w znacznych ilościach w glebie, wodach naturalnych a także w tkankach roślin i zwierząt. W rzeczywistych roztworach glebowych średnie stężenie żelaza wynosi 463 ppm (Kabata-Pendias, 1979). Tworzy rudy mineralne, gdzie spotkać można je w postaci tlenków takich jak: magnetyt - Fe_3O_4 , hematyt - Fe_2O_3 , limonit - $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \times n\text{H}_2\text{O}$ bądź też syderyt - FeCO_3 . Żelazo występuje ponadto w sieci krystalicznej wielu minerałów skał magmowych (biotyt, oliwin, amfibole, pirokseny) etc.

W glebach pierwiastek ten należy do głównych barwników. Związki żelaza (III) nadają glebie barwę żółtą, brunatną lub czerwoną, a związki żelaza (II) - barwę szarozielonkawą. W podłożu żelazo tworzy następujące związki: tlenki, wodorotlenki, krzemiany, węglany oraz siarczany. Uwodnione tlenki tego pierwiastka zwiększają zwięzłość gleby. Minerały żelaza charakteryzują się dużą pojemnością sorpcyjną, przede wszystkim w stosunku do innych metali ciężkich.

Za wolne żelazo w glebach uważa się to, które jest wybite z sieci krystalicznej minerałów (oznaczane w ekstrakcie kwaśnego szczawianu amonu). Żelazo wolne uczestniczy w kilku procesach glebotwórczych, takich jak: proces bielcowania, proces brunatnienia, proces rdzawienia, proces glejowy (Dąbkowska-Naskręt, 2009). Warto zaznaczyć, że szczególną uwagę zwraca szereg charakterystycznych prawidłowości, jakim podlega zawartość i rozmieszczenie żelaza w profilu glebowym. Jedną z nich jest ścisły związek występowania różnych form żelaza z przebiegającymi procesami glebotwórczymi (Konecka-Betley 1968; Kuźnicki, Skłodowski, 1970; Siuta, 1961). Właśnie dlatego w badaniach gleboznawczych bardzo ważnym zagadnieniem jest określenie wzajemnych relacji między skałą macierzystą gleby (litogenezą) a efektem oddziaływania procesów glebotwórczych (pedogenezą). W przypadku gleb wykazujących niejednorodność profilu glebowego zagadnienie to ma szczególne znaczenie. W glebach takich powstaje problem prawidłowej interpretacji

właściwości oraz ustalenia ich genezy. Właśnie takie aspekty genezy gleb mogą być również rozwiązywane za pomocą analizy rozmieszczenia form żelaza w profilu (Zagórski, 2001).

Analizy te wykorzystywane są w projekcie, prowadzonym obecnie przez konsorcjum Politechniki Śląskiej i Uniwersytetu Wrocławskiego, pt. „*Badania wielowskaźnikowe oraz zaawansowane metody określania numerycznej skali czasu w rekonstrukcji ewolucji wydym śródlądowych w Polsce w okresie schyłku ostatniego zlodowacenia*”. W projekcie chcemy odpowiedzieć na pytanie, czy obserwowane różnice wiekowe są spowodowane uwarunkowaniami lokalnymi, czy też odnoszą się globalnie do całego obszaru polskiej części Europejskiego Pasa Wydmowego. Tylko w ten sposób będziemy mogli wiarygodnie określić przestrzenną zmienność warunków paleoklimatyczno-środowiskowych, w jakich formowały się pokrywy wydymowe w północnym i południowym obszarze Europejskiego Pasa Wydmowego, z najlepszą możliwą do uzyskania chronologią umieszczoną na bezwzględnej skali czasu. Badamy śródlądowe pokrywy wydymowe zawierające pozostałości gleb z okresu Bølling – Allerød oraz wykorzystujemy nowe metody i techniki badawcze o znacznie większej precyzji określania wieku oraz warunków powstawania badanych obiektów. Analizując uprzednio odsłonięte i przygotowane profile wydymowe, nasze badania oparliśmy na poszukiwaniu gleb kopalnych, ich analizie oraz datowaniach OSL prób pobranych z badanych profili. Potwierdzeniem istnienia gleb (kopalnych) są różne analizy fizyko-chemiczne przeprowadzane w naszych laboratoriach, w tym analiza form żelaza (ryc.1).



Ryc. 1. Formy żelaza w glebie według Bednarek i in. (2004)

Tabela 1. Wskaźniki uruchomienia i aktywności żelaza i glinu w poziomach gleb kopalnych.

				Stopień uruchomienia	Wskaźnik aktywności	Stopień uruchomienia	Wskaźnik aktywności
				Fed/Fet	Feo/Fed	Al _d /Al _t	Al _o /Al _d
1.	Rzekuń I	poz A		0,260	0,585	0,065	0,461
2.	Rzekuń I	poz B lub BC		0,202	0,639	0,057	0,494
3.	Rzekuń II	gleba 1; poz AE		0,176	0,751	0,066	0,478
4.	Rzekuń II	gleba 1; poz BC		0,251	0,617	0,073	0,441
5.	Rzekuń II	gleba 2; poz AB		0,254	0,576	0,057	0,434
6.	Rzekuń II	gleba 3; poz AB		0,203	0,542	0,085	0,492
7.	Rzekuń II	gleba 3; poz BC		0,197	0,513	0,112	0,474
8.	Legionowo 1	gleba 01 poz A		0,258	0,849	0,180	0,457
9.	Legionowo 2	gleba 02 poz A		0,344	0,707	0,191	0,535
10.	Legionowo 3	gleba 02 poz B		0,378	0,669	0,183	0,542
11.	Legionowo 4	gleba 02 poz BC		0,313	0,600	0,084	0,499
12.	Legionowo 5	gleba 03 poz A		0,291	0,517	0,154	0,622
13.	Legionowo 6	gleba 03 poz AE		0,250	0,633	0,089	0,403
14.	Legionowo 6	gleba 04 poz górny		0,482	0,661	0,091	0,405
15.	Legionowo 7	gleba 04 poz dolny		0,326	0,691	0,063	0,459
16.	Legionowo 8	gleba 05		0,467	0,771	0,088	0,368
17.	Myszyniec	gleba poz A		0,304	0,426	0,045	0,398
18.	Myszyniec	gleba poz B		0,213	0,506	0,028	0,349
19.	Myszyniec	gleba poz E/B		0,176	0,394	0,030	0,490
20.	Siedliska 01			0,350	0,687	0,040	0,312
21.	Siedliska 04			0,364	0,579	0,047	0,395
22.	Siedliska 05			0,358	0,664	0,061	0,332
23.	Siedliska 08			0,505	0,239	0,125	1,395
24.	Suwiec 1	gleba2 poz AE		0,583	0,322	0,045	0,106
25.	Suwiec 2	gleba2 poz BC		0,383	0,520	0,207	0,759
26.	Suwiec 3	gleba23 poz A		0,440	0,319	0,307	0,956
27.	Suwiec 4	gleba3 poz AE		0,376	0,323	0,235	0,916
28.	Grabowo 1	górna gleba poz A		0,071	2,556	0,044	0,183
29.	Grabowo 2	górna gleba poz B		0,286	0,792	0,093	0,160
30.	Grabowo 3	górna gleba poz BC		0,437	0,188	0,435	1,392
31.	Grabowo 4	dolna gleba poz AE		0,283	0,252	0,349	8,066
32.	Grabowo 5	dolna gleba poz B		0,058	1,292	0,006	0,081
33.	Grabowo 6	dolna gleba poz BC		0,199	0,431	0,016	0,218
34.	Grabowo 7	gleba poz. oglejony		0,134	0,447	0,034	0,292

Metodami instrumentalnymi analizowano różne formy żelaza: żelazo wolne, tlenki, i wodorotlenki żelaza, żelazo skompleksowane przez materię organiczną i żelazo ogólne. Analizę wykonano z użyciem ASA (absorpcyjnej spektroskopii atomowej) firmy GBC w wersji płomieniowej, po wyekstrahowaniu ich z gleby odpowiednimi odczynnikami:

- żelazo wolne (Fe_d) - w wyciągu cytrynianu sodu i dwuwęglanu sodu, z podsiarczynem sodu (dithionian III sodu) jako czynnikiem redukującym (metoda cytrynianowo-węglanowo-ditionitowa Mehra i Jacksona); (Mehra, Jackson, 1960)

- żelazo amorficzne (Fe_0), „aktywne” (tlenki i wodorotlenki żelaza) – w wyciągu kwaśnego szczawianu amonu (metoda szczawianowa wg Tamma) (Kabała, 2019)
- żelazo związane w kompleksach z materią organiczną (Fe_p) – w wyciągu 0,1 M pirofosforanu sodu (metoda pirofosforanowa).
- żelazo całkowite (Fe_t) oznaczono się po mineralizacji gleby w mineralizatorze mikrofalowym Mars w naczyniach teflonowych w obecności stężonego kwasu azotowego.

Otrzymane wyniki posłużyły do dalszych interpretacji i analiz (Tab.1). Analizowano $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$, pH_{KCl} , zawartość subst. org. oraz oznaczano formy żelaza i glinu.

Ogólna zawartość żelaza waha się w badanych glebach od 0,05 do 6,2%, a udział glinu od 0,06 do 6,8%. Stopień uruchomienia żelaza wykazuje zwiększone wartości w poziomach gleb kopalnych (tab. 1) i w części przypadków jest odwrotnie proporcjonalny do współczynnika aktywności. Nie zaobserwowano wyraźnych różnic współczynników dla glinu. Powyższe analizy będą przedmiotem dalszych studiów i interpretacji.

Literatura:

- Bednarek R., Dziadowiec H., Pokojka U., Prusinkiewicz Z., 2004. Badania ekologiczno-gleboznawcze - Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 344 ss.
- Dąbkowska-Naskręt H., 2009. Naturalne i syntetyczne tlenki żelaza jako adsorbenty pierwiastków śladowych w glebach. Instytut Ochrony Środowiska, Warszawa.
- Kabała C., Karczewska A., 2019. Metodyka analiz laboratoryjnych gleb i roślin. Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, 50 ss.
- Kabata- Pendias A., Pendias H., 1979. Pierwiastki śladowe w środowisku biologicznym, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Konecka-Betley K., 1968. Zagadnienie żelaza w procesie glebotwórczym. Rocz. Glebozn. 19 (1), 51-97.
- Kuźnicki F., Skłodowski P., 1970: Zawartość żelaza wolnego, wolnego glinu i wolnej krzemionki jako kryterium typologiczne. Rocz. Glebozn. 21 (2), 3-19.
- Mehra O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron Oxide Removal from Soils and Clay by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. Clays and Clay Minerals 7, 317-327.
- Siuta J., 1961. Zjawiska i skutki procesu glejowego. Post. Nauk Roln. 2/68, 41-49.
- Zagórski Z., 2001. Formy żelaza jako wskaźniki procesów pedo- i litogenezy w glebach niecałkowitych, Roczniki gleboznawcze LII, suplement, Warszawa, 87-96.

OSADY KOLUWIALNE W WĄWOZACH LESSOWYCH POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSKI JAKO WSKAŹNIK ZMIAN PALEOŚRODOWISKOWYCH I ODDZIAŁYWANIA CZŁOWIEKA

**Kamila Ryzner¹, Piotr Owczarek¹, Grzegorz Poręba², Piotr Moska², Zdzisław Jary¹,
Frank Lehmkuhl³**

¹Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

²Instytut Fizyki CND, Politechnika Śląska, Gliwice

³Department of Geography, RWTH Aachen University, Akwizgran, Niemcy

Ocena interakcji między naturalną zmianą środowiska a degradacją gruntów spowodowaną wpływem człowieka jest kluczowym zagadnieniem dla analizy paleośrodowiskowej na obszarach lessowych. Rekonstrukcja ewolucji rzeźby w rejonach lessowych w południowo-zachodniej Polsce w odniesieniu do wpływu człowieka przez pierwsze kultury agrarne nie jest dobrze poznana w porównaniu z innymi rejonami lessowymi w Polsce. Nasze badania mają na celu rekonstrukcję zmian użytkowania terenu na podstawie sekwencji sedymentacyjno-glebowych z wąwozu lessowego. Badania prowadzono na terenie pagórkowatym w południowo-zachodniej Polsce pokrytym płatami lessowymi. W celu przeanalizowania wpływu prehistorycznego człowieka na ten obszar badaniu podlegały osady w suchej dolinie w okolicach wsi Nowolesie. Do badania wieku osadów zastosowano techniki datowania OSL oraz radiowęglowego, które uzupełniono o analizy lito stratygraficzne. W obrębie 4,0 m osadów wypełniających dno wąwozu znaleźliśmy sekwencje sedymentacyjno-glebowe reprezentujące zapis zmian środowiskowych w Holocenu. Przekształcenie suchej doliny nastąpiło na przełomie późnego neolitu i wczesnej epoki brązu. Następnie procesy erozyjne nasiliły się w średniowieczu. Na skutek zróżnicowanych w czasie i przestrzeni procesów erozji i akumulacji osady wypełniające wąwóz stanowią skomplikowaną mozaikę różnowiekowych sedymentów.

WPLYW ASPEKTÓW METODYCZNYCH NA POPRAWNOŚĆ PALEOŚRODOWISKOWYCH INTERPRETACJI ZMIENNOŚCI CECH GEOCHEMICZNYCH W LESSACH

Jacek Skurzyński¹, Kaja Fenn²

¹Zakład Geografii Fizycznej, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

²Department of Geography and Planning, University of Liverpool, Wielka Brytania

Cechy środowiska w jakim powstawały lessy mogą być rekonstruowane na podstawie różnorodnych danych pośrednich (ang. *proxy data*), takich jak wskaźniki zmienności składu granulometrycznego lub właściwości magnetyczne. W połączeniu z zastosowaniem metod datowania (np. luminescencyjne, ¹⁴C) możliwe jest dokonanie interpretacji warunków paleośrodowiskowych określonych w czasie geologicznym (np. Jary, 2007).

Istotnym narzędziem analiz paleośrodowiskowych, w ostatnich latach, stała się chemostratygrafia (np. Bosq i in., 2020; Skurzyński i in., 2020). Początkowo chemostratygrafię stosowano głównie do wykazywania unikalnych cech osadu oraz do przestrzennych korelacji równowiekowych warstw (i/lub do stratygraficznej lokalizacji ich granic), zarówno w pozornie jednorodnych jednostkach o znacznej miąższości, jak i w cieńszych i bardziej niejednorodnych zapisach (Siał i in., 2019). Badania tego typu przez wiele lat prowadzono w Zakładzie Geografii Fizycznej UWr – wyniki uzyskane przy pomocy metody AAS (ang. *Atomic Absorption Spectroscopy*) pozwoliły na weryfikację wydzieleni stratygraficznych oraz na ogólne określenie zmienności udziału pierwiastków głównych pomiędzy obszarami lessowymi Polski zachodniej i wschodniej (np. Jary, 2007; Raczyk i in., 2015; Skurzyński i in., 2019). Współczesne badania chemostratygraficzne rozszerzono o poszukiwanie konkretnych przyczyn stratygraficznego i przestrzennego zróżnicowania składu chemicznego (Siał i in., 2019) – interpretacje tego typu muszą być podparte szeroką analizą porównawczą wyników uzyskanych w różnych regionach lessowych, bądź też w zróżnicowanych potencjalnych obszarach źródłowych.

Największą trudnością w rzetelnych analizach porównawczych opartych na wynikach prezentowanych przez innych badaczy jest dobór danych, które zapewnią porównywalność z własnymi wynikami. Procedurę badawczą przyjętą w danej publikacji należy prześledzić od momentu poboru próbek, poprzez wstępną preparatykę materiału i właściwe oznaczenie składu chemicznego, aż do prezentacji danych.

Na etapie przygotowania próbek należy już wiedzieć, jaka metoda zostanie zastosowana do oznaczenia składu chemicznego. Niektóre z metod (np. XRF – ang. *X-ray Fluorescence*)

wymagają próbki w fazie stałej, inne w fazie ciekłej (np. ICP – ang. *Inductively Coupled Plasma*). Próbkę w fazie ciekłej analizuje się po uprzednim przeprowadzeniu materiału do roztworu (tzw. mineralizacja). W celu uzyskania informacji o całkowitym składzie chemicznym, w pierwszej fazie mineralizacji próbka jest stapiana w obecności topnika (np. $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) (np. Pye i Johnson, 1988; Skurzyński i in., 2019, 2020; Waroszewski i in., 2018) – należy pamiętać, że skład chemiczny topnika może prowadzić do kontaminacji (w przypadku $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ nie można oznaczyć litu w próbce). Po zakończeniu procesu stapiania, w trakcie stygnięcia, materiał ponownie się konsoliduje tworząc „szklistą pastylkę” – jest ona znacznie mniej odporna chemicznie od wielu pierwotnych minerałów, zatem może być w całości roztworzona np. w słabo stężonym (~ 10 %) zimnym kwasie solnym (np. Raczyk i in., 2015, Skurzyński i in., 2019) lub w zimnym kwasie azotowym (np. Waroszewski i in., 2018, Skurzyński i in., 2020). Niektórzy badacze lessu pomijają jednak proces stapiania z topnikiem, bezpośrednio roztwarzając próbkę w agresywnej mieszaninie kwasów (np. Galović, 2014; Fenn i in., 2020), takiej jak gorący roztwór $\text{HClO}_4\text{-HNO}_3\text{-HCl-HF}$ (np. Galović, 2014). Roztworzenie próbki przeprowadzone w taki sposób zapewnia „prawie całkowitą dekompozycję” – w praktyce oznacza to, między innymi, że niektóre minerały Cr i Ba oraz niektóre tlenki Al, Fe, Hf, Mn, Sn, Ta i Zr są rozpuszczane jedynie częściowo (Galović, 2014). Ponadto, zastosowanie HF skutkuje całkowitym ulotnieniem się krzemionki - jest to równoważne z utratą informacji o ilościowo najistotniejszym składniku chemicznym lessu.

W celu zobrazowania znaczenia wstępnego przygotowania próbki, w kontekście późniejszej interpretacji paleośrodowiskowej, w niniejszej pracy skupiono się na analizie 10 próbek lessu z różnych lokalizacji (tj. z Bułgarii, Serbii, Chorwacji i Polski), przy zastosowaniu tej samej metody badawczej (ICP). Jedyna różnica dotyczy metody roztworzenia próbki do fazy ciekłej oraz doboru składu granulometrycznego. Rozpatrywane są następujące kombinacje:

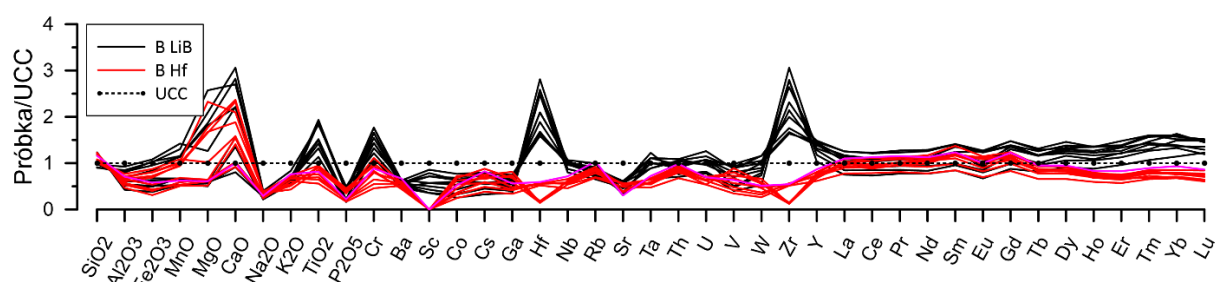
1. **Seria pomiarowa B LiB** – próbki o naturalnym uziarnieniu (ang. *bulk sample*), które przed analizą były stapiane w piecu muflowym, w obecności topnika (czteroboran litu). Po wystudzeniu uzyskany materiał był rozpuszczany w kwasie azotowym. Wykonawca analizy: Bureau Veritas, Kanada - dawne ACME (pakiet LF202).
2. **Seria pomiarowa 63 LiB** – materiał drobniejszy niż 63 μm , który przed analizą został stopiony w piecu muflowym, w obecności topnika (czteroboran litu). Po wystudzeniu uzyskane „szkliste pastylki” rozpuszczano w kwasie azotowym. Celem przesiania przez sito o oczku siatki 63 μm było zminimalizowanie wpływu wysortowania granulometrycznego na wartości wskaźników geochemicznych (np., Nesbitt i Young,

- 1982) oraz usunięcie wpływu lokalnego materiału piaszczystego (Skurzyński i in., 2020). Wykonawca analizy: Bureau Veritas, Kanada - dawne ACME (pakiet LF202).
3. **Seria pomiarowa B HF** – materiał o naturalnym uziarnieniu (ang. *bulk sample*) roztworzony w obecności m.in. HF. Wykonawca analizy: British Geological Survey, Keyworth (Josso i in., 2019).
 4. **Seria pomiarowa 63 HF** – materiał drobniejszy niż 63 μm roztworzony w obecności m.in. HF. Wykonawca analizy: British Geological Survey, Keyworth (Josso i in., 2019).

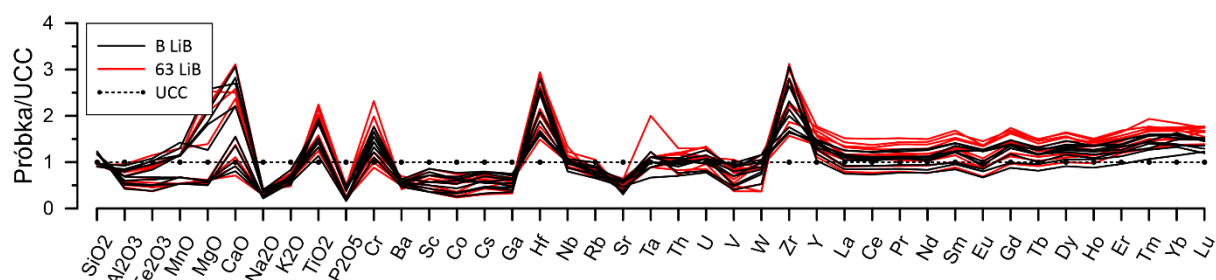
W seriach pomiarowych **B LiB** oraz **63 LiB** zastosowano metodykę pozwalającą na całkowitą mineralizację próbki – dane są porównywalne z nowszymi publikacjami dotyczącymi m.in. północnej części Europejskiego Pasa Lessów (np. Rousseau i in., 2014; Bosq i in., 2020; Skurzyński i in., 2020). W seriach pomiarowych **B HF** oraz **63 HF** skład chemiczny oznaczono przy zastosowaniu metody używanej dosyć szeroko na południu Europy (np. Galović, 2014; Fenn i in., 2020), uzyskując wzmiankowaną już wcześniej „prawie całkowitą dekompozycję” (Galović, 2014).

Na wykresie przedstawiającym UCC-normalizowane wartości oznaczanych pierwiastków (ryc. 1) wyraźnie widać, że różnice wynikające jedynie z przyjętej metody roztworzenia próbki mogą prowadzić do drastycznie odmiennych interpretacji. Przykładowo, dane uzyskane w serii pomiarowej **B HF** (ryc. 1, tab. 1) sugerują, że materiał jest istotnie zubożony w cyrkony (ujemne anomalie Zr i Hf), podczas gdy omawiane lessy są bardzo wyraźnie wzbogacone w tę odporną fazę mineralną (Rousseau i in., 2014; Bosq i in., 2020, Skurzyński i in., 2020), co widać w przebiegu wykresów **B LiB** (ryc. 1). W serii **B HF** charakterystyczne jest również zaniżenie wartości udziałów ciężkich pierwiastków ziem rzadkich, które mają znaczenie interpretacyjne na potrzeby wnioskowania nad obszarami źródłowymi (Skurzyński i in., 2020). Znacznie niższe wartości stwierdzono w przypadku TiO_2 (ryc. 1), jednakże różnice w oznaczonych udziałach pozostałych tlenków pierwiastków głównych nie są już tak wyraźne (Tab. 1). Nie stwierdzono zatem istotnego wpływu metody roztworzenia na interpretację wartości wskaźnika CIA (ang. *Chemical Index of Alteration*; Nesbitt i Young, 1982), tj. jednego z najczęściej stosowanych wskaźników służących do rekonstrukcji paleośrodowiskowych i paleoklimatycznych warunków tworzenia się sekwencji lessowo-glebowych.

Usunięcie z próbek materiału grubszego (powyżej 63 μm) powoduje jedynie zwiększenie udziałów niektórych pierwiastków (zwłaszcza ziem rzadkich) bez wpływu na trend przebiegu wykresów UCC-normalizowanych (ryc. 2).



Ryc. 1. Wykresy składu chemicznego normalizowanego analogicznymi wartościami UCC (Rudnick i Gao, 2003) dla serii pomiarowych B LiB oraz B HF. Każda linia odzwierciedla UCC-normalizowany skład chemiczny indywidualnej próbki.



Ryc. 2. Wykresy składu chemicznego normalizowanego analogicznymi wartościami UCC (Rudnick i Gao, 2003) dla serii pomiarowych B LiB oraz 63 LiB.

Tabela. 1. Podstawowe parametry statystyczne dla wybranych tlenków (%) i pierwiastków (ppm) z serii pomiarowych B LiB, B HF, 63 LiB oraz 63 HF. Udział SiO₂ w seriach B HF i 63 HF został oszacowany poprzez uznanie tego składnika za dopełnienie do 100 % sumy tlenków pierwiastków głównych (np. Raczyk i in., 2015).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CIA	Zr
średnia B LiB	70,8	10,4	3,8	2,7	7,8	1,3	2,2	0,8	0,1	0,1	61,1	440,1
mediana B LiB	71,0	10,5	3,8	2,1	7,9	1,2	2,2	0,8	0,1	0,1	61,1	429,8
min B LiB	59,4	6,5	1,9	1,1	3,4	0,8	1,7	0,6	0,1	0,0	57,2	315,9
max B LiB	81,4	14,1	5,4	5,7	12,9	1,6	2,8	1,0	0,2	0,1	67,7	590,6
średnia 63 LiB	70,3	10,4	3,7	2,9	8,1	1,3	2,2	0,9	0,1	0,1	60,6	503,9
mediana 63 LiB	70,0	10,6	3,8	2,2	8,2	1,3	2,2	0,8	0,1	0,1	60,6	560,7
min 63 LiB	60,6	6,9	1,8	1,2	3,0	1,0	1,6	0,6	0,1	0,0	56,3	302,8
max 63 LiB	80,5	14,5	5,7	5,6	13,1	1,7	2,6	1,1	0,2	0,1	68,4	602,6
średnia B HF	74,0	9,7	3,1	2,5	6,8	1,3	2,1	0,4	0,1	0,1	59,9	64,4
mediana B HF	74,0	9,9	3,2	1,8	6,6	1,2	2,2	0,4	0,1	0,1	59,8	64,0
min B HF	66,8	7,1	1,6	1,1	3,9	0,9	1,5	0,3	0,1	0,0	57,1	23,2
max B HF	80,9	11,7	4,4	5,1	9,9	1,6	2,6	0,5	0,2	0,1	66,3	109,3
średnia 63 HF	72,3	10,2	3,0	2,8	7,5	1,3	2,2	0,4	0,1	0,1	60,3	69,6
mediana 63 HF	72,1	10,3	3,2	2,1	7,6	1,3	2,2	0,4	0,1	0,1	60,2	68,9
min B HF	64,5	7,5	1,6	1,3	2,8	1,0	1,6	0,3	0,1	0,0	57,1	25,7
max B HF	80,0	13,3	4,6	5,3	12,0	1,6	2,7	0,5	0,2	0,1	67,8	112,9

Reasumując, metodyka roztworzenia próbek do analiz może prowadzić do istotnych błędów interpretacyjnych, nawet przy zastosowaniu tej samej, powtarzalnej i precyzyjnej metody ICP. Przy doborze danych do analizy porównawczej należy dokładnie prześledzić metodykę opisaną w danej publikacji. Należy zaznaczyć, że w niniejszym opracowaniu

poruszono jedynie wpływ metody roztworzenia na wyniki analiz ICP – oddzielnym zagadnieniem jest m.in. metoda XRF, znacznie tańsza i częściej wykorzystywana w badaniach lessów.

Badania finansowano ze środków: 1) NCN w ramach projektu pt. „Stratygraficzna i przestrzenna zmienność składu chemicznego późnoplejstocенskich sekwencji lessowo-glebowych Polski w kontekście zmian paleośrodowiskowych i paleoklimatycznych” (nr projektu 2017/27/N/ST10/01208); 2) Natural Environmental Research Council (grant: NE/L002612/1); 3) NCN w ramach projektu pt. „Gwałtowne ochłodzenia w trakcie ostatniego zlodowacenia w centralnej części Europejskiego Pasa Lessowego – w Polsce i w zachodniej części Ukrainy” (nr projektu 2017/27/B/ST10/01854).

Literatura:

Bosq M., Bertran P., Degeai J.-P., Queffelec A., Moine O., 2020. Geochemical signature of sources, recycling and weathering in the Last Glacial loess from the Rhône Valley (southeast France) and comparison with other European regions. *Aeolian Research* 42, 100561.

Fenn K., Durcan J.A., Thomas D.S.G., Banak A., 2020. A 180 ka record of environmental change at Erdut (Croatia): a new chronology for the loess-palaeosol sequence and its implications for environmental interpretation. *Journal of Quaternary Science* 35 (4), 582-593.

Galović L., 2014. Geochemical archive in the three loess/paleosol sections in the Eastern Croatia: Zmajevac I, Zmajevac and Erdut. *Aeolian Research* 15, 113-132.

Jary Z., 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocенskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 1. 136 ss., Wrocław.

Josso P., Parkinson I., Horstwood M., Lusty P., Chenery S., Murton B., 2019. Improving confidence in ferromanganese crust age models: A composite geochemical approach. *Chemical Geology* 513, 108-119.

Nesbitt H.W., Young G.M., 1982. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 229, 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.

Raczyk J., Jary Z., Korabiewski B., 2015. Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-soil sequence in Dankowice (Niemcza-Strzelin Hills). *Landform Analysis* 29, 49-61.

Rousseau D.-D., Chauvel C., Sima A., Hatte C., Lagroix F., Antoine P., Balkanski Y., Fuchs M., Mellett C., Kageyama M., Ramstein G., Lang A., 2014. European glacial dust deposits: Geochemical constraints on atmospheric dust cycle modeling. *Geophysical Research Letters* 41 (21), 7666-7674.

Rudnick R.L., Gao S., 2003. Composition of the continental crust. W: Holland H.D., Turekian K.K. (red.), Treatise on Geochemistry 3. Elsevier-Pergamon, 1-64, Oxford-London.

Sial A.N., Gaucher C., Ramkumar M., Ferreira V.P., 2019. Chemostratigraphy as a Formal Stratigraphic Method. In: A.N. Sial, C. Gaucher, M. Ramkumar, V.P. Ferreira (Eds), 78Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries, Geophysical Monograph 240. John Wiley & Sons.

Skurzyński J., Jary Z., Kenis P., Kubik R., Moska P., Raczyk J., Seul C., 2020. Geochemistry and mineralogy of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Złota (near Sandomierz, Poland): Implications for weathering, sedimentary recycling and provenance. *Geoderma* 375, 114459.

Skurzyński J., Jary Z., Raczyk J., Moska P., Korabiewski B., Ryzner K., Krawczyk M., 2019. Geochemical characterization of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Tyszowce (Sokal Plateau-Ridge, SE Poland). *Quaternary International* 502, 108-118.

Waroszewski J., Sprafke T., Kabała C., Musztyfaga E., Łabaz B., Woźniczka, P., 2018. Aeolian silt contribution to soils on mountain slopes (Mt. Ślęza, southwest Poland). *Quaternary Research* 89 (3), 702-717.

POCHODZENIE MATERIAŁU TERYGENICZNEGO W PÓŻNOGLACJALNYCH I WCZESNOHOLOCENSKICH OSADACH JEZIORNYCH ZE SMÓLSKA NA KUJAWACH

Renata Stachowicz-Rybka¹, Piotr Kittel², Daniel Okupny³, Witold Jucha⁴, Dorota Nalepka¹, Mateusz Plóciennik⁵, Agnieszka Mroczkowska⁶, Witold P. Alexandrowicz⁷, Dominik Pawłowski⁸, Monika Rzodkiewicz⁸, Błażej Muzolf⁹, Krzysztof Stachowicz¹, Katarzyna Korzeń¹⁰

¹Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków

²Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki, Łódź

³Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin

⁴Instytut Geografii, Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Kraków

⁵Wydział Biologii i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Łódzki, Łódź

⁶Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. S. Leszczyckiego Polskiej Akademii Nauk, Warszawa

⁷Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. S. Staszica, Kraków

⁸Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań

⁹Muzeum Archeologiczne i Etnograficzne, Łódź

¹⁰Kazimierza Wielkiego 110/3-4, Kraków

Na stanowisku Smólsk na Kujawach podczas ratunkowych badań archeologicznych odkryto kompleks osadniczy o powierzchni kilkunastu hektarów z nagromadzeniem śladów osadnictwa, zwłaszcza z okresu starszego neolitu. Równolegle z badaniami archeologicznymi prowadzone były interdyscyplinarne, badania paleośrodowiskowe obejmujące archeologię środowiskową oraz paleoekologię okresu również sprzed osadnictwa na tym obszarze (Kittel i in., 2015).

Na południowo-wschodnim skraju stanowiska udokumentowane zostało obniżenie wytopiskowe o znacznej miąższości wypełnienia m. in. przez osady organiczne, sięgające niemal 10 m. Obniżenie to włączone jest w obręb niewielkiej doliny, stanowiącej wąską rynnę subglacialną, którą płynie obecnie ciek wodny. Wykonane wiercenia ujawniły obecność w tym miejscu miąższych osadów jeziornych: gytii, mułków i piasków oraz torfów w stropowej części profilu.

Wyniki analiz sedymentologicznych, palinologicznych, makroszczątków roślin, wioślarek, muchówek, malakofauny oraz geochemiczne potwierdzają istnienie w przeszłości niewielkiego mezotroficznego jeziora, w którym sedymентация przebiegała od późnego glaciału w sposób bardzo dynamiczny. Udokumentowano liczne krótkotrwałe przerwy w sedymtacji, incydentalną dostawę materiału terygenicznego oraz dłuższy hiatus obejmujący wczesny okres atlantycki.

Podjęto próbę wytypowania obszaru, z którego mógł pochodzić materiał terygeniczny wypełniający zbiornik w Smółsku. W tym celu przeprowadzono inwentaryzację wydym oraz poligonów mrozowych w odległości do 30 km od stanowiska z użyciem materiałów teledetekcyjnych – ortofotomapy i wysokorozdzielczego modelu terenu ALS. Położenie i zasięg poligonów mrozowych określono za pomocą metody pośredniej fotointerpretacji roślinności – na obszarze tych obiektów rośliny szybciej się zakorzeniają i osiągają dojrzałość niż w ich sąsiedztwie. Przy lokalizacji wydym skorzystano z modelu terenu – uwidaczniają się one w modelu jako wypukłe formy o niewielkiej wysokości, łukowato wygiętym i wydłużonym kształcie oraz dużej różnicy nachylenia pomiędzy stokiem zachodnim (łagodnym) i wschodnim (stromym). Tok postępowania analitycznego zmierzającego do określenia składu chemicznego osadów badanego zbiornika akumulacji biogenicznej obejmował: mineralizację próbek na sucho i oznaczenie udziału krzemionki biogenicznej oraz terygenicznej zgodnie z procedurami opisanymi przez Heiri i in. (2001) oraz Lyle i Lyle (2002). Następnie pozbawiony materii organicznej i węglanu wapnia popiół został przeznaczony na określenie składu granulometrycznego frakcji mineralnej.

Analizując stratygraficzne zróżnicowanie składu chemicznego osadów z profilu S2, można stwierdzić, że największy udział materii organicznej (rzędu 38-60%) stwierdzono w osadach torfowych zalegających w spągu profilu. Osady te przykrywa seria piasków mułkowych o umiarkowanym lub umiarkowanie dobrym wysortowaniu. Węglan wapnia bardzo rzadko występuje w tych osadach, rzadko kiedy przekracza udział 1%. Ponadto bardzo niska zawartość krzemionki biogenicznej (rzędu 0,02-0,18%) dowodzi terygenicznego pochodzenia omawianej serii mineralnej. Uzyskane wyniki pozwoliły na porównanie cech teksturalnych osadów mineralnych badanego zbiornika z wypełnieniem klinów lodowych opisywanych przez Nowaczyka (2008) w tej części Pojezierza Kujawskiego.

Powyżej zalega seria osadów mułkowych i gytii popielatych, w których udział materii organicznej waha się w przedziale 20-30% i przy nieco wyższym średnim udziale węglanu wapnia (około 10%). Gytie detrytusowo-wapienne występują dopiero w stropie profilu, gdzie udział węglanu wapnia często przekracza 50%, przy maksymalnej wartości około 85% dla próbek kredy jeziornej.

Wyniki analizy palinologicznej przedstawiają roślinność w stadiach młodszego dryasu i na początku holocenu, obejmując fazę preborealną i borealną. Jednak wszystkie wydzielone odcinki są przerywane hiatusami i nie ma możliwości ciągłego opisu przemian roślinności.

W okolicy badanego stanowiska roślinność w młodszym dryasie zdominowana była przez światłożadną roślinność zielną z *Artemisia*, *Helianthemum* i *Poaceae*, a także *Selaginella*

selaginoides. Obecne były mniejsze przeświecone skupiska drzew z *Pinus sylvestris*, *Betula*, *Larix* i *Populus*. Występowały też wilgotne stanowiska tundry z krzewinkami *Betula nana*, a na suchych obszarach rosły światłożądne krzewy *Hippophaë rhamnoides* i *Juniperus*.

Na panujące wtedy chłodne warunki klimatyczne wskazują roślinne taksony typowe dla zbiorowisk glacialnych takie jak *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Hippuris vulgaris* czy *Batrachium* sp. Wysoki udział procentowy pyłku roślin zielnych (NAP) oraz nieliczne makroskopowe szczątki drzew i krzewów mogą wskazywać na występowanie otwartych przestrzeni zajmowanych przez roślinność światłożądną.

Część młodsza profilu, którą budują osady przeważnie organiczne z mniejszym udziałem krzemionki terygenicznej, obrazuje inną roślinność. Zmniejsza się udział terenów otwartych, światłożądnych, więcej powierzchni zajmują sosna i leszczyna (*Corylus avellana*). Brzoza stopniowo ustępuje, a na badanym terenie pojawia się świerk (*Picea abies*) i drzewa liściaste o wyższych wymaganiach, w tym dąb (*Quercus*), wiąz (*Ulmus*) i lipa (*Tilia*). W późnoglacialnym odcinku rdzenia obecne są w znacznym udziale palinologiczne wskaźniki niestabilności osadu, w tym sporomorfy redeponowane (Rebedded) i zniszczone (Indeteminable: corroded i Indeteminable: degraded) oraz cysty Dinoflagellatae.

Datowania ^{14}C wykazały, że badane osady obejmują zapis zdarzeń od $11\,910 \pm 60$ ^{14}C BP do ponad $1\,105 \pm 65$ ^{14}C BP.

Dane dotyczące paleośrodowiska wnoszą uzupełnienie dotychczasowej analizy przestrzennej omawianego obszaru. Zastosowanie różnych metod badawczych daje możliwość kompleksowego opracowania osadów starszych sprzed okresu osadniczego, z przełomu okresu późnego glaciału i holocenu. Obecnie opracowywane materiały ze stanowiska 2/10 w Smółsku uzupełniają syntezy opracowane przez Grygiela (2004, 2008) z Brześcia Kujawskiego i rejonu Osłonek (Nalepka 2005).

Badania są finansowane w ramach projektu NCN pt. „Badania paleoekologiczne oraz relacje człowiek- środowisko na wielokulturowym stanowisku w Smółsku (Kujawy, Polska Centralna)”, nr projektu 2016/21/B/ST10/02359.

Literatura:

Grygiel R., 2004. Neolit i początki epoki brązu w rejonie Brześcia Kujawskiego i Osłonek. Wczesny neolit. Kultura ceramiki wstęgowej rytej 1, Wydawnictwo Fundacji Badań Archeologicznych imienia Profesora Konrada Jażdżewskiego, 8, Łódź.

Grygiel R., 2008. Neolit i początki epoki brązu w rejonie Brześcia Kujawskiego i Osłonek, tom II, Środkowy neolit. Grupa brzesko-kujawska kultury lendzielskiej 2, Wydawnictwo Fundacji Badań Archeologicznych imienia Profesora Konrada Jażdżewskiego, 11, Łódź.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments, reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101-110.

Kittel P., Muzolf B., Alexandrowicz W. P., Nalepka D., Okupny D., Stachowicz-Rybka R., 2015. Stanowisko Smólsk. Badania paleoekologiczne w Smólsku na Kujawach obejmujące okres od starszego neolitu. W: D. Dzieduszyńska, M. Roman (red.), VII Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu „Dynamika zmian roślinności Niżu Polskiego w dobie późnoglacialnych zmian klimatu i narastania antropopresji w holocenie”, 10–12 czerwca 2015, Łódź, 80–89.

Lyle A.O., Lyle M.W., 2002. Determination of biogenic opal in pelagic marine sediments: a sample method revisited. In: M. Lyle, P.A. Wilson, T.R. Jenecek et al. (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports* 199, 1-21.

Nalepka D., 2005. Late Glacial and Holocene palaeoecological conditions and changes of vegetation cover under early farming activity in the south Kujawy region (central Poland). *Acta Palaeobotanica*, Supplement 6.

Nowaczyk B., 2008. Changes in natural environment in the vicinity of Osłonki (Kujawy, Central Poland) in the light geological and geomorphological investigations. *Folia Quaternaria*, 78, 7-32.

MIKROMORFOLOGIA ZIAREN PYŁU JAKO WSKAŹNIK INFORMACJI O ŹRÓDLE OSADÓW LESSOWYCH

**Barbara Woronko¹, Maria Łanczont², Martyna E. Górską³,
Przemysław Mroczek², Karolina Ulbin¹**

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

²Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

³Instytut Geologii, Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Mikromorfologia ziaren kwarcu frakcji piasku i pyłu badana w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM), to cenne źródło informacji o charakterze środowiska, warunkach i długości transportu, klimacie oraz wszelkich procesach postsedymencyjnych. Metoda ta została wykorzystana w celu określenia potencjalnego źródła osadów lessowych południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy. Analizie poddano: 11 profili lessowych reprezentujących osady z ostatniego (L1) i przedostatniego glacjału (L2) oraz rozdzielającą je jednostkę glebową (S1) a także osady pochodzenia lodowcowego pochodzące z 17 profili osadów limnoglacialnych typu kemowego oraz z 4 profili glin lodowcowych, zlokalizowanych na obszarach objętych tymi zlodowaceniami. Każdorazowo analizowano losowo wybrane 100 ziaren frakcji pyłu w dwóch przedziałach wielkości: <0,030 mm oraz 0,040 – 0,050 mm. Wyróżniono 4 typy powierzchni ziaren: świeże (A), o powierzchni trawionej chemicznie (B), oskorupione (C) oraz pęknięte (D). Wyniki analizy pokazały, że w zdecydowanej większości badanych osadów i profili zarejestrowane zostały wszystkie typy ziaren w różnych proporcjach.

W *profilach lessowych* niezależnie od frakcji i wieku osadu, dominują ziarna oskorupione (C). Ich udział waha się od 33% do 100% we frakcji 0,040 – 0,050 mm oraz w szerszym zakresie od 2% do 99% we frakcji <0,030 mm. W każdej z badanych próbek, charakterystyczne jest występowanie ziaren o różnym stopniu oskorupienia, od inicjalnego do zaawansowanego, maskującego całkowicie pierwotną mikrorzeźbę i kształt ziaren. Znaczący udział mają również ziarna typu B. Ich udział jest zmienny w poszczególnych profilach, jednak zawsze wyższy we frakcji <0,030 mm.

W *osadach wodnolodowcowych* dominującym typem są ziarna grupy A, o świeżej powierzchni i ostrych krawędziach. Ich udział waha się od 12% do 83% dla frakcji 0,040 – 0,050 mm oraz od 20% do 81% dla frakcji <0,030 mm. Towarzyszą im ziarna typu C. Natomiast w *glinach lodowcowych* przeważają ziarna typu C, ale wysoki także jest udział ziaren typu A. Zarówno w środowisku lodowcowym i wodnolodowcowych, udział ziaren pękniętych (D) i trawionych (B) jest akcesoryczny.

Uzyskane wyniki skłaniają do następujących wniosków:

- rejestrowane są różnice w mikromorfologii badanych ziaren pomiędzy frakcją 0,040 – 0,050 mm oraz <0,030 mm, wskazując na ich różne źródło,
- zaznaczają się różnice pomiędzy osadami różnego wieku,
- rejestrowana jest duża zmienność udziału poszczególnych typów ziaren w profilach lessowych,
- drobnoziarniste osady wodnolodowcowe typu kemowego mogą być tylko w niewielkim stopniu potencjalnym źródłem dla osadów lessowych,
- w związku z wysokim udziałem ziaren oskorupionych typu C zarówno w profilach lessowych i glin lodowcowych, nie można wykluczyć rozwiewanych glin lodowcowych jako potencjalnego źródła osadów lessowych,
- prawdopodobnie bardzo istotnym źródłem dla młodszych osadów lessowych mogły być rozwiewane starsze różnowiekowe osady lessowe, w tym dawne gleby.

Badania są kontynuowane w kierunku rozpatrzenia roli peryglacialnych osadów rzecznych jako także ważnego potencjalnego źródła pyłu lessowego.

WYKORZYSTANIE TOMOGRAFII ELEKTROOPOROWEJ DO ROZPOZNANIA POKRYW LESSOWYCH

Bogdan Żogała, Iwona Stan-Kleczek

Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec

Metoda tomografii elektrooporowej (*ang. ERT – Electrical Resistivity Tomography*), jako jedna z metod geofizycznych, jest najczęściej wybieraną metodą z grupy metod geoelektrycznych, pozwalającą na przypowierzchniowe rozpoznanie ośrodka geologicznego. Jej zaletą jest nieinwazyjny charakter badań oraz możliwość szybkiego wykonania pomiarów i ich interpretacji.

Metoda obrazowania oporności pozwala określić rozkład oporności skał w ośrodku geologicznym do określonej głębokości, wynikającej z długości jednego pełnego rozstawu. Opiera się na standardowych wariantach badań elektrooporowych – profilowaniach i sondowaniach oporności. Wielkością bezpośrednio mierzoną w terenie jest opór elektryczny R :

$$R = \Delta U / I \text{ } [\Omega]$$

który jest proporcjonalny do oporności elektrycznej ρ :

$$\rho = kR \text{ } [\Omega\text{m}]$$

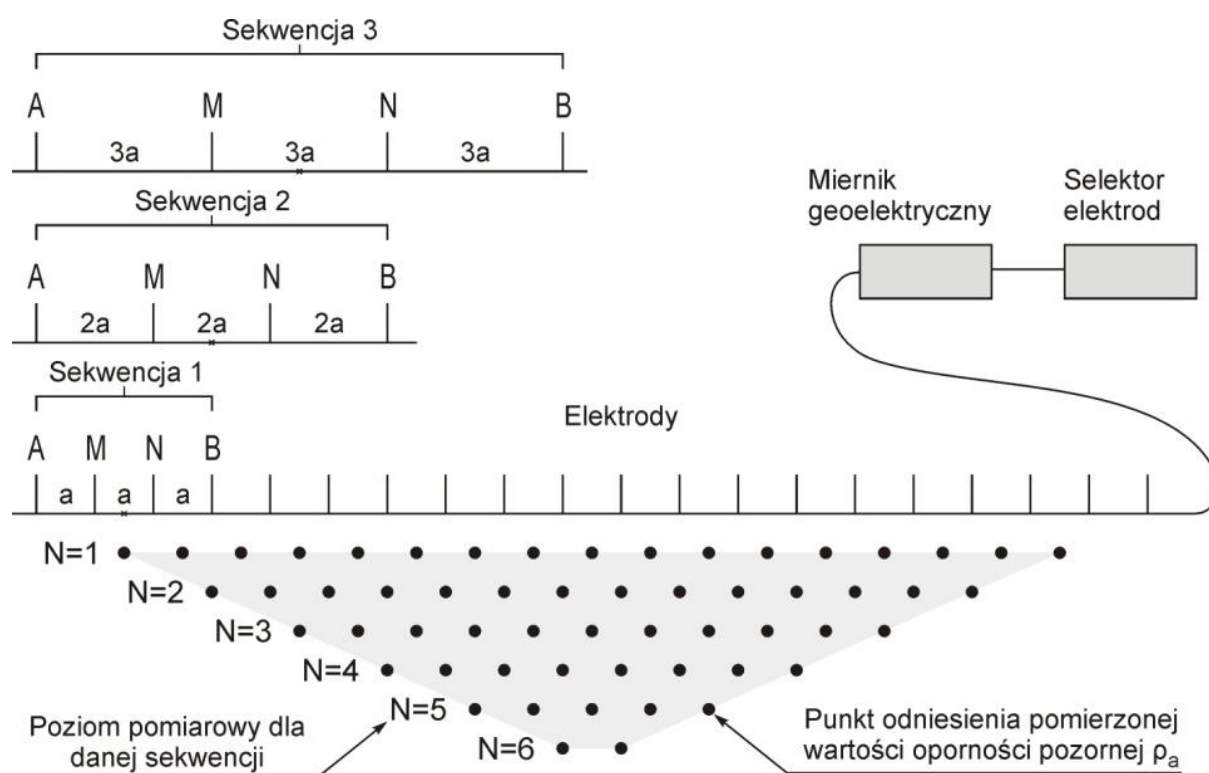
gdzie: k – współczynnik zależny od geometrycznego układu pomiarowego [m]

ΔU – różnica potencjałów [V]

I – natężenie prądu [A]

W rzeczywistości, ośrodek geologiczny jest elektrycznie anizotropowy, a mierzona oporność jest zawsze opornością pozorną ρ_a , będącą wypadkową oporności różnych warstw skalnych.

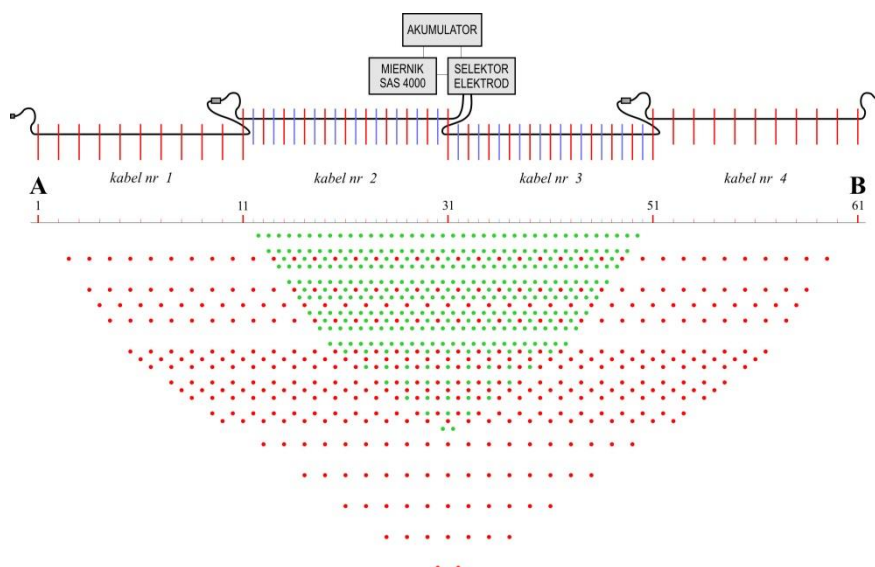
Pomiary oporności pozornej ρ_a realizowane są wzdłuż całego profilu „chwilowym, stałym” układem pomiarowym w danej sekwencji elektrod, po czym następuje automatyczna zmiana sekwencji, aż do wyczerpania wszystkich zaprogramowanych. W każdej kolejnej sekwencji, automatycznie zwiększa się rozstaw elektrod o wielokrotności odstępów a . **Ryc. 1.** przedstawia typowe sekwencje pomiarowe dla układu Wennera, dla trzech początkowych konfiguracji elektrod.



Ryc. 1. Typowa sekwencja pomiarowa dla układu Wennera

W ten sposób pod względem rozkładu oporności pozornej opisany zostaje ośrodek geologiczny ograniczony od góry powierzchnią terenu, od dołu głębokością penetracji dla maksymalnych wartości rozstawu elektrod, a z boków skrajnymi położeniami „chwilowych układów pomiarowych”. Uzyskuje się rozkład oporności pozornej na przekroju x, z , gdzie x jest odległością wzdłuż profilu, a z głębokością. Z uwagi na to, pomiary metodą obrazowania oporności nazywane są pomiarami 2D.

Jednym z najczęściej stosowanych układów pomiarowych jest układ symetryczny Schlumberger-Wenner. Przyjmuje się, że dla układu tego maksymalna głębokość rozpoznania jest rzędu $1/5$ rozstawu skrajnych elektrod prądowych A i B. Schemat rozstawienia systemu w tym układzie przedstawiono na ryc. 2.



Ryc. 2. Schemat pełnego rozstawienia systemu pomiarowego Lund Imaging oraz rozkład punktów pomiaru oporności pozornej. Układ pomiarowy Schlumberger-Wenner ($L+S$)

Wyniki pomiarów interpretowane są w programie Res2Dinv. Przed procesem inwersji ustala się parametry takie jak: metodę rozwiązania zadania prostego, współczynnik tłumienia, ilość kolejnych iteracji, metodę inwersji. Proces inwersji kończy się, gdy zostaną przeprowadzone wszystkie zaprogramowane iteracje lub gdy w kolejnych iteracjach błąd absolutny (*Abs. error*), lub średni błąd kwadratowy (*RMS error*) zmienia się w sposób nieznaczny. Gdy pomiar wykonywany jest w terenie zróżnicowanym morfologicznie, proces inwersji przeprowadza się z uwzględnieniem topografii, wprowadzając wysokości zastabilizowanych elektrod. Końcowym efektem przeprowadzonej inwersji jest zawsze przekrój opornościowy wzdłuż badanego profilu w funkcji głębokości. Na przekroju barwami zaznaczone są poszczególne warstwy elektryczne i odpowiadające im oporności.

Zmiany oporności wynikają zarówno z czynników naturalnych jak struktura i tekstura skał, jak i sztucznych – skutek działalności człowieka, np. prace górnicze, wiertnicze, czy też ziemne. Każda skała cechuje się pewnym zakresem oporności. Dla danego typu skał zakres oporności może być bardzo szeroki (tab. 1). Wynika to z szeregu czynników, z których najistotniejszymi są: zawodnienie, porowatość, uwarstwienie, obecność minerałów ilastych. Minerały ilaste są doskonałymi przewodnikami i bardzo silnie obniżają oporność skał, w których są obecne. Czynnikiem bardzo silnie obniżającym oporność skał jest także ich zawodnienie, szczególnie gdy woda jest silnie zmineralizowana.

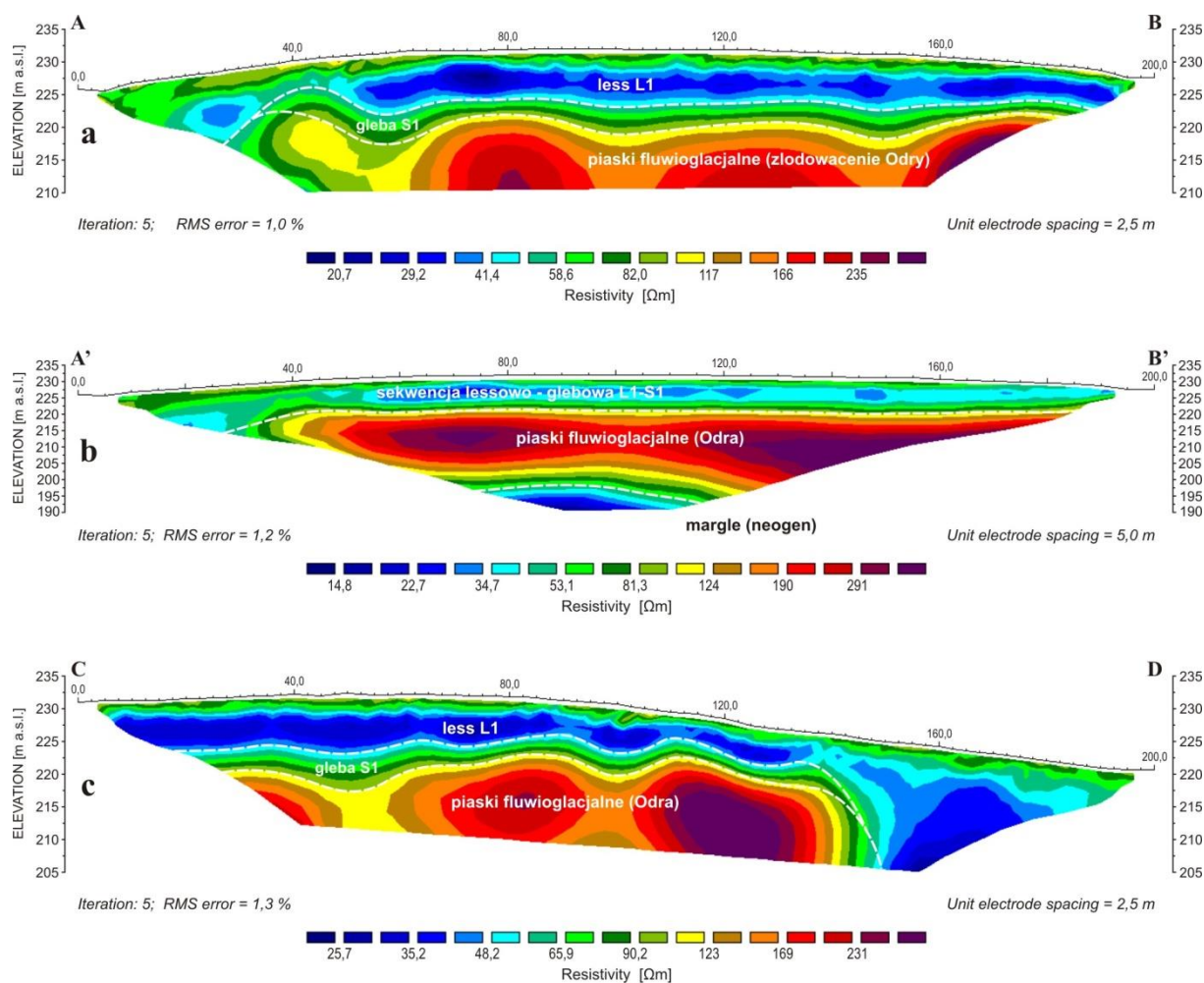
Tabela 1. Zakresy oporności dla wybranych typów skał.

Typ skały	Minimalna wartość oporności [Ωm]	Maksymalna wartość oporności [Ωm]	Źródło
Zlepieniec	5 000	10 000	Loke, 2011
Piaskowiec	10	5 000	
Łupek ilasty	20	2 000	
Wapień	50	5 000	
Dolomit	500	5 000	
Gliny	1	100	
Aluwium	10	1 000	
Aluwium	1	1 000	Ward, 1990
Żwir	100	10 000	
Less	30	100	Knödel i in. 2007
Żwir	50	10 000	
Mada	15	35	Afa, 2011
Margiel	10	100 000	Dortman, 1976

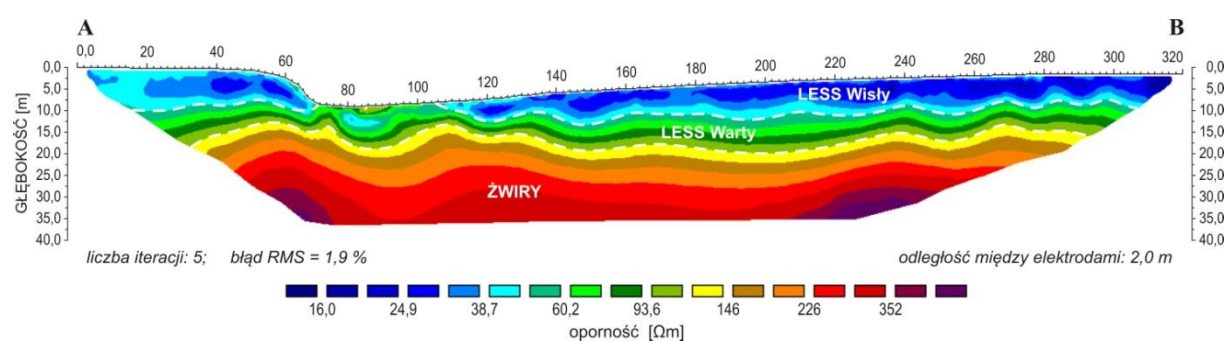
Skałą o specyficznych właściwościach elektrycznych są lessy. Składają się one z kwarcu (60-80%), glinokrzemianów (10-20%), tlenków żelaza (kilka%) oraz węglanu wapnia (do 15%) (Uziak i Klimowicz, 2002). W ilościach śladowych może być obecny muskowit, biotyt, glaukonit, fosforyt i minerały ciężkie (Malinowski, 1971). Z minerałów ilastych występują hydrołyszczyki i kaolinit.

Wartość oporności rejestrowana w skałach lessowych zależy od szeregu czynników. Jednym z najistotniejszych jest obecność minerałów ilastych, których zawartość jest charakterystyczna dla poszczególnych poziomów lessowych. W górnej części lessu młodszego ich zawartość wynosi 1-3% natomiast w poziomach niższych dochodzi do 15% (Malinowski, 1959). W uziarnieniu lessów dominuje głównie frakcja pyłowa (60-70%) a w następnej kolejności frakcje piaskowa i iłowa. Im mniejsza frakcja tym wartość oporności jest mniejsza. Innymi czynnikami obniżającymi oporność jest wilgotność.

Wymienione parametry umożliwiają w przekroju opornościowym wydzielać poziomy lessowe – ryc. 3 i 4.



Ryc. 3. Przekrój elektrooporowy przez tereny lessowe, okolice Sandomierza (Łanczont i in., 2014)



Ryc. 4. Przekrój elektrooporowy przez tereny lessowe, okolice Jezupola, Ukraina (Żogała i in., 2015).

Literatura:

Afa J.T., 2011. Seasonal variation of soil resistivity of rivers state of Nigeria, *European Journal of Technology and Edvanced Engeeniering Research*, 2, 4-11.

Dortman N.B., 1976. Fiziczeskije swojstwa gornych parod i poljeznych iskopajemnych. *Sprawocznik Petrofizyka. Niedra. Moskwa.*

INSTRUKCJA obsługi programu Res2Dinv, 2001. *Geoelectrical Imaging 2D and 3D. Geotomo Software.*

Knödel K., Lange G., Voigt H.J., 2007. *Environmental geology. Handbook of field methods and case studies.* Springer.

Loke M.H., 2011. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. Strona internetowa: www.geotomosoft.com

Łanczont M., Mroczek P., Zieliński P., Hołub B., Kusiak J.†, Bałaga K., Komar M., Łacka B., Żogała B., Mendecki M., 2014. Regional Paleogeographic Analysis of Site Wilczyce 10 in the Opatówka Valley and the Stratigraphic Context of the Ice Wedge Cast. In: R. Schild (red.), *Wilczyce. A Late Magdalenian Winter Hunting Camp in Southern Poland*, Institute of Archaeology and Ethnology Polish Academy of Science, Warszawa, 31-80.

Malinowski J., 1971. *Badania geologiczno-inżynierskie lessów*, Warszawa.

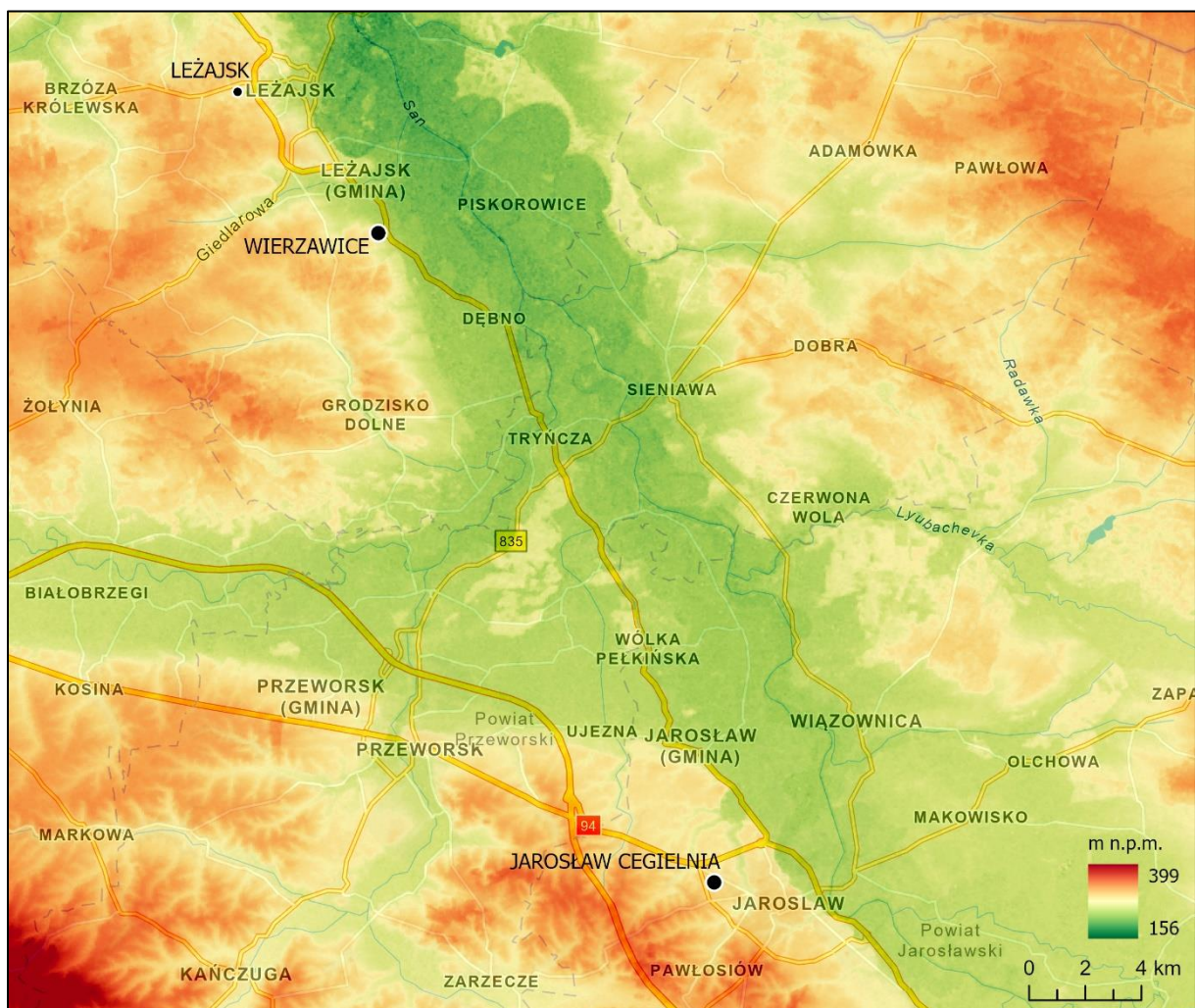
Malinowski J., 1959. Wyniki badań geotechnicznych lessu między Kazimierzem Dolnym a Nałęczowem, *Kwartalnik Geologiczny* 3 (2), 425-456.

Uziak S., Klimowicz Z., 2002. *Elementy geografii gleb i gleboznawstwa*, UMCS, Lublin.

Ward S.H., 1990. Resistivity and induced polarization methods. W: St. Ward (ed.), „*Geotechnical and environmental geophysics*”. *Investigations in Geophysics* 5, SEG, 169-189.

Żogała B., Łanczont M., Hołub B., Bogucki A., Mroczek P., 2015. Rozpoznanie elektrooporowe wybranych paleolitycznych stanowisk lessowych strefy pery- i meta karpackiej. W: M. Łanczont, T. Madeyska (red.), *Paleolityczna ekumena strefy pery- i meta karpackiej*, Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie – Skłodowskiej, Lublin, 459-485.

SESJA TERENOWA



Punkt I. – Wierzawice

EKSPLOATACJA TERYTORIÓW W DOLINIE SANU PRZEZ MAGDALEŃSKIE SPOŁECZNOŚCI ZBIERACKO-ŁOWIECKIE NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA WIERZAWICE 31 KOŁO LEŻAJSKA

**Dariusz Bobak¹, Maria Łanczont², Przemysław Mroczek¹, Marta Połtowicz-Bobak³,
Karol Standzikowski², Jarosław Kusiak[†]**

¹Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego

²Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii-Curie-Skłodowskiej, Lublin

³Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski

Tereny Polski SE leżą na wschodnich granicach ekumeny magdaleńskiej. Wydaje się, że granicę zasięgu terytorium opanowanego przez łowców magdaleńskich wyznacza w tym rejonie linia Sanu, która była tylko nieznacznie przekraczana. Znanych jest stąd zaledwie kilku stanowisk magdaleńskich, w tym obozowisko w Wierzawicach (Bobak i in., 2010, 2017, 2022). Stanowisko zostało odkryte w 2009 roku przez S. Czopka z IA UR. Badania sondażowe przeprowadziła S. Tokarczyk, a systematyczne badania w latach 2009-2012 były wykonane przez D. Bobak i M. Połtowicz-Bobak.

Stanowisko Wierzawice 31 leży w południowo-wschodniej części Płaskowyżu Kolbuszowskiego, występując płytko w obrębie pokrywy peryglacialnych warstwowanych osadów pylasto-piaszczystych o miąższości ok. 10 m, z którymi, blisko od NW, graniczy izolowany płat utworów podobnych do lessów o wyspowym charakterze. Granica występowania tych dwóch typów osadów jest dobrze czytelna w rzeźbie. Co do ich genezy od lat toczy się ożywiona dyskusja.

Stanowisko jest usytuowane na wysokości 188 m n.p.m. w dolnej części wschodniej odnogi lokalnego wzgórza (jego kulminacja jest na wysokości 221.4 m n.p.m.) będącego częścią rozczłonkowanej równiny wodnolodowcowej, rozpostartej w otoczeniu ostańca morenowego z okresu zlodowaceń południowopolskich (=Elsterian). Długi łagodny stok wzgórza ekspozycji E i NE graniczy u swojej podstawy z erozyjno-akumulacyjną terasą 8-13 m, korelowaną z ostatnim zlodowaceniem (=Weichselian), tworzącą wydłużoną listwę o szerokości 1-1.5 km.

Warstwowane osady pokrywowe na stanowisku, zbadane do głębokości 2.7 m, tworzą bezwęglanowe pyły piaszczyste, jakkolwiek pojedyncze laminy reprezentują jeszcze inne

odmiany litologiczne takie jak gliny pylaste, pyły zwykłe, pyły piaszczyste, piaski gliniaste i słabo gliniaste. Profil osadów jest trójdzielny:

- ogniwo górne (0.25 – 0.6 m) to zniszczona (ogłowiona) gleba współczesna zbudowana z piasków gliniastych i gliny piaszczystej, w której oznaki warstwowania zostały zatarte przez wpływ procesów pedogenetycznych;
- Ogniwo środkowe (miąższość ok. 0,4 m), z przewagą frakcji pyłowej, to strefa występowania struktur poduszkowych o średnicy kilkunastu centymetrów, których podstawową cechą jest segregacyjne uziarnienie, tłumaczone jako efekt wtórnej selekcji materiału warunkowanej zapewne procesami kriogenicznymi;
- Ogniwo dolne profilu (głębokość położenia stropu tej części zróżnicowana od 0,45 do 1,0 m) jest rytmitem złożonym z warstewek niespokojnie faliście warstwowanych, o zmiennej miąższości od 2-5 do 10-15 cm. Warstewki te budują różnobarwne piaski oraz piaski gliniaste i pylaste z wyraźną segregacją uziarnienia, które niżej przechodzą w żółtawoszare luźne piaski kwarcowe z pojedynczymi żwirkami. W części stropowej tego ogniwa (miąższość ok. 0,1 m) częściowo zatarta jest czytelność struktur sedymentacyjnych, nieznacznie wzrasta zawartość humusu (do 0,15%) i wyraźnie Fe_2O_3 (do 1,6-1,8%), (jest większy niż w glebie współczesnej), jak też zaznacza się obecność śladów działalności pedofauny. Cechy te wskazywałyoby na inicjalną słabą pedogenezę. Jest to poziom wietrzeniowy wskazujący na okres przerwy w sedymentacji stokowej i stabilizację powierzchni terenu. **W warstwie tej występowały zabytki kamienne.**

Osady, o których mowa powyżej, powstały w warunkach zimnego, okresowo wilgotnego klimatu peryglacjalnego wskutek współdziałania różnych procesów stokowych (spłukiwanie, spływy błotne, soliflukcja) oraz eolicznych. Ich akumulacji sprzyjał prosty i lekko wypukły oraz rozbieżny kształt stoku o stosunkowo niewielkim nachyleniu i wschodniej ekspozycji. Wyniki datowań luminescencyjnych otrzymanych z całego analizowanego profilu osadów warstwowanych określają czas powstania tej serii na przedział od górnego pleniglacjału ostatniego zlodowacenia po późny glacjał. Sedymentacja osadów stokowych była prawdopodobnie dość szybka i masowa a ośrodek alimentacyjny położony blisko (górne partie stoku), dlatego występują inwersje oraz duża rozbieżność równoległych dat TL i OSL. Dla przykładu z próbki z warstwy na głębokości 2,3 m otrzymano daty: 21,1 ka (TL) i 15,2 ka (OSL). Oznacza to, że krótki czas kontaktu ziaren z promieniowaniem słonecznym wystarczył do całkowitej redukcji wcześniej nagromadzonej energii w ziarnach badanych metodą OSL,

ale nie był dostateczny w metodzie TL. Dla próbek mineralnych z horyzontu z zabytkami uzyskano daty TL w przedziale 12,4-16,0 ka.

Zabytki archeologiczne tworzące inwentarz kamienny liczą 3500 artefaktów wykonanych techniką łupania. Nie odnaleziono żadnych wyrobów z surowców organicznych, zachowały się natomiast kamienie, z których część wchodzi w skład struktury rozpoznanej i zinterpretowanej jako ognisko. Część kamieni to fragmenty płytek piaskowcowych. Na uwagę zasługują też ślady hematytu występujące w postaci niewielkich ziaren lub, częściej, w postaci plam pyłu. Nagromadzenia takiego pyłu przemieszanego z sedymencie „oblepiały” też pojedyncze narzędzia. Zdecydowana większość zabytków leżała in situ.

W trakcie prac terenowych przebadano w sumie niemal 40 m². Zdecydowana większość zabytków występowała na ograniczonej przestrzeni liczącej niemal 5 m², w postaci kilku niewielkich, zwartych skupień. Skupienia te są w znakomitej większości powiązane z ogniskiem. Poza nim znajdują się bardziej rozproszone zabytki, rzadko tworzące wyraźniej czytelne skupienia.

Inwentarz kamienny wykonano zasadniczo z trzech gatunków krzemieni: najliczniejszego narzutowego (jego udział przekracza 40%), krzemienia czekoladowego (ok. 20%) i świciechowskiego (ponad 5%). Pozostałe surowce występują w niewielkich ilościach. Z tych trzech dominujących gatunków lokalne pochodzenia ma jedynie krzemień narzutowy.

W skład inwentarza wchodzi wszystkie kategorie zabytków. Zidentyfikowano w nim 20 rdzeni (poniżej 0,5%), niemal wyłącznie form wiórowych, głównie dwupiętowych, z których otrzymywano zwykle długie wąskie, a czasem bardzo wąskie wióry, a niekiedy też wiórki, a także 96 narzędzi (około 3%), oraz łącznie ponad 3000 wiórów, odłupków i łusek.

W grupie narzędzi zdecydowana większość to zbrojniki, które stanowią ponad 65% wszystkich form retuszowanych, która zawiera w sobie kilka odmian, różniących się liczbą i lokalizacją krawędzi retuszowanych oraz rodzajami retuszu. Zbrojniki są interpretowane powszechnie jako elementy uzbrojenia, tu z pewnością uzbrojenia łowieckiego. Znacznie mniej liczna jest kolejna pod względem liczebności grupa to rylce – niemal wyłącznie węglowe. Pozostałe narzędzia to nieliczne egzemplarze półtylczaków, drapaczy, wiórów i odłupków retuszowanych oraz pojedyncze egzemplarze narzędzi zębatach, przekłuwaczy, kombinowanych (drapacz+rylec) oraz 3 fragmenty bliżej nieokreślonych narzędzi.

Centralnym miejscem stanowiska jest bardzo dobrze zachowane ognisko z konstrukcją kamienną, wokół którego występują skupienia artefaktów krzemiennych oraz kolejne kamienie.

Konstrukcję ogniska tworzą otoczaki granitowe i płytki piaskowcowe, układające się w dobrze czytelną strukturę o kształcie owalnym i wymiarach 95x60 cm (licząc po zewnętrznym obwodzie obiektu). Ślady spalenizny to przede wszystkim węgle drzewne silnie rozmyte i przemieszane z sedymencie. W obrębie konstrukcji oraz w jej bezpośrednim otoczeniu znaleziono także nieliczne przepalone krzemienie, głównie drobne odłupki i łuski. Nie znaleziono natomiast struktur nieruchomych (np. dołków posłupowych) mogących nawiązywać do konstrukcji szałasów, nie wskazuje też na to układ zabytków ruchomych.

Sporo informacji dotyczących organizacji przestrzennej i funkcjonalnej stanowiska można uzyskać na podstawie obserwacji rozprzestrzenienia zabytków ruchomych. To co rysuje się bardzo wyraźnie to ścisłe powiązanie zbrojników w ogniskiem. Nie ulega wątpliwości, że mamy tu do czynienia z miejscem produkcji i napraw broni łowieckiej. W większym oddaleniu znajdują się nagromadzenia rdzeni oraz plamy ochry.

Cechy inwentarza jak również rozrzut pozostałości osadnictwa wskazują, że stanowisko w Wierzawicach powinno być interpretowane jako krótkotrwałe obozowisko łowieckie, zasiedlane najpewniej przez niewielką grupę myśliwych. Jest to też jedno z bardzo niewielu stanowisk magdaleńskich w Polsce południowo-wschodniej, będących najpewniej również śladami krótkotrwałych pobytów oraz prawdopodobnie jednej pracowni. Wierzawice są przy tym najbogatszym i najlepiej zachowanym stanowiskiem z tego obszaru. Daty 14C - Poz-36901: 11 560±40 uncal BP i Poz-41200: 11 080±130 uncal BP, czyli okres pomiędzy 13 470 BP a 12 710 cal BP wskazują na bardzo młody wiek stanowiska.

Literatura:

Bobak D., Łanczont M., Nowak A., Połtowicz-Bobak M., Tokarczyk S., 2010. Wierzawice st. 31 - nowy ślad osadnictwa magdaleńskiego w Polsce południowo-wschodniej. Materiały i sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego 31, Rzeszów, 61-76.

Bobak D., Łanczont M., Mroczek P., Połtowicz-Bobak M., Nowak A., Kufel-Diakowska B., Kusiak J., Standzikowski K., 2017. Magdalenian settlement on the edge of the loess island: A case study from the northern foreland of the Carpathians (SE Poland). *Quaternary International* 438, 158-173.

Bobak D., Łanczont M., Nowak A., Mroczek P., Połtowicz-Bobak M., Standzikowski K., 2022. Eastern periphery of the Magdalenian world. Wierzawice 31 hunting campsite (SE Poland). *Sprawozdania Archeologiczne* (w druku).

Punkt II. – Jarosław Cegielnia

SEKWENCJA LESSOWO-GLEBOWA W JAROSŁAWIU

**Maria Łanczont¹, Jerzy Nawrocki^{1,2}, Przemysław Mroczek¹, Karol Standzikowski¹,
Dariusz Bobak³, Maryna Komar⁴, Beata Holub¹, Marta Połtowicz-Bobak⁵**

¹Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii-Curie-Skłodowskiej, Lublin

²Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

³Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Rzeszów

⁴Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych NAN Ukrainy, Kijów, Ukraina

⁵Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, Rzeszów

Położenie i rzeźba

Profil lessowy w Jarosławiu usytuowany jest na północno-wschodnim skraju Wysoczyzny Kańczuckiej (Starkel, 1972), regionu geomorfologicznego położonego w południowo-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. W podziale fizyczno-geograficznym Polski jest to mezoregion o nazwie Przedgórze Rzeszowskie (Kondracki, 2009; Łanczont i in., 2021). Wysoczyzna rozpościera się między progiem pogórzy karpackich, Przemyskiego i Dynowskiego, a Pradolina (Rynną) Podkarpacką na północy i równinną niziną Sanu na wschodzie. Rozpościera się łukiem od geologicznej zatoki rzeszowskiej, osiąga największe rozmiary między Kańczugą, Przeworskiem i Jarosławiem, i zanika w rejonie Winnej Góry w Przemyśle (Malicki, 1973).

Wysoczyznę budują ily mioceńskie, na których miejscami leżą plejstocieńskie utwory rzeczne, preglacjalne, glacialne, fluwioglacialne i tzw. żwiry mieszane (Malata T., Wójcik A., 1998; Wójcik, Malata, 2004; Łanczont, 1997, Łomnicki, 1900). Warstwę przypowierzchniową stanowi zwarty płaszcz lessów, w większości z ostatniego glaciału i o miąższości nierównej, od zaledwie 2 do niemal 30 m w rejonie Jarosławia. Jak podkreślają Lessy te wykazują także dużą zmienność facjalną, od typowych węglanowych lessów eolicznych po lessy warstwowane z przewarstwieniami i soczewkami piasków i smugowane, zazwyczaj odwapnione (Laskowska-Wysoczańska, 1971; Wójcik, Malata, 2004). Pokrywa lessowa maskuje i wyrównuje pierwotne rysy rzeźby, warunkując jej obecny charakter, dlatego Malicki (1973) w zaproponowanym przez siebie regionalnym podziale dorzecza górnego i środkowego Sanu nazwał region Przedgórskim Płaskowyżem Lessowym.

Dla rzeźby charakterystyczne są faliste powierzchnie wierzchowinowe układające się w dwu poziomach: 220-225 m i 230-240 m i dość gęsta sieć dolinna o głębokości do 40-50 m.

System ten tworzą płaskodenne doliny niewielkich rzek (główna z nich to Mleczka, uchodząca do Wisłoka i tworząca oś regionu) i potoków oraz doliny suche. Liczne są płytkie dolinki denudacyjne o nieckowatym kształcie tworzące rozgałęzione systemy. Wysoczyzna Kańczucka oddzielona jest od Pradoliny Podkarpackiej wyraźną krawędzią. Natomiast na odcinku Przemyśl-Jarosław wzdłuż doliny Sanu rozciąga się plejstocenska terasa tzw. średnia, która sprawia, że stopień wysoczyzny rysuje się w morfologii mniej wyraźnie, także dzięki wspólnej pokrywie lessowej, wysoczyzny, jej skłonu i terasy. Terasa tworzy równinę lessową na wysokości około 200-205 m n.p.m. o szerokości 3-4 km, opadająca krawędzią o wysokości 15-0 m do równi holocenskego dna doliny (Wojtanowicz, 1978; Wójcik, Malata, 2004).

Sytuacja topograficzna profilu

Sytuacja topograficzna profilu jest następująca: jest to sztuczna skarpa lessowa w południowej części nieczynnego od dawna wyrobiska cegielni, leżącego na zachodnich peryferiach Jarosławia, w sąsiedztwie krzyżującej się drogi do Przeworska (ul. Krakowska) i linii kolejowej. Wyrobisko położone jest w strefie wododziałowej (kulminacja 218 m n.p.m.) dwóch małych rzeczek, które odprowadzają swoje wody na współczesne dno doliny Sanu (176,8 m n.p.m.), do odciętego zakola, głęboko wgryzającego się w brzeg terasy lessowej. Geomorfologicznie teren wyrobiska sytuuje się w strefie pogranicza skłonu Wysoczyzny Kańczuckiej i terasy lessowej Sanu. Jest to strefa, gdzie strop skał miocenu obniża się od ok. 210 do 170 m n.p.m. do kopalnego erozyjnego dna doliny Sanu (Malata, Wójcik, 1998). Współrzędne geograficzne odsłonięcia: 50°01'10,24''N oraz 22°38'47.26''E, wysokość ok. 215 m n.p.m.

Historia badań lessów w Jarosławiu

Lessy jarosławskie były eksploatowane na potrzeby cegielni od dawna, o czym informuje arkusz Jarosław Atlasu Geologicznego Galicji (Łomnicki, 1990a). Odsłonięcia lessów w cegielniach (5) założonych na początku XX w., na terenie miasta tak w obrębie wyżyny przykarpackiej jak i przyległej terasy dyluwialnej, opisał Łomnicki (1900b, s. 56). Wyodrębnił dwie serie glin: „młodsze ogniwo tworzy glina nieuwarstwowana czyli nawiana, prostopadle łupna” oraz starsza glina jest „uwarstwowaną, nieraz naprzemianlegle z piaskami”, która zawiera „przewodnie mięczaki”, znane nam jako lessowe. „Ku jej spągowi coraz częściej występują żwiry starokrystaliczne zmieszane z karpackimi materiałem”.

Profile lessowe odsłaniające się przy odkrywkach dwóch cegielni jarosławskich opisała Laskowska-Wysoczańska (1971), jako odsłonięcie 35 w pobliżu kościoła przy drodze do Przeworska i odsłonięcie 38 leżące 1,5 km na północny zachód, przy przejeździe kolejowym. W obu od stropu występuje typowy węglanowy less (7-10 m), podścielony bądź to przez (odsl. 35) less smugowany (3-3,5 m) z wyraźnymi oznakami deformacji kriogenicznych typu inwolucyjnego i poniżej piaski z domieszką żwirów, bądź to (odsl. 38) mułek (3,7 m) czarny organogeniczny i szary. Sekwencję tę autorka powiązała z pleniglacjałem ostatniego zlodowacenia. Następnie Buraczyński i in. (1972), uzupełnili dane z odsłonięcia 38 zestawiając na podstawie wierceń wykonanych dla celów geologiczno-inżynierskich syntetyczny opis osadów podlessowych okrywających terasę średnią Sanu. Wyróżnili spągowe żwiry i piaski oraz torfiaste i humusowe osady o łącznej miąższości około 10 m. Te ostatnie były rozpoznane na terenie cegielni w pobliskim Radymnie i wielokierunkowo badane (Alexandrowicz i in., 1989; Laskowska-Wysoczańska, 1971; Malicki, 1972; Maruszczak, 1991b; Kulesza i in. 2020; Wójcik, Zimnal, 2003).

Profil lessowy Jarosław – punkt terenowy

Szczegółowe badania profilu odsłaniającego przy cegielni na ul. Krakowskiej, opisanego po raz pierwszy przez Laskowską-Wysoczańską (1971) jako odsłonięcie 38 podjął Maruszczak (1980a) przedstawiając najpierw dane dotyczące bagiennej gleby interstadialnej, a mianowicie wyniki ekspertyzy palinologicznej 2 próbek wykonanej przez Z. Janczyk-Kopikową oraz datowania metodą ^{14}C w Gliwicach. Kolejnym krokiem była szczegółowa wszechstronna dokumentacja profilu obejmująca analizy uziarnienia, zawartości humusu, węglanów i tlenków żelaza, minerałów ciężkich (Maruszczak, 1980b), a także składu chemicznego i minerałów ilastych oraz mikrostrukturalne (materiały te nie zostały opublikowane) a także sondażowe datowania metodą TL (Butrym, Maruszczak, 1989).

Właściwości geologiczno-inżynierskie lessów w Jarosławiu określił Frankowski (1991a, b), wskazując, że charakteryzują się one średnią wilgotnością naturalną 14,9% (zmiany w zakresie 6,6-25,2%) a wskaźnik porowatości $e_n > 0,72$ występuje do głębokości 4 m i świadczy o porowatości powyżej 42%, którą przyjmuje się jako wskazującą na możliwość wystąpienia w lessach struktury nietrwałej.

Szczegółowy opis profilu został złożony na podstawie faktów stwierdzonych przez Maruszczaka (1980c, 1985, 1991b) w odkrywce i wkopie, a poniżej 14,7 m – w wierceniu przy

pomocy ręcznego świdra. W profilu autor ten wyróżnił następujące główne poziomy (opis skrócony):

0-2,45 m (a-b) – gleba holocenińska. Próbką z głębokości 1-1,1 m była datowana metodą TL na 18 ± 3 ka (Butrym, Maruszczak, 1989);

2,45-9,40 m (c) – less węglanowy ze skupieniami manganowo żelazistymi na głębokości 6,1-6,9 i 7,5-7,65 m oraz rozcięty przez pseudomorfozę klina lodowego, którego korzenie sięgają do 9,15 m, w dolnej części z plamami oglejenia. Jest to less młodszy górny (**LMg**) według schematu stratygrafii lessowej w opracowaniu Maruszczaka (1991a);

9,40-10,40 (d) – gleba bagienna złożona z kilku poziomów pylasto-gliniastych szarych, ciemnoszarych z wkładkami organicznymi (do 4,4-14,1%), zaburzona. Z analizy minerałów ciężkich można wnioskować o dwudzielnosci tej jednostki. Na podstawie pyłkowej próbki z głębokości 10,33-104 m wskazano, że frekwencja pyłku była niska ale ziarna pyłku dobrze zachowane. W spektrum przeważa pyłek *Pinus* (34,5-41,5%) i *Cyperaceae* (33,5-40,5%). Roślinność współczesna tworzeniu się gleby został scharakteryzowana jako flora typu bagiennego, złożona głównie z turzycowatych, towarzyszących traw i innych zielnych, która porastała torfowisko lasotundry (*Selaginella selaginoides*). Luźny drzewostan składał się z sosny i świerka oraz brzozy, a wierzba tworzyła zarośla. Klimat był chłodny. Datowanie w laboratorium gliwickim metodą ^{14}C substancji humusowej z dolnej części tej gleby (fulvic acid, humin i humin acid.) dało wynik w przedziale 24–27 000 lat BP. Z tego powodu była ona paralelizowana z zachodnioeuropejskim interstadiem Denekamp (Maruszczak, 1980b). Wykonane później badania metodą TL i uzyskany znacznie starszy wiek osadów tworzących glebę bagienną (51 ± 7 , 100 ± 15 , 108 ± 16 ka) skłoniły autora do weryfikacji jej wieku. Maruszczak (1991a, b) uznał, że jest ona co najmniej dwukrotnie starsza niż wcześniej zakładano, a wynik datowań metodą ^{14}C zinterpretował jako odmłodzenie kwasów humusowych przez infiltrujące w głąb profilu w holocenie wody atmosferyczne. Ostatecznie autor dokonał rewizji jej korelacji stratygraficznej, wiążąc ją z interstadiem Glinde. Po tej weryfikacji stratygraficznej jest to gleba interstadialna z MIS 3.3, rozwinięta na lessie młodszy dolny (**Gi/LMd**);

10,4-11,40 m (e) – less pylasto-ilasty, szary, zielnokawoszary, smugowany, bezwęglanowy, z plamkami oglejenia, z drobnokomórkowymi strukturami gruntowego lodu segregacyjnego. Według ujęcia stratygraficznego z 1991 r. jest to less młodszy dolny z MIS 4 (**LMd**);

11,4-12,65 m (f-g₁) – less pylasty, szary, zielonkawoszary, bezwęglanowy, smugowany i plamisty, u dołu z gniazdami pylasto-gliniastego niebieskawego utworu. Według ujęcia stratygraficznego z 1991 r. jest to less młodszy najniższy (**n**) interpretowany jako sediment

glebowy (sg), w spągu z deluwiami (dg) powstałymi z rozmycia poziomu A gleby interglacialnej poniżej (substadia izotopowo-tlenowe 5.1-5.4);

12,65-14,70 m (g₂-i) gleba interglacialna o profilu A-Et-Bt₁-Bt₂-Bt₃. Gleba jest dobrze wykształcona, w poziomie przemywania, wykazującym maksymalny na tle profilu udział minerałów odpornych, odnotowano liczną obecność konkrecji Mn-Fe i węgielków drzewnych. Poziom iluwialny w części dolnej zawiera gniazda z domieszką piasków. Jest to gleba interglacialna z substadium izotopowo-tlenowym 5.5, rozwinięta na lessie starszym górnym (**GJ1/LSg1**);

14,70-16,20 (j) – less pylasty, żółtawy, plamisty, bezwęglanowy. Jest to less starszy górny (**LSg1**).

Większość profilu przedstawia więc utwory lessowo-glebowe ze zlodowacenia ostatniego, tzn. vistuliańskiego (=Wichselian), korelowane ze stadiami 2-3(niepełny)-4 oraz z częścią MIS 5 (5.1-5.4), a część dolna – z interglacjału eemskiego, tj. GJ1 (MIS 5.5) oraz less LSg1 ze zlodowacenia przedostatniego (MIS 6).

Nowe badania geologiczne w profilu Jarosław

Badania te podjęte zostały w 2020 r. i kontynuowane w latach następnych (2021, 2022). Wstępny ogląd skarp na terenie cegielni i pobranie próbek na analizę AMS dokonano w 2015 r. przy okazji realizacji projektu NCN prof. Jerzego Nawrockiego pt. „Czwartorzędowa paleocyrculacja atmosferyczna między Wisłą a Morzem Czarnym w świetle wyników pomiarów anizotropii podatności magnetycznej i badań proveniencji materiału detrytycznego pokryw lessowych” (2014/15/B/ST10/03695).

W 2020 roku przygotowana została odkrywka w jedynym jeszcze dostępnym do badań miejscu na skarpie równoległej do torów kolejowych. Profil jest od góry niekompletny, ponieważ w tym miejscu gleba holocenska jest kompletnie zniszczona a bezpośrednio poniżej antropogenicznego nasypu występuje less węglanowy. Z badań Maruszczaka (1980c) wynika, że górna część profilu z glebą holocenską, łącznie z odwapnionym poziomem C, ma miąższość 2,65 m. Sądzymy, że tylko ta część profilu została usunięta w czasie funkcjonowania cegielni podczas odhumusowania złoza. Odkrywka wykonana do głębokości 9 m, w roku następnym pogłębiona została wykopem przy pomocy koparki do 13,5 m. Wykonany został szczegółowy opis, pobrane próbki na analizy uziarnienia, paleomagnetyczną, palinologiczną (w toku) oraz datowania metodą OSL SAR.

Lito- i pedologiczna charakterystyka osadów

W badanym profilu wyróżniono 3 podstawowe segmenty osadów na podstawie cech uziarnienia. Dodatkowo są one wewnątrz zróżnicowane jako ogniwa lessowe i glebowe.

Segment górny sięgający do głębokości 6,6 m, reprezentowany przez less typowy, węglanowy. Jest zróżnicowany stratygraficznie dzięki obecności dwóch poziomów glebowych, słabo rozwiniętych ale wyraźnych (1,5-1,6 m i 4,3-4,75m), przy czym cechy warstw lessu nad glebą górną, między glebami i pod glebą dolną się różnią w cechach uziarnienia, oglejenia i stopniu nasycenia wytrąceniami Mn i Mn-Fe oraz wtórnych węglanów. Granica dolna jest bardzo ostra, podkreślona związkami żelaza, w less wnika dość wysoko (0,6 m) diapir wyciśnięty z leżącego poniżej pakietu oglejowego.

Segment środkowy (6,6 – 12,65 m) ma skomplikowaną budowę. U góry występuje trójdzielny zespół gleb bagiennych typu interstadialnego, silnie oglejonych, o niestabilnej budowie wewnętrznej, z soczewami materii organicznej, wstęgami orsztynu, licznymi pieprzami Mn-Fe. Poniżej jest seria lessu (8,65-10,1 m), który jest masywny pylasty żółty, węglanowy w dolnej połowie, z wykwitami żelazistymi i z pojedynczymi kanalikami wypełnionymi węglanami, co nadaje mu marmurkowy wygląd. Kolejne ogniwo tworzy dwudzielny poziom glejowy wewnętrznie niejednorodny (diapiry i pograży z gleju lub nadległego lessu) podścielony ciekim oglejonym lessem. U dołu występuje gleba typu interglacialnego, rozwinięta jako dojrzała gleba płowa o profilu A-Et-Bt1-Bt2, której poziom A jest w znacznym stopniu zdenudowany, a produkty jego niszczenia wchodzi w skład dolnej części międzyglebowego lessu.

Segment dolny odkryty do głębokości 13,95 m stanowi peryglacialny rytm pylasto-piaszczysty, horyzontalnie nieciągłe warstwowany, ciemno-i jasnożółty, z cienkimi (0,5 cm) warstewkami i soczewkami piaski, osad.

Metody badań i wyniki

Uziarnienie

Próbki na ziarnienie pobrano z całej sekwencji w interwale 5 cm. Pomiary wielkości cząstek badano za pomocą dyfraktrometru laserowego Malvern Mastersizer 2000 HydroG, umożliwiającym pomiar w zakresie 0,01-2000 mikronów, bazując na sproszkowanych i przesianych próbkach. Przed pomiarami próbki wyługowano i wytrawiono. Pomiarów dokonano trzykrotnie, a wynikami końcowymi są wartości średnie. W analizach uwzględniono frakcje iłu (<5,5 μm), pyłu (5,5-63 μm) i piasku (>63 μm), wydzielając subfrakcje – drobną,

średnią i grubą. Otrzymane wyniki posłużyły do obliczeń wskaźników granulometrycznych tj. średnie ziarno, odchylenie standardowe, skośność, kurtoza, GSI (grain size index) i U-ratio. Dodatkowo opracowano mapy cieplne rozkładu uziarnienia dla całej sekwencji oraz poszczególnych jego ogniw (górne, środkowe, dolne). Ich konstrukcje oparto dzieląc bazę wyników dla każdej z próbek na sto klas w podziale logarytmicznym. Dla każdej mapy opracowywano niezależne skale cieplne od zera do maksymalnej wartości (biały → fioletowy → niebieski → żółty → pomarańczowy → czerwony → czarny).

Wyniki analiz granulometrycznych zasadniczo odzwierciedlają zmienność środowiska bardziej podczas transportu i akumulacji lessów (stadia proto i syngenetyczne) niż postsedymencyjnej (pedo- i diagenetycznej). Wskaźnik uziarnienia wskazuje na zmienną aktywność procesów głównie eolicznych, a więc akumulację materiału przeważnie pylastego z mniejszym i zmiennym udziałem ilu i piasku. Skonstruowana mapa cieplna dla całej sekwencji pozwoliła na opracowanie map cząstkowych dla poszczególnych trzech ogniw. Rozkład uziarnienia na mapach przedstawia się jako barwne wzorce z ciepłymi barwami w środkowej części i zimnymi na zewnątrz. W przypadku frakcji grubszych kolory zimne szybko są wygaszane, zaś drobnych – fiolety są wyraźnie rozciągnięte. Wzorce te są dobrą wizualizacją zmian wskaźników granulometrycznych widocznych w formie „klasycznych” krzywych, dając tym wynikom aspekt zmienności przestrzennej.

Analizy spektrofotometryczne

Trzykrotne pomiary barw wykonano na tych samych, sproszkowanych (shomogenizowanych) próbkach co analizy uziarnienia. Spektrofotometr wykorzystany w pomiarach to 3ColorSFX50. Mierzone parametry to luminancja (L^*), zaczerwienienie (a^*) i zażółcenie (b^*). L^* zawiera się w przedziale od 0 (czarny) do 100 (biały), podczas gdy a^* zawiera się w przedziale od ujemnego (zielony) do dodatniego (czerwony), a b^* od ujemnego (niebieski) do dodatniego (żółty). Czerwoność a^* jest powszechnie interpretowana jako odzwierciedlenie intensywności wietrzenia. Te trzy parametry obejmują trójwymiarową sferę barw, a uzyskane wartości Lab mogą być przekształcone na kolory RGB, aby uwidocznili rzeczywiste kolory. Na podstawie wartości ww. parametrów określono relację a^*/b^* wyrażającą zmienność wertykalną pigmentacji oraz wyliczono R_index , teoretycznie odpowiadający zawartości związków żelaza.

Otrzymane wyniki pozwalają na prowadzenie analiz barw o względnie dużej rozdzielczości. Pomiary pokazały, że nie ma dwóch próbek o identycznych parametrach kolorystycznych. Dodatkowo, wielokrotnie okazało się że sąsiadujące ze sobą próbki też

wyraźnie różnią się między sobą. Stunungowane kolory wykorzystano jako tło do konstrukcji rycin zmienności parametrów uziarnienia i podatności magnetycznej. Cyfrowo zidentyfikowane zabarwienie próbek uzupełnia analizy lito- i pedologiczne oraz ułatwia możliwość śledzenia zmienności poszczególnych parametrów fizyko-chemicznych. W badanej sekwencji widać, że zmiany kolorystyczne w dużym stopniu odzwierciedlają wtórne, postsedymencyjne zmiany. Typowe dla lessów kolory (czyli jasnożółte, słomkowe bądź płowe) są cechami zarówno próbek „lessowych”, jak też i „glebowych”. Dopiero zastosowany tuning kolorów był podstawą do analiz zmian stopnia przekształcenia lessów w materiał glebowy.

Datowanie OSL i ^{14}C oraz wskaźnik MAR (mass accumulation rate)

W celu opracowania sekwencji wiekowej osadów, pobrano z profilu 20 próbek na datowania OSL z reprezentatywnych warstw lessowych i glebowych. Dodatkowo pobrano dwie próbki na datowania metodą C^{14} z gleby bagiennej ze środkowej części profilu. Analizując całą sekwencję wyników datowań OSL zauważamy, że tendencja głębokość-wiek jest zachowana, a nieliczne inwersje mogą być spowodowane czynnikami glebotwórczymi. Natomiast próbki OSL0, OSL1a, OSL1b, OSL2a i OSL6 były pobrane z odsłoneń o 1m w głąb od pierwotnej ściany profilu. Wyniki dla tych próbek wskazują na nieznaczne postarzenie osadów z zachowaniem relacji głębokość-wiek. Takie badania pokazują przestrzenny czas powstawania całego osadu. Próbki OSL15 i OSL16 są odmłodzone, może to wynikać z zakresu możliwości metody OSL w datowaniu osadów lessowych.

Wyniki datowania w Poznańskim Laboratorium Radiowęglowym dwóch próbek gleby bagiennej metodą C^{14} wkomponowują się w zakresy wyników datowania OSL dla górnej i dolnej granicy tej gleby. Uzyskane daty 22660 ± 210 BP (Poz-142446) i 23220 ± 320 BP (Poz-142446) w zasadzie są spójne z datami publikowanymi przez Maruszczaka (1980).

Tempo sedymentacji i wskaźniki MAR są charakterystyczne dla osadów lessowych Środkowo-Wschodniej Europy (Fedorowicz, Łanczont, 2007; Łanczont i in., 2015).

Analiza paleomagnetyczna

Do badań paleomagnetycznych pobrano w odstępach co 10 lub co 5 cm łącznie 130 próbek orientowanych względem północy magnetycznej. Dla całej kolekcji określono parametry anizotropii podatności magnetycznej. Poza pomiarami anizotropii i wartości podatności magnetycznej przeprowadzono także rozmagnesowanie próbek zmiennym polem magnetycznym, którego wyniki posłużyły wyodrębnieniu pierwotnego kierunku

namagnesowania (deklinacji i inklinacji). Zapis zmian anizotropii podatności magnetycznej w funkcji głębokości profilu nie różni się od tego zidentyfikowanego wcześniej w profilach lessowych Cherepyn i Korshiv w Ukrainie (Nawrocki i in., 2019). Można w nim między innymi zdefiniować strefę, w której kierunek nachylenia osi minimalnej podatności magnetycznej wskazuje na oddziaływanie na sedimentację lessową północnych wiatrów katabatycznych, związanych z pojawieniem się na północy Polski lądolodu ostatniego maksimum glacialnego (LGM).

Literatura

- Alexandrowicz S.W., Butrym J., Maruszczak H., 1989. The malacofauna of the younger and older loess of the Przemyśl region, SE Poland. *Folia Malacol.* 3, 7-21.
- Buraczyński J., Butrym J., Pękala K., 1972. Trasa: Zamość-Cieszanów-Oleszyce-Jarosław-Radymno-Przemyśl. W: H. Maruszczak (red.), *Przewodnik sympozjum krajowego Litologia i Stratygrafia Lessów w Polsce*, Wyd. Geol., Warszawa, 148-152.
- Butrym J., Maruszczak H., 1989. Chronologia termoluminescencyjna lessów z profilu Jarosław. *Sprawozdania z bad. nauk. Kom. Badań Czwart. PAN* 9, Warszawa.
- Fedorowicz S., Łanczont M., 2007. Rate of Loess Accumulation in Europe in the Upper Weichselian (= Upper Vistulian). *Geological Quarterly* 51, 2, 193-202.
- Frankowski Z., 1991a. Geologiczno-inżynierska charakterystyka lessów w Polsce. W: H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce, część A*, UMCS, Lublin, 50-61.
- Frankowski Z., 1991b. Właściwości geologiczno-inżynierskie lessów: profil Jarosław. W: H. Maruszczak (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce, część B*, UMCS, Lublin, 111-111.
- Kondracki J., 2009. *Geografia regionalna Polski*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 444 ss.
- Kulesza P., Komar. M., Łanczont M., 2020. A biotic record of paleoenvironmental changes during the last interglacial-glacial cycle in a sub-Carpathian river valley; a case study of the Radymno loess section (SE Poland). *Quater. Intern.* 552, 62-78.
- Łanczont M., 1997. Problem tzw. żwirów mieszanych w strefie brzeżnej Karpat Przemyskich i na obszarach przyległych. *Rocznik Przemyski* 33, 4, Nauki Przyrodnicze, 45-67.
- Łanczont M., Balon J., Bidłasik M., Borzyszkowski J., Chabudziński Ł., Grzegorzczak I., Krąż P., Walczak M., 2021. Kotlina Sandomierska (512.4–5). W: A. Richling, J. Solon, A. Macias, J. Balon, J. Borzyszkowski, M. Kistowski (red.), *Regionalna geografia fizyczna Polski*. Bogucki Wyd. Naukowe, Poznań, 458–474.
- Łanczont M., Madeyska T., Bogucki A., Mroczek P., Hołub B., Łacka B., Fedorowicz S., Frankowski Z., Standzikowski K., 2015. Środowisko abiotyczne paleolitycznej ekumeny strefy pery- i metakarpackiej. W: M. Łanczont, T. Madeyska (red.), *Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej*. UMCS, Lublin, 55-458.

- Laskowska-Wysoczańska W., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu Rzeszowskiego. *Studia Geologica Polonica*, 34, Wyd. Geol., Warszawa, 109 ss.
- Łomnicki M., 1900a. Jarosław, Pas 4, słup VIII, 1:75 000, Atlas Geologiczny Galicyi. Akademia Umiejętności, Kraków.
- Łomnicki M., 1900b. Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu dwunastego. Akademia Umiejętności, Kraków, 77 ss.
- Malata T., Wójcik A., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Jarosław (984). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Malicki, A., 1972. Profil Lessowy W Radymnie. Przewodnik Sympozjum Litologia i Stratygrafia Lessów W Polsce. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 205-208.
- Malicki A., 1973. Jednostki fizjograficzne górnego i środkowego dorzecza Sanu. *Folia Soc. Sc. Lublin*, sect. D, Geografia 12, Lublin, 37-42.
- Maruszczak H., 1980a. Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quaternary studies in Poland* 2, 57-76.
- Maruszczak H., 1980b. Profil lessów w Jarosławiu. W: H. Maruszczak (red.), Przewodnik Seminarium terenowego „Stratygrafia i chronologia lessów i utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”, UMCS, Lublin, 59-62.
- Maruszczak H., 1985. Loess section at Jarosław. W: H. Maruszczak (red.), Guide-book of the International Symposium „Problems of the stratigraphy and palaeogeography of loesses”, UMCS, Lublin, 147-150.
- Maruszczak H., 1991a. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, część A, UMCS, Lublin, 13-35.
- Maruszczak, H., 1991b. Profil lessów w Radymnie. W: H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, część B, UMCS, Lublin, 108-108.
- Maruszczak H., 1991c. Profil lessów w Jarosławiu. W: H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, część B, UMCS, Lublin, 110-110.
- Nawrocki, J., Bogucki, A.B., Gozhik, P., Łanczont, M., Pańczyk, M., Standzikowski, K., Komar, M., Rosowiecka, O., Tomeniuk, O., 2019. Fluctuations of the Fennoscandian Ice Sheet recorded in the anisotropy of magnetic susceptibility of periglacial loess from Ukraine. *Boreas* 48(4), 940-952.
- Starkel L., 1972. Kotlina Sandomierska. W: M. Klimaszewski (red.), Geomorfologia Polski, 1, Warszawa, 52-115.
- Wojtanowicz J., 1978. Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej, UMCS, Lublin, 114 ss.
- Wójcik A., Malata T., 2004. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Jarosław (984). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 45 ss.
- Wójcik, A., Zimnal, Z., 2003. Lessy w profilu „Radymno-droga” (Kotlina Sandomierska). X Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Rudy 1-5 września, 79–80.

Spis treści

SZCZEGÓŁOWY PROGRAM KONFERENCJI.....	3
PROFESOR ADAM MALICKI.....	6
<i>Maria Łanczont, Przemysław Mroczek</i>	
PROFESOR HENRYK MARUSZCZAK.....	12
<i>Przemysław Mroczek, Maria Łanczont</i>	
ROCK MAGNETISM, MAGNETOSTRATIGRAPHY AND THE PROBLEMS OF CORRELATION OF PLEISTOCENE LOESS-PALEOSOL SECTIONS IN THE WESTERN BLACK SEA REGION OF UKRAINE	19
<i>Vladimir Bakhmutov, Dmytro Hlavatskyi</i>	
DOROSZYWCY III - WIELOWARSTWOWE STANOWISKO GRAWECKIE W DOLINIE ŚRODKOWEGO DNIESTRU	21
<i>Dariusz Bobak, Larissa Kulakovska, Olesia Kononenko, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Marta Poltowicz-Bobak, Karol Standzikowski, Vitaly Usik, Laëtitia Demay, Adam Nadachowski, Anna Lemanik</i>	
FEATURES OF THE STRUCTURE OF THE PLEISTOCENE PERIGLACIAL LOESS-PALAEOSOL SEQUENCES AND THEIR ROLE IN THE MICROELEMENTS DISTRIBUTION	25
<i>Andriy Bogucki, Petro Voloshyn, Olena Tomeniuk</i>	
WYSPA LESSOWA KORZECKA KOŁO CHĘCIN: CHARAKTERYSTYKA I WARUNKI AKUMULACJI LESSU. KOMUNIKAT WSTĘPNY	29
<i>Jan Dzierżek, Leszek Lindner, Urszula Kleindienst, Marcin Szymanek, Artur Teodorski</i>	
ROZMIESZCZENIE, MORFOLOGIA I MORFOMETRIA PŁATÓW LESSOWYCH MIĘDZYRZECZA WISŁY I BUGU	32
<i>Leszek Gawrysiak, Renata Kołodyńska-Gawrysiak</i>	
TRANSFORMACJA RZEŻBY I POKRYWY GLEBOWEJ NA WYSOCZYŹNIE KAŃCZUCKIEJ W ŚWIELE PRAHISTORYCZNEJ DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA	38
<i>Piotr Gębica</i>	
STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSACH POLSKI I ZACHODNIEJ CZĘŚCI UKRAINY ORAZ ICH INTERPRETACJA PALEOŚRODOWISKOWA.....	42
<i>Zdzisław Jary, Andriy Bogucki, Marcin Krawczyk, Przemysław Mroczek, Jerzy Raczek, Jacek Skurzyński, Olena Tomeniuk</i>	
ZASTOSOWANIE ANALIZY PYŁKOWEJ OSADÓW MINERALNYCH DO REKONSTRUKCJI ROŚLINNOŚCI PLEJSTOCENSKIEJ W STREFACH LESSOWYCH.....	49
<i>Maryna Komar</i>	
ZASTOSOWANIE ANALIZ SPEKTROFOTOMETRYCZNYCH W BADANIACH SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH	53
<i>Marcin Krawczyk, Przemysław Mroczek</i>	

СТОЯНКИ КОРМАНЬ IV ТА 9 НА ДНІСТРІ: НОВІ ДАНІ	55
<i>Лариса Кулаковська</i>	
ZŁODOWACENIA PLEJSTOCENSKIE W POŁUDNIOWEJ POLSCE	57
<i>Leszek Marks</i>	
EOLICZNE I GLACJALNE OSADY W DOLINIE ŚRODKOWEGO DNIEPRU NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA VELYKA ANDRUSIVKA	62
<i>Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Maryna Komar, Jerzy Nawrocki, Karol Standzikowski, Oleksii Krokmal, Kateryna Derevska, Sergii Prylypko, Beata Hołub</i>	
ANIZOTROPIA PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ W BADANIACH LESSÓW – PRZYKŁADY Z POLSKI I UKRAINY	67
<i>Jerzy Nawrocki, Andrej Bogucki, Petro Gozhik, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Karol Standzikowski, Maryna Komar, Olga Rosowiecka, Olena Tomeniuk</i>	
PROBLEMY BADAWCZE STANOWISK PALEOLITYCZNYCH NA ZDENUROWANYCH LESSACH (DZBAŃCE 21, PŁASKOWYŻ GŁUBCZYCKI)	69
<i>Marta Połtowicz-Bobak, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Dariusz Bobak, Karol Standzikowski</i>	
FORMY ŻELAZA JAKO INDYKATOR PROCESÓW GLEBOTWÓRCZYCH W WYDMACH ŚRÓDLĄDOWYCH POLSKI	72
<i>Jerzy Raczyk, Zdzisław Jary, Piotr Moska, Jacek Skurzyński, Marcin Krawczyk, Michał Łopuch, Robert J. Sokołowski, Przemysław Mroczek, Paweł Zieliński, Grzegorz Poręba</i>	
OSADY KOLUWIALNE W WĄWOZACH LESSOWYCH POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ POLSKI JAKO WSKAŹNIK ZMIAN PALEOŚRODOWISKOWYCH I ODDZIAŁYWANIA CZŁOWIEKA	76
<i>Kamila Ryzner, Piotr Owczarek, Grzegorz Poręba, Piotr Moska, Zdzisław Jary, Frank Lehmkuhl</i>	
WPŁYW ASPEKTÓW METODYCZNYCH NA POPRAWNOŚĆ PALEOŚRODOWISKOWYCH INTERPRETACJI ZMIENNOŚCI CECH GEOCHEMICZNYCH W LESSACH	77
<i>Jacek Skurzyński, Kaja Fenn</i>	
POCHODZENIE MATERIAŁU TERYGENICZNEGO W PÓŹNOGLACJALNYCH I WCZESNOHOLOCENSKICH OSADACH JEZIORNYCH ZE SMÓLSKA NA KUJAWACH	83
<i>Renata Stachowicz-Rybka, Piotr Kittel, Daniel Okupny, Witold Jucha, Dorota Nalepka, Mateusz Płóciennik, Agnieszka Mroczkowska, Witold P. Alexandrowicz, Dominik Pawłowski, Monika Rzodkiewicz, Błażej Muzolf, Krzysztof Stachowicz, Katarzyna Korzeń</i>	
MIKROMORFOLOGIA ZIAREN PYŁU JAKO WSKAŹNIK INFORMACJI O ŹRÓDLE OSADÓW LESSOWYCH	87
<i>Barbara Woronko, Maria Łanczont, Martyna E. Górka, Przemysław Mroczek, Karolina Ulbin</i>	
WYKORZYSTANIE TOMOGRAFII ELEKTROOPOROWEJ DO ROZPOZNANIA POKRYW LESSOWYCH	89
<i>Bogdan Żogała, Iwona Stan-Kłeczek</i>	
SESJA TERENOWA	95

EKSPLOATACJA TERYTORIÓW W DOLINIE SANU PRZEZ MAGDALEŃSKIE SPOŁECZNOŚCI ZBIERACKO - ŁOWIECKIE NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA WIERZAWICE 31 KOŁO LEŻAJSKA	96
--	----

Dariusz Bobak, Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Marta Połtowicz-Bobak, Karol Standzikowski, Jarosław Kusiak

SEKWENCJA LESSOWO-GLEBOWA W JAROSŁAWIU	100
--	-----

Maria Łanczont, Jerzy Nawrocki, Przemysław Mroczek, Karol Standzikowski, Dariusz Bobak, Maryna Komar, Beata Hołub, Marta Połtowicz-Bobak

