

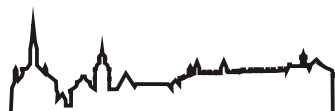


Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Komitet Badań Czwartorzędu PAN - Komisja Lessu
Wyższa Szkoła Humanistyczno-Przyrodnicza w Sandomierzu
Polskie Towarzystwo Geograficzne - Oddział Lubelski
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich



Seminarium Terenowe

Studia interdyscyplinarne nad lessami - problemy metodyczne



Sandomierz, 14-16 września 2006

Seminarium Terenowe
„Studia interdyscyplinarne nad lessami - problemy metodyczne”
Sandomierz, 14-16 września 2006 roku

Organizatorzy:

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Instytut Nauk o Ziemi
Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Komitet Badań Czwartorzędu PAN - Komisja Lessu
Wyższa Szkoła Humanistyczno-Przyrodnicza w Sandomierzu
Polskie Towarzystwo Geograficzne - Oddział Lubelski
Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich

Komitet Organizacyjny:

Prof. dr hab. Maria Łanczont - Przewodnicząca
Dr Przemysław Mroczek - Sekretarz
Dr Paweł Zieliński - Sekretarz

Redakcja naukowa:

Prof. dr hab. Maria Łanczont
Dr Przemysław Mroczek
Dr Paweł Zieliński

Redakcja techniczna tomu i projekt okładki:

Dr Przemysław Mroczek
Dr Paweł Zieliński

Na okładce: profil w Polanowie Samborzeckim. Fot. P.Mroczek

Adres do korespondencji:

Dr Przemysław Mroczek, Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
Tel. +81 537-55-10 w. 138, Fax: +81 537-55-10 w. 162
e-mail: pmroczek@biotop.umcs.lublin.pl
<http://www.loess.umcs.lublin.pl>

Zbiór referatów zawiera teksty w postaci nadesłanej przez autorów. Wprowadzone przez redakcję zmiany miały wyłącznie charakter techniczny

Druk:

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie

SPIS TREŚCI

REFERATY

Aneta Afelt

Wody porowe w strefie nienasyconej lessu 9

Andrij Boguckij, Maria Łanczont, Teresa Madeyska, Oleksandr Sytnyk

Lessy i paleolit 12

Andrij Boguckij, Maria Łanczont

Główne problemy badań lessów na przykładzie zachodniej części Ukrainy 14

Roman Chlebowski, Petro Gożik, Leszek Lindner, Aleksander Sanko

Wstępne wyniki badań nad sytuacją geologiczną i składem mineralnym wysp lessowych w dorzeczu środkowego i górnego Dniepru na obszarze Ukrainy i Białorusi 16

Leopold Dolecki

Możliwości wykorzystania materiałów archiwalnych w badaniach lessów 20

Stanisław Fedorowicz, Maria Łanczont

Tempo akumulacji lessu w Europie w późnym okresie ostatniego zlodowacenia 22

Elżbieta Galka

Współczesna transformacja rzeźby lessowej północnego skłonu opatowsko-sandomierskiego płata lessowego 26

Zdzisław Jary

Struktury peryglacjalne w lessach młodszych - ich występowanie oraz znaczenie dla rekonstrukcji paleośrodowiskowych 27

Grzegorz Janicki, Jerzy Rejman, Jan Rodzik, Wojciech Zglobicki

Metody i problemy badawcze denudacji antropogenicznej w obszarach lessowych (na przykładzie Wyżyny Lubelskiej i Rostocza) 32

Krystyna Kenig

Cechy teksturalne osadów w profilu Sandomierz z wykorzystaniem badań w SEM 36

Maryna Komar

Problemy metodyczne analizy pyłkowej lessów i gleb kopalnych 38

Jarosław Kusiak

Metoda datowania termoluminescencyjnego 43

Bożena Łącka, Maria Łanczont, Teresa Madeyska

Stosunki izotopowe węgla i tlenu różnych form węglanów w lessach (na przykładzie lessów Podkarpacia i Podola) 46

Przemysław Mroczek

Wykorzystanie metody mikromorfologicznej w badaniach paleogeograficznych sekwencji lessowo-glebowych 49

Przemysław Mroczek

Zastosowanie kryteriów paleopedologicznych do opisu sekwencji lessowo-glebowych 51

Jerzy Nawrocki

Paleo- i petromagnetyzm w badaniach lessów i gleb kopalnych 55

Roman Racinowski

Uwagi o badaniu minerałów ciężkich w polskich lessach 56

Jerzy Raczyk

Specjacja żelaza indykatorem procesów redukcyjnych w gruntach 59

Cyprian Seul

Cechy uziarnienia jako zapis materiału wyjściowego oraz warunków sedymentacji osadów lessowych Naddniestrza (Ukraina Zachodnia) 60

Paweł Szwarczewski

Geomorfologiczno-sedymentologiczny zapis kolonizacji wysoczyzn lessowych w okolicach Chrobrza (Ponidzie Pińczowskie) 62

Przemysław Woźniczka, Dorota Kawalko

Skład mineralogiczny lessowych gleb Wzgórz Trzebnickich, użytkowanych jako grunty orne i leśne przemylanych wodnymi roztworami fosforowymi w badaniach lizymetrycznych 67

Yadviga Yelovicheva

Usage of ultrasonic sound at allocation of the vegetative microfossils from the loesses and fossil soils ... 70

Paweł Zieliński

Akumulacja piaszczystych osadów eolicznych na lessach w świetle analizy litofacjalnej na przykładzie zachodniej części Wyżyny Lubelskiej 73

MATERIAŁY SESJI TERENOWYCH

Romuald Schild

The Site of Wilczyce 81

Leopold Dolecki, Maria Łanczont, Jarosław Kusiak

Profil lessowy w Polanowie Samborzeckim - historia badań i stratygrafia 83

Zdzisław Jary, Dariusz Ciszek, Jerzy Raczyk

Właściwości geochemiczne lessów w profilu Złota 87

Przemysław Mroczek

Model pedosedymencyjny sekwencji lessowo-glebowej w Polanowie Samborzeckim 90

LISTA UCZESTNIKÓW 103

Wprowadzenie

Niniejszy tom zawiera streszczenia referatów przygotowane na Seminarium Terenowe „*Studia interdyscyplinarne nad lessami - problemy metodyczne*”, odbywające się w Sandomierzu w dniach 14-16 września 2006. Zgodnie z intencją Organizatorów udział w konferencji zgłosili specjaliści zajmujący się różnokierunkowymi badaniami lessów. Reprezentują oni pozornie odmienne, niepowiązane z sobą dziedziny badawcze, takie jak paleogeografia, geomorfologia, geologia, gleboznawstwo czy też archeologia. To, co ich łączy to *less* - dla jednych jest źródłem informacji o klimacie i paleośrodowisku, dla innych materiałem tworzącym specyficzne formy rzeźby terenu, czy też skałą macierzystą dla bardzo urodzajnych gleb.

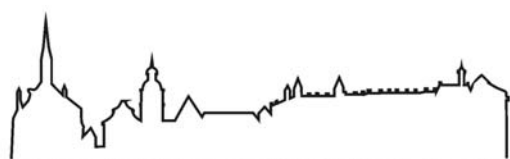
Organizacja Seminarium w Sandomierzu - mieście „położonym na lessach”, które zarówno nadają mu wyjątkowy urok, jak też są przyczyną wielu problemów geoinżynierskich - wyraźnie podkreśla problematykę prezentowaną podczas konferencji. Ponadto interdyscyplinarny charakter spotkania uzupełnia dwudzielna sesja terenowa, najpierw w stanowisku archeologicznym w Wilczycach, następnie w odkrywcę geologicznej w Polanowie Samborzeckim.

Organizatorzy mają nadzieję, że poprzez wygłoszone referaty uczestnicy przybliżą problematykę swoich badań nad lessami. Natomiast położenie nacisku, zgodnie z tytułem konferencji, na zagadnienia metodyczne oraz możliwości interpretacji wyników badań umożliwi wymianę doświadczeń i będzie przyczyną ożywionej dyskusji pomiędzy specjalistami z różnych dziedzin.

Seminarium to będzie kolejnym spotkaniem badaczy lessów polskich i zagranicznych organizowanym przez ośrodek lubelski dokładnie po 45. latach od pierwszego spotkania tego typu. Tym razem prace organizacyjne naukowców z Instytutu Nauk o Ziemi UMCS wspierają: Wyższa Szkoła Humanistyczno-Przyrodnicza w Sandomierzu, Oddział Lubelski PTG i Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Ponadto bardzo ważnym członkiem prac organizacyjnych jest Komisja Lessu, funkcjonująca w obrębie KBCz PAN, powołana właśnie do integracji środowiska lessologów z Polski i krajów ościennych.

Organizatorzy

REFERATY



**Studia interdyscyplinarne nad lessami
- problemy metodyczne**
Sandomierz, 14-16 września 2006

WODY POROWE W STREFIE NIENASYCONEJ LESSU

Aneta Afelt

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

W literaturze nie ma zgodności, co do ścisłej definicji wody porowej; obecne są dwa poglądy: woda porowa to cała woda wypełniająca pory skały (a więc również grawitacyjna), lub – tylko woda związana fizycznie z elementami skały (Myślińska 1990b). W hydrochemii termin woda porowa stosowany jest do wód występujących w porach skały, niepodlegających ruchom grawitacyjnym (Myślińska 1990a). W rozważaniach struktury nienasyconej przyjęto termin stosowany w gruntoznawstwie – woda porowa obejmuje wszystkie rodzaje wody, obecne w przestrzeni porowej skały.

Badanie wód porowych uwarunkowane jest możliwością ich wyekstrahowania z przestrzeni skały. Dostępnych jest w tym zakresie kilka metod, wykorzystywanych w zależności od celu badań oraz właściwości ośrodka skalnego. W prezentowanych badaniach wykorzystano próbki podciśnieniowe, umożliwiające wielokrotne uzyskiwanie naturalnych roztworów porowych *in situ*, z zachowaniem nienaruszonej struktury skały (ryc. 1).

Analizie chemicznej poddano wody porowe zawarte w lessach młodszych górnych (LMg), facji wierzchwinowej, zaliczanych do tzw. lessów suchych (Dwucet 2001). Pole eksperymentalne zlokalizowano na Wyżynie Sandomierskiej, w Łukawie (15 km na północ od Sandomierza), w strefie wododziałowej Opatówki i Czyżówki (lewych dopływów środkowej Wisły). Szczegółowo badania prowadzono w bezodpływowej zlewni, pola badawcze umieszczono w trzech położeniach morfologicznych, stosownie do warunków powierzchniowego obiegu wody: na dziale wodnym, zboczu oraz w dnie zlewni (ryc. 2). Eksperyment terenowy prowadzony był przez 107 tygodni, w okresie od kwietnia 2002 do kwietnia 2004 roku. Wody porowe uzyskiwano z dwóch głębokości: 1,5 oraz 4 m p.p.t., co umożliwiło śledzenie zmienności cech roztworu w kierunku grawitacyjnym. Pola badawcze pozostawiono w reżimie zasilania atmosferycznego.

Eksperyment terenowy poprzedzono rozpoznaniem właściwości skały odrębnie dla każdego położenia oraz poziomu uzyskania wód porowych. Oznaczono skład mineralny (tab. 1), skład granulometryczny, parametry przestrzeni porowej na podstawie prób o strukturze nienaruszonej, typ mikrostruktury oraz jej właściwości.

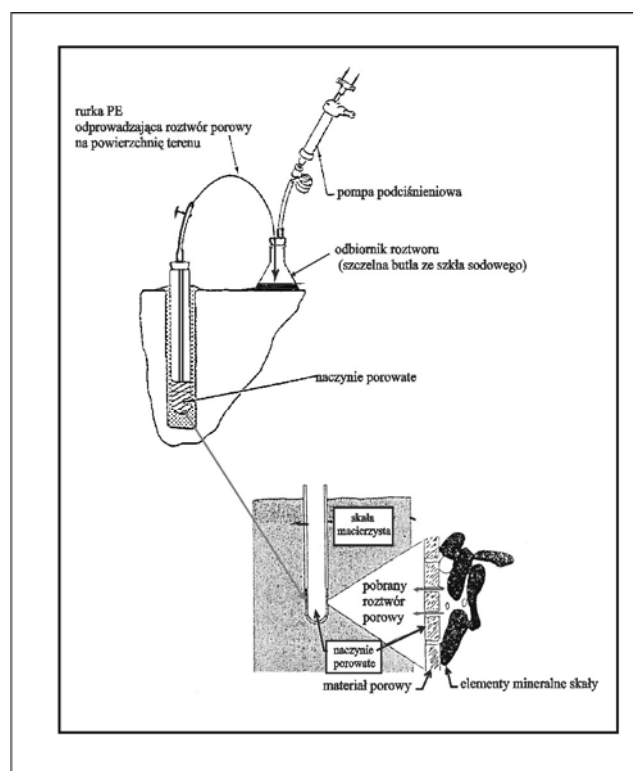
Tab. 1. Skład mineralny lessu (metoda derywatograficzna wraz z uzupełnieniami metody rentgenograficznej)

Stanowisko badawcze (katena)			„Dział wodny”		„Stok”		„Wymok”	
Głębokość [m]			1,5	4,0	1,5	4,0	1,5	4,0
Minerały budujące less [%]	Minerały ilaste		12,0 – 13,4	15,3 – 18,8	19 – 21,8	18,8 – 21,3	11,1 – 12,4	10,2 – 11,5
	Proporcje ilościowe minerałów ilastych	Beidelit	5,0 – 6,4	4,1 – 5,5	0,0 – 2,2	0,0 – 1,1	1,2 – 1,6	0,9 – 1,4
		Kaolinit	0,3 – 0,8	2,5 – 5,4	6,9 – 7,2	3,6 – 6,2	0,0 – 0,2	1,3 – 1,5
		Illit	4,1 – 5,5	7,3 – 8,7	9,9 – 14,6	12,6 – 16,6	7,5 – 11,2	7,2 – 9,4
	Getyt		1,3	1,7	2,0	2,8	2,4	1,4
	Węglany		10,2 + D	8,3 + D	8,5 + D	8,1 + D	-	-
	Pozostałe składniki		75,1 – 76,5	71,8 – 74,7	67,7 – 70,5	67,8 – 70,3	85,2 – 86,5	87,1 – 88,4

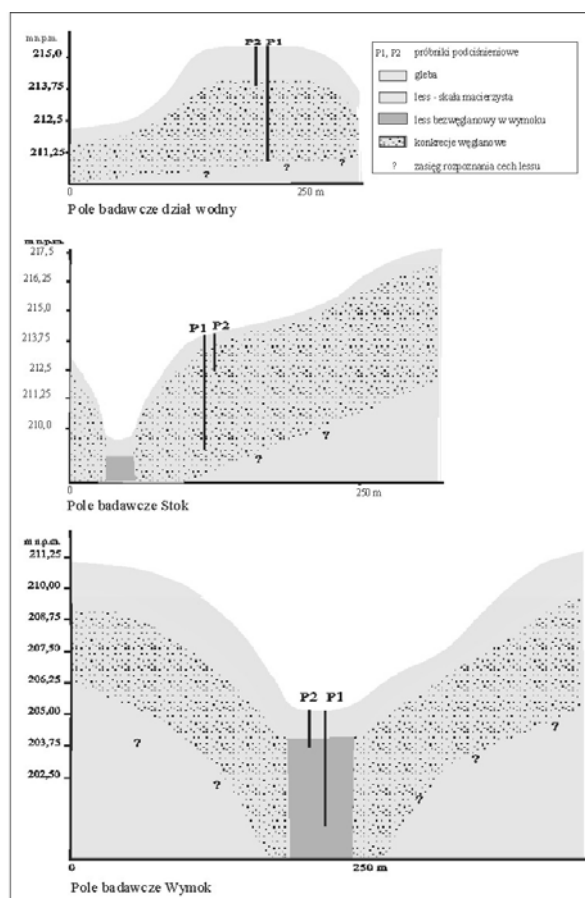
D – dolomit

Wody porowe pobierano w cyklu dwutygodniowym. Próbkę utrwalano 1% roztworem kwasu azotowego na bazie supra pure (65%). Ogółem zgromadzono 62 próbki o zróżnicowanej reprezentatywności dla poszczególnych stanowisk; dla położenia na zboczu z głębokości 4 m p.p.t. materiału badawczego nie uzyskano.

Do analizy chemicznej roztworu porowego wykorzystano metodę masowej spektroskopii atomowej w plazmie (ICP MS), uznawanej za jedną z najlepszych metod analitycznych w badaniu koncentracji pierwiastków metali w roztworach (Becker, Dietze 1998). Zaletą metody jest niski próg oznaczania pierwiastków w roztworach wodnych, wysoka jakość oraz wiarygodność i powtarzalność wyników badań oraz możliwość wieloelementowej analizy pojedynczej próbki. Pokonano w ten sposób problem małej objętości części materiału badawczego; zróżnicowanie w zakresie od 0,5 (2 próbki), przez 1-2 cm³ (4 próbki) do 20 cm³.



Ryc. 1. Schemat próbnika podciśnieniowego (Eijkelkamp Agrisearch Equipment, 2004)

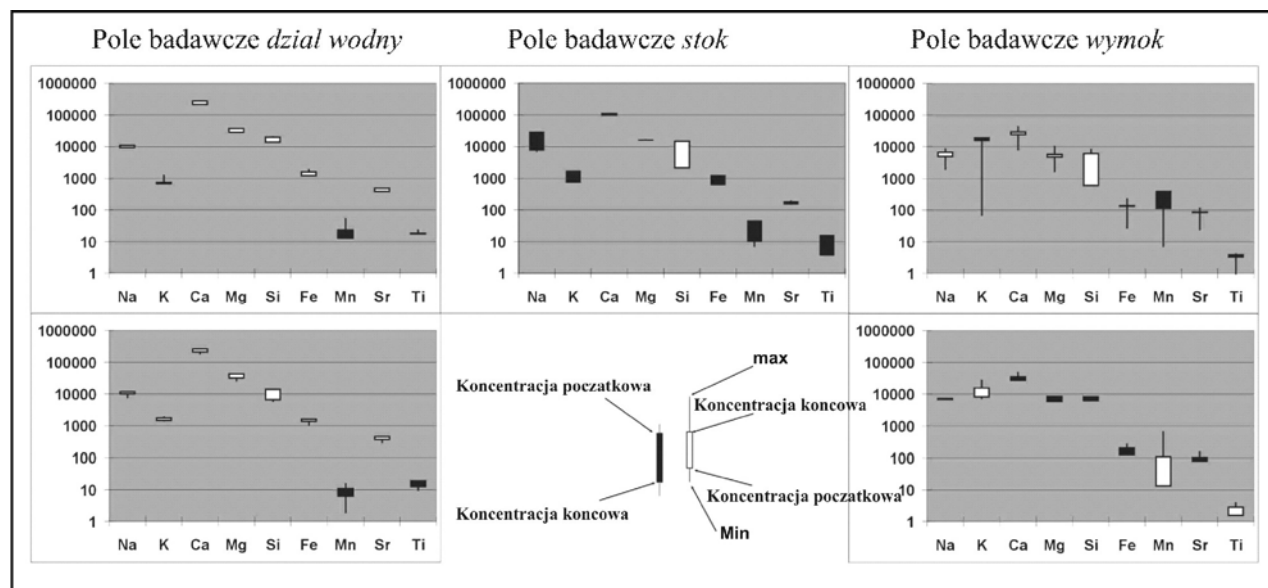


Ryc. 2. Pola badawcze eksperymentu terenowego

Z powodu ograniczonej ilości materiału badawczego, z uzyskanej grupy pierwiastków wykluczono te, które wykazywały powinowactwo jonowe z innymi pierwiastkami (S) oraz odznaczały się wysokimi progami oznaczenia (Cl, C, F, S). Przeprowadzona została również analiza wpływu składu chemicznego roztworu wzorcowego na poprawność oznaczeń – zjawisko tzw. interferencji. Uwzględnienie wszystkich oczekiwanych pierwiastków w analizie wymagałoby podzielenia próbek wód porowych na porcje do poszczególnych oznaczeń, co nie zawsze było możliwe. Na tej podstawie, do badań wytypowano 9 pierwiastków: Na, K, Ca, Mg, Sr, Ti, Si, Fe, Mn. Wyniki zestawiono na ryc. 3.

Zróżnicowanie koncentracji pierwiastków w wodzie porowej jest konsekwencją kilku różnych czynników, powiązanych ze sobą w ramach geosystemu. W uproszczeniu można problem przedstawić następująco. O składzie chemicznym wody porowej w strefie nienasyconej decyduje skład mineralny skały oraz dostawa elementów allochtonicznych ze strumieniem filtracji. Stężenie pierwiastków w roztworze warunkowane jest cechami przestrzeni porowej (rozkładem ilościowym średnic porów), składem mineralnym skały oraz jej wilgotnością. Szczególnie silna jest zależność pomiędzy mikrostrukturą przestrzeni porowej a wilgotnością lessu; im wyższa wilgotność tym słabsze jest fizyczne wiązanie wody

w przestrzeni porowej i niższe jest stężenie roztworu porowego. Spadkowi wilgotności towarzyszy wytrącanie substancji rozpuszczonej, co wpływa na konfigurację przestrzeni porowej. Zasilanie strefy aeracji nie jest prostym przełożeniem dostawy atmosferycznej. Ważną funkcję pełni natężenie opadu – przy przekroczeniu zdolności filtracyjnej lessu formowany jest spływ powierzchniowy. Zatem wielkość zasilania jest przestrzennie zmienna, w zależności od rzeźby terenu. W zlewni bezodpływowej największe zasilane otrzymuje jej dno, najmniejsze zaś – zbocza.



Ryc. 3. Zmienność stężenia pierwiastków (μg) w wodzie porowej lessu w okresie badań

Reasumując, wody porowe w strefie nienasyconej lessu LMg cechuje zróżnicowanie koncentracji badanych pierwiastków w zależności od warunków zasilania. Transport roztworów w przestrzeni porowej lessu powoduje przemiany ilościowe i jakościowe skały. Istnieje bardzo wyraźny związek między rzeźbą powierzchni topograficznej a cechami wody porowej lessu.

Literatura:

- Becker J.S., Dietze H.J., 1998: Inorganic mass analysis by mass spectrometry. *Spectrochimica Acta*, Part B, 53.
- Dwucet K., 2001: Warunki sedymentacji lessów młodszych górnych w Polsce południowej w świetle analizy mikroform występowania węglanów. [w:] H.Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Eijkelkamp Agrisearch Equipment, 2004, Giesbeek, Holandia.
- Myślińska E., 1990a: Badanie wód porowych. [w:] B. Grabowska-Olszewska (red.) *Metody badań gruntów spoistych*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Myślińska E., 1990b: Woda w gruntach. [w:] B. Grabowska-Olszewska (red.) *Metody badań gruntów spoistych*, Wyd. Geologiczne, Warszawa.

LESSY I PALEOLIT

Andrij Boguckij¹, Maria Lanczont², Teresa Madeyska³, Oleksandr Sytnyk⁴

¹Wydział Geograficzny Uniwersytet im. I. Franko, Lwów

²Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

³Instytut Nauk Geologicznych PAN, Warszawa

⁴Instytut Ukrainoznawstwa im. I. Kryp'jakewycza NAN Ukrainy, Lwów

Zachodnia część Ukrainy należy do najciekawszych obszarów ekumeny paleolitycznej Europy, tak ze względu na wczesne zasiedlenie, zróżnicowanie jak i permanentny charakter tego osadnictwa; stanowi ona strefę przejściową między paleolitycznymi prowincjami wschodnio- i zachodnioeuropejską. Znakomita większość stanowisk powiązana jest z plejstocенską pokrywą lessową. Należą do nich bardzo znane stanowiska zlokalizowane w dolinie środkowego Dniestru (Mołodowa I, Mołodowa V, Korman' IV), w środkowej i północnej części Wyżyny Podolskiej (Bugliw V, Welykyj Hlyboczok I, Pronjatyn, Ternopil' I, Igrowycja I, Bereżany V, Kulyczziwka), na Wyżynie Wołyńskiej (Lypa I, Lypa II, Myrogoszcz), na terenach Naddniestrza Halickiego (Halicz I, Halicz II, Yezupil I, Yezupil II, Yezupil III, Meżygircy, Kolodiiw) oraz na Zakarpaciu, gdzie nad Cisą położone jest słynne stanowisko Karolewo. Ta lista nie wyczerpuje oczywiście inwentarza stanowisk paleolitycznych, wymieniamy tu najważniejsze, jednakże w wielu profilach lessowo-glebowych sekwencji, ważnych z punktu widzenia stratygrafii lessów i paleogeograficznych warunków ich sedimentacji, wielokrotnie, przy okazji prac geologicznych, natrafiano na pojedyncze zabytki krzemienne. Lessowe stanowiska paleolityczne zachodniej części Ukrainy reprezentują dolny, środkowy i górny paleolit. Dolny paleolit został odkryty tylko na Zakarpaciu, gdzie w stanowisku Karolewo najstarszy poziom osadniczy zlokalizowano poniżej granicy okresów paleomagnetycznych Matuyama/Brunhes. Najstarsze natomiast stanowiska paleolitu środkowego na Podolu (Bugliw V i Welykyj Hlyboczok I) powiązane są z młodszą glebą kopalną w zespole gleb Korsziw (interglacja lubelski). Większość stanowisk paleolitycznych ma charakter wielowarstwowy, z dowodami wielokrotnego zasiedlania przez twórców różnych kultur. Są także stanowiska z kilkoma stratygraficznie różnymi poziomami, zawierającymi zabytki świadczące o wielokrotnej obecności twórców tej samej tradycji kulturowej w tym samym miejscu (np. Halicz I). Kompleksowe badania sekwencji lessowo-glebowych oraz stanowisk paleolitycznych dały możliwość określania pozycji warstw kulturowych w obrębie jednostek klimatostratygraficznych i chronostratygraficznych plejstocenu, opracowania chronostratygrafii paleolitu zachodniej części Ukrainy, przeprowadzenia szczegółowej analizy zmian zasięgu i środowiskowych warunkowań osadnictwa i gospodarki łowieckiej ludzi paleolitu, określenia rozwoju paleolitycznych kultur, a także analizy szlaków migracji. Warto podkreślić, że w ostatnich 10-15 latach badania paleolitu zachodniej części Ukrainy mają charakter nie tylko interdyscyplinarny, ale i międzynarodowy. Pracują wspólne ukraińsko-polskie ekspedycje archeologiczne i paleogeograficzne, a rezultatem badań są zespolone monografie (Madeyska 2002) i artykuły (np. Boguckij i in. w druku, 2004; Sytnik i in. 1998; Sytnyk i in. 2004).

W problematyce lessowych stanowisk paleolitycznych zachodniej części Ukrainy pojawia się wiele bardzo złożonych i trudnych do rozwiązania zagadnień. Poważnym problemem są deluwialno-soliflukcyjne zaburzenia poziomów kulturowych. Jest to zjawisko na tyle powszechne, że niemal nie spotyka się poziomów, które nie nosiłyby mniejszych czy większych śladów procesów stokowych. Dlatego na porządku dziennym pozostaje problem określenia wieku poziomów kulturowych. W szczególności trudno odtworzyć kolejność zdarzeń i dać odpowiedź na pytanie, jak długo zachodził/trwał ten proces przemieszczania materiałów archeologicznych. Sytuację często komplikuje i to, że pokrywy deluwialno-soliflukcyjne zawierające kulturowe relikty, formowały się w kilku etapach, zaś ich miąższość może wynosić 2-3 m i więcej. W rezultacie artefakty mogą być wymieszane, różnowiekowe, jak na przykład w stanowisku Halicz II, gdzie reprezentują one tak środkowy jak i górny paleolit. Ponadto niekiedy takie deluwialno-soliflukcyjne zaburzenia osadów lessowych bywają dodatkowo zniekształcane przez deformacje strukturalne, na przykład przez pseudomorfozy lodu poligonalno-żyłowego (stanowisko Welykyj Hlyboczok).

Datowanie paleolitycznych poziomów utrudnia często niepełna sekwencja warstw w profilach lessowych, z którymi są one powiązane. Z tego powodu konieczne jest, aby profile były odtwarzane przy wykorzystaniu najróżniejszych metod rekonstrukcji geologicznych, co jest zadaniem bardzo złożonym, niekiedy problematycznym. Są stanowiska paleolityczne, w których luki stratygraficzne są bardzo rozległe, jak na przykład w stanowisku Bugliw V, w którym środkowopaleolityczną warstwą kulturową przykrywa bezpośrednio górnoplejstoczeńska seria lessowo-glebową (wykop I).

Na liście problemów, z którymi spotykamy się podczas badań stanowisk paleolitycznych, obok zdenudowania osadów, występowania pokryw deluwialno-soliflukcyjnych o znacznej miąższości, ich kriogenicznych zaburzeń oraz powiązanego z tym przemieszczenia artefaktów, należy umieścić paleorzeźbę, która często jest bardzo złożona i odmienna od obecnej morfologii terenu. Dlatego stale podkreślamy konieczność bardzo drobiazgowych prac, bardzo rzetelnego i ostrożnego wykorzystywania wyników datowania bezwzględnych osadów oraz wyników innych analitycznych badań.

Paleolityczne obiekty mają niekiedy znaczną powierzchnię. Z całkowitą pewnością można tak powiedzieć w odniesieniu do stanowiska Halicz I (górny paleolit) lub też serii stanowisk okolic Jezupila (Jezupil I, II, III). Dlatego pojawiła się konieczność opracowania metody szybkiego ujawnienia koncentracji zabytków, określenia wewnętrznej struktury miejsca zasiedlenia, a także wskazania fragmentów najbardziej perspektywicznych dla badań. To nie tylko pozwoli efektywnie ukierunkować wykopaliska archeologiczne, ale także w pewien sposób „zabezpieczyć” przed zagospodarowywaniem terenów na stanowiskach archeologicznych (jak to się stało, np. na stanowisku Halicz I), i zachować je dla społeczeństwa. Sądzimy, że zadania te mogą być rozwiązane przy pomocy metod geofizycznych, które powinny być szerzej wdrażane do praktyki prac archeologicznych.

W podsumowaniu pragniemy podkreślić, że badania archeologicznych stanowisk zachodniej części Ukrainy powiązanych z plejstoczeńskimi sekwencjami lessowo-glebowymi to niezwykle ważny i interesujący problem, który wymaga szczegółowych badań interdyscyplinarnych, dających znakomite rezultaty, gdy są one prowadzone w międzynarodowych zespołach.

Literatura:

- Богущий А.В., Ланчонт М., Мадейська Т., Ситник О., 2004: Геологічний вік середнього палеоліту західної частини України, [w:] Z. Michalczyk (red.) *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*. Lublin, Wyd. UMCS; 137-145.
- Boguckij A., Dmitruk R., Kusiak J., Łanczont M., Sytnyk O., Yacyszyn A. - w druku: Jezupil II – nowa paleolityczna pam’jatka Halickoho Prydnister’ja. II Międzynarodowe Seminarium: Problemy geomorfologii ukraińskich Karpat i przyległych terytori. Nacjonalny Uniwersytet im. I. Franko, L’viv.
- Madeyska T. (red.), 2002: *Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina)*. *Studia Geologica Polonica*, 119.
- Sytnik A., Bogucki A., Wołoszyn P., Madeyska T., 1998: Wstępne wyniki badań środkowopaleolitycznych stanowisk lessowych Podola. *Studia Geologica Polonica*, 113, Kraków; 121-136.
- Sytnyk O., Cyrek K., Boguckij A., Łanczont M., 2004. Paleolityczna stojanka Halyč I: archeologija ta geochronologija (The Upper Paleolithic site Halich I: archeology and geology). [w:] J. Homyn (red.) *Problemy geomorfologii i paleogeografii Ukrain’s’kyh Karpat i pryleglyh terytorij*, Wyd. Centr LNU im. I. Franko, L’viv; 215-237.

GŁÓWNE PROBLEMY

BADAŃ LESSÓW NA PRZYKŁADZIE ZACHODNIEJ CZĘŚCI UKRAINY

Andrij Boguckij¹, Maria Łanczont²

¹Katedra Geomorfologii, Narodowy Uniwersytet im. Iwana Franko we Lwowie, Ukraina

²Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Mówiąc o lessach zachodniej części Ukrainy mamy na uwadze obszary Wyżyny Wołyńskiej, Wyżyny Podolskiej oraz Wschodniego Podkarpacia, których północne ramy tworzą rozległe niziny poleskie a południowe i południowo-wschodnie masyw górotworu karpackiego. Rozważając prawidłowości rozmieszczenia peryglacjalnych lessów w Europie określony wyżej obszar zajmuje kluczowe położenie w strefie przejściowej pomiędzy zachodnioeuropejskim pasem dysjunktywnego, wyspowego ich występowania a wschodnioeuropejską prowincją lessową ze zwartymi pokrywami o dużej powierzchni. Odzwierciedla się to w rzeźbie, która na zachodzie jest bardzo urozmaicona z gęstą siecią dolin, przechodząc ku SE w rozległe płaskie i faliste równiny lessowe głęboko rozcięte przez jarowe doliny. Przestrzenne zróżnicowanie rozmieszczenia lessów słabiej rysuje się, jeśli chodzi o zróżnicowanie miąższości. Na ten problem zwracamy uwagę poniżej. Cały ten obszar związany jest z bałtycko-czarnomorskim pomostem lądowym obejmującym niski i niewyraźny na Wschodnim Podkarpaciu europejski dział wodny. Jest to obszar tranzytowy, jeśli chodzi o klimatyczne warunki powstania lessów z powodu wzajemnego przenikania się wpływów klimatu peryglacjalnego w odmianie morskiej i kontynentalnej. Odzwierciedlało się to w możliwościach rozwoju i cechach struktur kriogenicznych. Oprócz klimatycznego gradientu równoleżnikowego istotne znaczenie ma gradient południkowy, zapisany w występowaniu i natężeniu procesów glebotwórczych w okresach ociepleń śródlacjalnych rangi interstadialnej i niższej, a także w typologicznym zróżnicowaniu gleb interglacjalnych. W przeważającej części obszaru badań była przez cały plejstocen położona w strefie ekstraglacialnej za wyjątkiem części zachodniej (zachodnia część Wyżyny Wołyńskiej i Wyżyna Sańsko-Dniestrzańska), która znalazła się w zasięgu maksymalnego lądolodu skandynawskiego, wobec czego w tutejszych profilach lessowych zachowały się ślady jego pobytu. Ten element składowy pokryw lessowych ma zatem znaczenie reperu geochronologicznego. Inną właściwością pokrywy lessowej omawianego obszaru jest jeszcze to, że w jego części zachodniej znaczący udział mają warstwy młodsze, a ku wschodowi ich znaczenie maleje a dolne ramy czasowe akumulacji pyłu lessowego schodzą poniżej granicy M/B.

Z wymienionych wyżej powodów lessy zachodniej części Ukrainy mają fundamentalne znaczenie dla rozwiązania wielu problemów litogenetycznych, paleogeograficznych i stratygraficznych. Te główne problemy można sprowadzić do pięciu zasadniczych i obszernych bloków tematycznych. Mają one oczywiście charakter regionalny, ale sądzimy, że wiele zagadnień wykracza daleko poza ten regionalny aspekt.

Problemy paleogeografii

Największe znaczenie ma tutaj rekonstrukcja warunków formowania oddzielnych, lessowych, glebowych i paleokriogenicznych horyzontów. Bardzo aktualnym zagadnieniem jest problem pozycji wiekowej i czasu trwania warunków peryglacjalnych w plejstocenie. Według naszych danych po raz pierwszy peryglacjalne zjawiska na Wyżynie Wołyńsko-Podolskiej pojawiły się na początku rozwoju dolnego horyzontu środkowoplejstocenijskich lessów (bojanicki etap paleokriogeniczny), tzn. są datowane na początek piętra odrzańskiego. Jednak to stwierdzenie nie jest ostateczne. Ślady potężnych zaburzeń kriogenicznych zostały przez nas odkryte w zespole 4 gleb kopalnych, leżących jedna na drugiej, w którego dolnej części została stwierdzona granica Brunhes/Matuyama, a więc znacznie wcześniej (profil Zahvizdja koło Ivano-Frankivska).

Problemy stratygrafii

Najbardziej aktualnym i pilnym problemem jest szczegółowy stratygraficzny podział osadów dolnego plejstocenu. O ile osady górnego i środkowego plejstocenu są rozdzielone do poziomu drugorzędnych jednostek stratygraficznych, to w dolnym plejstocenie są wydzielone tylko jednostki pierwszego rzędu. Zasadnicze znaczenie ma to, że mało jest profili, w których występują starsze ogniwa lessowe. Opracowanie schematu stratygraficznego jest zadaniem bardzo trudnym także dlatego, że osady tego wieku podlegały wyjątkowo silnej denudacji, a także są one silnie zmienione przez procesy postsedymencyjne (glebowe). Jako ważne zadanie rysuje się także wykazanie stratygraficznej rangi/rzędu odrębnych jednostek z określeniem warunków ich akumulacji na podstawie analizy zjawisk peryglacjalnych.

Problemy badań rzeźby wyżyn lessowych

Problemem jest nie tylko rzeźba kopalna, ale i obecna oraz rozwój w lessach współczesnych procesów geomorfologicznych. Jest to zagadnienie niezależne, ale jego znaczenie trudno przecenić, skoro na lessach zachodzi wszelaka gospodarcza działalność człowieka, a to bez wątpienia wzmacnia praktyczne znaczenie problemu. Rzeźba lessowa od wielu lat jest na marginesie zainteresowań geomorfologów, w zasadzie badania w tym zakresie zostały zarzucone. Sądzymy, że podstawowe znaczenie ma określenie makro- i mikroreliefu lessowych wyżyn. Ich mikrorzeźba, według naszego głębokiego przekonania, ma przeważnie założenia postkriogeniczne. Z nimi bezpośrednio powiązane są procesy formowania pokrywy glebowej, a także rozwój procesów erozyjnych głównie jako linijne formy rzeźby rozwijające się po degradacji wieloletniej zmarzliny. Badania rzeźby lessowych wyżyn będzie bardzo istotne dla rozwiązania paleogeomorfologicznych problemów sedimentacji lessów.

Problemy korelacji schematów stratygraficznych

Tu także ważne jest wszystko, korelacja regionalna i międzynarodowa oraz korelacja schematów regionów zlodowaconych i ekstraglacyjnych.

Problemy metodyczne i organizacyjne

Sądzymy, że najważniejsze jest tu kompleksowe, wielostronne badania profili reperowych. Do tych prac, jak wynika z naszego doświadczenia, należy włączyć jak najszersze grono wysoko wykwalifikowanych specjalistów, a same profile powinny być rozumiane m.in. jako szkoła wymiany doświadczeń i informacji, w tym także metodycznych. W tym względzie do rangi poważnego problemu urasta ujednolicenie metod i technik badawczych, zwłaszcza podstawowych, dla porównywalności wyników oraz spełniania europejskich standardów metodycznych, o czym dobitnie wspominała K. Issmer na IV Seminarium Lessowym w 2004 roku. Ponadto powinniśmy dążyć do podniesienia statusu ukraińsko-polskich seminariów do spotkań ogólnoeuropejskich i sukcesywnie, w formie opracowań monograficznych, publikować materiały, otrzymane w ciągu wielu lat wspólnych badań. Pierwszym, niezbędnym krokiem w tym kierunku mogłyby być monografie regionalne.

Badania finansowane częściowo w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego 3P04E 034 25.

Literatura:

Issmer K., 2004: Badania osadów lessowych i ich wykorzystanie w Geograficznych Systemach Informacyjnych (GIS) – problem unifikacji badań zagadnień eolicznych w Polsce. [w]: Z. Jary (red.), Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16.10.2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego UWr.; 40-42.

WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ NAD SYTUACJĄ GEOLOGICZNĄ I SKŁADEM MINERALNYM WYSP LESSOWYCH W DORZECZU ŚRODKOWEGO I GÓRNEGO DNEPRU NA OBSZARZE UKRAINY I BIAŁORUSI

Roman Chlebowski¹, Petro Gożik², Leszek Lindner³, Aleksander Sanko⁴

¹ Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii, Uniwersytet Warszawski

² Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Kijów, Ukraina

³ Instytut Geologii Podstawowej, Uniwersytet Warszawski

⁴ Instytut Geochemii i Geofizyki, Narodowa Akademia Nauk Białorusi, Mińsk, Białoruś

Celem pracy jest prezentacja składu mineralnego i warunków akumulacji najmłodszego lessu budującego wyspy lessowe w dorzeczu środkowego i górnego Dniepru na obszarze północno-środkowej Ukrainy oraz środkowej i wschodniej Białorusi (ryc. 1) na tle sytuacji geologicznej tego obszaru. Praca ta nawiązuje w tym względzie do badań wysp lessowych Wyżyny Małopolskiej, Wyżyny Lubelskiej i Wyżyny Wołyńskiej, a także do ostatnio podjętych badań lessów między Kijowem i Odessą (Chlebowski *et al.* 2003a, Wyżyny Podolskiej oraz północnego i wschodniego przedpola Karpat (Chlebowski *et al.* 2003b) oraz lessów Sudetów i ich północno-wschodniego przedpola. Uwzględnia ona również propozycje metodycznego ujednolicenia badań mineralogicznych lessów (Chlebowski, Lindner 2004).

Lessy tworzące wyspy w większości przypadków występują na obszarach o zróżnicowanej wysokościowo rzeźbie powierzchni terenu, często w sąsiedztwie lub na zboczach wychodni skał przedczwartorzędowych i z reguły w strefie swego występowania stanowią najmłodszy osad czwartorzędowy. Z analizy materiałów geologicznych i geomorfologicznych wynika, że w północnej części środkowoeuropejskiego obszaru lessowego, między dorzeczem Odry na zachodzie a dorzeczem Dniepru na wschodzie, wymienione wyspy lessowe w wielu przypadkach mają charakter smug o rozciągłości z zachodu na wschód (WNW – ESE) a więc o tym samym kierunku co obecnie dominujące wiatry. Budujące je lessy osiągają bardzo zmienne miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 15 m, a ich występowania znajdują się każdorazowo poza zasięgiem lądolodu ostatniego zlodowacenia. Ponadto daje się zauważyć, że w większości przypadków najczęstsze ich występowanie związane jest ze wschodnimi zboczami kulminacji podłoża (w cieniu wiatrów zachodnich) gdzie osiągają największe miąższości.

Sytuacja geomorfologiczno – geologiczna i charakterystyka mineralogiczna Północno – środkowa Ukraina

Na obszarze tym głównym przedmiotem naszych zainteresowań badawczych były 3 wyspy lessowe: Owruca, Nowogrodu Siewierskiego i Kalinówki (ryc. 1).

Wyspa lessowa Owruca (ryc. 1) położona jest w północno-zachodniej części dorzecza środkowego Dniepru. Rozciąga się ona z zachodu na wschód na przestrzeni około 50 km. Szerokość jej waha się od kilku do 20 km. Tworzy ona formę wału lessowego nadbudowującego kulminację morfologiczną utworzoną przez skały krystaliczne i piaskowce proterozoiczne pokryte szczątkowo zachowanymi utworami lodowcowymi z okresu zlodowacenia Dniepru. Lessy tej wyspy opróbowano w trzech profilach: Bigun (2 na ryc. 1), Słoweczno (3 na ryc. 1) i Czerepin (4 i 5 na ryc. 1). Skład i zawartości przezroczystych minerałów ciężkich lessów w badanych profilach są do siebie bardzo podobne. Spośród poszczególnych składników w obrębie wyróżnionych grup mineralnych (I – V w ujęciu Chlebowskiego *et al.* 2003a,b) największe zawartości wykazują: granaty (29,0–41,3%), cyrkon (11,6–17,8%), amfibole (9,3–13,4%), a ponadto: rutyl (8,0–10,2%), epidoty (8,0–9,4%), turmalin (2,7–5,2%), łyszczyki (2,3–13,1%). Zwraca uwagę niewielkie, przestrzenne zróżnicowanie zawartości niektórych składników zgodnie z równoleżnikowym (W-E) wydłużeniem omawianej wyspy. Przejawia się to w większych zawartościach granatów w strefach zachodnich wyspy, natomiast zwiększoną ilością łyszczyków po stronie wschodniej.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny głównych wysp lessowych na obszarze dorzecza środkowego i górnego Dniepru według Chlebowskiego i in. – w przygotowaniu do druku. Objasnienia: 1 – less; 2 – profile osadów starszych od lessu; 3 – profile lessowe (1 – Bigun 1, 2 – Bigun 2, 3 – Słoweczno, 4 – Czerepin 4, 5 – Czerepin 5, 6 – Podwojsk 6, 7 – Arapowicze, 8 – Podwojsk 8, 9 – Bugaiwka, 10 – Dmitrowicze, 11 – Nowogrodek, 12 – Pticz, 13 – Mińsk, 14 – Nowosady, 15 – Kudajewo, 16 – Przydnieprowie); 4 – przekrój geologiczny

Wyspa lessowa Nowogrodu Siewierskiego (ryc. 1) położona jest w północnej części dorzecza Desny (lewego dopływu Dniepru). Tworzy ona rozległy i wydłużony południkowo, na przestrzeni około 50 km i szerokości do 20 km, płat lessowy położony około 200-180 m n.p.m. W jego podłożu i otoczeniu odsłaniają się skały kredowe nadbudowane utworami lodowcowymi zlodowacenia Dniepru 1. Less tego płata opróbowano w dwóch profilach: Podwojsk (6 na ryc. 1) i Arapowicze (7 na ryc. 1). Skład mineralny lessów w obu profilach jest bardzo podobny. Z grupy I przeważają: cyrkon (15,6-17,8%) i rutyl (10,5-12,6%); w grupie II: granaty (23,9-26,0%); w grupie III amfibole (14,1-19,5%), a ponadto glaukonit (grupa IV) w ilości 1,2-1,5%, a lyszczyki reprezentujące grupę V – 4,3-6,7%.

Kalinowska wyspa lessowa tworzy rozległy i nieco rozczłonkowany płat na południe od Kijowa, w bliskim sąsiedztwie doliny środkowego Dniepru (ryc. 1) na wysokości około 200-150 m n.p.m. Jej południowa część, znajdująca się już poza obszarem badań, ograniczona jest doliną Stugny, prawego dopływu Dniepru. Budujące ją lessy zawierają w podłożu utwory lodowcowe zlodowacenia Dniepru 2 a pod nimi utwory neogeńskie. Lessy tej wyspy zostały opróbowane przed laty (Chlebowski i in. 2000) w profilu Bugaiwka (9 na ryc. 1) a ostatnio w profilu Dmitrowicze (10 na ryc. 1). Skład mineralny lessów tej wyspy jest ogólnie podobny do poprzednich, jednak wyróżnia się wybitnie zawartością dystenu (grupa

I): 4,2-20,7%, podczas gdy z reguły zawartość tego minerału w zespole przezroczystych minerałów ciężkich wynosi około 1-4%.

Środkowa i wschodnia Białoruś

Na obszarze tym przedmiotem naszych zainteresowań były 3 wyspy lessowe: Nowogródka, Mińska (ryc. 1).

Wyspa lessowa Nowogródka tworzy płat lessowy położony na południe od doliny Niemna w formie krętej smugi o długości ponad 50 km i szerokości do 15 km (profil 11 na ryc. 1). Jest on położony na wysokości 290 – 200 m n.p.m., w większości na zboczach kulminacji zbudowanych z utworów lodowcowych związanych z zanikiem lądolodu zlodowacenia Dniepru 2. Less ten sięga na południu po Równinę Baranowicz. Miąższość jego z reguły przekracza 5 m. Pod względem mineralogicznym lessy tej wyspy charakteryzują się niezwykle wysokimi zawartościami amfiboli (grupa III): 47,5%. Inne minerały występują w umiarkowanych ilościach: granaty (grupa II) – 14,1%, a z grupy I: cyrkon – 7,6%, rutyl – 3,4%, turmalin – 2,7%, natomiast łyszczyki (grupa V) – 11,8%. Zwraca uwagę stosunkowo znaczna zawartość glaukonitu (grupa IV) – w ilości 1,9%, a przede wszystkim niezwykle bogato reprezentowane detrytyczne węglany oraz bardzo liczne szczątki i dobrze zachowane mikroskamieniałości (otwornice). Bogactwo tych ostatnich jest zapewne związane z płytko występującymi lub odsłaniającymi się w dorzeczu środkowego Niemna skałami węglanowymi wieku kredowego.

Mińska wyspa lessowa jest położona na międzyrzeczu Niemna i Berezyny (profile nr 12, 13 i 14 na ryc. 1). Budujący ją less tworzy tu szereg mniej lub bardziej czytelnych, równoleżnikowych smug zlewających się w stosunkowo rozległą (długość około 70 km a szerokość około 50 km) ale niezbyt miąższą (do 10 m) pokrywę. W większości przypadków pokrywa on zbocza i obniżenia w strefie moren czołowych sięgających 350 m n.p.m. i wyznaczających etapy postojowe związane z zanikiem lądolodu zlodowacenia Dniepru 2. Pod względem mineralogicznym lessy tej wyspy wyróżniają się najwyższymi zawartościami amfiboli (grupa III): 44,8-53,0%. Zawartości innych minerałów: granaty (grupa II): 22,2-24,4%; a z grupy I: cyrkon (5,6-10,5%), rutyl (2,6-3,8%), turmalin (2,7-4,4%). Łyszczyki (grupa V) występują w ilościach: 1,3-4,4%, a glaukonit (grupa IV): 0,4-0,5%.

Wyspa lessowa Orszy tworzy jeden z najbardziej rozległych a zarazem najdalej na północ wysuniętych płatów lessowych Białorusi (Sanko i in. 1980). Odznacza się ona znaczną rozciągłością południkową (blisko 80 km) i znaczną szerokością (do 30-45 km). Pod względem mineralogicznym lessy tej wyspy (profile nr 15 i 16 na ryc. 1) są prawie takie same jak lessy wyspy z rejonu Mińska. Podobnie charakteryzują się wysokimi zawartościami amfiboli (grupa III) w ilości 41,2-41,3%, a następnie granatów (grupa II): 21,7-22,3%, a z grupy I w największych ilościach występują: cyrkon (8,8-9,5%); rutyl (1,9-3,3%) i turmalin (1,9-4,4%). Łyszczyki (grupa V) występują w ilościach: 5,8-11,9%, a glaukonit (grupa IV) w ilości 0,2%.

Podsumowanie

Badania zespołu przezroczystych minerałów ciężkich oraz zawartości węglanów i mikroskamieniałości (głównie otwornic) we frakcji lekkiej w lessach wysp lessowych w dorzeczu środkowego i górnego Dniepru na obszarze Ukrainy i Białorusi (Chlebowski i in. w przygotowywaniu do druku) pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

1. Stwierdzono istnienie lokalnego zróżnicowania zawartości niektórych grup mineralnych, a zwłaszcza głównych komponentów zespołu przezroczystych minerałów ciężkich w lessach. Dotyczy to głównie zawartości amfiboli, granatów, cyrkonu, rutylu i dystenu natomiast ze składników frakcji lekkiej węglanów i mikroskamieniałości (otwornic). Wyspy lessowe południowej części badanego terenu (Owruć, Kalinówka i Nowogród Siewierski) charakteryzują się wysokimi zawartościami granatów i stosunkowo niskimi zawartościami amfiboli, podczas gdy wyspy usytuowane w północnych rejonach badanego obszaru (Nowogródek, Mińsk i Orsza) mają proporcje odwrotne – bardzo wysokie zawartości amfiboli, przy stosunkowo niskich zawartościach granatów. Wydaje się, że jest to prawidłowość uzasadniona faktem występowania zdecydowanie większych ilości utworów lodowcowych i wodnolodowcowych zawierających bogate zasoby zwietrzelin skał magmowych i metamorficznych w rejonach północnych

w porównaniu z rejonami południowymi. Skały te bowiem i ich zwietrzeliny były głównym lokalnym źródłem mineralnym materiału lessotwórczego.

Drugą prawidłowością różnicującą wyspy lessowe obu rejonów: południowego (Ukraina) i północnego (Białoruś) jest zawartość detrytycznych węglanów i mikroskamieniałości (otwornic). Brak ich w lessach wysp w rejonie północnym, natomiast bogato są one reprezentowane w lessach wysp z rejonów południowych – tam, gdzie w pobliskim podłożu występują utwory kredowe zasobne w te składniki. Wyjątkiem potwierdzającym tę prawidłowość jest wyspa lessowa Nowogródka w rejonie północnym, której lessy są wyjątkowo bogate w węglany, a zwłaszcza obfitują w mikroskamieniałości (otwornice, igły gąbek i inne węglanowe szczątki organiczne). Obecność tych składników w lessach tej wyspy zapewne jest ściśle związana z bliskością odsłaniających się w podłożu dorzecza środkowego Niemna utworów kredowych po zachodniej stronie wyspy.

Wyjątkowym akcentem mineralogicznym różnicującym lessy poszczególnych wysp jest nienotowana nigdzie indziej drastycznie wysoka zawartość minerału z grupy I – dystenu w lessach wyspy Kalinówki. Fakt wyjątkowo wysokiej zawartości tego minerału w jednym rejonie może świadczyć o wybitnie lokalnym wpływie odrębnego źródła zasilania, jakim mogły być lokalnie odsłaniające się w podłożu masywy krystaliczne zbudowane ze skał zawierających w swym składzie znaczne ilości tego składnika.

2. Usytuowanie przestrzenne badanych wysp lessowych, ich zróżnicowania mineralogiczne oraz lokalizacje potencjalnych obszarów alimentacyjnych dla składników mineralnych badanych lessów pozwalają sugerować, że przeważającymi kierunkami wiatrów transportujących materiał lessotwórczy - głównie lokalnego pochodzenia - były wiatry zachodnie lub północno-zachodnie. Koronnymi argumentami potwierdzającymi powyższe sugestie są:

- a) występowanie skał kredowego podłoża (węglany i mikroskamieniałości) nad Niemnem, po stronie zachodniej wyspy lessowej Nowogródka – lessy tu występujące zawierają wyjątkowe duże ilości otwornic i innych węglanowych szczątków organicznych;
- b) występowanie skał krystalicznego podłoża (dysten) po stronie zachodniej wyspy lessowej Kalinówki, której lessy są wybitnie wzbogacone w ten składnik;
- c) występowanie utworów fluwioglacjalnych (piaski kemowe) po stronie zachodniej wyspy lessowej Owruca, których skład przezroczystych minerałów ciężkich dość dobrze koreluje się ze składem mineralnym analizowanych lessów tej wyspy.

Powyższe sugestie i argumenty są zbieżne z wcześniej wyrażanymi poglądami autorów zarówno co do wpływu i znaczenia lokalnych źródeł materiału lessotwórczego na genezę lessów, jak i kierunków eolicznego transportu tego materiału w strefie głównego, środkowoeuropejskiego płata lessowego między dorzeczem górnej Odry na zachodzie, a dorzeczem środkowego Dniepru na wschodzie.

Opracowanie wykonano w ramach realizacji tematów BW-1686/14 (R.Chlebowski) i BW-1686/02 (L.Lindner).

Literatura:

- Chlebowski R., Gożyk P.F., Lindner L., Sanko A. – w *przygotowaniu do druku*: Sytuacja geologiczna i skład mineralny głównych wysp lessowych w dorzeczu środkowego i dolnego Dniepru na obszarze Ukrainy i Białorusi.
- Chlebowski R., Gożyk P.F., Lindner L., 2000: Wstępna charakterystyka porównawcza lessów młodszych górnych Wyżyny Małopolskiej (Polska) i dorzecza środkowego Dniepru (Ukraina) na podstawie badań mineralogicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 393; 95-113.
- Chlebowski R., Gożyk P.F., Lindner L., Łanczont M., Wojtanowicz J. 2003a: Stratigraphy and sedimentology of the Bug loess (Pleistocene, Upper Vistulian) between Kiev and Odessa (Ukraine). *Geological Quarterly*, 47, 3; 261-168.
- Chlebowski R., Lindner L., Barczuk A., Bogucki A., Gozhik P.F., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2003b: Accumulation conditions of the younger upper loess of Sandomierz Basin, Mid – Carpathian Foreland and Podolian Upland (border between SE Poland and NW Ukraine) on the basis of the geological and mineralogical studies. *Annales UMCS*, 58; 7-64.
- Sanko A.F., Jelowiczewa J.K., Kalinowskij P.F., Motuzko A.N., Szkodina L.P., 1980: Nowyj rozrez lessow s pogrebiennymi poczwami na sewiere – wostoke Belorussii. [w:] *Geologičeskije issledowanija zemnoj kory Belorussii*. Mińsk, Izd. Nauka i technika; 82 – 86.

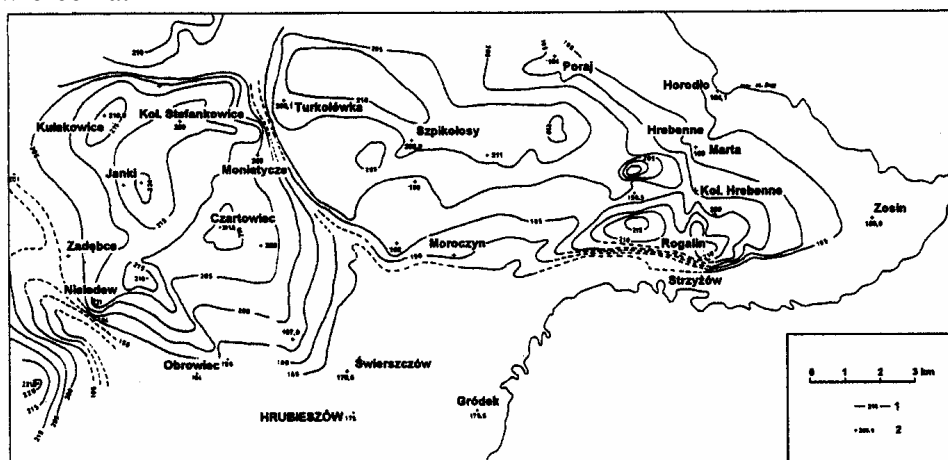
MOŻLIWOŚCI WYKORZYSTANIA MATERIAŁÓW ARCHIWALNYCH W BADANIACH LESSÓW

Leopold Dolecki

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Przeglądając prace dotyczące problematyki lessowej zwraca uwagę mała ilość powoływania się na materiały archiwalne wiertnicze i geotechniczne i inne, które w przeszłości były wykonywane na obszarach objętym konkretnym współczesnym opracowaniem. Zapewne jest to spowodowane niedostateczną oceną przydatności tych materiałów w badaniach utworów nie tylko lessowych, co nie zawsze wydaje się słuszne.

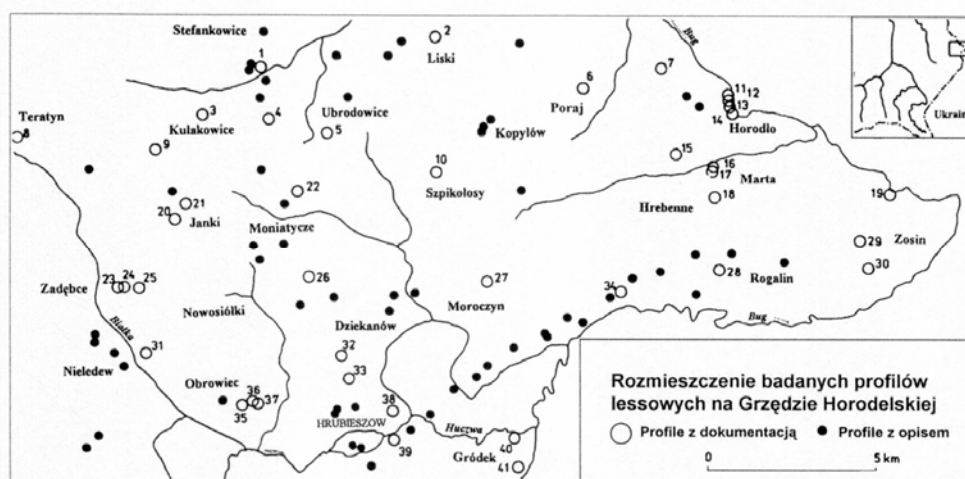
Szczególnego znaczenia w tych dywagacjach nabierają poglądy dotyczące przydatności opisów osadów w wierceniach badawczych wykonywanych dla różnych celów. Opisy te mogą mieć różną wartość ze względu na szczegółowość opisu oraz profesjonalność osoby opisującej, względnie gradację szczegółowości opisu ze względu na konkretny cel wykonywania wiercenia. Inną szczegółowość opisu będzie miało wiercenie kartograficzne np. do SMGP 1:50 000, a inne wiercenie wykonane ze względów technicznych w badaniach geoelektrycznych czy sejsmicznych. Często także w kartograficznych wierceniach głębokich opis osadów czwartorzędowych traktuje się bardzo pobieżnie i niedokładnie, a nawet niekiedy niezgodnie ze stanem faktycznym. Tego rodzaju przypadki dyskredytują konieczność wykorzystania ich w badaniach osadów czwartorzędowych. Znaczną niedogodnością opisów osadów w wierceniach jest stosowanie lakonicznego języka, gdzie nie uwzględnia się pewnych cech osadów, które mogłyby świadczyć o ich genezie względnie cechach uzyskanych w trakcie depozycji lub po depozycji w wyniku procesów hipergenicznych. Przykładowo opisując występowanie żwirów nie pisze się o ich charakterze petrograficznym i zróżnicowaniu obtoczenia, występowaniu eologliptolitów, żwirów skał skandynawskich i innych oznak. Tego typu lakoniczne opisy świadczą wyraźnie o braku profesjonalizmu, pośpiechu i nastawieniu jedynie na doraźną korzyść wynikającą z celu pracy. Nie zastanawia się opisujący nad faktem, że wiercenia są bardzo kosztowne i przy dokładnym opisie i zastosowaniu tych wiadomości dla innego celu można dużo skorzystać nie tylko w sensie informacyjnym, ale także finansowym, gdyż uzyskanie wiążącej wiadomości może zaowocować nawet rezygnacją z planowanego w pobliżu wiercenia.



Ryc. 1. Powierzchnia posteńska określona na podstawie głębokości występowania gleby eemskiej na obszarze płata lessów horodelskich (Dolecki 1993)

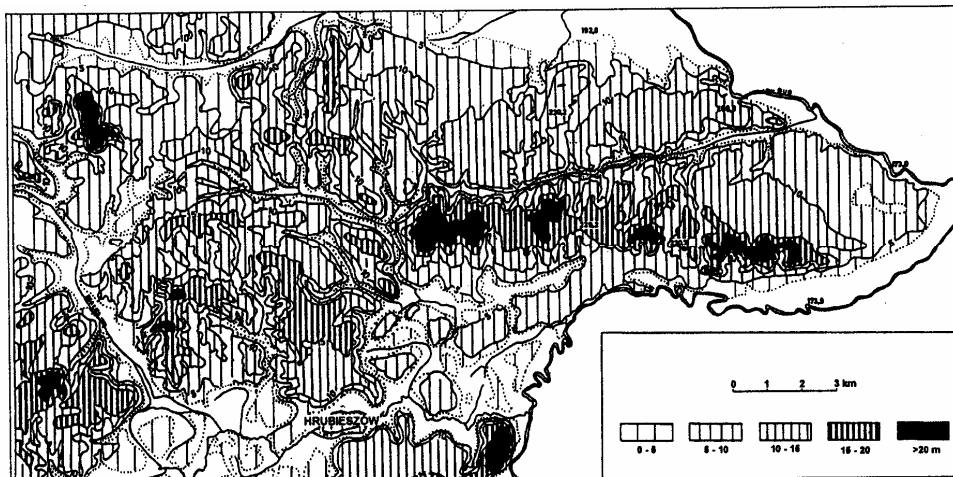
Możliwości wykorzystania archiwalnych materiałów mają swoje ograniczenia ze względu na ich charakter oraz cel w jakim zostały opracowane. Z materiałów o charakterze hydrogeologicznym możemy po starannych studiach próbować okonturować w przestrzeni interesujące nas rozmieszczenie osadów, ich miąższość i głębokość występowania. Podobne wnioski można wyciągnąć z materiałów dotyczących badań geoelektrycznych chociaż z pewnymi ograniczeniami wynikającymi z braku kontrastów oporności

między niektórymi osadami. Nieco więcej danych analitycznych dostarczają nam wyniki badań geologiczno-inżynierskich, gdzie oprócz opisu osadu mamy także wyniki badań laboratoryjnych dotyczących uziarnienia, zawartości węglanów i części organicznych. Ale i wtedy natrafiamy na pewne ograniczenia ze względu na obowiązujące w pewnych badaniach wymogi regulowane odpowiednimi normami, zachodzą więc trudności interpretacyjne wyników tych badań w zastosowaniu do norm stosowanych w naszych pracach badawczych. Przykładowo: w badaniach lessów określa się zawartość węgla metodą objętościową (Tiurina), natomiast w badaniach geologiczno-inżynierskich metodą wagową poprzez prażenie próbek. Także stosowanie opisu osadu na podstawie zróżnicowania granulometrycznego a nie genetycznego nie ułatwia nam interpretacji warunków akumulacji osadu. Dość istotną rolę odgrywają materiały archiwalne dotyczące profili studni gospodarczych. Są one nie zawsze doceniane, ze względu na ograniczoną wiarygodność opisu profilu geologicznego studni przez ich właścicieli względnie wykonawców. Jednak po dokładnym przestudiowaniu sąsiadujących studni gospodarczych udaje się odrzucić fałszywe informacje i wykorzystać wiarygodne poparte istniejącymi w sąsiedztwie profesjonalnie wykonanymi wierceniami hydrogeologicznymi. Zasoby opisów studni gospodarczych mają więc duże znaczenie szczególnie przy okonturowaniu osadów powierzchniowych, określeniu ich miąższości (ryc. 1), występowaniu gleb kopalnych a nawet ze względu na specyficzną kolorystykę poziomów iluwialnych względnie akumulacyjnych tych gleb - określenie nawet ich rangi stratygraficznej (ryc. 2). Szczególne znaczenie identyfikacyjne w opisach profili studziennych mają osady o charakterystycznej wyróżniającej się barwie względnie osobliwym składzie mechanicznym np. gliny zwałowe, bruki żwirowo-głazowe czy gleby kopalne.



Ryc.2. Rozmieszczenie głównych punktów badawczych na Grzędzie Horodelskiej (Dolecki 2002)

Znaczną rolę odgrywają materiały archiwalne w prawidłowej lokalizacji planowanych punktów badawczych oraz w uszczegółowieniu treści przekrojów geologicznych w badaniach kartograficznych. Dobrym przykładem wykorzystania opisów profili studziennych oraz wszelkich dostępnych materiałów wiertniczych jest wykonana mapa miąższości lessów na Grzędzie Horodelskiej (ryc.3). Powstała ona na podstawie obliczenia różnicy pomiędzy rzędną profilu studziennego względnie wiercenia oraz rzędną stropu podlessowej interglacialnej gleby kopalnej rozpoznanej na podstawie miąższego iluwium o charakterystycznej barwie.



Ryc.3. Miąższość całkowita lessów vistuliańskich na Grzędzie Horodelskiej na podstawie analizy wierceń i wywiadów studziennych (Dolecki 1978, 1985)

Literatura:

- Dolecki L., 1978: Mapa rozprzestrzenienia i miąższości lessów na Grzędzie Horodelskiej. Biuletyn Lubelskiego Tow. Nauk., vol. XX, Geogr., 1, Lublin; 25-29.
- Dolecki L., 1985: Thickness of Vistulian loess cover at Grzęda Horodelska (Horodło Plateau - Niele dew, Obrowiec and Horodło vicinity). Guide-Book of the International Symposium: Problems of the Stratigraphy and Paleogeography of Loesses. Wyd. UMCS, Lublin; 121-123.
- Dolecki L., 1993: Regionalne i stratygraficzne zróżnicowanie uziarnienia lessów młodszych w wybranych płatach lessów międzyrzecza Wisły i Bugu. Annales UMCS, B, XLVIII, Lublin; 101-114.
- Dolecki L., 2002: Podstawowe profile lessów neoplejstocenijskich Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna. Wyd. UMCS, Lublin; 1-264.

TEMPO AKUMULACJI LESSU W EUROPIE W PÓŹNYM OKRESIE OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA

Stanisław Fedorowicz¹, Maria Łanczont²

¹ Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański

² Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

W Europie na wyraźnie zaznaczającą się strefę występowania lessów składa się kilka obszarów, gdzie lessy albo wchodzą w skład zróżnicowanego genetycznie krajobrazu lub stanowią w nim element dominujący. Do tej pierwszej grupy należą lessy w zachodniej, a także południowej części Europy, gdzie osady te występują płatami, które bywają niewielkie, często izolowane, zazwyczaj niezbyt miąższe. Jeśli chodzi o ich stratygrafię, to często nie zawierają pełnych sekwencji osadowych a wyraźne luki czasowe pojawiają się zwłaszcza w dolnych częściach profili. Pokrywy lessowe Europy Środkowej są bardziej zwarte i cechuje wzrost miąższości do kilkunastu metrów. W Europie Wschodniej pokrywa lessowa rozprzestrzenia się na rozległych obszarach, jest zwarta, ciągła a jej miąższość przekracza miejscami 40 m; cechuje te osady także ciągłość stratygraficzna niekiedy przekraczająca granicę Bruhnes/Matuyama (Maruszczak 1991; Mojski 1993).

W europejskich profilach lessowych został zapisany zestaw danych świadczących o zmianach warunków klimatycznych w plejstocenie, przy czym najlepiej i najdokładniej są zarejestrowane zmiany

ostatniego cyklu glacialnego, które zachodziły w ostatnich ok. 120 tysiącach lat, od końca eemu po holocen.

Ostatni etap akumulacji lessów w ostatnim zlodowaczeniu miał miejsce w górnym pleniglacjale, przypadającym on na okres od 28 do 12 ka BP (Maruszczak 2001a; Frechen *et al.* 2003). Ten less występuje bezpośrednio przy powierzchni terenu i przeważnie ma największą miąższość ze wszystkich pokładów lessów utworzonych w ostatnim glacialu. Miejscami powstały w tym czasie pokład lessu jest dwudzielny. Większą miąższością charakteryzuje się ten less we wschodniej niż zachodniej Europie.

Są różnice w sposobie prezentacji wielkości charakteryzującej tempo sedymentacji. H. Maruszczak (2001b) podaje tempo akumulacji w mm/rok. M. Frechen *et al.* (2003) przy pomocy wskaźnika określonego symbolem **MAR** (*mass accumulation rates*) opisują masę akumulowanego materiału mineralnego w g/m²/rok. Zasadniczy punkt wyjścia obliczeń stanowią daty TL. Do obliczenia wartości masy akumulowanego materiału mineralnego zawartego w lessie (MAR) wykorzystano wzór używany przez Kohfelda i Harrisona (2003) dla obliczeń osadów głębokomorskich, rdzeni lodowych i lessów. Określa on masę pyłu lessowego opadającego i akumulowanego na powierzchni (1 cm² lub 1 m²) w ciągu roku. Zależność ta uwzględnia tempo akumulacji określane na podstawie co najmniej dwóch dat luminescencyjnych próbek pobranych z tej samej warstwy.

$$MAR = AR * f * BD$$

gdzie:

MAR (*mass accumulation rates*) – masa akumulowanego materiału mineralnego (g/cm²/rok)

AR (*accumulation rate*) – tempo akumulacji (cm/rok),

f – współczynnik określający udział materiału eolicznego w badanej próbce (dla lessu f= 1),

BD (*bulk density*) – gęstość objętościowa (g/cm³).

Niniejsza praca nawiązuje do opracowania Frechen *et al.* (2003), wykorzystuje prezentowane tam wyniki oraz poszerza te materiały o kolejne wyniki datowań własnych, które pochodzą z profili polskich i ukraińskich. Daty TL zostały opracowane w laboratorium Uniwersytetu Gdańskiego. W obliczeniach przyjęto za Frechenem *et al.* (2003) wartość gęstości objętościowej BD=1,65 g/cm³.

Analiza wyników badań luminescencyjnych lessu objęła 50 profili z różnych krajów europejskich: Francji, Belgii, Niemiec, Austrii, Czech, Słowacji, Węgier (M. Frechen *et al.* 2003) oraz Polski i Ukrainy. Syntetyczne opisy profili z obszaru pierwszych siedmiu krajów przedstawiają Frechen *et al.* (2003). Szczegółowa prezentacja pozostałych profili zawarta jest między innymi w pracach Boguckiego i Łanczont (2002) oraz Fedorowicza (2006). Cechą wspólną tych stanowisk jest obecność lessów akumulowanych w młodszej części pleniglacialu ostatniego zlodowaczenia. Badane były lessy występujące w obrębie trzech podstawowych elementów rzeźby: na terasie plejstoceniowej, na stoku, na płaskowyżu lessowym.

Czas akumulacji lessu późnoglacialnego określonego na podstawie dat luminescencyjnych używanych dla próbek lessów zachodnioeuropejskich przypada na dwa przedziały czasowe, pierwszy od 28 do 18 ka BP, drugi od 18 do 13 ka BP (Frechen *et al.* 2003). Wyniki obliczeń MAR dla lessu pierwotnego dla okresu 28 -18 ka BP mieszczą się między wartościami 100 g/m²/rok i 7000 g/m²/rok. Najwyższe wartości uzyskano dla obszarów położonych wzdłuż systemu rzecznoego Renu w zachodnich Niemczech, np. w Wallertheim (profil oznaczony na mapie numerem 26, terasa, 6930 g/m²/rok) i Nussloch (21, płaskowyż lessowy, 1213 – 6129 g/m²/rok). Najniższy wskaźnik akumulacji (93 - 450 g/m²/rok) odnotowano w Belgii, w Kesselt (2 - stok), Remocourt (3 - stok) i Rocourt (4 - terasa) oraz we wschodniej Francji w Archenheim (5 - stok). Dla okresu 18-13 ka BP wartości MAR dla obszarów położonych we Francji wzdłuż morskich wybrzeży i wzdłuż Sekwany kształtują się między 200 g/m²/rok a 450 g/m²/rok, a dla terenów terasowych Renu i Dunaju, są znacząco wyższe: między 800-1600 g/m²/rok, a nawet 1600-3200 g/m²/rok. Najniższe wartości MAR odnotowano w Austrii (32 - Grubgarden), Republice Czeskiej (28 - Dolni Vestonice) oraz na Węgrzech (41 - Paks).

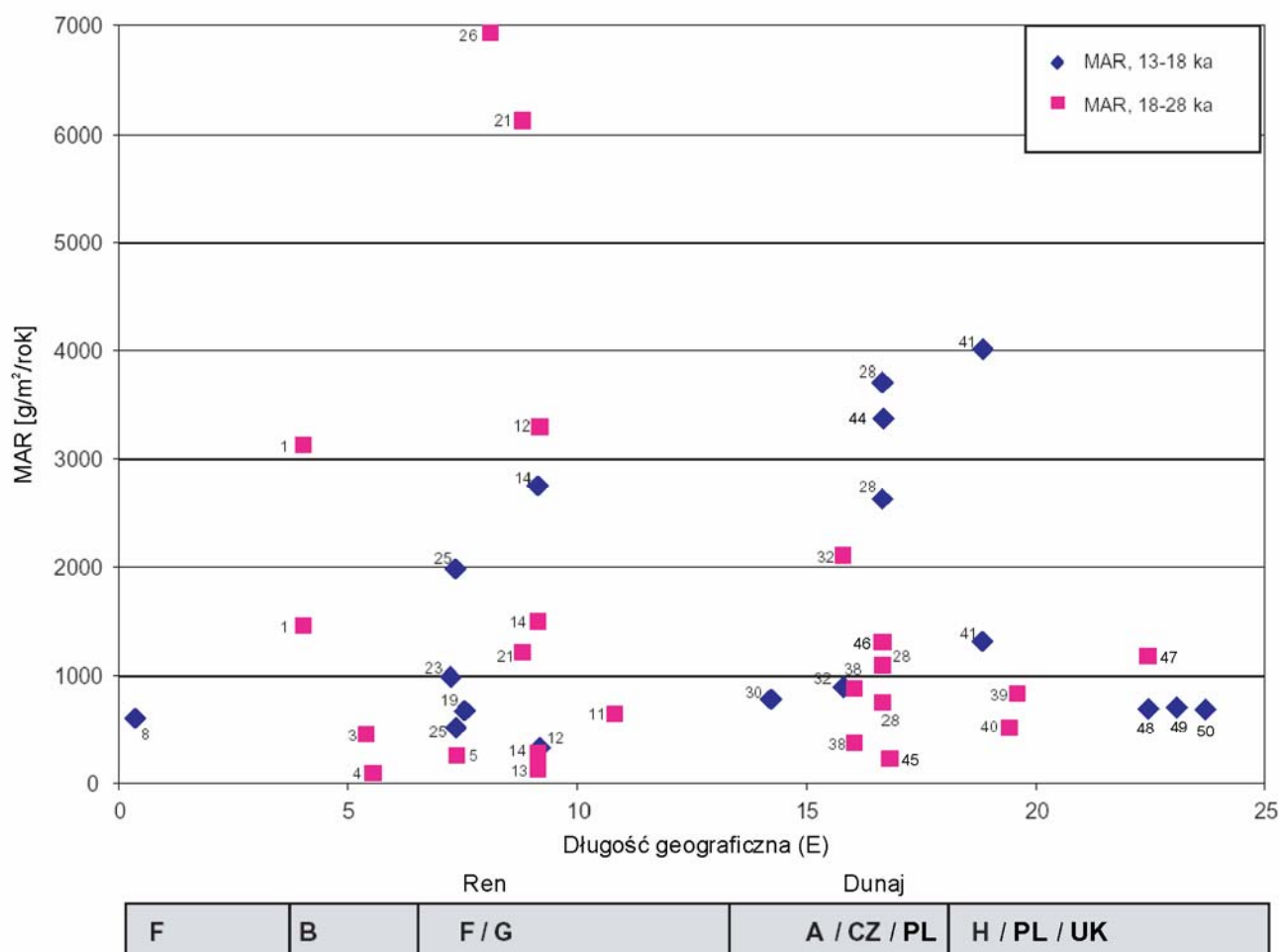
Prezentowane wyżej dane wskazują, że wielkość MAR a zatem tempo akumulacji dość wyraźnie wzrastają w kierunku wschodnim, co można tłumaczyć gradientem klimatu peryglacialnego w górnym pleniglacjale, który z morskiego (na wybrzeżu Atlantyku) w miarę posuwania się na wschód stawał się bardziej suchy/kontynentalny. Na ten klimatycznie uwarunkowany obraz zmienności przestrzennej tempa narastania pokryw lessowych nakłada się czynnik regionalny przejawiający się wyraźnie wyższym tempem akumulacji lessów w obszarach położonych wzdłuż wielkich systemów rzecznych, zwłaszcza Renu.

Było to zapewne związane z obfitym zaopatrzeniem den dolin rzecznych w luźny materiał mineralny, łatwo ulegający deflacji. Chodzi tu o aluwia, intensywnie deponowane w przez ówczesne rzeki roztokowe, które były silnie obciążone zawiesziną dostarczaną przez wody roztopowe alpejskich lodowców górskich. Czynniki lokalnymi można tłumaczyć przeważnie małe miąższości lessu akumulowanego w zachodniej części Europy w warunkach stokowych, gdzie akumulacji towarzyszyła intensywniejsza redepozycja w warunkach klimatu wilgotniejszego. Zapewne istotne znaczenie miały w tym wypadku tak nachylenie stoku, jak i ekspozycja oraz usytuowanie względem przeważających kierunków wiatru.

Analizie poddano sześć profili lessu młodszego górnego (LMg wg Maruszczaka 2001a) z Polski SW i SE oraz jeden profil (Halicz) z zachodniej części Ukrainy. Z obszaru Polski SW pochodzą profile z Przedgórze Sudeckiego (Dankowice - 44, Biały Kościół - 45, Księginice Małe - 46), zaś z obszaru Polski SE, profile Pogórze i Przedgórze Karpackiego (Dybawka - 48, Tarnawce - 49 i Zarzecze - 50). Otrzymane w badanych stanowiskach wartości MAR przyjmują wartości od około 200 do ponad 3000 g/m²/rok. Najniższą wartość osiągnęły lessy z Dankowic (215 g/m²/rok). Lessy z Tarnawiec, Zarzecza i Halicza cechują bardzo zbliżone wartości z przedziału 473 – 495 g/m²/rok. Wartości MAR lessów z Księginic i Dybawki są bardzo do siebie zbliżone (1084 – 1100 g/m²/rok). Trzykrotnie większą wartość MAR cechują się lessy z Białego Kościoła. W Haliczu, gdzie akumulacja lessu następowała między 17,4 a 26,4 ka BP odnotowujemy wartości MAR w górnej części profilu 473 g/m²/rok, zaś w części dolnej MAR wynosi 193 g/m²/rok. Ta pierwsza wartość MAR z Halicza posiada wartość zbliżoną do tych wielkości z Tarnawiec i Zarzecza. Na podstawie dat TL z profili Przedgórze Sudeckiego można sądzić, że w dwóch stanowiskach (Biały Kościół i Księginice Małe) less był akumulowany głównie w drugim/młodszym przedziale czasowym, a proces ten przebiegał tam bardzo szybko (MAR wynosi 1100 i 3300 g/m²/rok). W trzecim stanowisku, w Dankowicach akumulacja odbywała się w obu przedziałach czasowych i była bardzo powolna (215 g/m²/rok).

Polskie stanowiska podsudeckie i stanowisko ukraińskie dzieli odległość około 500 km. Na tym znacznym dystansie właściwie brak większego zróżnicowania miąższości lessu LMg a grubość pokładu nie wykazuje zależności od strefy/położenia geograficznego (gradientu paleoklimatycznego uwarunkowanego zmianą długości geograficznej). Największa grubość lessu, w granicach 6 m, jest w Dankowicach, Księginicach Małych i Dybawce, najmniejsza zaś – około 2 m w Tarnawcach i Zarzeczu. Nie występuje zatem wzrost miąższości lessu LMg w miarę przesuwania się na wschód, a o miąższości pokrywy tego lessu a więc i o wartościach MAR decydowały chyba w większym stopniu uwarunkowania regionalne a nawet ściśle lokalne. Tworzyły one splot warunków wzajemnie się wspierających, albo częściowo znoszących, co dało w rezultacie tak duże dysproporcje w wielkości akumulacji. Do wspomnianych już uwarunkowań poprzez rzeźbę terenu (nachylenie zbocza i ekspozycja), bliskość potencjalnych obszarów alimentacyjnych, kierunek wiatrów lessotwórczych, należy brać pod uwagę wspomagające znaczenie modyfikacji orograficznej wiatrów oraz względną wysokość miejsca depozycji względem den dolinnych (pionowy zasięg akumulacji) w przypadku, gdy one były głównym „producentem” masy mineralnej.

Wzrost ku wschodowi rozległości, zwartości i miąższości pokryw lessowych na obszarze Europy to prawidłowość generalna, spowodowana dawnymi warunkami paleoklimatycznymi (Maruszczak 1991), ale odnotować należy silne lokalne modyfikacje o bardzo złożonych zależnościach wzajemnych różnych uwarunkowań. Powodują one bardzo duże odchylenia grubości jednowiekowych warstw lessowych nawet w obrębie jednego płatu. Czynniki odpowiedzialne za ten stan rzeczy działały jeszcze na etapie narastania pokrywy lessowej (uwarunkowania morfologiczne – urzeźbienie terenu, i orograficzne; orientacja względem kierunków wiatrów lessotwórczych; zasobność lokalnych obszarów źródłowych) jak i bezpośrednio i/lub w jakiś czas potem (przede wszystkim w etapie zaniku wieloletniej zmarzliny i uruchomienia procesów stokowych). W rezultacie rozkład MAR na obszarze Europy jest nierównomierny a ponadto zróżnicowany w obu dyskutowanych przedziałach czasowych: od 28 -18 ka BP i od 18 do 13 ka BP (ryc. 1). Rozkład MAR rozpatrywany w funkcji długości geograficznej potwierdza występowanie dużych rozpiętości na obszarze Europy Zachodniej. Punkty profili wysuniętych najbardziej na wschód (39, 40, 46, 47, 48, 49, 50) wykazują jednak pewną prawidłowość wynikającą ze stałości wielkości MAR na stosunkowo niskim poziomie od kilkuset do ponad tysiąca g/m²/rok. Ta stałość wartości MAR dotyczy w tym rejonie Europy obu wyróżnionych przedziałach czasowych.



Ryc.1. Zależność MAR dla lessu stadium 2 OIS w funkcji długości geograficznej (rozszerzenie opracowania danych wykonanych przez Frechena *et al.* 2003)

Wartości MAR wahają się od 100 do kilku tysięcy $\text{g/m}^2/\text{rok}$. Nie można usystematyzować zbioru MAR w żaden układ, który pozwoliłby ustalić pewne prawidłowości przestrzenne. W zasadzie stanowiska, w których stwierdzono duże wartości MAR w pierwszym z okresów i małe w drugim, przeplatają się ze stanowiskami gdzie te relacje są odwrotnie. Ponadto najczęściej w poszczególnych stanowiskach występują osady tylko z jednego wyróżnionego przez Frechena *et al.* (2003) przedziału czasowego.

Daty luminescencyjne próbek lessu z Polski i Ukrainy, wiążanego z 2. OIS, tworzą ciąg wartości od 26,4 ka BP do kilkunastu tysięcy lat. Część z nich należy do starszego przedziału akumulacji lessu trwającego od 28 do 18 ka BP, np. w Zarzeczu czy Haliczu. Wskazywałoby to, że w młodszej etapie akumulacyjnym depozycja była tam lokalnie słabsza, ale też w tych konkretnych stanowiskach (zwłaszcza w Zarzeczu) nie można wykluczyć częściowej redukcji warstw najmłodszych wskutek morfogenezy postglacjalnej. Są również daty, które obejmują łącznie obydwa przedziały (np. w Dankowicach). Pozostałe można przydzielić do drugiego/młodszej przedziału akumulacji lessu trwającego od 18 do 13 ka BP (np. w Księginicach Małych, Dybawce).

Literatura:

- Boguckij A., Łanczont M., 2002: Stratygrafia lessów Naddniestrza halickiego. *Studia Quaternaria*, Warszawa; 312-329.
- Fedorowicz S., 2006: Metodyczne aspekty luminescencyjnego oznaczania wieku osadów neoplejstoczeńskich Europy Środkowej, Wydawnictwo UG, Gdańsk; 1 -156.
- Frechen M., Oches E.A., Kohfeld K.E., 2003: Loess in Europe - mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews*, 22; 1835-1857.
- Kohfeld K.E., Harrison S.P., 2003: Glacial – interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau, *Quaternary Science Reviews*, 22; 1960-1883.

- Maruszczak H., 1991: Ogólna charakterystyka lessów w Polsce. [w:] H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, UMCS, Lublin; 2-35.
- Maruszczak H., 2001a: Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. [w:] H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce II, UMCS, Lublin; 17-29.
- Maruszczak H. 2001b: Korelacja pięciu ostatnich glacialnych cykli akumulacji lessu w Polsce z globalnymi rytami zdarzeń paleogeograficznych [w:] H. Maruszczak (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce II, Wyd. UMCS; 63-71.
- Mojski J.E., 1993: Europa w plejstocenie. Wydawnictwo PAE, Warszawa.

WSPÓŁCZESNA TRANSFORMACJA RZEŻBY LESSOWEJ PÓŁNOCNEGO SKŁONU OPATOWSKO-SANDOMIERSKIEGO PŁATA LESSOWEGO

Elżbieta Galka

Zakład Gleboznawstwa UMCS, Lublin

Północny skłon opatowsko – sandomierskiego płata lessowego zlokalizowany jest bezpośrednio w sąsiedztwie doliny Kamiennej. Jej najwyższe, plejstoceniejsze poziomy terasowe wznoszą się o około 35 m nad poziom rzeki. Niższy poziom terasowy osiąga wysokość 10-15 m nad obecnym dnem dolinowym i jest on słabiej wykształcony. Najniższy poziom określają wartości 5-7 m. Dno doliny Kamiennej leży na wysokości 165 m n.p.m. Wąwozy uchodzące do doliny rozcinają obydwa starsze poziomy terasowe, a niektóre z nich poziom najniższy oraz dna dolin nieckowatych (Jersak 1965). Przeprowadzone datowania termoluminescencyjne profilu lessowego w Bodzechowie pozwoliły na ocenę wieku osadów budujących wyżej wymienione terasy. Dla współczesnych procesów erozyjnych ważna jest otrzymana data TL 18,6 ka. Jest to wiek najmłodszego pokładu lessu, który jest wiązany z późniejszą częścią stadiału głównego zlodowacenia Wisły, oraz korelowany z lessiem młodszym górnym (Lindner i in. 1999). Buduje on poziomy wysoczyznowe i stokowe, a jego lokalna miąższość wynosi 10 m (Jersak 1965).

W świetle prowadzonych obserwacji terenowych, współczesna transformacja rzeźby lessowej analizowanego obszaru dokonuje się w wyniku zjawisk o charakterze ekstremalnym tj. intensywnych roztopów zimowo-wiosennych oraz gwałtownych ulew. Przyjmuje ona największe rozmiary w miejscach stale narażonych na erozję, a więc tam gdzie widoczne są ślady ingerencji człowieka w środowisko naturalne w postaci stosowanych zabiegów agrotechnicznych oraz powstałych w ich wyniku antropogenicznych form rzeźby.

W najmniejszym stopniu przekształceniu ulegają powierzchnie wysoczyznowe pełniące rolę strefy zasilania. Występują tu procesy rozbryzgu, ablacji, erozji powierzchniowej (spłukiwanie powierzchniowe rozproszone) oraz erozji liniowej (spłukiwanie liniowe). O wielkości dostawy wód opadowych i roztopowych informują wykształcone różnych rozmiarów formy erozyjne zlokalizowane poniżej, w strefie zboczy i stoków. Obszar ten, najbardziej podatny na rozcinanie, obejmuje strefę transportu w obszarach o większym nachyleniu, a w miejscach załamania spadku strefę depozycji materiału. Dominują tu procesy erozji bruzdowej i korytowej, eworsji oraz erozji powierzchniowej. W wyniku erozji bocznej wód płynących zachodzi proces podcinania i odpadania ścian lessowych. W miejscach gdzie dominują procesy erozyjne tworzą się wklęsłe formy rzeźby typu wąwozów, wyrw, bruzd, koryt erozyjno-eworsyjnych, studni lessowych oraz kanałów sufozyjnych, na większych powierzchniach zachodzi proces łagodzenia stoków i wypełniania deluwiami ich podnóży. Dna dolin głównych oraz bocznych, podnóża stoków, skarpy teras uprawowych pełnią rolę lokalnych baz erozyjnych, gdzie zachodzi proces akumulacji materiału lessowego. Całość erodowanego materiału deponowana jest w postaci stożków napływowych. W przypadku procesów o większym natężeniu, deluwia lessowe wynoszone są poza obręb zlewni lessowej. Ważną rolę

w transformacji rzeźby lessowej spełnia roślinność, która spowalnia procesy erozyjne powodując stabilizację wykształconych form.

Literatura:

- Jersak J., 1965: Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa. Acta Geogr. Lodz., 20.
Lindner L., Wojtanowicz J., Kusiak J., 1999: Datowany TL profil lessowy w Bodzechowie nad Kamienną i jego znaczenie dla stratygrafii plejstocenu Wyżyny Sandomierskiej, Przegląd Geologiczny, 47, 2.

STRUKTURY PERYGLACJALNE W LESSACH MŁODSZYCH — ICH WYSTĘPOWANIE ORAZ ZNACZENIE DLA REKONSTRUKCJI PALEOŚRODOWISKOWYCH

Zdzisław Jary

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Zapis środowisk peryglacjalnych w sekwencjach lessowo-glebowych ma podstawowe znaczenie dla rekonstrukcji przebiegu zlodowaceń. Każdy rodzaj struktur peryglacjalnych ma z pewnością określoną wymowę paleośrodowiskową. Struktury peryglacjalne lub ich pseudomorfozy zazwyczaj układają się w formie charakterystycznych poziomów, a ich pozycja stratygraficzna nie jest przypadkowa. Horyzonty te mogą potencjalnie pełnić rolę markerów stratygraficznych umożliwiających korelację zdarzeń zarejestrowanych w sekwencjach lessowo-glebowych z globalną rytmiką zmian klimatycznych wyrażoną zapisem izotopowo-tlenowym osadów głębokomorskich.

Kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym

Kriogeniczne kliny z pierwotnym wypełnieniem mineralnym występują powszechnie w kompleksach glebowych z ostatniego interglacjału i wczesnej części ostatniego zlodowacenia w Polsce oraz na terytorium Równiny Wschodnioeuropejskiej. W dostępnych publikacjach wskazuje się na obecność 1 do 3 (najczęściej 2) generacji tego typu struktur wewnątrz pedokompleksu (Maruszczak 1990; Dolecki 2003). Struktury te pośrednio określają ilość etapów intensywnej pedogenezy w trakcie rozwoju pedokompleksu (Jary 1996, 2000, 2003).

Struktury klinowe pierwotnego wypełnienia mineralnego w rzucie poziomym zazwyczaj budują sieć wieloboków. Największe wieloboki posiadają średnicę 4-6 m (Branice – Płaskowyż Głubczycki), lecz we wschodniej Polsce i na Wołyniu średnica tych poligonów jest zazwyczaj znacznie mniejsza i najczęściej wynosi 2-4 m. Wysokość klinów mieści się w przedziale 1-2 m.

Właściwości materiału wypełniającego kliny zdecydowanie różnią się od właściwości materiału otaczającego opisywane struktury. Pylaste wypełnienie klinów w Branicach posiada żółto-brązowy kolor, a skład granulometryczny jest podobny do składu wyżejległej warstwy, w której występuje poziom bruku deflacyjnego. Na stanowiskach wschodniej Polski i NW Ukrainy najczęściej rejestruje się obecność dwóch różnowiekowych generacji klinów pierwotnego wypełnienia. Wypełnienie klinów starszej generacji stanowi szary materiał pochodzący z powierzchniowych horyzontów interglacjalnej gleby leśnej (np. Zbarazh – Podole). W nielicznych przypadkach wypełnienie przyjmuje brunatnawe barwy (Odonów, Novyj Mylatyn – okolice Lwowa), podobne do poziomu brunatnienia interglacjalnej gleby leśnej. Kliny młodszej (górnej) generacji są zazwyczaj nieco większe, a wypełnione są ciemnoszarym materiałem, bogatym w substancje humusowe, podobnie jak tworzywo nałożonych, darniowych poziomów humusowych w stropie pedokompleksu.

Struktura wypełnienia jest zróżnicowana. Najczęściej wypełniający osad wykazuje pionową laminację, 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 (rocznych) spękań mrozowych, których mechanizm powstawania we współczesnym środowisku peryglacjalnym jest stosunkowo słabo rozpoznany (Mackay 1974, 1975, 1986; Murton 1996; Murton *et al.* 2000).

Interpretacja genetyczna i środowiskowa 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; Murton 1996; Vandenberghe *et al.* 2004; Murton *et al.* 2000). Jahn (1977) szczególnie podkreśla istotność klinów z pierwotnym, Nielodowym wypełnieniem w badaniach plejstoceńskiej strefy peryglacjalnej, ponieważ ich charakterystyczne cechy umożliwiają rekonstrukcję lokalnych warunków środowiska, w którym powstawały tego typu struktury. Pylaste wypełnienie, pionowa laminacja i obecność powierzchni deflacyjnych wskazuje na zimne i suche środowisko, w którym często dochodziło do transportu eolicznego w czasie bezśnieżnych zim i/lub na wiosnę.

W sekwencjach lessowo-glebowych spotyka się również tzw. żyły gruntowe, nazywane również klinami wtórnego wypełnienia sezonowego (*sediment veins, soil veins, seasonal frost wedges* – Goździk 1973; Jahn 1977; Brown, Kupsch 1992). Są to struktury powstałe w rezultacie kontrakcji termicznej, jednak nie można całkowicie wykluczyć współdziału procesów wysychania w ich powstawaniu. Istotność tego typu struktur dla rekonstrukcji środowiskowej jest ograniczona ze względu na szerokie spektrum środowisk, w których współcześnie tego typu struktury występują. Prawdopodobnie wskazują one na głęboką, sezonową penetrację mrozu, czemu zazwyczaj sprzyja rozrzedzona, uboga szata roślinna i brak lub skąpa pokrywa śnieżna.

Horyzonty krioturbacji i struktur soliflukcyjnych

Peryglacjalne deformacje osadów (krioturbacje) występują w kilku horyzontach w górnoplejstoceńskiej sekwencji lessowo-glebowej. Dwa poziomy tych struktur zasługują jednak na specjalne zainteresowanie. Starszy (dolny) horyzont krioturbacji wykształcił się w stropie pedokompleksu interglacjalnowczesnoglacjalnego. Wyznacza on w sekwencji lessowej początek narastającego pogorszenia warunków klimatycznych, które zakończyło okres formowania się pedokompleksu, a w dalszej kolejności spowodowało uruchomienie na dużą skalę procesów stokowych i rozpoczęcie akumulacji lessu. W rezultacie długich etapów pedogenezy emsko-wczesnowistuliańskiej wykształciły się glebowe poziomy genetyczne o zróżnicowanych właściwościach retencyjnych i różnej podatności na działanie mrozu. Zróżnicowanie litologiczne spowodowane przez długotrwałe oddziaływanie procesów glebotwórczych jest podstawowym czynnikiem umożliwiającym rozwój krioturbacji (Van Vliet-Lanoë 1988, 1998).

Dolny (starszy) horyzont krioturbacji występuje niemal we wszystkich stanowiskach gdzie pedokompleks nie został całkowicie zdegradowany. W planie struktury krioturbacji tworzą regularną sieć wieloboków, których średnica wynosi około 1 m, a amplituda deformacji około 30-50 cm. Górne partie krioturbacji są często nachylone zgodnie z kierunkiem spadku powierzchni paleotopograficznej i/lub przemieszczone przez procesy soliflukcji. W wielu stanowiskach struktury krioturbacji nie wykształciły się, lub też zostały całkowicie zdegradowane przez procesy soliflukcji i inne procesy stokowe.

Według morfologicznej klasyfikacji krioturbacji zaproponowanej przez Vandenberghe (1988: fig. 8.1 - typ 2), ten typ krioturbacji można zinterpretować jako powstały w rezultacie procesów obciążeniowych występujących w silnie przepojonych wodą stropowych partiach wieloletniej zmarzliny (Cegła, Dżułyński 1970; Cegła, 1973).

Jersak (1973) uważa, że tego rodzaju krioturbacje 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 (Schunke, Zoltai 1988).

Drugi (młodszy) horyzont struktur krioturbacyjnych rozwinął się w górnej części kompleksu gleb glejowych Gi/LMd (Komorniki, Bryansk, Dubno). Ten typ struktur krioturbacyjnych jest zazwyczaj znacznie mniejszy od poprzednich. W wielu odsłonięciach został całkowicie zniszczony przez procesy soliflukcyjne i zastąpiony produktami denudacji stropowej części gleby Gi/LMd lub pozostała po nim jedynie powierzchnia erozyjna.

Obydwa horyzonty krioturbacji oraz następujące po nich warstwy soliflukcyjne rozwinęły się w spągowych częściach dwóch podstawowych jednostek lessowych ostatniego zlodowacenia. Te dwa poziomy są zapisem znaczących przemian paleośrodowiskowych zmieniających chwiejną równowagę pomiędzy procesami glebowymi i akumulacyjnymi na obszarach lessowych. Postępujące ochłodzenie klimatu wywołało rozrzedzenie szaty roślinnej i akcelerację aktywności procesów stokowych w warunkach rozwoju wieloletniej zmarzliny.

W niektórych stanowiskach można odnotować inny typ struktur krioturbacyjnych. Są to nieregularne deformacje, które występują w silnie oglejonych kompleksach gleb tundrowo-glejowych Gi/LMd. Ten typ krioturbacji wywołany jest prawdopodobnie ciśnieniem zamarzającej wody uwięzionej pomiędzy frontami zamarzania (Vandenberghe, 1988).

Pseudomorfozy klinów lodowych

Spośród wielu zjawisk peryglacialnych tylko niewielka ilość wskazuje jednoznacznie na obecność kopalnej wieloletniej zmarzliny. Najważniejszą rolę w takich przypadkach odgrywają pseudomorfozy klinów lodowych, które są wiarygodnym dowodem jej występowania (Jahn, 1977; Vandenberghe *et al.* 1998).

Każdy horyzont występowania 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 -3 - -5 °C (Romanovsky 1973, 1985; Murton, Kolstrup 2003). Wytapianie lodu i formowanie się pseudomorfoz, połączone z degradacją wieloletniej zmarzliny, 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) wynikające głównie ze składu mechanicznego, pozostaje w relatywnie niezmiennym stanie w otoczeniu wytapiającego się lodowego wypełnienia (Vandenberghe 2004). 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 lessach wolne przestrzenie po wytopionym klinie lodowym 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 wytrąceniom wtórnych związków żelaza i węglanów wapnia, czasem podkreślone są przemieszczoną z góry substancją humusową lub okonturowane strefą oglejenia.

Nie ma do tej pory przekonujących dowodów na występowanie więcej niż dwóch różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych w sekwencjach lessów młodszych. Dwie różnowiekowe generacje pseudomorfoz klinów lodowych odnotować można na niemal wszystkich stanowiskach wschodniej Polski i NW Ukrainy. W Polsce SW dwie generacje pseudomorfoz w superpozycji stwierdzono jedynie na stanowisku Zaprężyn (Jary - w druku).

Starszą generację pseudomorfoz klinów lodowych tworzą niewielkie pseudomorfozy (wys. 1,5-3 m), które rozcinają lessy młodsze dolne oraz niżej leżący zespół gleb kopalnych. Pseudomorfozy starszej generacji klinów lodowych wypełnione są materiałem posiadającym zupełnie inne właściwości litologiczne niż poziom glebowy Gi/LMd (Komorniki, Bryansk, Dubno), który przykrywa go od góry i nie wykazuje żadnych deformacji związanych z fazą wytapiania klina lodowego. Czasem pseudomorfozy dolnej generacji są ścięte od góry przez powierzchnie erozyjne (powierzchnie te również nie wykazuje śladów deformacji związanych z fazą wytapiania klina lodowego), na których zalegają produkty denudacji gleby Gi/LMd. Tego typu sytuacje zdarzają się w odsłonięciach facji zboczowej lessów.

Druga (młodsza) generacja pseudomorfoz klinów lodowych występuje powszechnie w górnoplejstoczeńskich sekwencjach lessowych Polski i NW Ukrainy. Tworzą je duże struktury o wysokościach nawet do 7 m. Na Płaskowyżu Głubczyckim pseudomorfozy te mają wysokość w granicach 1,5-3 m,

a w lessach Wzgórz Trzebnickich dochodzą do 4 m. W niektórych stanowiskach (dotyczy to głównie Płaskowyżu Głubczyckiego i Wyżyny Podolskiej) górne fragmenty pseudomorfoz klinów lodowych są zatarte przez procesy holoceniowej pedogenezy, jednak w wielu przypadkach pseudomorfozy te przykrywa smugowany, oglejony, zdeformowany horyzont z wkładkami piaszczystymi i humusowymi oraz różnorodnymi wytrąceniami związków żelaza.

Pseudomorfozy klinów lodowych są często wykorzystywane do odtwarzania warunków paleogeograficznych, w szczególności paleotemperatur (np. Maruszczak 1990, 1998; Vandenberghe *et al.* 1998). Jednym z pośrednich wskaźników są wymiary sieci poligonalnej. Większe średnice poligonów są wskaźnikiem niższych temperatur (Maruszczak 1998). Takie założenie zapewne sprawdza się w przypadku jednolitych litologicznie lessów, w których tworzą się poligony kontrakcyjne. Jednak współczynnik rozszerzalności cieplnej lessów młodszych dolnych oraz substratu pedokompleksu, w których utworzyła się pierwsza (starsza) generacja klinów był z pewnością znacznie większy, niż współczynnik rozszerzalności cieplnej lessów młodszych górnych i środkowych, w których powstała młodsza generacja tych struktur. Wysokość pseudomorfoz klinów lodowych, przyjmując epigenetyczną genezę klinów, jest uważana za pewniejszy wskaźnik średniej temperatury rocznej kopalnych środowisk. Struktury o wysokości do 2-3 m są charakterystyczne dla zmarzliny wyspowej i nieciągłej, a kliny o większych rozmiarach pionowych diagnozują ciągłą zmarzlinę. Zróżnicowanie wysokości pseudomorfoz można jednak również wytłumaczyć różnymi warunkami wzrostu i zaniku klinów lodowych (Jary 1996). Nie ma do końca przekonujących dowodów potwierdzających epigenetyczną genezę tych struktur. Powierzchnie paleotopograficzne, na których tworzyły się kliny lodowe, podlegały zmiennym w czasie i w przestrzeni powolnym procesom aggradacji lub denudacji - rzadko były ustabilizowane. Można zatem przyjąć, że oprócz wyjątkowych struktur epigenetycznych, wiele pseudomorfoz klinów lodowych jest syngenetyczna, a mogą się również zdarzać struktury anty-syngenetyczne (Mackay 1990; Jary, 1996, 2003).

Po szczegółowej analizie rygorystycznych założeń, na których opiera się rekonstrukcja paleotemperatur wykonywana na podstawie pseudomorfoz klinów lodowych, Murton i Kolstrup (2003) sugerują, że ustalone w literaturze wnioski dotyczące precyzyjnego odtwarzania paleotemperatur mogą być traktowane za ledwie jako wstępne propozycje. Pseudomorfozy klinów lodowych wskazują jedynie na dawną obecność wieloletniej zmarzliny i nie są wiarygodnymi wskaźnikami dokładnych paleotemperatur (Murton, Kolstrup, 2003). Poszukiwanie tzw. obszarów analogowych we współczesnej strefie peryglacjalnej dla celów odtworzenia paleotemperatur lub szacowania grubości górnoplejstoceniowej wieloletniej zmarzliny (np. Maruszczak 1980; Morozova, Nechaev 1997) może w wielu przypadkach stwarzać jedynie pozory precyzyjnej rekonstrukcji.

Literatura:

- Brown R.J.E., Kupsch W.O., 1992: Permafrost terminology. *Biuletyn Peryglacjalny*, 32; 9-176.
- Cegła J., 1973: Próba wyjaśnienia genezy gruntów strukturalnych SW Spitsbergenu w świetle teorii układów niestatecznego warstwowania gęstościowego. *Czasopismo Geograficzne*, 44, 2; 237-243.
- Cegła J., Dzużyński S., 1970: Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 124, *Studia Geograficzne*, 13; 17-24.
- Danilova N.S., 1963: Pervichno-gruntovye zhily v chetvertichnykh otlozheniyakh Vilyuya. [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, wisła) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej. *Annales UMCS, B*, 57, 2; 65-92.
- Goździk J.S., 1973: Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce (Origin and stratigraphical position of periglacial structures in Middle Poland). *Acta Geographica Lodziensia* 31.
- Jahn A., 1977: Struktury związane z klinami lodowymi w osadach plejstoceniowych (Structures connected with ice wedges in Pleistocene deposits). *Studia Geologica Polonica*, 52; 177-194.
- Jary Z. - w *druku*: Górnoplejstoceniowe sekwencje lessowo-glebowe w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Acta Universitatis Wratislaviensis*.
- 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.
- Jary Z., 2000. Struktury peryglacjalne vistuliańskiej sekwencji lessowej na Płaskowyżu Głubczyckim. [w:] M. Łanczont (red.) *Glacja i peryglacja na międzyrzeczu Sanu i Dniestru, przewodnik Seminarium Terenowego II*, Krasiczyn, 4-6 października 2000; 50-52

- Jary Z. 2003: Periglacial structures in the last interglacial-glacial loess sequences in SW Poland. [in:] *Shaping the earth - A Quaternary perspective*, Programs with Abstracts, XVI INQUA Congress (Reno, Nevada, July 23-30, 2003); p. 190.
- Jersak J., 1973: Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geographica Lodziensia*, 32.
- Karte J., 1987: Pleistocene periglacial conditions and geomorphology in north central Europe. [in:] J.Boardman (ed.) *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Cambridge University Press; 67-75.
- 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.
- Mackay J.R., 1986. The first 7 years (1978-1985) of ice wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast. *Canadian Journal of Earth Sciences* 23, 1782-1795.
- Mackay J.R., 1990: Some Observations on the growth and deformation of epigenetic, syngenetic and anti-syngenetic ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1; 15-29.
- 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*, 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 ich wartość interpretacyjna*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa; 135-150.
- 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., 1996. Morphology and paleoenvironmental significance of Quaternary sand veins, sand wedges and composite wedges, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 66; 17-25.
- 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.
- Péwé T.L., 1959: Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica - a progress report. *American Journal of Science*, 257: 545-552.
- Romanowsky N.N., 1973: Regularities in formation of frost-fissures and development of frost-fissures polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23; 237-277.
- Romanowsky N.N., 1985: Distribution of recently active ice and soil wedges in USSR. [in:] M.Church, O.Slaymaker, (eds) *Lectures in geocryology*. University of British Columbia; 154-165.
- Schunke E., Zoltai S.C., 1988: Earth Hummocks (Thufur). [in:] M.J.Clark (Ed.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester; 231-245.
- Van Vliet-Lanoë B., 1988: The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 3; 85-96.
- Van Vliet-Lanoë B., 1998: Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy. *Catena*, 34; 157-183.
- Vandenberghe J., 1988. Cryoturbation. In: Clark M.J. (Ed.) *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, 179-198.
- Vandenberghe J., 2004: Periglacial deformation structures in loess deposits and their significance for palaeoclimatic reconstructions. [w:] Z.Jary (red.), *Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych*. IV Seminarium Lessowe, Strzelin 13-16 października 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego UW, 91.
- Vandenberghe J., Coope R., Kasse K., 1998: Quantitative reconstructions of palaeoclimates during the last interglacial-glacial in western and central Europe: an introduction. *Journal of Quaternary Science*, 13; 361-366.
- Vandenberghe J., Zhijiu C., Liang Z., Wei Z., 2004: Thermal-contraction-crack Networks as Evidence for Late-Pleistocene Permafrost in Inner Mongolia, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15; 21-29.

METODY I PROBLEMY BADAWCZE DENUDACJI ANTROPOGENICZNEJ W OBSZARACH LESSOWYCH (NA PRZYKŁADZIE WYŻYNY LUBELSKIEJ I ROZTOCZA)

Grzegorz Janicki¹, Jerzy Rejman², Jan Rodzik³, Wojciech Zglobicki⁴

¹Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

²Instytut Agrofizyki PAN, Lublin

³Roztoczańska Stacja Naukowa UMCS, Lublin

⁴Zakład Geologii i Ochrony Litosfery UMCS, Lublin

Wstęp

Rolnicze użytkowanie stoków potęguje naturalne procesy erozyjne, a stosowane zabiegi agrotechniczne powodują dodatkowe przemieszczenie materiału glebowego w dół stoku. Przyspieszona erozja gleb jest głównym składnikiem denudacji w obszarach użytkowanych rolniczo. Całokształt efektów geomorfologicznych, wywołanych działaniem agrotechniki i procesów naturalnych w warunkach gospodarki rolnej, nazywany jest „denudacją antropogeniczną” (Sinkiewicz 1998). Określenie jej tempa jest zadaniem niezwykle istotnym dla oceny współczesnej transformacji rzeźby, jak również przekształceń innych elementów środowiska geograficznego, przede wszystkim pokrywy glebowej.

Denudacja antropogeniczna zaznacza się w sposób spektakularny na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej i Roztocza, zasiedlanych przez różne kultury rolnicze już od neolitu (Gurba 1961). Od XIV w. objęła je, podobnie jak cały region, intensywna kolonizacja. W XVI wieku obszary lessowe były już w większości zajęte pod uprawę roli a do XX wylesiono je niemal całkowicie (Maruszczak 1988). Z powodu małej odporności lessu oraz intensywnego urzeźbienia, pokrywy lessowe cechuje duża podatność na erozję. Szczególnie sprzyja temu drobnopromienna, młoda rzeźba, charakteryzująca się znacznym rozdolnieniem oraz występowaniem krótkich, wypukłych i rozczłonkowanych stoków o dużych zwykle nachyleniach. Sprawia to, że procesy erozyjne wyróżniają się znaczną intensywnością oraz wyjątkowym zróżnicowaniem przestrzennym (Rodzik 2001).

Metody i problemy badawcze współczesnej erozji gleb

Natężenie współczesnej erozji gleb na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu badano metodami bezpośrednimi, określając wielkość i natężenie poszczególnych procesów lub mierząc ich łączne oddziaływanie. Erozję agrotechniczną (uprawową), czyli przemieszczanie gleby w dół stoku wskutek pracy maszyn i narzędzi rolniczych, określano na podstawie przemieszczeń znaczników (kostek aluminiowych), wprowadzonych do gleby przed orką (Rejman 2006). Procesy eoliczne (transport i opad pyłu) rejestrowano za pomocą deflometrów oraz słoje Wecka (Repelewska-Pękałowa, Pękała 1991). Do badań rozbryzgu wykorzystywano kubki zbierające, do badań splukiwania – łapacze, rozmieszczone na polach uprawnych (Rodzik, Stępniewski 2005) lub na wyodrębnionych poletkach (Rejman 2006). Wielkość erozji liniowej, będącej skutkiem gwałtownych ulew i roztopów obliczano na podstawie kartowania i pomiarów powstałych form efemerycznych (Rodzik i in. 1998).

Rozpoczęte niedawno pomiary natężenia poszczególnych procesów erozji nie objęły występujących raz na wiele lat zdarzeń ekstremalnych, których skutki decydują o wielkości denudacji. Efekty takich zdarzeń znajdują odzwierciedlenie w wieloletnich pomiarach transportu fluwialnego prowadzonych w przekrojach kontrolowanych zlewni cieków perenialnych (Sadurska, Maruszczak 1982)

i epizodycznych (Mazur, Pałys 1991). Należy jednak zwrócić uwagę, że pomiary te obejmują jedynie część materiału uruchomionego w zlewni, nie obejmują jego depozycji i tym samym zaniżają ogólną wielkość denudacji.

Wieloletnie skutki, a tym samym średnie tempo erozji gleb określano poprzez pomiary zmian powierzchni topograficznej w stosunku do różnych, zagrzebywanych bądź odsłanianych przez erozję obiektów, jak pomniki i drzewa (Ziemnicki 1950). W tym celu instalowano także repery i stosowano powtarzalne pomiary geodezyjne (Mazur, Pałys 1985). Przestrzenny zasięg takich pomiarów jest jednakże niewielki, dlatego do oceny współczesnej erozji gleb zastosowano metody radiochemiczne. Wykorzystano sztuczny izotop cezu ^{137}Cs o okresie połowicznego rozpadu 30 lat (Zgłobicki 2002), którego obecność w glebach Polski jest skutkiem próbných wybuchów jądrowych na przełomie lat 50/60 XX wieku oraz awarii elektrowni atomowej w Czernobylu w 1986 roku. Cez jest łatwo absorbowany przez cząstki gleby i przemieszcza się tylko wraz z nimi. Na podstawie analizy przestrzennej zmienności sumarycznego ładunku izotopu ^{137}Cs , możliwe jest wyznaczenie stref degradacji i akumulacji, a dla ostatnich 60 lat określenie bezwzględnego tempa erozji. Intensywność denudacji może być również szacowana w oparciu o datowania osadów korelatywnych w lokalnych basenach sedimentacyjnych (Zgłobicki 2002). Średnie tempo współczesnej denudacji stoków użytkowanych rolniczo na obszarach lessowych, określone metodą cezową oraz metodami geodezyjnymi, wynosi kilka milimetrów na rok, lokalnie dochodząc nawet do kilkudziesięciu milimetrów na rok (Mazur, Pałys 1985; Zgłobicki 2002).

Pedologiczne i geomorfologiczne skutki denudacji antropogenicznej

Na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej i Rostocza wytworzyły się głównie gleby płowe (luvisole), głębokie do 160-180 cm, o pierwotnym profilu: $A_1\text{-Eet-Bt}_1\text{-Bt}_2\text{-BC-C-Cca}$ (Turski, Słowińska-Jurkiewicz 1994). Wskutek obniżania (przez procesy erozyjne) powierzchni stoku orka obejmuje kolejne poziomy genetyczne, których właściwości zmieniają cechy (w tym barwę) poziomu Ap (Turski i in. 1991). Efektem zróżnicowania przestrzennego erozji gleb w obrębie rozczłonkowanej, „falistej” rzeźby lessowej jest różnobarwna mozaika gleb erodowanych. Stan zerodowania gleby zależy głównie od nachylenia, kształtu i rozczłonkowania stoku oraz czasu uprawy. W skrajnych warunkach, na wypukłych i rozbieżnych stokach o dużym nachyleniu ($>15^\circ$), zerodowanie gleby do lessu węglanowego następuje już po kilkudziesięciu latach użytkowania rolniczego (Rodzik 2001). Zwykle po kilkuset latach użytkowania, gleby o niezmienionym profilu zajmują tylko 10-15% powierzchni (Rejman i in. 2005). Znając tempo i kierunek przemian, można prognozować zmiany pokrywy glebowej po odpowiednim okresie użytkowania (Klimowicz, Uziak 2001).

Depozycja materiału glebowego ma miejsce głównie na stokach wklęsłych i zbieżnych, w obniżeniach terenu oraz w dnach suchych dolin, gdzie dochodzi do nadbudowy profili glebowych i formowania gleb deluwialnych (Rodzik 2001). Coroczne mieszanie przez uprawę akumulowanych produktów erozji gleb, prowadzi do narastania osadów o masywnej teksturze i miąższości do kilku metrów, które można określić jako „diamikton rolny”. Przerwy w użytkowaniu rolniczym zaznaczają się w takich osadach w postaci poziomów próchnicznych, a nawet gleb o różnym stopniu rozwoju (Konecka-Betley, Maruszczak 1993).

Obniżanie wypukłych i wypełnianie wklęsłych elementów rzeźby, prowadzi do wyrównywania powierzchni wierzchowinowych i stokowych. Stopniowo zaciera się pierwotna falistość wierzchowin lessowych. W zlewniach z odpływem epizodycznym deniwelacje uległy zmniejszeniu o ok. 10% (Janicki i in. 2002). Z drugiej strony, stopniowe rozdrobnienie arealu pól spowodowało powstanie na stoku szeregu lokalnych baz denudacyjnych i linii koncentracji spływu. Doprowadziło to do powstania wielu nowych, antropogenicznych form rzeźby, jak: skarpy i terasy rolne (Ziemnicki 1959) oraz formy drogowe: erozyjne i akumulacyjne (Rodzik 2000).

Formy antropogeniczne zmieniając kierunki spływu powierzchniowego, przyczyniają się do jego koncentracji, a tym samym głębokiego rozcinania zboczy i den dolinnych (Janicki i in. 2002). Uwarunkowana antropogenicznie erozja wąwozowa doprowadziła do przejścia wielu systemów deluwialnych w systemy erozyjne i w dalszym ciągu przyczynia się do ich rozwoju (Rodzik, Gardziel 2004). Rozwój wąwozów jest najbardziej spektakularnym objawem denudacji antropogenicznej na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu, gdzie gęstość tych form przekracza miejscami 10 km/km^2 (Maruszczak 1973; Buraczyński 1977).

Metody oceny denudacji antropogenicznej

Oceny kierunku i wielkości zmian powierzchni topograficznej w okresie użytkowania rolniczego dokonywano analizując kateny gleb erodowanych. Początkowo stosowano metodę przekrojów niwelacyjno-glebowych, w której brano pod uwagę tylko cechy poziomu orno-próchniczego, ogólną miąższość gleby i głębokość odwapnienia (Ziemnicki, Mazur 1955), a następnie również cechy poszczególnych poziomów glebowych (Klimowicz 1991). Rozwinięciem tej metody jest porównanie katen gleb erodowanych z katenami wzorcowymi. Na podstawie różnic obecności, położenia i miąższości poziomów diagnostycznych gleby płowej oceniano sumaryczną wielkość erozji, bądź akumulacji w profilu, czyli zmiany powierzchni topograficznej (Maruszczak, Uziak 1978; Mącik, Wojtanowicz 1978). Zastosowanie tej metody ułatwia znaczna liczba i łatwość rozpoznawania, traktowanych jak repery, charakterystycznych poziomów diagnostycznych gleby płowej (Turski i in. 1994).

Określone lokalnie zmiany powierzchni topograficznej, transponowano na obszar małych zlewni, o dużych spadkach i deniwelacjach, w celu sporządzenia izarytmicznej mapy denudacji i obliczenia bilansu denudacyjnego (Maruszczak i in. 1984). Za podstawę przyjęto typologię powierzchni stokowych, dokonaną w oparciu o klasy: nachylenia, rozczłonkowania i kształtu stoku. Poszczególnym typom stoków przyporządkowano kierunek i wielkość zmian (Rodzik 2001). Jednak w zlewniach o małych deniwelacjach, drobne elementy pierwotnej rzeźby ulegają zniwelowaniu przez wieloletnie użytkowanie rolnicze. Ich rozpoznanie wymaga kartowania powierzchniowego o znacznym zagęszczeniu punktów badawczych (Turski i in. 1991). Zastosowanie siatki profili o boku 10 m, pozwala na odtworzenie powierzchni pierwotnej i jej morfometryczną charakterystykę (Rejman *et al.* 2005).

Takie badania szczegółowe, możliwe do wykonania tylko w obrębie małych, kilkuhektarowych zlewni, pozwalają na sporządzenie bilansu denudacyjnego przy zastosowaniu metod GIS. W systemie deluwialnym, po 70-180 latach rolniczego użytkowania zlewni tylko 30% uruchomionego materiału zostało usunięte poza zlewnię (Rejman i in. 2005). Z czasem udział ten się zwiększa, skutkując znaczącym (do 40 cm) średnim obniżeniem powierzchni po kilkuset latach użytkowania (Janicki *et al.* 2002). W systemach erozyjnych, w silnie rozciętych zlewniach wąwozowych, ponad 90% uruchamianego materiału wynoszone jest poza zlewnię, a średnie obniżenie powierzchni dochodzi do 1 m (Maruszczak i in. 1984). Ponieważ w systemach erozyjnych o wielkości denudacji decyduje erozja wąwozowa, za podstawę obliczeń przyjmowano uśrednione wymiary poprzeczne wąwozów oraz ich długość (Maruszczak 1973, Buraczyński 1977).

Podsumowanie

Urzeźbione tereny lessowe od wielu lat poddawane są denudacji antropogenicznej, której efektem jest duże zróżnicowanie przestrzenne pokrywy glebowej oraz znaczne zmiany w rzeźbie. W ocenie denudacji stosowane są różne metody skupiające się na określeniu masy gleby przemieszczonej wskutek poszczególnych procesów erozyjnych lub sumaryczną ocenę wielkości erozji. Badania procesów ukierunkowane są na poznanie mechanizmów odrywania i przenoszenia cząstek gleby, ich czynników oraz uwarunkowań, natomiast badania denudacji ogólnej - na ustalenie jej pedologicznych i geomorfologicznych skutków oraz rocznego tempa. Końcowym zamierzeniem obu kierunków badań jest określenie bilansu denudacyjnego, obejmującego: sumaryczną wielkość erozji, depozycję w obrębie zlewni oraz transport materiału poza zlewnię.

Na natężenie i zróżnicowanie wielkości erozji oraz transformację pokrywy glebowej i rzeźby terenu wpływa szereg uwarunkowań, m.in.: pierwotna i obecna rzeźba terenu, czas i sposób użytkowania rolniczego, wielkość zlewni i częstość zdarzeń ekstremalnych. Nie do końca rozpoznano udział podstawowych czynników erozyjnych, odpowiedzialnych za uruchamianie i transport materiału glebowego. Dokładniejsze określenie uwarunkowań oraz rozpoznanie wpływu czynników erozyjnych wymaga szeroko zakrojonych, szczegółowych badań interdyscyplinarnych.

Literatura:

- Buraczyński J., 1977: Natężenie erozji wąwozowej i erozji gleb na Rostoczu Gorajskim. Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych, 193; 91-99.
- Gurba J., 1961: Neolityczne osadnictwo na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej. Annales UMCS, B, 5; 215-232.
- Janicki G., Rodzik J., Zgłobicki W., 2002: Geomorphic effects of land use changes (a case of the Gutanołów loess catchment, Poland), Geografický časopis, 54, 1, Bratislava; 39-57.
- Klimowicz Z., 1993: Zmiany pokrywy glebowej w obszarze utworów lessowych i lessowatych w zależności od okresu użytkowania i rzeźby terenu. Rozprawy habilitacyjne Wyd. BiNoZ UMCS, 47, Lublin.
- Klimowicz Z., Uziak S., 2001: The influence of long-term cultivation on soil properties and patterns in an undulating terrain in Poland. Catena, 43: 177-189.
- Konecka-Betley K., Maruszczak H., 1993: Rozwój holoceniowej pedogenezy w wymokach obszarów lessowych okolic Lublina. Rocznik Gleboznawczy, 44, 3/4; 153-163.
- Maruszczak H., 1952: Stan i zmiany lesistości województwa lubelskiego w latach 1830-1930. Annales UMCS, B, 5; 109-179.
- Maruszczak H., 1973: Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych, 151; 15-30.
- Maruszczak H., 1988: Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych. [w:] L.Starkel (red.) Przemiany środowiska geograficznego Polski, Ossolineum, Wrocław, 109-135.
- Maruszczak H., Michalczyk Z., Rodzik J., 1984: Warunki geomorfologiczne i hydrogeologiczne rozwoju denudacji w dorzeczu Grodzka na Wyżynie Lubelskiej, Annales UMCS, B, 39: 117-145.
- Maruszczak H., Uziak S., 1978: Wpływ mikrorzeźby obszarów lessowych na zróżnicowanie procesów glebotwórczych (na przykładzie okolic Lublina), Roczniki Gleboznawcze, 29, 3; 159-173.
- Mazur Z., Pałys S., 1985: Wpływ erozji wodnej na morfologię i zmienność pokrywy glebowej terenów lessowych. Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych, 292; 21-37.
- Mazur Z., Pałys S., 1991: Natężenie erozji wodnej w małych zlewniach terenów lessowych Wyżyny Lubelskiej w latach 1986-1990. [w:] Erozja gleb i jej zapobieganie, Wyd. AR w Lublinie; 63-78.
- Mącik M., Wojtanowicz J., 1978: Z badań nad denudacją w dorzeczu Górnej Czechówki (Wyżyna Lubelska). Zeszyty Problemowe Postępu Nauk Rolniczych, 193; 101-121.
- Rejman J., 2006: Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków lessowych. Acta Agrophysica 136, Rozprawy i Monografie 2006, 3.
- Rejman J., Paluszek J., Rodzik J., Futrak T., 2005: Evaluation of soil erosion and deposition in the catchment, [in:] Reorganizing field and landscape structures in a context of building strategies for soil and water protection. Lublin, September 15-17, 2005; 8-12.
- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 1991: Natężenie erozji eolicznej gleb na Lubelszczyźnie., [w:] Erozja gleb i jej zapobieganie, Wyd. AR w Lublinie; 293-203.
- Rodzik J., 2000: Klasyfikacja form drogowych na obszarach lessowych. [w:] Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń 11-14.09.2000; 194-195.
- Rodzik J., 2001: Wpływ rozczłonkowania stoku na zróżnicowanie erozji gleb uprawnych, Folia Universitatis Agriculturae Stetinensis, Agricultura, 876; 201-204.
- Rodzik J., Gardziel Z., 2004: Układy krajobrazowe wąwozów kazimierskich (geneza i warunki rozwoju. [w:] Kucharczyk M., (red.) Współczesne problemy ochrony krajobrazu, Zarząd Zespołu Lubelskich Parków Krajobrazowych, Lublin; 85-92.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998: Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych. [w:] L.Strakel (red.) Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew, Dokumentacja Geograficzna, 11, Wrocław; 45-68.
- Rodzik J., Stępniewski K., 2005: Spłukiwanie na zróżnicowanych litologicznie użytkowanych rolniczo stokach Rostocza Środkowego. [w:] Kotarba A., Krzemień K., Święchowicz J., (red.) Współczesna ewolucja rzeźby Polski, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków 19-22.09.2005; 389-396.
- Sadurska E., Maruszczak H., 1982: Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestolecu 1952-1971. Pamiętnik Puławski 78; 27-47.
- Sinkiewicz M., 1998: Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej. Wyd. UMK, Toruń.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1991: Wpływ rzeźby terenu na stopień zerodowania i właściwości fizyczne gleb lessowych., [w:] Erozja gleb i jej zapobieganie, Wyd. AR, Lublin; 47-62.
- Turski R., Słowińska-Jurkiewicz A., 1994: Gleby wytworzone z lessów, Lub. Tow. Nauk., Lublin.

- Zgłobicki W., 2002: Dynamika współczesnych procesów denudacyjnych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Wyd. UMCS, Lublin.
- Ziemnicki S., 1950: Zapobieganie i zwalczanie erozji na lessach. Roczniki Nauk Rolniczych, 54; 155-188.
- Ziemnicki S., 1959: *Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym*, Roczniki Nauk Rolniczych, 73-F-4, 715-746.
- Ziemnicki S., Mazur Z., 1955: Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb. Annales UMCS, E., 10; 77-152.

CECHY TEKSTURALNE OSADÓW W PROFILU SANDOMIERZ Z WYKORZYSTANIEM BADAŃ W SEM

Krystyna Kenig

Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

Jednym z ważniejszych, ze względu na obecność głównych sekwencji stratygraficznych, stosunkowo pełne wykształcenie litologiczne łącznie z osadami podścielającymi (mułki, glina morenowa) a także stosowane wszechstronne metody badawcze, jest znany od dawna profil lessowy w Sandomierzu (Konecka-Betley *et al.* 1987; Konecka-Betley, Czepińska-Kamińska 1990; Kenig 1991; Rywocka-Kenig 1998).

Najniższą część badanego profilu stanowią gliny morenowe zaliczane do zlodowacenia Odry. W ich składzie granulometrycznym dominuje frakcja drobnomułkowa ze znacznym udziałem frakcji ilowych i małym - piaszczystych. Wartość średniej średnicy ziarna M_z wynosi 6,35 phi, co jest najwyższą wartością w profilu. Wysortowanie gliny jest słabe. W składzie minerałów ciężkich frakcji 0,1-0,05 mm występuje asocjacja granat-cyrkon z wyraźnym udziałem rytulu i turmalinu i małą zawartością amfiboli. Natomiast we frakcji 0,25-0,1 mm ilość amfibolu jest znacznie większa.

Mułki zalegające bezpośrednio na glinie, a zaliczane do zlodowacenia Warty, są dość jednorodne pod względem uziarnienia. Uwidacznia się w nich tylko nieznaczny wzrost udziału frakcji mułkowej w kierunku stropu, potwierdzony również zmniejszaniem się wartości parametru M_z w tym kierunku. Wysortowanie tego osadu jest słabe, pogarszające się wraz z sedymentacją, świadcząc o dostawie grubszego materiału klastycznego w ciągu akumulacji w zbiorniku. Pod względem mineralnym osady te reprezentują asocjację granat-cyrkon-rutyl z udziałem turmalinu, i minimalnym udziałem amfiboli, a więc wykazują duże powinowactwo mineralne w stosunku do gliny morenowej, zalegającej poniżej.

Interglacialna gleba kopalna barwy brunatnej (GJ1/LSg - według schematu Maruszczaka 1985) w składzie granulometrycznym charakteryzuje się dominantą we frakcji podstawowej, czym nawiązuje do lessów w tym profilu. Wyjątkowo znaczna zawartość frakcji piaszczystych, może świadczyć o miejscowym nagromadzeniu nierozpuszczalnych agregatów, co znajduje potwierdzenie w składzie mineralno-petrograficznym.

W poziomie LMn reprezentowanym przez glebę czarnoziemną maleje średni rozmiar ziarna, poprawia się wysortowanie. Zaznacza się tu liczna obecność konkrecji żelazistych i agregatów organicznych.

Warstwa oznaczona jako LMs stanowi less o średnim ziarnie grubiejącym ku stropowi. M_z maleje od 5,51 do 4,97 phi, przy poprawiającym się wysortowaniu w tym kierunku. Wśród minerałów ciężkich największy udział osiąga granat, wykazujący tendencję zmniejszenia swojego udziału ku stropowi (51,0-27,0%). Występuje on w asocjacji z turmalinem i cyrkonem. W czasie akumulacji tego kompleksu siła wiatru stopniowo malała. We frakcjach piaszczystych obecne są głównie konkrecje ilasto-wapniste typu pseudomorfoz.

Pod względem litologicznym warstwa LMg to osad pylasty (less) z dominantą we frakcji drobno-pyłowej. Parametr M_z przybiera wartości od 5,95 w spagu, do 5,01 phi w stropie, świadcząc o zwiększającym się udziale ziaren grubszych w trakcie postępującej akumulacji lessu. W tym też kierun-

ku poprawia się konsekwentnie wysortowanie tego poziomu lessów. Frakcja ciężka charakteryzuje się wzrastającym w kierunku stropu od 22,3 do 45,2% udziałem granatów, sugerując wzrost dynamiki wiatru co koresponduje z polepszającym się wysortowaniem. W stropowej części poziomu LMg we frakcji piaszczystej dominują ciemnobrunatne konkrecje żelaziste. W mniejszych ilościach występują także agregaty ilasto-wapniste, o cechach pseudomorfoz po roślinach. Skupienia węglanów w górnej części profilu mają charakter syngenetyczny z osadem i tworzą inkrustacje ścian pseudomorfoz. Natomiast w niższych partiach poziomu LMg występują także skupienia epigenetyczne typu kukiełek lessowych.

Analizę mikropowierzchni ziaren kwarcu w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM) wykonano w przedziałach frakcji piaszczystych 1,0-0,5 mm, 0,5-0,25 mm, 0,25-0,1 oraz we frakcji grubopylej 0,1-0,05 mm. Na podstawie analizy mikropowierzchni ziarn kwarcu pochodzącego z profilu Sandomierz oraz z innych reprezentatywnych profili lessowych polski i zagranicznych wyróżniono zespoły cech charakteryzujące genetycznie zbadane formy (Rywocka-Kenig 1997; Kenig 2006). Są to: 1 - cechy pochodzenia mechanicznego, uzyskane w czasie transportu, 2 - cechy powstałe w wyniku działań procesów poligenetycznych, reprezentujące zespół cech świadczący o ich genezie (środowisku), 3 - cechy spowodowane postsedymentacyjnymi procesami chemicznymi, zachodzącymi w miejscu depozycji chwilowej lub ostatecznej. Łącznie dokonano 13 wydzieleni pojedynczych cech lub ich zespołów. Poniżej przedstawione uwagi dotyczą analizy cech mikrorzeźby powierzchni ziaren kwarcu frakcji piaszczystych.

W glinie morenowej występują ziarna kwarcu głównie obtoczone i częściowo obtoczone, matowe o cechach eolizacji. Jednocześnie zaznacza się udział ziaren obtoczonych, błyszczących o cechach środowiska plażowego. Na obu rodzajach tych ziaren nakładają się ślady późniejszych procesów chemicznych i hydrokriogenicznych.

W serii mułkowej przeważają ziarna kwarcu o cechach eolicznych, o różnym stopniu wykształcenia tych cech. Dochodzi też sporadyczny udział ziaren o cechach odziedziczonych z wysokoenergetycznego środowiska plażowego. Pojawiają się też ziarna kanciaste. Po depozycji następują końcowe etapy niszczenia powierzchni ziaren w postaci rozpuszczania lub wytrącania krzemionki.

W niższej części kompleksu glebowego (GJ1/LSg) liczne są ziarna częściowo obtoczone, częściowo matowe, niektóre są przełamane. Nieliczne są tu ziarna z zachowaną mikrorzeźbą ze środowiska plażowego. Ziarna noszą zapis głównie procesów mechanicznych, głównie eolicznych oraz późniejszych kriogenicznych. W wyższej części kompleksu glebowego (typu czarnoziemnego) przeważają ziarna obtoczone, eolizowane z późniejszym zapisem procesów hydrokriogenicznych. Zaznacza się duże powinowactwo ziaren kwarcowych z gleb do takich ziaren z lessów.

W warstwie lessów LMs występują eolizowane ziarna kwarcu, obtoczone lub nieregularnego kształtu, czasem przełamane. W niektórych przypadkach można było odczytać odziedziczoną rzeźbę z poprzedniego środowiska plażowego.

Less LMg charakteryzuje się obecnością ziaren kwarcu o ospowatej powierzchni eolicznej. Następnie ziarna te były poddane działaniom procesów chemicznych i fizyko-chemicznych typu kriogenicznego w środowisku wilgotnym. Zapisał się też epizod suchego, ciepłego klimatu pozwalającego na wytracenie dobrze wykształconych kryształów gipsu. Mała zmienność mikrorzeźby ziaren kwarcu wskazuje na ich krótki transport i podobne źródło materiału. W górnej części poziomu większy udział ziaren kanciastych, przy równoczesnym wzroście ilości ziaren obtoczonych, błyszczących redeponowanych ze środowiska plażowego, również potwierdza ich krótszy transport, a więc zmianę siły wiatru i/lub jego kierunku.

Literatura:

- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., 1991: Profil lessów w Sandomierzu. [w:] H. Maruszczak (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce, Wyd. UMCS, Lublin; B. 70-74.
- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Zagórski Z., 1987: Development and properties of paleosols in the loess section at Sandomierz (SE Poland). Annales UMCS, B, XLI, Lublin; 203-212.
- Kenig K. 1991: Profil lessów w Sandomierzu: Cechy litologiczne z uwzględnieniem wyników analizy ziarn kwarcu za pomocą SEM. [w:] H. Maruszczak (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, Wyd. UMCS, Lublin; B. 75-83.

- Kenig K., 2006: Surface microtextures of quartz grains from Vistulian loesses from selected profiles of Poland and some other countries. *Quaternary International*, 152; 118-135.
- Maruszczak H., 1985: Problems of stratigraphy palaeography of loesses in Poland. *Guide-book Intern. Symp. "Problems Stratigr. Palaeogr. Loesses"*, UMCS, Lublin; 63-80.
- Rywocka-Kenig K., 1997: Mikrorzeźba powierzchni ziarn kwarcu z lessów. *Prace PIG, CLV*, Warszawa.

PROBLEMY METODYCZNE ANALIZY PYŁKOWEJ LESSÓW I GLEB KOPALNYCH

Maryna Komar

Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Kijów, Ukraina

Wprowadzenie

Zainteresowanie osadami lessowo-glebowymi wynika z ich szerokiego rozprzestrzenienia: od Wysp Brytyjskich, gdzie lessy mają rozmieszczenie sporadyczne, przez Europę, gdzie występują w formie dwu pasów. Jeden pas obejmuje północną część Francji, Belgię i część Europy Centralnej, drugi zaś ciągnie się od podnóża Alp do basenu Dunaju włącznie, dalej od Polski przez Równinę Rosyjską do Uralu, na południe od granic ostatniego zlodowacenia. Lessy są także szeroko rozpowszechnione na równinach Syberii Południowej. Azja Środkowa oraz Chiny Północne mają lessową pokrywę o bardzo dużej miąższości.

Historia badań palinologicznych osadów lessowo-glebowych jest krótsza niż osadów organogenicznych. Pierwsze informacje o znalezieniu pyłku w lessach i glebach kopalnych pojawiły się pod koniec lat 30. XX wieku (Sukaczew, Dolgaja 1937). W tym samym czasie została opublikowana praca V.P.Griczuka (1937) dotycząca nowego sposobu maceracji osadów eolicznych. Ale prawie do lat 70. ubiegłego wieku uważano, że analiza pyłkowa lessów i gleb kopalnych daje mało informacji. Później wprowadzenie nowych technik maceracji (Griczuk 1940; Paszkiewicz, Bezus'ko 1968; *Metodicheskie rekomendatsii...* 1986) umożliwiło otrzymanie szczegółowych danych z szeregu profili sekwencji lessowo-glebowych. Trzeba jednak zauważyć, jak podkreśla N.Bolikhowska, że jak do tej pory, szczegółowymi badaniami objęto tylko około 30 profili lessowo-glebowych Równiny Rosyjskiej.

Lessy i śródlessowe gleby kopalne są obiektami bardzo trudnymi do badań palinologicznych. Analiza jest czaso- i pracochłonna, a także kosztowna. Ale takie badania są cenne przynajmniej z dwóch powodów. Po pierwsze, osady lessowo-glebowe dostarczają informacji o roślinności interglacjalnej typu leśnego, a także stepowo-leśnego, stepowego, półpustynnego i pustynnego, a także dają pogląd o szeregu różnych flor charakterystycznych dla strefy peryglacjalnej. Po drugie, przy badaniach pełnych profili można otrzymać ciągły, nieprzerwany zapis sukcesji flor glacialnych i interglacjalnych, następujących jedna za drugą.

Powstaje przy tym szereg problemów, bez których rozwiązania interpretacja kopalnych spektrów jest niemożliwa. Są to: konieczność określenia prawidłowości selektywnego zmniejszenia ilości pyłku i spor w osadach w stosunku do stanu wyjściowego, badanie sposobów formowania palinospektrow i wykrywanie stopnia ich adekwatności do składu roślinności; ustalenie synchroniczności i wtórności komponentów palinospektrow w stosunku do czasu sedymentacji eolicznej oraz stopień dokładności oznaczeń palinologicznych.

Problemy zachowania sporomorf w osadach

Co może powodować zniszczenie mniej odpornych elementów zespołów pyłkowych w środowisku subaeralnym? Wielu badaczy uważa, że fosylizację ziaren pyłku wielu roślin poprzedza naruszenie całości eksyny, zachodzące nawet w przypadku szybkiego pogrzebania. Dalsze niszczenie zachodzi

w czasie fosylizacji. To niszczenie powodowane jest przez różne czynniki, takie jak: zmienny reżym wodny i temperaturowy, ciśnienie i tarcie, oddziaływanie chemiczne/biochemiczne (utlenianie, wpływ jonów OH^- itd.), a także działanie różnych mikroorganizmów.

Badania wykazały, że środowisko zasadowe sprzyja rozpadowi sporopolleniny. Niektórzy palinologzy (Tiuremnov, Berezina, 1965; Griczuk, 1978, 1989; Sładkow 1967) stwierdzają w lessach prawie całkowite zniszczenie ziaren pyłku *Populus*, *Fraxinus*, *Larix*, *Juniperus* i innych Cupressaceae oraz pyłku należącego do rodziny Poaceae, a także dość złe zachowanie pyłku *Salix caprea*, *Euonimus* sp., *Frangula* sp. Małą ilość pyłku można więc częściowo wytłumaczyć wpływem czynników chemicznych: utlenieniem sporopolleniny i rozpuszczaniem eksyny w środowisku zasadowym. Wiadomości o niszczącym wpływie związków żelaza na pyłek, a także fakty, świadczące o samoutlenianiu sporopolleniny są opisane we wcześniej opublikowanych pracach (Berezina 1969; Havinga 1967, 1974; Gangster, Dale 1961 1964).

Stan zachowania pyłku zależy zatem od całego zespołu czynników (Berezina 1969). Głównie są to:

1. rozkład mikrobiologiczny poprzedzony wietrzeniem chemicznym,
2. utlenienie sporopolleniny ułatwiające niszczenie pyłku w warunkach zasadowych,
3. rozkład całości eksyny wzmocniony przez wietrzenie mechaniczne.

Oprócz ilościowych ubytków, powodowanych procesami naturalnymi, ewentualne straty mogą być spowodowane procesami maceracji. N.Bolikhovskaja (1991) wskazuje na możliwość utraty części ziaren pyłku w toku flotacji wskutek wchodzenia ich w skład agregatów ilastych, a tym samym przechodzenia do frakcji cięższej. Możliwa jest jeszcze jedna przyczyna zubożenia spektrów pyłkowych w procesie przygotowania próbek do analizy pyłkowej. Standardowa procedura obróbki chemicznej próbek przewiduje zastosowanie roztworów HCl , $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$, KOH . Te odczynniki pozwalają osiągnąć upragniony rezultat, lecz działają w sposób dość ostry, niszczący. Są więc możliwe straty materiału analitycznego wskutek mechanicznego zniszczenia pyłku, a także hydrolizy substancji organicznej.

Jednakże pozytywny rezultat osiągnąć można przeprowadzając preparatykę w warunkach łagodniejszych. Zamiast wyżej wymienionych, tradycyjnie stosowanych odczynników, używać można roztworu EDTA (*ethylenediaminetetraacetic acid*). Rozpuszcza ona łagodnie węglan wapnia, przy tym nie wydziela się gaz, a w ciągu całego procesu środowisko pozostaje słabo zasadowe. Bardziej łagodne działanie zaproponowanego odczynnika, brak hydrolizy i zniszczenia mechanicznego pozwala nieco zwiększyć ilość otrzymanego materiału i polepszyć jego jakość. Jednak w przypadku lessowych gleb kopalnych z terenu Wschodniej Polski stosowanie EDTA okazało się nieskuteczne, w związku z czym procedura przygotowania próbek do analizy pyłkowej została zmieniona.

Spektra pyłkowe a skład zespołów roślinnych

Jednym z ważnych aspektów analizy pyłkowej jest badanie sposobów formowania spektrów pyłkowych i wyjaśnienie stopnia ich adekwatności w stosunku do składu roślinności. Brak jednoznacznej odpowiedzi na te zagadnienia.

Niektórzy autorzy uważają, że gleba, tak jak torfowisko, bez przerwy narasta do góry, akumulując szczątki roślin. To znaczy, że pyłek i zarodniki gromadzą się na powierzchni i ulegając pogrzebaniu dostają się do osadu mineralnego. Zdaniem tych autorów, pyłek i zarodniki, przymocowane żelami humusowymi i koloidami glebowymi do cząstek mineralnych, praktycznie nie mogą być wymywane. Brak też infiltracji pyłku i zarodników z gleb powierzchniowych do lessu skały macierzystej poniżej, chociaż mogą one tam trafić przez szczeliny wysychania. Według R.V.Fedorowej, w lessach też brak infiltracji. Autorzy ci przyjmują więc, że migracja pyłku i spor jest nieznaczna i nie może wypaczyć spektrów sporo-pyłkowych.

Inni badacze uważają, że decydującym czynnikiem jest typ gleby i warunki jej formowania. Wskazują oni na możliwość migracji pyłku w dół profilu w rezultacie wmywania przez wsiąkające wody w glebach typu bielcowego o lekkim składzie granulometrycznym. W glebach piaszczysto-gliniastych wmywanie odbywa się w formie przesączania zawiesiny wzdłuż porów i szczelin; w czarnoziemiu, najmniej narażonym na wmywanie, migracja powodowana jest powstaniem szczelin i wymieszaniem materiału przez faunę glebową.

K.Faegri (1970) wspomina florę pyłkową niektórych gleb mineralnych, które nie narastały tak jak torf lub eoliczny piasek równocześnie z opadem pyłku. Píše on, że te gleby mogą dawać diagramy pyłkowe, wskazujące pionowe zmiany w składzie pyłku, podobne do zmian we "właściwych" osadach. Przypuszcza, że działalność dżdżownic przenosiła glebę w górę, tworząc nową powierzchnię (odwołując się do Welten 1958), albo przypuszcza, że w grę wchodził proces utleniania.

Wśród gleboznawców są uznane dwie koncepcje formowania gleb. Pierwsza, klasyczna, bierze swój początek od V.V.Dokuczajewa i K.D.Glinki, którzy wyrażali pogląd, "... że gleba i zwietrzelina rozwijają się na skale macierzystej w głąb od utrwalonej powierzchni i ostatecznie osiągają stan równowagi, różny w różnych środowiskach naturalnych".

Druga koncepcja, która powstała w toku badań lessów i śródlessowych gleb kopalnych, przyjmuje, że jednocześnie z wyżej wymienionym procesem zachodzi w sposób ciągły/nieprzerwany dostarczanie materiału eolicznego, skutkiem czego miąższość gleb stopniowo wzrasta. Proces ten, regularny na wysokościach, komplikuje się i ulega wzmoczeniu na stokach, gdzie skutek mechanizmów grawitacyjnych, do poziomów humusowych dostarczany jest materiał mineralny dając w efekcie wzrost ich miąższości (Gerasimow, 1968).

Wyżej wymienione informacje pokazują, że sposoby formowania spektrów sporowo-pyłkowych są zróżnicowane i wymagają złożonego podejścia.

Odnosnie problemu adekwatności palinospektów i składu roślinności większość badaczy jest zdania, że spektra sporowo-pyłkowe dość ściśle odzwierciedlają zonalny i wewnątrz zonalny typ roślinności. Analiza porównawcza spektrów subfosalnych (powierzchniowych) i rezultaty badań geobotanicznych, prowadzone przez wielu badaczy w różnych strefach (m.in. Arap 1972; Griczuk 1970; Jassen 1967; Permiakow 1968; Fedorova 1950, 1952, 1956), a także badania palinologiczne profili glebowych (m.in. Dimblebi 1957; Havinga 1984; Godwin 1958; Isaeva-Petrova 1970; Savina 1983) wskazują, że pyłek i zarodniki większości roślin - składników pokrywy roślinnej wchodzi w skład spektrów sporowo-pyłkowych. W rezultacie tych badań różni badacze zaproponowali wprowadzenie współczynników korekcyjnych, wyliczonych dla różnych stref krajobrazowych i typów roślinności.

W trakcie badań różnych czynników formowania palinospektów w utworach lessowo-glebowych N.S.Bolikhovska udowodniła, że stopień zniekształcenia spektrów zależy proporcjonalnie od stopnia intensywności procesów tworzenia lessów. Według niej w przypadku gleb kopalnych stopień zniekształcenia pierwotnych palinospektów wzrasta od gleb powstałych w warunkach humidnych do aridnych, od gleb obszarów o rzeźbie mniej do bardziej zróżnicowanej (Bolikhovskaya 1991). W swojej pracy *Ewolucja formacji lessowo-glebowej Eurazji Północnej* (1995) autorka ta wymienia (z powołaniem się na różnych autorów) niektóre tezy, zasadnicze dla interpretacji palinospektów lessowo-glebowych:

- a) Przy interpretacji wyników analizy pyłkowej gleb kopalnych i lessów można opierać się na ogólnych prawidłowościach formowania spektrów pyłkowych;
- b) największy stopień zgodności składu palinospektów ze składem roślinności istnieje w próbkach z poziomów humusowych gleb darniowo-bielicowych;
- c) w interpretacji palinospektów, otrzymanych dla różnych stref krajobrazowych, niezbędne jest uwzględnienie współczynników korekcyjnych;
- d) przy interpretacji palinospektów gleb typu czarnoziemnego trzeba brać pod uwagę to, że czasowi formowania gleby odpowiadają spektra wszystkich próbek horyzontu humusowego, pobranych w kierunku pionowym;
- e) spektra próbek z gleb otwartych przestrzeni są najbardziej wiarygodne, gdyż zawierają zarówno mikroszczątki roślinne większości dominant i subdominant panujących zbiorowisk roślinnych oraz drugorzędnych składników tych zbiorowisk;
- f) próbki, pobrane w obniżeniach terenu i miejscach wilgotnych zawierają więcej dobrze zachowanych ziaren pyłku, a ich spektra ściślej odzwierciedlają skład roślinności niż spektra próbek pobranych z obszarów wyżej położonych oraz z suchych miejsc;
- g) koncentracja pyłku i zarodników oraz skład spektrów zależy od warunków edaficznych i mezo-klimatycznych. Największa koncentracja pyłku i zarodników, należących do grupy kriofitów występuje w utworach lessowo-glebowych, osadzonych w warunkach hydromorficznych.

Zagadnienia związane z interpretacją wyników

Etapem wyjściowym interpretacji danych V.P.Griczuk (1978) nazywa ustalenie synchroniczności albo wtórności składników spektrów sporowo-pyłkowych. Interpretacja nie ma sensu bez wyjaśnienia tego problemu. Główne komplikacje pojawiają się, gdy istnieje podejrzenie, że próbki zawierają pyłek redeponowany z osadów zbliżonych pod względem wieku, ale w samym profilu brak jednoznacznego dowodu obecności materiału na wtórnym złożu. Poszczególni autorzy proponują różne sposoby stwierdzania obecności sporomorf redeponowanych, na przykład: na podstawie różnicy koloru niebarwionych eksyn, zdolności absorpcji barwnika, autofluorescencji eksyn, różnego stopnia fosylizacji ziaren pyłku i zarodników, braku prawidłowości w zmianach składu spektrum pyłkowego, nieznacznych zmianach składu spektrów w całym profilu. Największe trudności pojawiają się przy badaniach profili z okresów glacialnych, które znajdują się w strefie dalekiej od zasięgu lądolodu. Ze względu na stosunkowo małą zmienność roślinności w czasie, na podstawie ilościowych stosunków rodzin i rodzajów roślin trudno odróżnić materiał redeponowany. Zwłaszcza dotyczy to regionów, w których roślinność leśna już na początku plejstocenu odgrywała niewielką rolę, a rodzajowy skład wskaźników formacji głównych nie ulegał istotnym zmianom. Dlatego przy analizie pyłkowej niezbędna jest analiza stosunku wszystkich elementów spektrów sporowo-pyłkowych (AP, NAP, spory) oraz wykorzystanie oznaczeń gatunków należących do rodziny Chenopodiaceae. Szerokie ich rozpowszechnienie tej rodziny we wszystkich badanych osadach, dość duża różnorodność gatunków ściśle związanych z określonym środowiskiem (gatunków o małej walencji ekologicznej), pozwalają wnioskować o formach rzeźby, rodzajach gleb oraz o stopniu i charakterze ich zasolenia.

Zdaniem M. Monoszon (1985) charakterystyczną oznaką spektrów z osadów pochodzących z okresów glacialnych w strefie peryglacialnej jest obecność w spektrach pyłku halofitów rodziny Chenopodiaceae. Autorka ta zaproponowała wykorzystanie tego zjawiska w celach stratygraficznych i przyjęła, że obecność grupy halofitów świadczy, że osady powstawały w klimatycznym stadium kriokserotycznym.

Komar (2000) stwierdziła inną prawidłowość w występowaniu pyłku grup halo- i kserofitów rodziny Chenopodiaceae w osadach południowej części Ukrainy. Dla tego obszaru ustalona była następująca kolejność wzrostu przedstawicieli grup ekologicznych pyłku rodziny Chenopodiaceae: halofity i kserofity → psammofity → kserofity. Zjawisko to wynika z geograficznego położenia badanych profili, a mianowicie, z bliskością wybrzeża morskiego. Dla strefy przyczarnomorskiej zaproponowano używać akurat to kryterium w celach stratygraficznych.

Graficzne sposoby przedstawienia wyników analizy palinologicznej

Rezultaty analizy są zazwyczaj przedstawiane w postaci diagramu sporowo-pyłkowego, na którym przedstawione są główne grupy roślin, to znaczy drzewa, krzewy, krzewinki, zielne oraz zarodniki pogrupowane na poszczególne rodziny, rodzaje i gatunki. Możliwe jest także zastosowanie innych metod graficznych, takich jak histogram i cyklogram. Ale można zaproponować jeszcze jedną formę graficzną - metodę konstrukcji "palinoróż". Ta metoda po raz pierwszy była wprowadzona przez E.N.Ananową (wiadomość ustna) do zilustrowania roślinności mioceńskiej, później, po zmodyfikowaniu, zastosowała ją N.D.Kowalenko (1989) dla roślinności plioceńskiej. Zastosowanie konstrukcji palinoróż w przedstawianiu rezultatów badań profili wczesnoplejstocenijskich z południowej części Ukrainy stało się podstawą wniesienia zmian do interpretacji, dotyczących nie tylko wieku osadów, ale także geograficznego rozlokowania profili w przewadze położonych w strefie stepowej (Komar 1999).

W celu rysowania palinoróż oblicza się średnie dane procentowe dla wydzielanych jednostek litologicznych, wyznaczonych składników spektrów pyłkowych.

Sam rysunek zawiera siatkę z szeregiem sektorów, na promieniach, których przedstawione są udziały procentowe wyżej wymienionych składników spektrów, a połączone ze sobą, dają figurę geometryczną - palinoróż. E.N.Ananowa i N.D.Kowalenko stwierdziły, że średnie wskaźniki procentowe poszczególnych składników wskazują na najważniejsze zmiany w składzie palinoflory, a to daje możliwość wykorzystania palinoróż do podziału stratygraficznego i korelacji profili a także do rekonstrukcji roślinności.

Zastosowanie tej metody graficznej pozwala zilustrować nie tylko ogólne zmiany charakteru szaty roślinnej, ale także indywidualne cechy profili, związanych z różnymi elementami rzeźby.

Stosowanie tej metody graficznej jest najbardziej uzasadnione przy prezentacji wyników analizy palinologicznej osadów czwartorzędowych profili strefy stepowej ze względu na stosunkowo małą zmienność roślinności w czasie. Zróżnicowanie kształtów palinoróż poszczególnych horyzontów jest bardziej czytelne niż skomplikowany w czytaniu (zwłaszcza dla niespecjalistów) obraz przemian roślinności reprezentowany w diagramach.

Wnioski

Z wszystkich opisanych wyżej zagadnień wysnuć można następujące wnioski:

1. Zastosowanie analizy pyłkowej do badań osadów serii lessowych jest możliwe i celowe.
2. Ważnym elementem analizy jest precyzyjne dobranie odpowiedniej metody maceracji, przy czym bardzo ważna jest znajomość genezy badanych osadów, ich skład mineralogiczny i chemiczny.
3. Szczególną uwagę należy zwrócić także na rozwiązanie kwestii synchroniczności poszczególnych składników spektrów.
4. Przy badaniach profili, usytuowanych w strefie znacznie oddalonej od zasięgu zlodowaceń, konieczna jest analiza wszystkich komponentów spektrów sporowo-pyłkowych (drzew, krzewów, krzewinek oraz zarodników).
5. W celu czytelnego przedstawienia wyników analizy pyłkowej dobrze jest stosować dwie różne metody graficzne, na przykład diagram i cyklogramy, albo diagram i palinoróż.

Podziękowania: Jestem wdzięczna profesor S.Syabryay, która wsparła mnie swoją wyborań wiedzą. Jestem wdzięczna profesor Marii Łanczont, doktor Dorocie Nalepce, doktor Hannie Winter, które przeczytały rękopis i przyczyniły się do jego udoskonalenia. Szczególnie gorąco chciałabym podziękować profesor Teresie Madeyskiej, której upór i cierpliwość zmobilizowały mnie do zakończenia tego opracowania.

Literatura:

- Arap R.Y., 1972: Palynological research of the top layer soils in the forest-steppe region of the Ukrainian Soviet Socialist Republic (Палінологічні дослідження поверхневих шарів ґрунту лісостепової частини Української РСР). Ukr. Botanical Journal, 29, 4; 506-512 (in Ukrainian).
- Berezina N.A., 1969: On the factors defining formation of palynological spectrum and the usage of palynological analysis in geobotanical research (Некоторые факторы, определяющие формирование спорово-пыльцевого спектра и использование спорово-пыльцевого анализа при геоботанических исследованиях). Autoreferat of PhD Thesis, Moscow (in Russian).
- Bolikhovskaya N.S., 1991: The main problems of paleogeography of loess and fossil soils // Paleobotanical methods in the study of Pleistocene paleogeography (Achievements of Science and Technology, ser. Paleogeography) (Основные проблемы палеогеографии лессов и ископаемых почв. Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена. VINITI, Moscow; 41-69 (in Russian).
- Bolikhovskaya N.S., 1995: Evolution of loess soil formation in the North Eurasia (original: Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. Moscow University Publication, Moscow (in Russian).
- Fedorova R.V., 1956: Aerial dispersion of pollen of some grass plants (Рассеивание воздушным путем пыльцы некоторых травянистых растений.) Proceedings of AS USSR, ser. Geography, 1; 156-164. (in Russian)
- Fedorova R.V., 1952: Dispersion of pollen and spore by running waters (original: Распространение пыльцы и спор текучими водами.) Transaction of the Institute of Geography AS USSR, 7; 38-66 (in Russian).
- Fedorova R.V., 1950: On the limits of dispersion caused by wind in case of the oak pollen. (О пределах разноса пыльцы дуба ветром.). Proceedings of the conference on palynological analysis, Moscow; 46-72 (in Russian).
- Godwin H., 1958: Pollen analysis in mineral soil. An interpretation of a podzol pollen analysis by Dr. G.W.Dimbleby. Flora 146; 321-327.
- Grichuk M.P., 1970: Patterns of modern palynological spectrums as a basis for interpretation of fossil palynological spectrums. In History of vegetation evolution of the extra-glacial zone of the Western Siberia lowland in the late Pliocene and Quarternary time (original: Закономерности формирования современных спорово-пыльцевых спектров как основа для интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров.

- История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиниеновое и четвертичное время.). Moscow, Nauka; 12-19 (in Russian).
- Grichuk V.P., 1937; The new method of treatment of sedimentary rocks for the pollen analysis aims (original: Новый метод обработки осадочных пород для целей пыльцевого анализа.: Proceedings of Soviet section of INQUA. 3, Leningrad-Moscow; 159-165.
- Grichuk V.P., 1940: Methodology of processing of lean with organic residues sediments for the purposes of pollen analysis (Методика обработки осадочных отложений бедных органическими остатками для целей пыльцевого анализа) *Problems of physical geography*. 8; 53-58 (in Russian).
- Grichuk V.P., 1978: Methodology of interpretation of paleobotanical materials for solving the problems of stratigraphy and correlation of the late Cenozoic. [in:] *Palynological research on the North East of the USSR* (Методика интерпретации палеоботанических материалов для решения задач стратиграфии и корреляции позднего кайнозоя. Палинологические исследования на Северо-Востоке СССР: Vladivostok, 5-22 (in Russian)
- Grichuk V.P., 1989: The history of flora and fauna of the Russian Valley in Pleistocene (История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене). Nauka, Moscow (in Russian).
- Havinga A.J., 1967: Palynology and pollen preservation. Review of Paleobotany and Palynology, 2; 81-98 .
- Havinga A.J., 1974: An experimental investigation into the decay of pollen and spores in various soil types. [in:] J.Brooks et al. (eds), *SPOROPOLLENIN*, Academic Press; 446-479.
- Havinga A.J. 1984: Pollen analysis of podzols. [in:] P.Buurman (ed.), *Podzols*; 313-323.
- Isaeva-Petrova L.S., 1970: On possibility of palynological research of chernozem soils (original: О возможности палинологического исследования черноземных почв). Proceedings of the AS USSR, Geography, 1; 80-87 (in Russian).
- Jassen C.R., 1967: A comparison between the recent regional pollen rain and the sub-recent vegetation in four major vegetation types in Minnesota (USA). Review of Paleobotany and Palynology, 2; 331-342.
- Komar M. S., 1999: On the question of visualization graphical methods of palynological analysis results (original: К вопросу о графических методах изображения результатов палинологического анализа). Geological Journal, Kyiv, 4; 77-80 (in Russian).
- Komar M.S., 2000: Flora of goosefoots in early Pleistocene deposits in the south of Ukraine. [in:] *Biostratigraphical and paleoecological aspects of event stratigraphy* (Флора маревых в раннелиниеновых отложениях юга Украины, Біостратиграфічні та палеоекологічні аспекти подійної стратиграфії). Kiev; 75-77 (in Russian).
- Monoszon M.H., 1985: Flora of goosefoots in Pleistocene deposits of European territory of the USSR. In *Palinology of Quaternary* (Флора маревых в плейстоценовых отложениях Европейской территории СССР. Палинология четвертичного периода). Nauka, Moscow; 25-44 (in Russian).
- Savina L.N., 1983: Methodological questions of the soil palynology. [in:] *The modern aspects of palynology applications in the USSR* (Методические вопросы почвенной палинологии. Современные аспекты применения палинологии в СССР). Tyumen, 178: 140-146 (in Russian).

METODA DATOWANIA TERMOLUMINESCENCYJNEGO

Jarosław Kusiak

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Profile lessowe zawierają złożoną, jednak przeważnie niekompletną, ze względu na występowanie przerw w procesie akumulacji oraz szeregu zjawisk prowadzących do niszczenia pokryw lessowych (erozja, denudacja) sekwencję osadów (Frechen 1999; Maruszczak 1986). Występowanie luk stratygraficznych, często mało wyraźnych a czasem nieczytelnych ze względu na wysoką jednorodność osadów, stwarza poważne problemy z wiarygodnym korelowaniem sekwencji lub poziomów lessowych pomiędzy różnymi stanowiskami. W celu chronologicznego porządkowania poziomów osadów dostępnych w różnych odsłonięciach konieczne jest wykorzystywanie metod datowania bezwzględnego. Istnieje szereg takich metod: ^{14}C , TL, OSL, K/Ar, U/Th, ESR, dendrochronologiczna i paleomagnetyczna (Aitken, 1998). Jed-

nak szeroko wykorzystywane, ze względu na dostępność materiału do analiz, mogą być tylko metody: ^{14}C , TL, OSL, a dla osadów starszych niż około 50 tysięcy lat wyłącznie metody luminescencyjne.

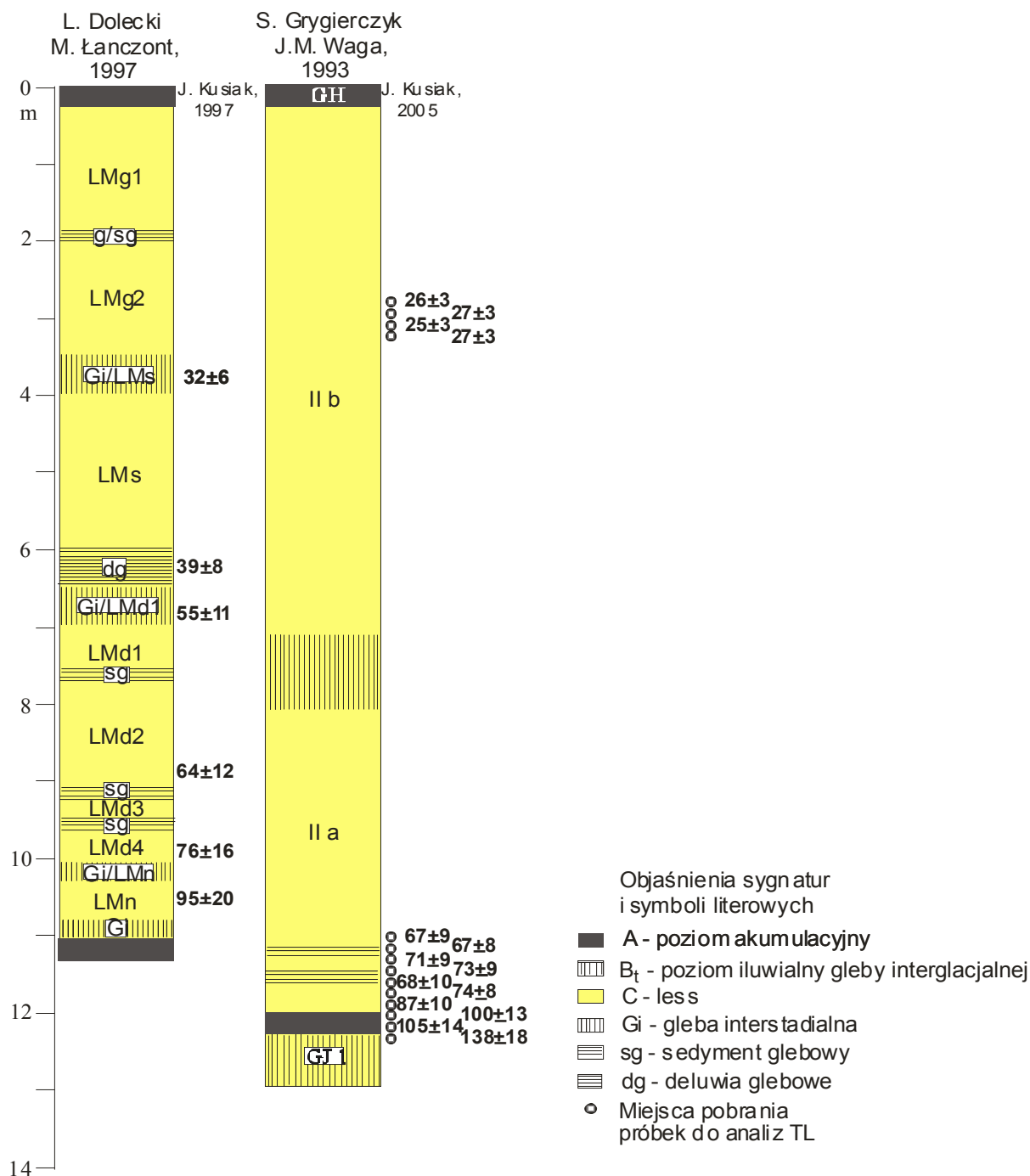
Szczególne znaczenie metod luminescencyjnych w datowaniu lessów wynika z ich specyfiki. Wiek luminescencyjny osadów powinien odpowiadać ich wiekowi geologicznemu, gdy ziarna mineralne wchodzące w ich skład przed depozycją były wystawione na działanie światła słonecznego. Taki warunek jest właśnie spełniony dla lessów, chociaż w różnych częściach świata transport materiału pyłowego od miejsca powstawania do miejsca depozycji odbywał się na różne odległości. Na terytorium Chin północnych istnieje najbardziej typowy obszar występowania lessów na świecie. Jest on bardzo odległy terytorialnie od obszarów lessowych Polski, jednak bardzo istotny dla wyjaśnienia podstaw teoretycznych zastosowania metod luminescencyjnych w chronostratygrafii. Właśnie na obszarze Chin materiał pyłowy ostatecznie wchodzący w skład pokryw lessowych był transportowany na bardzo duże odległości rzędu setek kilometrów. W czasie przenoszenia przez wiatr był wystawiony na długotrwałą insolację powodującą całkowite usunięcie obecnej w ziarnach luminoforów luminescencji. Dzięki temu uzasadnione jest przyjęcie założenia, że moment depozycji pyłu lessowego odpowiadał chwili startu (uruchomienia) zegara luminescencyjnego. Dla innych obszarów lessowych np. Europy przyjmuje się, że transport materiału pyłowego odbywał się na drodze najwyżej kilkudziesięciu kilometrów (Dolecki, Łanczont 1995; Maruszczak 1986; Frechen, 1999b; Frechen *et al.* 1999; R. Chlebowski *et al.* 2003b), tak więc odpowiadający temu przedział czasu był znacznie krótszy niż dla lessów chińskich. Pomimo to wiarygodność metod luminescencyjnych, w tym przede wszystkim metody termoluminescencyjnej, w datowaniu lessów europejskich była wielokrotnie dokumentowana.

Opracowanie założeń teoretycznych metody datowania termoluminescencyjnego oraz pierwsze próby praktycznego jej zastosowania miały miejsce na przełomie lat 50. i 60. XX wieku. Po upływie ćwierć wieku, na początku lat 80. XX wieku metoda termoluminescencyjna weszła do powszechnego użytku w badaniach chronostratygraficznych osadów czwartorzędowych.

W latach 80. XX wieku metoda termoluminescencyjna jako metoda nowa była testowana w datowaniu osadów różnej genezy z nadzieją, że stanie się uniwersalnym narzędziem pozwalającym na rozpoznawanie chronostratygraficzne osadów plejstoceńskich. Być może z powodu zbyt wygórowanych oczekiwań stawianych przed nią budziła bardzo żywe emocje i prawdopodobnie z tego powodu ukształtowało się wśród badaczy czwartorzędu grono jej zwolenników, jak również zdecydowanych przeciwników. Jednak należy pamiętać, że żadna metoda badawcza nie może być wykorzystywana sprzecznie z jej podstawowymi założeniami. Z tego powodu, w chwili obecnej, metoda termoluminescencyjna najczęściej jest wykorzystywana w datowaniu lessów.

Istnieje wiele odmian metody termoluminescencyjnej ze względu na możliwość wykorzystania różnych procedur wyznaczania dawki równoważnej, wyboru zakresu świecenia termoluminescencyjnego itp. W laboratorium TL Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie datowania wykonywane są od roku 1980. W latach 1980-1992 analizy wykonywał dr J. Butrym w oparciu o następującą procedurę pomiarową: dawka roczna była wyznaczana na podstawie pomiaru dawki pochłoniętej przez dawkomierze termoluminescencyjne LiF, dawka równoważna - metodą addytywną. W latach 1992-1994 analizy wykonywał dr S. Fedorowicz. Dawkę roczną wyznaczał metodą spektrometrii gamma, dawkę równoważną - metodą odtworzeniową. Od 1995 roku analizy wykonuje mgr J. Kusiak wykorzystując modyfikację metody termoluminescencyjnej polegającej na wykorzystaniu do wyznaczania: dawki rocznej - metody spektrometrii gamma, dawki równoważnej - metody całkowitego wybielania uwzględniającej odczyt natężenia termoluminescencji w maksimum krzywej jarzenia z użyciem filtra optycznego BG-28 i wygrzewaniem wstępnym próbek przez 3 godziny w temperaturze 160°C.

W oparciu o procedurę pomiarową wykorzystywaną w laboratorium lubelskim po 1995 roku, dla profilu Polanów Samborzecki w latach 1997 i 2005 zostały wykonane datowania termoluminescencyjne próbek lessów (ryc. 1). Próbkę do datowania w roku 1997 zostały pobrane z osadów pochodzących z dolnego i środkowego pleniglacjału ostatniego zlodowacenia. Datowania z roku 2005 zostały wykonane przede wszystkim dla osadów z wczesnego vistulianu oraz górnego plenivistulianu i stanowią uzupełnienie wcześniej wykonywanych datowań.



Ryc. 1. Wyniki datowania termoluminescencyjnego próbek lessów ze stanowiska Polanów Samborzecki

Literatura:

- Aitken M.J., 1998: An introduction to optical dating. Oxford University Press.
- Chlebowski R., Gozhik P., Lindner L., Łanczont M., Wojtanowicz J., 2003b: Stratigraphy and sedimentology of the Bug loess (Pleistocene: Upper Vistulian) between Kiev and Odessa (Ukraine). *Geological Quarterly*, 47, 3; 261-268.
- Dolecki L., Łanczont M., 1995: Regionalne zróżnicowanie uziarnienia lessów młodszych w Polsce SE. *Materiały III Zjazdu geomorfologów polskich „Procesy geomorfologiczne - zapis w rzeźbie i osadach”*, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec; 18-19.
- Dolecki L., Łanczont M., 1997: Problemy stratygraficzne i paleogeograficzne lessów dolnego pleniglacialu piętra Wisły (LMd) w Polsce SE. [w:] *Materiały Konferencyjne IV Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”*, Kamieniec Ząbkowicki, 1-5.09.1997; 171-172.

- Frechen M., 1999: Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. *Quaternary Geochronology*, 18; 243–269.
- Frechen M., Zander A., Cilek V., Ložek V., 1999: Loess chronology of the Last Interglacial/Glacial cycle in Bohemia and Moravia, Czech Republic. *Quaternary Science Reviews*, 18; 1467-1493.
- Grygierczyk S., Waga J.M., 1993: Plejstocénskie osady w Samborcu koło Sandomierza (The Pleistocene sediments in Samborzec near Sandomierz). *Geographia. Studia et Dissertationes*, 18; UŚ, 49-62.
- Maruszczak H., 1986: Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation. *Annales UMCS*, B, 41, 2; 15-54.

STOSUNKI IZOTOPOWE WĘGLA I TLENU RÓŻNYCH FORM WĘGLANÓW W LESSACH (NA PRZYKŁADZIE LESSÓW PODKARPACIA I PODOLA)

Bożena Łacka¹, Maria Łanczont², Teresa Madeyska¹

¹Instytut Nauk Geologicznych PAN, Warszawa

²Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Stosunki ilościowe pomiędzy trwałymi izotopami węgla i tlenu są, między innymi, odzwierciedleniem warunków fizyczno-chemicznych wytrącania węglanów. W Instytucie Nauk Geologicznych PAN podjęto kilka lat temu badania zapisu izotopowego tych pierwiastków w celu określenia przydatności analizy izotopowej w odtwarzaniu zmian środowiska w czasie sedymentacji lessów i powstawania śródlęsowych gleb kopalnych.

Material do badań

Pierwszym profilem, w którym przeprowadzono badania, była duża odkrywka osadów starszego czwartorzędu w Skale Podolskiej. Osady te analizowano wieloma metodami w ramach projektu finansowanego przez KBN 3PO4D 034 25. Węglany występują w tych osadach w postaci detrytusu wapieni bańskich, fragmentów skorupki mięczaków oraz w formie kilku rodzajów wytrąceń autogenicznych. Stwierdzono, że różne formy węglanów, w klastycznych osadach czwartorzędowych, a szczególnie w lessach, charakteryzują się odmiennym składem izotopowym. Pierwsze wyniki badań izotopowych w Skale Podolskiej są w trakcie publikacji (Boguckij *et al.* 2006).

Następnie do badań wybrano, znane z literatury, profile lessów usytuowane u brzegu Karpat koło Przemyśla: Tarnawce, Pikulice – Nehrybka i Dybawka (Łanczont 1995) oraz Zarzecze i Radymno w południowej części Kotliny Sandomierskiej (Maruszczak ed. 1991). Węglany występowały w lessach młodszych i glebach śródlęsowych. Opracowanie pierwszych wyników tych badań jest przygotowane do druku (Łacka *et al.* w druku). Formy węglanów w badanych profilach są zróżnicowane genetycznie i morfologicznie, charakteryzują się różnymi stosunkami izotopowymi węgla i tlenu.

Formy węglanów

Wydzielono następujące formy węglanów:

1. Okruchy wapieni, stanowiące detrytyczną domieszkę w lessach. Ich skład izotopowy odpowiada, w niewielkim stopniu zmienionemu pierwotnemu składowi morskich wapieni i oczywiście nie jest przydatny w rekonstrukcji środowiska sedymentacji lessów.

2. Bioklasty, czyli skorupki małżoraczków i mięczaków lub ich fragmenty. Wśród nich znajduje się materiał redeponowany z osadów starszych lub szczątki zwierząt żyjących w czasie sedymentacji lessu. W tym drugim przypadku zapis izotopowy węglanów może dostarczyć informacji o ówczesnych warunkach klimatycznych

3. Konkrecje zróżnicowane pod względem wielkości i kształtu, często septariowe – powstałe skutkiem wytrącania, wokół okruchów detrytycznych, węglanów w postaci cementów węglanowych. Pochodzą one z rozpuszczania i ługowania przez wody opadowe rozproszonych w lessie składników.

4. Autogeniczne węglany występujące jako cementy ryzolitów i ryzokrecji. Ryzolity są strukturami biogeniczno-sedymentacyjnymi utworzonymi wokół, często żywych, korzeni. (Klappa 1980; Alonso-Zarza 1999). Występują one w postaci rurek dochodzących do 15 mm długości i 2 mm szerokości. Ścianki rurek są zbudowane z osadu scementowanego kalcytem mikrytowym. Ryzokrecje są nieco większymi ciałami konkrecyjnymi o bardzo nieregularnych kształtach z licznymi śladami aktywności korzeni. W ryzokrecjach przeważają cementy mikrytowe tworzące luźno upakowane skupienia euhedralnych kryształów, spotyka się także cement w formie kalcytu sparytowego. Właściwości chemiczne i fizyczne w pobliżu korzeni (ryzosfera) różnią się znacznie od warunków panujących w całej glebie. Procesy metaboliczne bakterii, grzybów i drożdży zasiedlających strefy przykorzeniowe powodują znaczące zmiany pH, Eh, i stężenia jonów w wodach porowych (Gregory, Hinsinger 1999). Węglany wytrącają się w miejscach podwyższonej alkaliczności i koncentracji jonów wapnia.

5. Autogeniczne węglany po strukturach biogenicznych: kalcytowe pseudomorfozy po fragmentach korzeni, koloniach grzybów i innych mikroorganizmach (pseudomycelia). Powstanie skalcytyzowanych biostruktur pokorzeniowych i pseudomycelii wielu autorów (m.in. Kahle 1993; Alonso-Zarza 1999) wiąże z procesami gnicia i fermentacji korzeni.

Metoda badawcza

Poszczególne formy węglanów wybierano pod lupą binokularną z residuum (> 0,1 mm średnicy) po przesianiu na mokro całych próbek. Analizę mikrostrukturalną wybranych ziaren reprezentujących wydzielone formy wykonywano pod mikroskopem skaningowym JEOL JSM-840A sprzężonym z system EDS (THERMO NORAN VANTAGE).

Do analizy składu izotopowego węgla i tlenu brane były osobno próbki poszczególnych form węglanów. Próbki były wysuszone w temperaturze 105 °C i zmielone w moździerzu agatowym do frakcji <70µm. CO₂ do analizy zbierano po 20 godzinach reakcji w próżni kalcytu z bezwodnym kwasem fosforowym ($d = 1.90 \text{ g cm}^{-3}$) w temperaturze 25°C. Analizę izotopową CO₂ wykonano przy użyciu trój kolektorowego spektrometru Finnigan Mat Delta^{plus} pracującego w systemie dwuwęściowym, w Laboratorium Izotopów Stałych Instytutu Nauk Geologicznych i Instytutu Paleobiologii PAN w Warszawie. Wyniki są przedstawione jako wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ względem VPDB (Vienna Peedee Belemnite). Powtarzalność oznaczeń obliczona dla laboratoryjnego standardu (N=44) była lepsza niż $\pm 0.05 \text{ ‰}$ dla $\delta^{13}\text{C}$ i $\pm 0.1 \text{ ‰}$ dla $\delta^{18}\text{O}$.

Wyniki i interpretacja

Wyniki analizy izotopowej powyżej opisanych form morfologicznych węglanów przedstawiamy na przykładzie danych uzyskanych z profilu Skała Podolska B stanowiącego górny fragment całego profilu na tym stanowisku. W badanej sekwencji występują dwie gleby „czarne”. Gleba młodsza składa się z poziomu humusowego i poziomu iluwialnego, natomiast gleba starsza zachowana jest w postaci samego poziomu iluwialnego, poziom humusowy został zdenudowany. Poniżej gleb czarnych występują lessy z oznakami oglejenia. W profilu tym występują różne, opisane powyżej formy autogenicznych węglanów. Analizę izotopową wykonano dla cementów węglanowych konkrecji, ryzolitów, ryzokrecji i skalcytyzowanych struktur biogenicznych (fragmenty korzeni, kolonie grzybów) oraz bioklastów, głównie fragmentów skorupki mięczaków.

Stosunki izotopowe cementów kalcytowych wszystkich wyodrębnionych typów konkrecji jest podobny. Wartość $\delta^{13}\text{C}$ w kalcytowych cementach ryzolitów i ryzokrecji we wszystkich poziomach zmienia

się w zakresie od -12 do $-8,8$ ‰, a jeszcze węższy zakres zmienności charakteryzuje cementy z konkrecji, od -10 do -9 ‰. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ dla cementów kalcytowych z ryzolitów i konkrecji mieszczą się w granicach od -9 do -7 ‰. W ekosystemach glebowych węglany najczęściej wytrącają się w warunkach równowagi z glebowym CO_2 , który stanowi mieszaninę dwutlenku węgla pochodzącego z biomineralizacji glebowej substancji organicznej, oddychania korzeni, dyfuzji z atmosfery oraz dyfuzji z niższych poziomów gleby (Nordt *et al.* 1996). Udział CO_2 z poszczególnych źródeł zależy głównie od klimatu (wilgotności, temperatury itp.).

Stosunkowo niskie ujemne wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ dla kalcytu wskazują, że cementy wytrącały się z wód porowych, w których przeważał dwutlenek węgla pochodzący z zaawansowanej biomineralizacji materii organicznej i mogą wskazywać na stosunkowo chłodny i wilgotny klimat w okresie tworzenia się konkrecji. Nieznaczne wzbogacenie węglanów w cięższe izotopy węgla i tlenu mogą odpowiadać krótkotrwałym, podrzędnym zmianom klimatu np. zmniejszenia ilości opadów lub wzrostowi parowania spowodowanego podwyższeniem temperatury.

Wartości $\delta^{13}\text{C}$ dla kalcytu ze struktur biogenicznych (skalcytyzowanych korzeni), występujących głównie w poziomie iluwalnym starszej gleby i w lessie ze śladami oglejenia, wykazują wyraźne wzbogacenie w lekki izotop węgla, i wahają się w przedziale od -23 do -16 ‰. Wartości $\delta^{18}\text{O}$ dla kalcytu z tych struktur są także niskie i mieszczą się w zakresie od -15 do -11 ‰. Wskazuje to na pochodzenie dwutlenku węgla z biomineralizacji roślin charakteryzujących się ścieżką fotosyntezy typu C-3, stanowiących większość roślin naszej strefy klimatycznej (Nordt *et al.* 1996). Kalcytyzacja fragmentów korzeni i kolonii grzybów następowała w częściowo zamkniętych mikrośrodkach wcześniej scementowanych kalcytem ryzolitów i ryzokrecji. Ponadto tak znaczne wzbogacenie w lekkie izotopy węgla i tlenu kalcytu w tych strukturach wskazuje, że procesom fermentacji towarzyszyło utlenianie metanu (Popp *et al.* 2000; Kotelnikova 2002).

Wyniki analizy izotopowej, szczególnie tlenu, skorupki ślimaków mogą dostarczyć informacji o warunkach panujących na powierzchni środowisk depozycji, przede wszystkim o składzie wód opadowych. Natomiast możliwość wykorzystania składu izotopowego węgla jest ograniczona ze względu na „efekt życiowy”, różny dla różnych gatunków mięczaków (Goodfriend 1991). W naszym przypadku niewielka ilość analiz szczątków, nie upoważnia do wyciągania wiarygodnych wniosków. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ dla skorupki ślimaków zmieniają się w zakresie od -10 do $-5,5$ ‰, a tlenu w zakresie od -5 do -3 ‰. Obecność skorupki w scementowanych kalcytem konkrecjach może jednak wpływać na zapis izotopowy wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ uzyskanych dla węglanów z konkrecji. W badanym profilu, w ten sposób można tłumaczyć przesunięcie wartości $\delta^{13}\text{C}$ i $\delta^{18}\text{O}$ dla kilku konkrecji z dolnej części młodszej gleby.

Badania finansowane częściowo w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 3P04E 034 25.

Literatura:

- Alonso-Zarza A.M., 1999: Initial stages of laminar calcrete formation by roots: examples from Neogene of central Spain. *Sedimentary Geology*, 126; 177-191.
- Boguckij A.B., Lanczont M., Łacka B., Madeyska T., Zawidzki P. 2006: Stable isotopic composition of carbonates in Quaternary sediments of the Skala Podil'ska sequence (Ukraine). *Quaternary International*, 152-153; 3-13.
- Goodfriend G.A., 1991: Holocene trends in ^{18}O in land snail shells from the Negev Desert and their implication for changes in rainfall source areas. *Quaternary Research*, 35; 417-426.
- Gregory P.J., Hinsinger P., 1999: New approaches to studying chemical and physical changes in the rhizosphere: an overview. *Plant and Soil*, 211; 1-9.
- Jones B., Kahle C.F., 1993: Morphology, relationship, and origin of fiber and dendrite calcite crystals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63; 1018-1031.
- Klappa C.F., 1980: Rhizoliths in terrestrial carbonates classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27; 613-629.
- Kotelnikova S., 2002: Microbial production and oxidation of methane in deep subsurface. *Earth Science Reviews*, 58; 367-395.
- Lanczont, M., 1995: Regional stratigraphy and lithology of the Carpathian loess deposits in Przemyśl Environs. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.* 43, 1; 43-56.

- Łącka B., Łanczont M., Komar M., Madeyska T. - w *druku*: Stable isotope composition of carbonates in loess at the Carpathian margin (SE Poland). *Studia Quaternaria*.
- Maruszczak H. (red.), 1991: Podstawowe profile lessów w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin.
- Nordt L.C., Wilding L.P., Hallmark Ch.T., Jacob J.S., 1996: Stable carbon isotope composition of pedogenic carbonates and their use in studying pedogenesis. [in:] T.W.Boutton, S.Yamasaki (Eds), *Mass Spectrometry of soils*, Marcel Dekker, New York; 133-154.
- Popp T.J., Chanton J.P., Whiting G.J., Grant N., 2000: Evaluation of methane oxidation in the rhizosphere of a *Carex* dominated fen in north central Alberta, Canada. *Biogeochemistry*, 51; 259-281.

WYKORZYSTANIE METODY MIKROMORFOLOGICZNEJ W BADANIACH PALEO GEOGRAFICZNYCH SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH

Przemysław Mroczek

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Metoda mikromorfologiczna polega na analizie mikroskopowej preparatów określanych mianem *plytek cienkich* bądź *szlifów* o grubości rzędu 20-30 μm zachowujących naturalną strukturę badanych osadów. W różnokierunkowych badaniach metoda ta jest stosowana od ponad 80 lat (m.in. Kubiěna 1938; Stoops 2003), wywodzi się z gleboznawstwa i właśnie tam znalazła główne zastosowanie, przede wszystkim w precyzowaniu genezy gleb współczesnych (m.in. Brewer 1964; Bullock 1984; Zagórski 2003). Dopiero w ostatnich 20 latach metoda ta jest częściej stosowana w innych dziedzinach nauk o Ziemi, m.in. w badaniach osadów glacialnych (m.in. Carr 2001, Mroczek 2004), organicznych (m.in. Mooney *et al.* 2000) i w archeologii (m.in. Goldberg 2001).

Wymienione powyżej różnorodne zastosowania metody mikromorfologicznej nad charakterystyką procesów lito- i pedogenezy znajdują wspólne zastosowanie w analizach sekwencji lessowo-glebowych, złożonych z warstw lessów rozdzielonych poziomami glebowymi o różnej randze stratygraficznej (m.in. Konecka-Betley *et al.* 1986; Konecka-Betley, Zagórski 1994; Kemp 1998, 1999). Podobne badania o charakterze paleogeograficznym zostały wykonane przez autora (Mroczek 2005) w trzech sekwencjach neoplejstocенskich: Nieledeu, Polanów Samborzecki i Odonów II, powszechnie uznawanych za reperowe dla obszaru Wyżyn Południowopolskich.

Przeprowadzenie badań mikroskopowych wytypowanych sekwencji pozwoliło na określenie zespołu cech mikromorfologicznych, spośród których zostały wydzielone cechy diagnostyczne dla lessów pierwotnych oraz poszczególnych poziomów glebowych różnej rangi stratygraficznej. W świetle badań mikromorfologicznych za główne cechy litogeniczne badanych sekwencji uznać należy:

1. wysokie wartości wskaźnika mikroszkieletowości, świadczące o względnej „świeżości” deponowanego materiału,
2. masywny i kanalikowy typ mikrostruktury, obserwowane zazwyczaj jako jeden typ mieszany dokumentowany w lessach pierwotnych, wskazujący na depozycję materiału na powierzchni terenu pokrytego przynajmniej pionierską roślinnością,
3. zasobność w pierwotne formy węglanów, do których zaliczają się: mikrytowy typ tła dla pozostałych składników mineralno-organicznych oraz mikrosparytowo-sparytowe wypełnienia kanalików, w których poszczególne kryształy odwzorowują dawny zarys komórek korzeni roślinnych.

Natomiast do grona diagnostycznych cech pedogenicznych zaliczyć należy:

1. niskie wartości wskaźnika mikroszkieletowości, świadczące o wyraźnym zwietrzeniu akumulowanego materiału,

2. kanalikowy i szczelinowy typ mikrostruktury poziomów glebowych, w którym pierwszy dokumentuje aktywność fauny glebowej, zaś drugi – głównie odwzorowuje agregatowy typ budowy poszczególnych poziomów glebowych,
3. otoczki, hipootoczki i wypełnienia wolnych przestworów węglanem wapnia, wskazujące na jego ługowanie, migrację i wtórne wytrącanie,
4. otoczki i wypełnienia iłem koloidalnym wewnątrz kanalików i szczelin świadczące o grawitacyjnym przemieszczaniu frakcji najdrobniejszej (iluwiacja),
5. żelaziste i manganowo-żelaziste otoczki w kanalikach i szczelinach oraz dyfuzyjne nodule dokumentujące procesy redukcyjno-oksydacyjne, a więc migrację roztworów glebowych zasobnych w związki Fe i Mn,
6. koprolity (ekskrementy) świadczące o żerowaniu fauny glebowej oraz tkanki roślinne, będące pozostałością głównie po korzeniach, bądź wykształcone w formie węgielków drzewnych.

Analiza rozmieszczenia wymienionych powyżej cech mikromorfologicznych wykazała, że znaczna część spośród nich ma charakter poligeniczny. Uwaga ta dotyczy szczególnie typów mikrostruktur, wskaźnika mikroszkieletowatości i form koncentracji węglanów. Obserwacje mikroskopowe cienkich płytek pokazały, że określenie genezy poszczególnych cech, jak też sprecyzowanie, w którym stadium genetycznym one zostały wykształcone, jest możliwe dopiero po określeniu możliwie jak najszerszej charakterystyki mikromorfologicznej badanych sekwencji. Błędem metodycznym jest pominięcie charakterystyki mikromorfologicznej warstwy bezpośrednio nadległej i podścielającej jednostkę stanowiącą przedmiot badań. Często w takich sytuacjach cechy diagenetyczne występują we wszystkich sąsiadujących warstwach. Za takim wnioskiem przemawia fakt występowania w analizowanych sekwencjach, oprócz typowych lessów pierwotnych i poziomów glebowych, także warstw pedolitów i pedosedymentów. W świetle przeprowadzonych analiz, charakterystyka mikromorfologiczna pedolitów jest bogata w cechy pedoreliktowe, głównie iluwalne papule oraz wyraźnokrawędziste nodule Mn-Fe i Fe. Cechy te świadczą jednoznacznie o redepozycji materiału już wcześniej pedogenicznie przekształconego. Natomiast pedosedymenty cechuje obecność form pedogenicznych (głównie węglanowych i biogenicznych), potwierdzających aktywność co najmniej inicjalnych, synsedymentacyjnych procesów glebowych.

Udokumentowanie występowania cech z grupy pedoreliktovej w lessach makroskopowo uznanych za pierwotne pozwala stwierdzić jednoznacznie, że pedogenicznie zmienione lessy, wiekowo starsze od badanych, były istotnym źródłem alimentacyjnym dla badanych pokryw. Ponadto pedorelikty poprzez znaczne rozmiary i owalny kształt wskazują na stosunkowo krótką drogę redepozycji degradowanych pokryw. Na tej podstawie można stwierdzić, że mimo przewagi w nich mikromorfologicznych cech litogenicznych, występowanie synsedymentacyjnych cech pedogenicznych dowodzi, że tzw. lessy pierwotne są także pedosedymentami. Natomiast powszechna obecność pedorelikatów w lessach pierwotnych pozwala na uznanie ich także za pedolity. Stwierdzenia te podkreślają poligeniczność lessów pierwotnych oraz wskazują na ich wyjątkową specyfikę i unikatowy charakter w zestawieniu z innymi osadami terygenicznymi.

Badania finansowane w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 2PO4D042 30.

Literatura:

- Brewer R., 1964: Fabric and Mineral Analysis of Soil. Wyd. J. Wiley & Sons, New York, London, Sydney.
- Bullock S., Fedoroff N., Jongerius A., Stoops G., Turisna T., 1985: Handbook for Soil Thin Section Description, Waine Research Publ., Wolverhampton, England.
- Carr S., 2001: Micromorphological criteria for discriminating subglacial and glaciomarine sediments: evidence from a contemporary tidewater glacier, Spitsbergen. Quaternary International 86; 71-79.
- Goldberg P., Weiner S., Bar-Yosef O., Xu Q., Liu J., 2001: Site formation processes at Zhoukoudian. Journal of Human evolution, 42; 483-530.
- Kemp R., 1998: Role of micromorphology in paleopedological research. Quaternary International, 51/52; 133-141.
- Kemp R., 1999: Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. Catena, 35; 179-196.

- Konecka-Betley K., Czepińska-Kamińska D., Zagórski Z., 1986: Development and properties of paleosols in the Loess Section at Sandomierz (SE Poland). *Annales UMCS*, B, 41, 203-212.
- Konecka-Betley K., Zagórski Z., 1994: Wpływ interglacjalnych procesów glebotwórczych na cechy mikromorfologiczne gleb kopalnych wytworzonych z lessów. *Roczniki Gleboznawcze*, 45, 3-4, 85-95.
- Kubiěna W.L., 1938: *Micropedology*. Ames: Collegiate Press.
- Mooney S.J., Holden N.M., Ward S.M., Collins J.F., 2000: The micromorphology of selected Irish milled peats. *Plant and Soil*, 222; 15-23.
- Mroczeł P., 2004: Analiza optyczna obrazu mikromorfologicznego glin lodowcowych. [w:] Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.) *Analizy sedymentologiczne osadów glacialnych*. Wyd. UMCS, Lublin; 51-61.
- Mroczeł P., 2005: Wykorzystanie cech mikromorfologicznych neoplejstocęńskich utworów lessowych we wnioskowaniu paleogeograficznym. Maszynopis rozprawy doktorskiej, archiwum Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin.
- Stoops G., 2003: *Guidelines for Analysis and Discription of Soil and Regolith Thin Sections*. Published by Soil Science Society of America. Madison, Wisconsin, USA.
- Zagórski Z., 2003: Mineralogiczne i mikromorfologiczne wskaźniki genezy i właściwości rędzin wytworzonych ze skał węglanowych różnych formacji geologicznych. Wyd. Fundacji Rozwoju SGGW, Warszawa.

ZASTOSOWANIE KRYTERIÓW PALEOPEDOLOGICZNYCH DO OPISU SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH

Przemysław Mroczeł

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Termin *sekwencja lessowo-glebowa* (z ang. *loess-paleosol sequence*) jest odpowiednikiem *profilu lessowego* w klasycznym podejściu badawczym stosowanym powszechnie w polskich badaniach lessów. Wprowadzenie tego terminu odzwierciedla wzrost znaczenia gleb kopalnych i podniesienie ich rangi do poziomu nadawanego warstwom rozdzielających je lessów. W ten sposób analizowane sekwencje tworzą naprzemiennie występujące ogniwa stratygraficzne: warstwy lessów pierwotnych i wtórnie, postsedymen-tacyjnie wykształcone poziomy glebowe: śródlessowe (od interfazowych po interglacjalne) i nalessowe „współczesne”.

Badania sekwencji lessowo-glebowych o charakterze paleopedologicznym wymusza potrzebę stosowania metod geologicznych i gleboznawczych. Z tym wiąże się konieczność wprowadzenia odpowiedniej terminologii oraz odpowiedniego zaklasyfikowania typologicznego (Manikowska i in. 2002). Pomimo wieloletnich badań terminologia paleopedologiczna nadal nie została ujednolicona. Inne terminy są stosowane przez paleogeografów czy geologów, a jeszcze inne przez gleboznawców, bądź te same są pojęcia różnie definiowane.

W analizach tego typu nadrzędnym terminem jest pojęcie *gleby*, rozumianej między innymi jako ożywiony twór przyrody, mający zdolność produkcji biomasy, w którym ciągle zachodzą procesy rozkładu i syntezy związków mineralnych i organicznych oraz ich przemieszczanie i akumulacja. W analizach sekwencji lessowo-glebowych cechy podanej definicji spełniają gleby formowane obecnie w stropie pokryw lessowych. Dla gleboznawców to właśnie one są głównym przedmiotem badań i powszechnie są określane jako gleby współczesne czy też nalessowe. Z kolei dla paleogeografów, zwracających większą uwagę na czas jako istotny czynnik glebotwórczy, są to ciała glebowe co najwyżej późnovistuliańsko-holocęńskie określane symbolem GH (Maruszczaka 1991). Zgodnie z tym stwierdzeniem okres ich pedogenicznego formowania rozpoczął się z końcem depozycji lessów młodszych górnych (LMg), a więc przed około 12 ka BP. Ze względu na wiek tych gleb, ich wykształcenie i genezę są one uznawane za gleby rangi interglacjalnej, analogicznie z innymi dojrzałymi, śródlessowymi glebami powstałymi w ciepłych piętrach plejstocenu (np. z eemską GJ1/LSg). Przeszły one pełną ewolucję od zakończenia stadium

litogenezy poprzez inicjalną fazę, optimum klimatyczne interglacjału aż po jego schyłek wiązany z dia-genetycznym przeobrażeniem profilu glebowego. Podobnie gleba GH odzwierciedla zmiany klimatyczno-roślinne zachodzące w stosunkowo długim okresie czasu. Jednak neoholocenijskie zmiany środowiska wywołane antropopresją sprawiają, że w rzeczywistości gleba ta poddawana jest nowym przeobrażeniom, niezgodnym z jej naturalną ewolucją. Bazując na powyższych stwierdzeniach i klasyfikacji zaproponowanej przez G.Reutera (2000) glebę „współczesną” należy określać jako tzw. *neosol* (*recent/modern/top soil* = młoda gleba) formowany w stropie gleby późnovistuliańsko-holocenijskiej (GH). To sprawia, że cechy morfologiczne oraz właściwości fizykochemiczne tej starszej gleby, dokumentowane w pedogenicznie aktywnym neosolu, mają wybitnie reliktowy charakter. Takie właśnie indywidua glebowe Reuter (2000) proponuje określać jako mianem *paleosoli*.

Precyzując powyższą definicję Reutera, za paleosole uważać należy gleby nalessowe, wykształcone w przeszłości geologicznej w odmiennych od współczesnych warunkach klimatyczno-roślinnych, przez co rejestrują one dysharmonicznie przebiegającą ewolucję gleby. Zdaniem Reutera, specyfika holocenijskiej ewolucji środowiska na obszarze Europy Środkowej sprawia, że za najmłodsze paleosole uważać można co najwyżej gleby wykształcone w okresie atlantyckim (> 5 ka BP), zaś wszystkie młodsze to neosole. Przykładem takich paleosoli są czarnoziemy hrubieszowskie zgodnie z modelem ich ewolucji (Maruszczak 1998), zaś neosolami – wszystkie współczesne nalessowe, w tym urbanoziemy oraz gleby obszarów rolniczo użytkowanych (m.in. Klimowicz, Uziak 2001).

Zaznaczyć należy, że termin *paleosol* jest uznawany przez wielu badaczy za wierny odpowiednik *gleby kopalnej*, (*sub-)**fosylnej* czy *pogrzebanej*. W myśl przedstawionych powyżej wydzieleni Reutera (2000) *paleosol* jest glebą kopalną lub fosylną (*fossil soil*) pod warunkiem, że nie nosi on oznak antropopresji i został przykryty młodszą warstwą, nieprzeobrażonych pedogenicznie osadów w przeszłości geologicznej sięgającej co najwyżej po atlantyk. Natomiast jeżeli przykrycie nastąpiło w okresie postatlantyckim mamy wówczas do czynienia z *glebą pogrzebaną* (*buried soil*). W takiej sytuacji *Soil Taxonomy* (1999) precyzuje minimalną miąższość nadkładu izolacyjnego wynoszącą 50 cm zaś *Systematyka Gleb Polski* (1999) i *Klasyfikacji Zasobów Glebowych Świata* (WRB, 1998) na 30 cm stanowiących co najmniej 1/2 łącznej miąższości pogrzebanych, diagnostycznych poziomów glebowych.

Opisany powyżej problem formowania neosoli w stropie współczesnej pokrywy lessowej jest przykładem na zastosowanie jeszcze kilku ważnych terminów paleopedologicznych. Neosole mogą kształtować się także w stropie starszych gleb. Sytuacja taka ma miejsce w przypadku degradacji, w sposób naturalny bądź antropogeniczny, nadkładu pokrywy lessowej do poziomów gleby fosylnej. Gleba ta ponownie zostaje poddana oddziaływaniu współczesnych procesów pedogenezy, a więc wykształca się neosol w stropie *paleosola ekshumowanego*. Ponadto takie ułożenie obu gleb pozwala na określenie ich mianem *pedokompleksu*, w którym młodsza, antropogenicznie ukierunkowana pedogeneza nakłada się i modyfikuje starszą, nabierającą w ten sposób charakteru *neorelikowego* (Reuter 2000).

Określenia *pedokompleks* należy także używać przy opisie innych poligenicznych gleb śródlęsowych. Typowym przykładem kopalnego pedokompleksu są interstadialne gleby wczesnovistuliańskie wykształcone bezpośrednio w stropie gleby eemskiej (Gi-GJ1/LSg), bądź dodatkowo także na kompletnie pedogenicznie przeobrażonych nadległych lessach młodszych najniższych (Gi/LMn-GJ1/LSg). W takim przypadku Reuter (2000) proponuje określać charakter starszej pedogenezy jako *paleoreliktowy*, kształtowany bez ingerencji człowieka w przeszłości geologicznej.

Odmianą - niż obserwowana w pedokompleksach morfologią - cechują się *zespoły gleb*. Termin ten powinien być stosowany, gdy co najmniej dwie różne wiekowo gleby rozdziela warstwa pedogenicznie nieprzeobrażonych lessów pierwotnych. W takich przypadkach nie obserwuje się nakładania młodszych procesów glebowych (przykładowo wczesnovistuliańskich - Gi/LMn) na starsze (eemskie - GJ1/LSg) przez co każda z tych gleb pozostaje monogeniczna.

Przytoczone powyżej rodzaje różnego, ale typowego wykształcenia gleb eemsko-wczesnovistuliańskich są najlepszymi przykładami dla wyjaśnienia pojęcia *geosol*. Według wytycznych *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (1983; *vide* Morrison 1998) określa on gleby fosylne będące możliwymi do skartowania trójwymiarowymi częściami pokrywy glebowej o specyficznych wykształceniu, odzwierciedlającym dany typ środowiska glebowego (*soilscope*), będącego jednoznacznym reperem stratygraficznym. Za typowy *geosol* uważa się gleby 5. stadium OIS, wchodzące w skład gleb oznaczanych jako zespół/pedokompleks S1 zgodnie z „chińską” terminologią lessową, bądź jako Sangamon – w sekwencjach północnoamerykańskich. W przypadku *geosoli* nomen-

klatura amerykańska (m.in. Morrison 1998; Retallack 1998) zaleca nadawanie im nazw od stanowiska, w którym zastały one szczegółowo opisane po raz pierwszy. W polskich lessach założenie to spełniają śródlссовe gleby kopalne opisywane zgodnie z propozycjami Jersaka (1973), przykładowo gleba typu Nietulisko czy Komorniki.

W badaniach śródlссовych paleosoli istotne jest także stosowanie odpowiedniej terminologii odnośnie charakterystyki ich *solum*. W przypadku kopalnych paleosoli solum posiada dwie granice: dolną – klasyczną na kontakcie ze skałą macierzystą i górną – stanowiącą strop gleby, na kontakcie z nadległą, pedogenicznie nieprzeobrażoną warstwą lessów. Z kolei stosowanie terminu *pedon* pozwala na charakteryzowanie paleosoli rozumianych jako suma poziomów glebowych i stropowej części skały macierzystej w obrębie trójwymiarowej jednostki glebowej. Takie podejście umożliwia także traktowanie zróżnicowanych morfologicznie lessów pierwotnych jako złożonego poziomu C, dzielącego się na szereg podpoziomów (np. r1Cca1-1C2....-1C11)¹. Stosując ten typ zapisu można także scharakteryzować *pedosedymenty i pedolity*. Pierwszy z nich złożony jest z warstw lessów z wyraźnie zaznaczającą się i wewnątrznie zróżnicowaną pedogenezą syngedymentalną, w starszych opracowaniach bywa najczęściej określany jako sediment glebowy (sg – Maruszczak 1991). Z kolei *pedolit* to redeponowana warstwa materiału glebowego, odpowiadającego kopalnym deluwiom glebowym (dg). Pedolit może być także pedosedymentem w przypadku objęcia procesami glebowymi cyklicznie redeponowanych warstw starszego materiału glebowego, ten typ ciał glebowych określa się mianem glebopokryw, gleb deluwialnych (np. 2fAdel-3fBtin-3fCcakr) bądź narastających (*accretion soil*; Manikowska 2002). Takie wykształcenie gleb ma miejsce obecnie w obrębie płatów lessowych: w zniwelowanych wymokach śródpolnych i akumulacyjnych odciinkach den suchych dolin erozyjno-denudacyjnych.

Badania paleopedologiczne wymuszają konieczność stosowania do opisu cech i właściwości poszczególnych poziomów glebowych tych samych kryteriów co stosowane w gleboznawstwie. Przede wszystkim uwaga ta dotyczy diagnostycznych poziomów glebowych, głównie podpowierzchniowych endopedonów (np. Eet-luvic i Bt-argic) typowych dla dojrzałych gleb interglacialnych, zaś w mniejszym stopniu powierzchniowych epipedonów, które przeważnie zostały zredukowane (= ogłowione) w stadium postglebotwórczym. Ponadto do najważniejszych oznaczeń gleboznawczych, wykraczających poza powszechnie stosowane w opisach nalessowych gleb współczesnych należą:

1. arabskie liczby podawane przed oznaczeniem literowym pedonów kolejnych gleb, poczynając od I zarezerwowanego dla najmłodszej gleby występującej w stropie analizowanego odsłonięcia (np. współczesna gleba: 1Ap1-1A2-r1Cca1-1C2-...-1C11),
2. prefiksy określające poszczególne cechy i właściwości podawane przed literowym oznaczeniem poziomu: *b* – poziom pogrzebany, *r* lub *re* – poziom reliktowy (np. reliktowy endopedon *calcic* gleby płowej - 1rCca1), *f* – poziom fosylny (kopalny),
3. indeks *in* dla oznaczenia gleb inicjalnych (np. zespół gleb Amersfoort-Brorup-Oddreade – 6fAin-6fC-7fAin-7fC-8fAin-8fC),
4. odpowiednie indeksy użyte dla rozróżnienia cech i właściwości pedogenicznych z różnych faz oraz od późniejszej okresów diagenety, przykładowo:
 - a. nagromadzenie wtórnych węglanów ogółem *ca* (np. pogrzebany poziom iluwialny – 9fBtca) i wtórnych w formie konkrecji (*cn*),
 - b. zapis peryglacialnej kriogenezy – indeks *kr* (np. Inerstadialny poziom wzbogacania z oznakami iluwiacji – 3fBtingkr),
 - c. obecność materiału deluwialnego poziomie głównym – *del* (np. 2Adelg).

Istotnym problemem badań paleopedologicznym sekwencji lessowo-glebowych jest typologia wyróżnionych paleosoli. Najprostszym rozwiązaniem jest bazowanie na systematykach gleb współczesnych (m.in. Konecka-Betley 1976; *Zasady polskiej klasyfikacji...* 1988). Przykładowo, według *Systematyki Gleb Polski* (1989) i *Klasyfikacji Gleb Leśnych* (2000) gleby interglacialne (np. GH i GJ1) o pełnym bądź ogłowionym pedonie zapisanym w uproszczeniu jako A-Eet(luvic)-Bt(argic)-C-Cca należy uznawać za analogi gleb płowych. Natomiast według *Klasyfikacji Zasobów Glebowych Świata* (WRB, 1998) jest to gleba typu Luvisol. W takiej sytuacji Nettleton et al. (1998), aby podkreślić jej kopalny charakter, propo-

¹ Przytoczone poniżej przykłady odnoszą się do opracowania stanowiska w Polanowie Samborzeckim prezentowanego w części terenowej (Mroczek - w tym tomie)

nuje dodawać przedrostek *krypto* (*kryptos* z gr. pogrzebany). Przyjmując tą propozycję omawiany paleosol powinien być określany jako Kryptoluvisol.

Badania finansowane w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 2PO4D042 30.

Literatura:

- Jersak J., 1973: Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. Acta Geogr. Lodz., 73, Łódź.
- Klasyfikacja Gleb Leśnych, 2000. Centrum Informacyjne Lasów Państwowych, Warszawa.
- Klasyfikacji Zasobów Glebowych Świata (*Word Reference Base for Soil Resources*, 1998), wersja polska, 2003. Polish Soil Science Society, Toruń.
- Klimowicz Z., Uziak S., 2001: The influence of long-term cultivation on soil properties and patterns in an undulating terrain in Poland. Catena 43; 177–189.
- Konecka-Betley K., 1976: Poziomy diagnostyczne śródlessowych gleb kopalnych Polski południowo-wschodniej. Biuletyn Inst. Geol., 297; 121-134.
- Manikowska B., 2002: Subject and task of paleopedology. [w:] B.Manikowska, K.Konecka-Betley, R.Bednarek (red.) Problemy paleopedologii w Polsce. Wyd. ŁTN, Łódź; 7-21.
- Manikowska B., Konecka-Betley K., Bednarek R. (red.), 2002: Problemy paleopedologii w Polsce. Wyd. ŁTN, Łódź.
- Maruszczak H., 1991: Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. [w:] (red.), H. Maruszczak, Podstawowe profile lessów w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin; A13-A35.
- Maruszczak H., 1998: Wpływ gospodarki neolitycznej na rozwój tzw. czarnoziemów hrubieszowsko-tomaszowskich. Uwagi do dyskusji nad genezą czarnoziemów w Polsce. Przegląd Geograficzny, LXX, 3-4; 333-342.
- Morrison R.B., 1998: How can the treatment of pedostratigraphic units in the North American Stratigraphic Code can be improved? Quaternary International, 51/52; 30-33.
- Nettleton W.D., Brasher B.R., Benham E.C., Ahrens R.J., 1998: A classification system for buried paleosols. Quaternary International, 51/52; 175-183.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983: North American Stratigraphic Code. American Association of petroleum geologists Bulletin, 67; 841-875.
- Retallack G.J., 1998: Core concepts of paleopedology. Quaternary International, 51/52; 203-212.
- Reuter G., 2000: A logical system of paleopedological terms. Catena 41; 93–109.
- Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys, 2nd edition, 1999. Soil Survey Staff, United States Department of Agriculture, Agriculture Handbook, Natural Resources Conservation Service, no. 436, Washington.
- Systematyka Gleb Polski, Wyd. 4, 1989. Roczniki Gleboznawcze, 40, 3-4.
- Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu, 1988. Instrukcje i metody badań geologicznych, 47, Inst. Geol. Warszawa.

PALEO- I PETROMAGNETYZM W BADANIACH LESSÓW I GLEB KOPALNYCH

Jerzy Nawrocki

Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

Wieloletnimi badaniami wykazano, że w osadach lessowych parametry dawnego pola geomagnetycznego są dosyć dobrze archiwizowane i przez co możliwe do odtworzenia. Pozostałość magnetyczna, pochodzenia głównie detrytycznego, zapisuje zmiany kierunku, zwrotu i natężenia pola geomagnetycznego. Niestety informacja ta jest nieciągła, ponieważ nieciągła jest również sama sedimentacja lessowa. Często pierwotny zapis paleomagnetyczny zaburzony jest też przez procesy diagenetyczne, szczególnie intensywnie wyrażone w poziomach glebowych. Szerszego zastosowania w korelacji stratygraficznej osadów lessowych jak do tej pory nie znalazł zapis krótkookresowych zmian kierunku pola geomagnetycznego tj. zmian wiekowych o okresie rzędu kilkuset lat. Reperem chronostratygraficznym pierwszego rzędu jest natomiast zapis zmiany zwrotu pola magnetycznego z odwrotnego, zdefiniowanego jako epoka paleomagnetyczna Matuyama, na normalny panujący do dziś i określany mianem epoki paleomagnetycznej Brunhes. Zmiana ta miała miejsce 783 tysiące lat temu a granica obydwu epok powinna być ulokowana w osadzie „ciepłym” z 19-go stadium tlenowego. Niekiedy jednak leży nieco niżej tj. w lessach korelowanych z 20-tym stadium tlenowym, co wynika z opóźnienia procesu ostatecznego utrwalenia pozostałości magnetycznej. Procesowi postarzenia granicy Brunhes-Matuyama sprzyja zawodnienie osadów lessowych i większa od przeciętnej zawartość grubszych frakcji.

Mniejsze znaczenie w korelacji chronostratygraficznej lessów mają krótkotrwałe (do kilku tysięcy lat) epizody odwrócenia pola geomagnetycznego. W epoce Brunhes zanotowano ich kilkanaście. Najbardziej znane to zdarzenie Laschamp (ok. 40 tys. lat temu) i Blake (ok. 115 tys. lat temu). Niestety zdarzenia te nie mają cech swoistych, odróżniających jedno od drugiego. Ich uchwycenie w sekwencji lessowej jest bardzo trudne ze względu na ich krótkotrwałość, nieciągłość sedimentacji lessowej i wpływ procesów diagenetycznych na utrwalanie się pozostałości magnetycznej w warunkach zdecydowanie obniżonego natężenia pola geomagnetycznego. Tym niemniej, jeśli już zdarzenie paleomagnetyczne zostanie zdefiniowane, to przy znajomości generalnych ram stratygraficznych możemy wiek badanego osadu znacząco doprecyzować, używając zdarzenia jako reperu komplementarnego do danych z innych metod stratygraficznych.

Ostatnio w korelacji stratygraficznej lessów zastosowanie znajdują również wykresy zmian natężenia pola geomagnetycznego. Co kilkanaście tysięcy lat pole magnetyczne zmniejsza natężenie nawet do kilkunastu procent wartości średniej. Niskie wartości natężenia występują zwłaszcza w interwałach ze zdarzeniami paleomagnetycznymi. Rekonstrukcja względnych zmian paleonateżenia odbywa się na drodze standaryzacji natężenia pozostałości magnetycznej parametrem odzwierciedlającym zawartość frakcji magnetycznej. Parametrem tym może być podatność magnetyczna, izotermiczna pozostałość magnetyczna lub bezhisterezowa pozostałość magnetyczna.

Dla celów podziału i korelacji stratygraficznej lessów wykorzystywane są również parametry magnetyczne, które nie mają nic wspólnego z zapisem dawnego pola geomagnetycznego. Informują tylko o zawartości frakcji magnetycznie czynnej. Najbardziej popularnym parametrem jest tutaj podatność magnetyczna. Jej wahania w sekwencjach lessowo-glebowych nawiązują do powodowanych oscylacjami klimatycznymi wahań zawartości izotopów tlenu zobrazowanych na oceanicznej krzywej OIS. Wysokie podatności magnetyczne (powyżej 300×10^{-6} jednostek SI) notowane są wyłącznie w glebach interglacjalnych, gdzie dochodzi do produkcji magnetytu biogenicznego i wtórnej koncentracji tlenków żelaza. Zdecydowanie obniżona podatność występuje zwłaszcza w strefach oglejeń lessów, gdzie tlenki żelaza ulegają rozkładowi. Podatność mierzona w próbkach lessowych w wielu kierunkach pozwala na zdefiniowanie parametrów anizotropii tego parametru tj. lineacji i foliacji. Kierunek nachylenia (imbrykacji) osi foliacji

(tj. minimalnej anizotropii) oraz kierunki lineacji (tj. maksymalnej anizotropii) dostarczają nam informacji o kierunkach i sile transportu eolicznego, przez co również i o źródłach materiału lessowego.

UWAGI O BADANIU MINERAŁÓW CIĘŻKICH W POLSKICH LESSACH

Roman Racinowski

Katedra Geotechniki, Politechnika Szczecińska

Badania minerałów ciężkich w lessach prowadzone były w Polsce od lat 30. XX wieku (Tokarski 1936). Intensyfikacja tych badań nastąpiła w połowie XX wieku i dotyczyła między innymi problematyki związanej z genezą lessów polskich (np. Malicki 1951; Jahn 1951). W aspekcie ogólnym M. Turnau-Morawska (1955), opublikowała swoje wnioski wynikające z badań minerałów ciężkich różnych osadów kenozoicznych Polski. W krótkim czasie badania minerałów ciężkich zaczęto traktować jako metody standardowe wszystkich osadów czwartorzędowych różnej genezy. Poniżej zaprezentowano na podstawie materiałów publikowanych po roku 1960 i własnych opracowaniach autora ogólne uwagi dotyczące metodyki badawczej minerałów ciężkich w lessach i możliwości wykorzystania wyników tych badań do celów litogenetycznych, litostratygraficznych itp.

Materiał lessowy, z którego następuje wydzielanie minerałów ciężkich, najczęściej przemylany jest wodą na sicie 0,06 mm lub separowany jest z zawiesiny wodnej (np. syfonem Sabanina) z materiału o średnicach większych od 0,01 mm. Niekiedy w celu łatwiejszego przeprowadzenia oznaczania minerałów próbka poddana jest działaniu HCl (na zimno lub gorąco). W tym przypadku eliminowane są konkretne i agregaty węglanowe i żelaziste, glaukonit, apatyt a częściowo również chloryty.

Wydzielanie minerałów ciężkich następuje w lejkach rozdzielczych z próbek o masie 5-10 g. Jako cieczy ciężkiej stosuje się bromoform. Ostatnio bardziej efektywne okazuje się używanie wodnego roztworu poliwolframianu sodu. Wydzielanie minerałów następuje z frakcji o określonych średnicach np. 0,25-0,01 mm lub 0,06-0,01 mm, jednak coraz częściej stosowana jest frakcja 0,1-0,06 mm. Wynika to z faktu, że zasadniczo minerały ciężkie w lessach grupują się w przedziale 20-100 μm (Racinowski 1969, 1976). Wskazane jest, aby do porównań litologicznych osadów lessowych brany był materiał rozdzielony z frakcji o podobnych średnicach.

Zauważa się, że w poszczególnych frakcjach występują zazwyczaj podobne jakościowo minerały ciężkie, jednak ich procentowe udziały są zmienne w sąsiadujących profilach i przekrojach.

Zazwyczaj w spektrum minerałów ciężkich wyróżnia się następujące „klasy” (Racinowski 2002): 1) minerały nieprzezroczyste, 2) konkretne i agregaty, które czasem łączone są z minerałami nieprzezroczystymi, 3) łuszczyki (muskowit i chloryty), 4) minerały przezroczyste (bez łuszczyków). Niekiedy dochodzi tu klasa glaukonitu. Klasa minerałów przezroczystych jest szczegółowo rozpatrywana. Ze względu na trudności jednoznacznego rozróżnienia poszczególnych minerałów wśród składników przezroczystych wydzielił się szereg grup. Są to najczęściej: amfibole, biotyt, cyrkon, dysten, epidoty z zoizytami, granaty, pirokseny, rutyle (łącznie z innymi minerałami tytanowymi), silimanit, turmaliny i inne minerały przezroczyste (apatyt, andaluzyt, monacyt, oliwiny, topaz i inne). Niekiedy do minerałów przezroczystych dołączane są glaukonit i chloryty).

Analizy minerałów ciężkich obarczone są znacznymi błędami obiektywnymi i subiektywnymi, dlatego też porównywanie analiz pojedynczych próbek nie są miarodajnymi we wnioskowaniu o źródle pochodzenia materiału, procesach depozycyjnych i redepozycyjnych (Racinowski 2000).

W wielu przypadkach analizy minerałów ciężkich charakteryzuje się za pomocą kolejności układu składników pod względem ich zawartości (Racinowski 2002). Wyodrębnia się minerały wiodące, których suma przekracza 50%, minerały wspomagające o zawartości minerałów 5-20% i minerały uzupełniające.

Te dwa ostatnie zespoły minerałów pomocne są przy dokładnym wnioskowaniu o źródle materiału pyłowego oraz przemianach spowodowanych przez procesy postsedymentacyjne (Chlebowski *et al.* 1991, 2002; Racinowski 2002).

Stwierdzany w poszczególnych warstewkach lub laminach skład mineralny pozwala wyciągać wstępne wnioski o materiale źródłowym pyłów lessowych i położeniu miejsca ich wywiewania oraz charakterze transportu i przebiegu procesu depozycji. W przypadku lessów lubelskich akumulowany materiał pochodzi z rozwiewanej zwietrzeliny skał kredowych, czwartorzędowych mułków jeziorzyskowych lub rozlewiskowych oraz gliniastych osadów glacialnych (Gwóźdź, Racinowski 1968).

W chmurze przewiewanych przez wiatr pyłów znajduje się mała ilość minerałów ciężkich, które cechują się małymi średnicami. Powoduje to, że w strumieniu powietrza nie następuje ich różnicowanie pod względem ekwiwalentu aerologicznego. W sposób częściowy dyferencjacja taka zachodzić może tylko po osadzeniu się pyłów w czasie ich lokalnej redepozycji np. rozwiewania, rozmywania (Chlebowski *et al.* 2002; Maruszczak, Racinowski 1976). Proces ten zachodzi lokalnie w sposób zróżnicowany wykazując dużą zmienność w przestrzeni i czasie. O takim zjawisku wyraźnie świadczy duża zmienność zawartości poszczególnych składników w laminach lub warstewkach lessu. Zaznacza się tu bowiem znaczne zróżnicowanie wartości średnich i występują duże rozstępy między minimalną i maksymalną zawartością tych składników, tak w układzie pionowym jak i poziomym.

W początkowym okresie badań zakładano, że lessy starsze są silniej zwietrzałe i zawierają więcej minerałów odpornych na niszczenie (Maruszczak, Morawski 1976; Morawski, Trembaczowski 1971), a minerały średnio odporne (np. granaty) wykazują ślady skorodowania. Ponadto w spektrum mineralnym występuje więcej minerałów nieprzezroczystych, będących efektem niszczenia składników mało odpornych na niszczenie (np. amfibole, pirokseny, epidoty). W miarę przybywania nowych materiałów badawczych pogląd ten nie zawsze znajdował odbicie w wynikach składu minerałów ciężkich.

Porównując spektra minerałów ciężkich lessów polskich stwierdza się, że nawet sąsiadujące w danym regionie profile nie wykazują między sobą w pionie większego podobieństwa spektrów minerałów ciężkich (m.in. Buraczyński *et al.* 1978, Chlebowski *et al.* 2001, 2002; Jersak, Racinowski 1984; Maruszczak, Wilgat 1978; Racinowski 1969). Powoduje to, że nie można w sposób uniwersalny zastosować wyników analiz minerałów ciężkich do jednoznacznego wnioskowania litostratygraficznego jak to czyniono przed laty (Maruszczak, Morawski 1976).

Lessy w stosunku do wyjściowych mułków jeziorzyskowych i rozlewiskowych oraz glin zwałowych wykazują w składzie minerałów ciężkich pewne zróżnicowanie (Racinowski 2003). W *glinach zwałowych* znajdują się składniki mineralne o różnej odporności na niszczenie fizyczne i chemiczne. Zazwyczaj granat > biotytem ≥ amfibolem. W *mułkach* występują większe odrębności składu minerałów ciężkich. Na północy kraju skład mineralny zbliżony jest do glin zwałowych przy czym amfibole > granatami lub granaty > biotytem. W południowej części Polski zmniejsza się udział minerałów mało odpornych na niszczenie a układ minerałów wiodących może mieć następujący układ granaty > cyrkonem; granaty > rutylem; cyrkony > granatami.

Na podstawie przeprowadzonych porównań stwierdzić można, że wyniki analiz minerałów ciężkich spełniają tylko rolę pomocniczą w szerszych rozważaniach litologicznych. Z powodzeniem mogą być wykorzystywane do orientacyjnego porównywania między sobą lessów znajdujących się w różnych regionach o podłożach zbudowanych z różnych genetycznie, wiekowo i facjalnie utworów będących materiałem wyjściowym dla lessów (Buraczyński *et al.* 1978; Chlebowski *et al.* 2001, 2002; Łanczont, Wilgat 1994; Maruszczak, Wilgat 1978; Racinowski 1976; Racinowski *et al.* 2004).

Badając współczesne poziomy glebowe rozwinięte na lessach jak i poziomy gleb kopalnych nie daje się zauważyć, aby w sposób bezdyskusyjny następowało zróżnicowanie minerałów o różnej odporności na niszczenie pod wpływem procesów pedologicznych oraz odrębności od utworów pyłowych, na których zostały one uformowane (Buraczyński *et al.* 1978; Maruszczak, Wilgat 1978; Racinowski, Śnieszko 1997; Uziak *et al.* 1971),

Literatura:

Buraczyński J., Rzechowski J., Wojtanowicz J., 1978: Studium sedymentologiczne i stratygraficzne lessów w Raticzowie na Grzędzie Sokolskiej. Biuletyn Inst. Geol., Warszawa, 300; 235-302.

- Chlebowski R., Lindner L., 1991: Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. *Biuletyn Geol. UW*, 32; 15-50.
- Chlebowski R., Cizek D., Jary Z., 2001: Charakterystyka lessów z Tłumaczowa. Osady plejstoceny przedpola Sudetów. XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”, Wrocław – Jarnołtówek, 41-48.
- Chlebowski R., Goźik P.F., Lindner L., 2002: Graficzna prezentacja składu minerałów ciężkich lessów na wybranych przykładach z obszaru Polski i Ukrainy. *Przegląd Geologiczny*, 50, 6; 526-531.
- Gwóźdź R., Racinowski R., 1968: Analiza porównawcza minerałów ciężkich z drobnoziarnistych utworów czwartorzędowych i górnokredowych Wyżyny Lubelskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 12, 2; 387-402.
- Jahn A., 1951: Less jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. *Acta Geol. Polonica*, 1; 257-310.
- Jersak J., Racinowski R., 1984: Baborów. Odsłonięcie w cegielni. Złodowacenie środkowopolskie na Wyżynach Południowopolskich i terenach przyległych. *Przewodnik konferencji, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec*; 135-140.
- Łanczont M., Wilgat M., 1994: Zróżnicowanie lessów karpaccyckich w okolicy Przemyśla w świetle badań minerałów ciężkich. *Annales UMCS, B*, 26; 81-99.
- Malicki A., 1951: Geneza i rozmieszczenie lessów w środkowej i wschodniej Polsce. *Annales UMCS, B*, 4; 195-223.
- Maruszczak H., Morawski J., 1976: Zróżnicowanie składu minerałów ciężkich w podstawowych jednostkach litologiczno-stratygraficznych lessów polskich. *Biuletyn Inst. Geol.* 297; 63-76.
- Maruszczak H., Racinowski R., 1976: Dynamika akumulacji eolicznej lessu młodszyego w okolicy Lublina w świetle badań uziarnienia i składu minerałów ciężkich. *Biuletyn Inst. Geol.*, 297; 221-226.
- Maruszczak H., Wilgat M., 1978: Zróżnicowanie stratygraficzne i paralelizacja profili lessowych Nieleddwi i Odonowa w świetle badań minerałów ciężkich. *Folia Soc. Scient., Lublin, Geografia*, 2, 20; 89-95.
- Morawski J., Trembaczowski J., 1971: Charakterystyka mineralogiczna lessów profilu „Kwaskowa Góra” w Kazimierzu nad Wisłą. *Annales UMCS, B*, 26; 1-25.
- Racinowski R., 1969: Le profil du loess a Nieleddew sur le Plateau de Lublin a la lumiere de l'analyse de mineraux lourds. *Biuletyn Peryglacjalny*, 20; 179-205.
- Racinowski R., 1976: Uwagi o składzie minerałów ciężkich lessów lubelskich i przemyskich *Biuletyn Inst. Geol.*, 297; 227-247.
- Racinowski R., 2000: Niektóre problemy interpretacji wyników analiz minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych. *Przegląd Geologiczny*, 48, 4; 354-359.
- Racinowski R., 2002: Badania minerałów ciężkich osadów pyłowych Naddniestrza halickiego. *Studia Geologia Polonica*, 119; 219-236.
- Racinowski R., 2003: Litostatystyczna analiza składu przezroczystych minerałów ciężkich w drobnoziarnistych osadach plejstocenyckich Polski. XI Seminarium Naukowe z cyklu Regionalne problemy ochrony środowiska w ujściu Odry; 89-98.
- Racinowski R., Łanczont M., Boguckij A., 2004: Porównanie składu minerałów ciężkich lessów wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, IV, geogr., 68, Wyd. Naukowe UAM, Poznań; 397-412.
- Racinowski R., Śnieszko Z., 1997: Statystyczna analiza składu minerałów ciężkich lessów z profilu w Odonowie II. *Geologia*, 14, *Prace UŚ, Katowice*, 1644; 120-138.
- Tokarski J., 1936: Physiographie der podolischen loesses und des problem seiner stratigraphie. *Mem. Acad. Sci. Letter.*, A, 4; 1-61.
- Turnau-Morawska M., 1955: Znaczenie analiz minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. *Acta Geologica Polonica*, 5, 3; 363-388.
- Uziak S., Morawski J., Pomian J., Melke J., Klimowicz Z., 1971: Utwory i gleby pyłowe Równiny Bełżeckiej. *Roczniki Gleboznawcze*, 22, 1; 3-18.

SPECJACJA ŻELAZA

INDYKATOREM PROCESÓW REDUKCYJNYCH W GRUNTACH

Jerzy Raczyk

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Spośród wielu metod badawczych stosowanych w badaniach lessów znaczącą rolę odgrywa analiza żelaza: jego form, migracji w gruncie, warunków depozycji itp.

Oznaczanie zawartości żelaza w profilach lessowych, a zwłaszcza jego formy zredukowanej oraz stosunku $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ pozwala na ocenę stanu oglejenia danego poziomu akumulacyjnego, a także może być wskaźnikiem procesów tam zachodzących oraz występowania i miąższości gleby kopalnej. Ze względu na wiele procesów, które zachodziły w osadach lessowych poziomy „oglejone” budzą zainteresowanie badaczy. Procesy te charakteryzują się odmiennością zabarwienia, mogą zawierać zwiększoną ilość żelaza, a jednocześnie nie wykazują zwiększonej zawartości substancji organicznej w porównaniu z pozostałymi częściami profilu.

Jednakże oznaczanie ilościowe Fe^{2+} nastręcza wiele trudności, gdyż zredukowana forma żelaza jest bardzo nietrwała i podczas kontaktu z powietrzem, niezabezpieczona, szybko utlenia się tlenem atmosferycznym. Procesowi temu sprzyja przechowywanie próbki w stanie wilgotnym oraz wysokie pH, co w lessach jest zjawiskiem częstym ze względu na występowanie w nich węglanów. Powstaje więc problem znalezienia prostego sposobu oznaczania ilościowego form żelaza, aby podczas transportu, suszenia i preparatyki wstępnej nie tracić znacznej części lub nawet całości Fe^{2+} .

Autor wielokrotnie stykał się z tym problemem zarówno w lessach jak i innych rodzajach gruntu. Prowadzone obserwacje zachowania się jonów Fe^{2+} skłoniły go do poszukiwania rozwiązań umożliwiających oznaczanie zredukowanej formy żelaza zanim ulegnie ono utlenieniu. W prezentowanej pracy autor poddaje pod dyskusję i proponuje metodę oznaczania zawartości żelaza +2 i +3 oraz żelaza całkowitego. Metoda nie ogranicza się tylko do lessów, lecz jest użyteczna także przy specjacji Fe w innych rodzajach gruntów.

Do analiz pobrano próbki lessu z profilu z południowej krawędzi Wzgórz Trzebnickich w Zaprzęzynie. W pierwszym przypadku bezpośrednio z odsłonięcia oraz z rdzenia wykonując odwiert sondą udarową *Eijkelkamp*. Dla porównania pobrano rdzeń z podmokłych piasków zalegających na spójnym osadzie w Szczodrem koło Wrocławia. Prezentowane wyniki badań potwierdzają przydatność metody, poszerzają możliwości badawcze i dają wiele nowych spostrzeżeń dotyczących procesów zachodzących w lessach.

Literatura:

- Dobrzański B., Zawadzki S., 1995: Gleboznawstwo PWRiL, Warszawa.
- Dwucet K., 1999: Litogeneza górnego lessu vistuliańskiego na Wyżynach Polskich i na Nizinie Śląskiej. Wyd. UŚ, Katowice.
- Fries J., Getrost H., 1977: Organische reagenzien für die Spurenanalyse, Merck, Darmstadt.
- Jary Z., 1996: Chronostratygrafia oraz warunki lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyzu Głębczyckiego i Wzgórz Trzebnickich. Acta Univ. Wratisl., 1766.
- Jary Z., Ciszek D., 2004: Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych, Przewodnik IV Seminarium Lessowego, Wrocław-Strzelin 13-16 X 2004, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego.
- Jersak J., 1973: Litologia i Stratygrafia Lessu Wyżyn Południowej Polski, Acta Geographica Lodziensia, 73.
- Marczenko Z., 1979: Spektrofotometryczne oznaczanie pierwiastków, PWN, Warszawa.
- Szmal Z., Lipiec T., 1996: Chemia analityczna z elementami analizy instrumentalnej, PZWL, Warszawa.
- Tyrcha-Czyż T., 1972: Stratygrafia i geneza utworów pyłowych Wysoczyzny Głębczyckiej na podstawie badań petrograficznych, (praca doktorska), Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Wrocław.

CECHY UZIARNIENIA JAKO ZAPIS MATERIAŁU WYJŚCIOWEGO ORAZ WARUNKÓW SEDYMENTACJI OSADÓW LESSOWYCH NADDNIESTRZA (UKRAINA ZACHODNIA)

Cyprian Seul

Katedra Geotechniki, Politechnika Szczecińska

Jedną z cech charakteryzującą osady lessowe jest uziarnienie. Wskazuje nam ono między innymi na energetykę środowiska, w którym transportowany jest materiał oraz na warunki redepozycji i depozycji (Jersak 1973).

Materiał budujący pokrywy lessowe był nawiewany, przewiewany nie tylko w postaci cząstek elementarnych (głównie kwarc, skalenie i inne), ale też w postaci agregatów. Są to różne pozlepiane cząstki przenoszone przez wiatr oraz takie, które powstają podczas redepozycji i depozycji materiału. Spoiwem agregatów mogą być minerały ilaste, związki żelaza czy manganu, węglan wapnia czy materia organiczna. Trwałość agregatów jest różna. Niektóre agregaty były pierwotne i transportowane są z materiałem wyjściowym, część z nich uległa niszczeniu (są mniej trwałe niż poszczególne minerały charakterystyczne dla osadów eolicznych) podczas transportu, część powstaje już w miejscu zalegania osadu pod wpływem ogólnie procesów zwanych lessyfikacją (Jersak i in. 1992; Dwucet 1999). W badaniach profili lessowych cechy litologiczne określa się zarówno w profilach pionowych (zmiany w czasie) jak i w układzie powierzchniowym (zróżnicowanie przestrzenne). Głównym celem tych analiz jest ocena przestrzenna warunków sedymentacji oraz zmiany sedymentacji w układzie czasowym.

Rozpatrywanym obszarem badań jest rejon doliny Dniestru na Ukrainie od Dubaniewic (rejon doliny górnego Dniestru niedaleko granicy z Polską) objętej zasięgiem lądolodu skandynawskiego aż do stanowiska Vendyczany w okolicy Mohylewa Podolskiego przy granicy z Mołdawią. Te dwa miejsca dzieli dystans 350 km. Poszczególne profile osadów lessowych rozmieszczone są na różnych poziomach terasowych Dniestru. Dokładne rozmieszczenie części stanowisk oraz ich charakterystykę wcześniej przedstawiła M.Łanczont (Łanczont i in. 2002). Niektóre stanowiska (np. Zahvizdja czy Kolodiiv) prezentowane były w czasie Polsko-Ukraińskich seminariów lessowych.

Z kilkunastu stanowisk czy zespołu stanowisk wykonano analizy uziarnienia pobranych próbek materiału głównie lessowego. Łącznie wykonano analizy uziarnienia z około 30 profili lessowych (ponad 700 próbek). Niektóre profile zlokalizowane były w dolinie Dniestru (np. Halyc, Yezupil, Marynopil) inne w dolinach rzek wpadających do Dniestru zarówno lewe dopływy (np. Zahvizja – 30 km od Dniestru, zespół profili Kolodiiv – ok. 0,5 km od Dniestru) jak i prawe dopływy (np. Skała Podolska nad rzeką Zbrucz prawie 50 km na północ od Dniestru).

Podczas badań laboratoryjnych wykonano analizę uziarnienia agregatowego (mikroagregatową) i dyspersyjną (elementarną). Metodyka wykonywania analizy uziarnienia była już wielokrotnie prezentowana (Seul i in. 2001; Racinowski i in. 2003). Dla uzyskanych rozkładów uziarnienia zarówno dla analizy agregatowej jak i elementarnej wyliczono standardowe wskaźniki uziarnienia wg Folka, Warda (Racinowski i in. 2001) oraz niektóre wskaźniki agregatywacji.

Dla celów interpretacyjnych przyjęto, że uziarnienie agregatowe (mikroagregatowe) prezentuje cechy materiału wyjściowego przekształconego podczas transportu, depozycji i redepozycji. Uziarnienie dyspersyjne (elementarne) stanowi natomiast zapis materiału wyjściowego, z którego pochodzą osady w profilach lessowych. Różnice między wskaźnikami uziarnienia agregatowego i elementarnego oraz wskaźniki agregatywacji będą wskazywały na intensywność procesów przekształcania tych osadów w poszczególnych poziomach sedymentacyjnych. Wskaźniki agregatywacji informują o trwałości struktury (np. wskaźnik Vogelera) i o stabilizacji agregatów (wskaźnik Denisowa) i również są pomocne przy zaznaczaniu miejsc, w których występują zmiany osadu pod wpływem np. procesów glebowych nie zawsze widocznych przy ocenie profili podczas badań terenowych.

Wskaźniki uziarnienia agregatowego przedstawiają dynamikę sedymentacyjną (transport, depozycja i redepozycja) materiału (Racinowski i in. 2001).

Zmiany w przeciętnej wielkości ziarna (M_z) w układzie przestrzennym mogą świadczyć o kierunku transportu eolicznych pyłów (im dłuższa droga transportu tym drobniejszy materiał - wyższe wartości M_z) lub sile wiatru (przy większej prędkości wiatru materiał grubszy jest porywany do transportu - niższe wartości M_z). Należy zwrócić uwagę, że większość materiału przemieszcza się podczas burz pyłowych (Wojtanowicz 1972). Podczas jednego cyklu burzy pyłowej może zostać zdeponowana nawet miększa warstwa pyłu, która z kolei może być wywiana częściowo lub całkowicie podczas kolejnych burz pyłowych. Na podstawie wysortowania (σ_1) materiału wnioskuje się o zmianach prędkości wiatru podczas depozycji. Niskie wartości wysortowania mogą wskazywać na stałą prędkość wiatru podczas depozycji, natomiast wysokie wartości potwierdzają dużą zmienność (np. związaną z porywami czy podmuchami wiatru) siły wiatru podczas deponowania osadu. Skośność rozkładów uziarnienia SK_1 wskazuje na znaczenie procesów rozwiewania. Wartości niższe od średniej dla danego profilu sugerują dominację rozwiewania materiału, wartości większe charakteryzują swobodną depozycję pyłów a wartości charakteryzujące rozkłady zbliżone do normalnych wskazują na pewną równowagę między depozycją a redepozycją. Wskaźnik spłaszczenia (K_G) może przedstawiać charakter procesu depozycji. Krzywe bardziej płaskie od rozkładów normalnych wskazują na masową depozycję materiału mineralnego, a krzywe bardziej strome informują o pewnym deficycie materiału przy określonej energii i wskazują na przewagę wywiewania materiału.

Uziarnienie agregatowe prezentuje cechy materiału wyjściowego przekształconego podczas transportu, depozycji i redepozycji. Większość materiału badanych profili zalicza się do pyłów i pyłów piaszczystych, ponieważ przy analizie agregatowej frakcji iłowa stanowi niewielki procent (większość jej znajduje się z agregatach).

Uziarnienie dyspersyjne (elementarne) stanowi natomiast pewien zapis materiału wyjściowego, z jakiego pochodzą osady w profilach lessowych i większość materiału to pyły i gliny pylaste (frakcja iłowa jest zdyspersowana). Część materiału (np. poziomy oglejone) zaliczane są do glin pylastych zwięzłych a nawet iłów.

Na podstawie przeprowadzonych analiz uziarnienia agregatowego i elementarnego stwierdzić można, że materiał wyjściowy lessów nie wykazuje większego zróżnicowania. Jedynie zauważa się, że najmłodsze poziomy glebowe i młodszy kompleks lessowy wzbogacony jest we frakcje pyłową, co może wskazywać na mniejsze prędkości wiatru transportowanego materiału lub na zmianę materiału wyjściowego (np. z piaszczysto-pylastych osadów powodziowych na ilasto-gliniaste osady zastoiskowe czy jeziorzyskowe). Przykładem może być profil Zahvizdje, w którym leżące najniżej osady z okresu zlodowacenia Sanu charakteryzują się największą zawartością frakcji iłowej. Materiał ten prawdopodobnie pochodzi z rozlewiskowych osadów jeziorzyskowych. Natomiast osady leżące powyżej mające znacznie mniejszy udział frakcji iłowej mogą pochodzić z piaszczysto – pylastych osadów powodziowych. O pewnej zmianie materiału źródłowego lub siły transportującej może świadczyć również zmienność skośności i spłaszczenia rozkładów uziarnienia zarówno agregatowego jak i dyspersyjnego.

Badane profile lessowe znajdują się w różnej sytuacji morfologicznej, lessy tworzyły się podczas różnych warunków aerodynamicznych, dlatego też wyniki analizy uziarnienia nie wskazują jednoznacznie na siłę ośrodka transportującego oraz kierunki przemieszczania się materiału pyłowego na obszarze górnego i środkowego Naddniestrza. Pomimo uśrednienia danych wyjściowych z poszczególnych profili lessowych i skoncentrowaniu się tylko na osadach vistuliańskich najbardziej są widoczne różnice w uziarnieniu między osadami reprezentującymi gleby kopalne o różnym stopniu przekształcenia od typowego materiału lessowego. W osadach objętych procesami glebowymi występuje materiał nieco drobniejszy. Wzajemne relacje między wskaźnikami uziarnienia informują o większej homogeniczności poziomów lessowych, które najmniej zostały przekształcone przez procesy glebowe. W okresie całego Czwartorzędu, w którym panowały zmienne warunki klimatyczne istniejący materiał ulegał wielokrotnemu przemieszczaniu i przekształceniu. Dlatego problematyczne jest określenie kierunków transportu materiału pyłowego na podstawie tylko uziarnienia. Dopiero po zakończeniu pełnych badań nad litologią i stratygrafią osadów z rejonu Naddniestrzańskiego będzie można wnioskować na podstawie uziarnienia o kierunkach generalnych i lokalnych transportu materiału pyłowego.

Literatura:

- Dwucet K., 1999: Litogeneza górnego lessu vistuliańskiego na Wyżynach Polskich i na Nizinie Śląskiej. Prace Naukowe UŚ, Katowice, 1792; 1-163.
- Jersak J., 1973: Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. Acta Geographica Lodziensia, 32; 1-143.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieżko Z., 1992: Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. Prace Naukowe UŚ, w Katowicach, 1227, Katowice; 1-200.
- Łanczont M., Boguckij A., 2002: Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza halickiego. [w:] T.Madeyska (red.) Lessy i Paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina). Studia Geologica Polonica. ING PAN, 119; 33-181.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach J., 2001: Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Skrypty UŚ, 579. Katowice; 1-143.
- Racinowski R., Seul C., Łanczont M., Bogutsky A.B., 2003: O możliwości zastosowania badań uziarnienia agregatowego i elementarnego osadów pyłowych do celów litogenetycznych i morfodynamicznych (na przykładzie lessów z Halicza i Kołodijewa, zachodnia Ukraina). Geographia. Studia et Dissertationes 26; 72 –107.
- Seul C., Racinowski R., Łanczont M., Boguckij A., 2001: Interpretacja litogenetyczna utworów lessowych w profilu Halicz (Ukraina Zachodnia) na podstawie badań uziarnienia. [w:] A.Kostrzewski (red.) Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, III; 339-358.
- Wojtanowicz J., 1972: Burze pyłowe i ich znaczenie geomorfologiczne w świetle dotychczasowych badań. Czasopismo Geograficzne, 43; 265-294.

GEOMORFOLOGICZNO-SEDYMENTOLOGICZNY ZAPIS KOLONIZACJI WYSOCZYŹN LESSOWYCH W OKOLICACH CHROBRZA (PONIDZIE PIŃCZOWSKIE)

Piotr Szwarczewski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski

Dokonujące się od późnego glacjału ostatniego zlodowacenia przejścia klimatu między odmianą wilgotną i suchą oraz zimną i ciepłą powodowały zmiany w pokryciu szatą roślinną, czego konsekwencją było zmieniające się w czasie natężenie procesów erozyjno-denudacyjnych oraz formowanie pokryw akumulacyjnych. Na wymienione zmiany klimatyczne odbijające się w różnych typach rzeźby (fluwialnej, eolicznej i in.) nakłada się gospodarcza działalność człowieka – początkowo zbieracko-łowiecka (paleolit, mezolit), następnie rolniczo-hodowlana (neolit po średniowiecze) aż w końcu rolniczo-przemysłowa (czasy historyczne po dzień dzisiejszy). Od czasu upowszechnienia się gospodarki rolniczo-hodowlanej (późny neolit-okres brązu) notuje się systematyczne i powtarzające się wylesianie obszarów nadających się do rolniczego wykorzystania (Starkel 1999, 2001).

Wysoczyzny lessowe Garbu Wodzisławskiego (Kondracki 2001) a także terenów sąsiadujących (Wyżyny Miechowskiej i Płaskowyżu Proszowickiego) należą do obszarów, które podlegały systematycznej kolonizacji od najdawniejszych czasów. Z badań archeologicznych oraz geologiczno-geomorfologicznych (malakologicznych) wynika, że znaczna część tych obszarów musiała być wylesiona już od neolitu (Śnieżko, Grygierczyk 1991; Śnieżko 1995). Wskazuje na to bogaty inwentarz stanowisk archeologicznych na arkuszach Archeologicznego Zdjęcia Polski (Matoga, Poleski 1983; Gliński, Hadamik, Koj 1996) oraz często spotykane kopalne poziomy akumulacyjne gleb. Potwierdzają to również miększe deluwia i proluwia znajdujące się u podstawy stoków, u wylotów dolin suchych oraz epizodyczne i stale odwadnianych. Osady te (przykrywające torfy i namuły organiczne) często rytmiczne warstwowanie wskazują na okresowe zmiany preferencji w użytkowaniu poszczególnych części zlewni oraz

zmiany klimatu (Śnieszko 1995; Michno 2004). Urodzajne gleby występujące na tych terenach były niezwykle atrakcyjne dla pojawiających się tam kultur rolniczych. Ostatnie badania krakowskich archeologów prowadzone w Zagórzycach (okolice Kazimierzy Wielkiej) wskazują, że pierwsi rolnicy (kultura ceramiki wstęgowej rytej) na tych obszarach mogli pojawić się już 7200 lat temu (Kowalski 2006a, b).

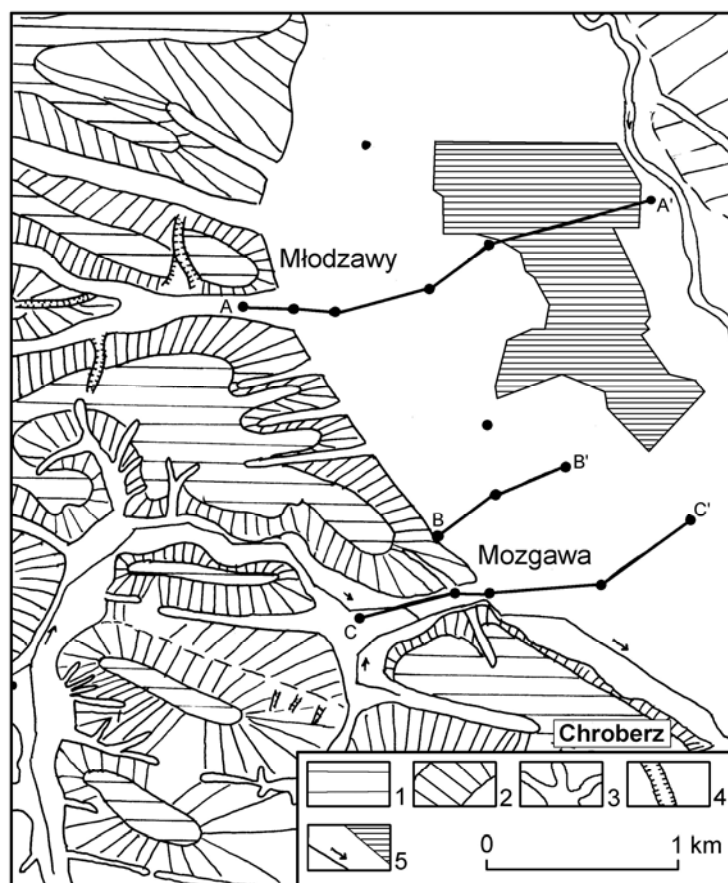
Lessy Garbu Wodzisławskiego akumulowane były w późnym plejstocenie najczęściej bezpośrednio na marglu kredowym (lub jego zwietrzelinie), na residuum gliny zwałowej (złodowacenia południowopolskiego) lub osadach fluwioperyglacialnych (Łyczewska 1972). Osady pylaste należą do najbardziej podatnych na erozję wodną i wietrzną a wzrost natężenia tych procesów jest skutkiem zmian klimatu oraz antropopresji. Efektem występujących zmian klimatycznych i postępującej antropopresji na obszarach wysoczyzn lessowych jest wykształcenie i zróżnicowanie facjalne osadów akumulowanych u podstawy stoków oraz wypełniających dna dolin.

Szczegółowe badania prowadzono w okolicach miejscowości Chroberz położonej w strefie kontaktu Garbu Wodzisławskiego z Doliną Nidy (Kondracki 2001). Miały one charakter interdyscyplinarny i obejmowały zagadnienia geomorfologiczne, sedimentologiczne i geochemiczne oraz analizy archeologiczno-historyczne. Badania prowadzono z różnym zaangażowaniem w latach 1999-2006. W sumie wykonano siedemnaście sond o głębokości od 2 do 12 m, z których pobrano ponad 300 próbek do różnorodnych analiz. Częściowo korzystano z materiałów terenowych studenckich praktyk z geografii fizycznej organizowanych w Pińczowie przez Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego (autor uczestniczył w tych zajęciach jako jeden z opiekunów). Oznaczenie wieku bezwzględnego (próbek torfu lub poziomów akumulacyjnych gleb kopalnych) metodą radiowęglą wykonano w Laboratorium w Kijowie. Analizy sedimentologiczne zostały wykonane samodzielnie przez autora.

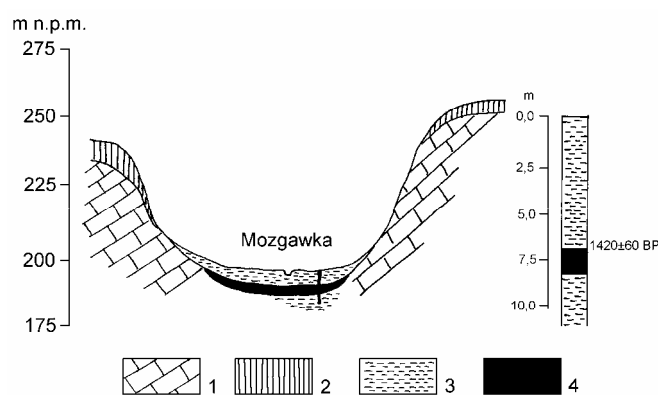
Strefa krawędzi Garbu Wodzisławskiego jest bardzo silnie porozcinana systemem suchych dolin nieckowatych i płaskodennych oraz współcześnie (i w przeszłości) powstających wąwozów (ryc. 1). Z porównania różnowiekowych archiwalnych i współczesnych map topograficznych wynika, że w ciągu ostatnich 100-150 lat na obszarze badań doszło do znacznych przekształceń w rzeźbie. Wąwozy rozwijają się najczęściej na stromo nachylonych zboczach lessowych oraz wzdłuż użytkowanych dróg gruntowych. Zaniechanie użytkowania drogi sprawia, że formy erozyjne bardzo szybko ulegają stabilizacji i zarastają (przykłady takich form spotykano w okolicach miejscowości Młodzawy i Mozgawa – ryc. 1). Część z wąwozów (i dolin) w przeszłości rozcinała lessy i docinała się do skał starszych – potwierdzają to sondowania oraz okruchy margli kredowych spotykane w stożkach znajdujących się u wylotu form erozyjnych. Okruchy margla pochodzić mogą również z okresowo odsłanianych stromych stoków skalnych pozbawionych pokrywy lessowej. Niektóre współczesne doliny rzeczne oraz doliny płaskodenne i ich połączone systemy posiadają kotlinowate rozwidlenia (o szerokości 400-600 m) stanowiące lokalne bazy erozyjne. Są to formy stare o złożonej genezie (zdaniem autora tektoniczno-krasowej) dostarczające podobnie jak same dna dolin istotnych informacji paleogeograficznych.

Epizodyczne ulewę o dużym natężeniu prowadzą do powstawania głębokich bruzd oraz akumulacji miąższych poziomów osadów deluwialnych. Z rozpoznania autora wynika, że na obszarze badań akumulacja tych osadów, lokalnie w przewężeniach dolin, przekraczała 1m w czasie jednego epizodu a ogólnie w ciągu ostatnich ca 1500 lat (spąg 1420 ± 60 BP) przekroczyła 7 m (ryc. 2). Są to wartości zbliżone do tych opisywanych przez różnych autorów w pracy zbiorowej pod redakcją L.Starkla (1997).

Zestawione wiercenia oraz zróżnicowanie facjalne rozpoznanych w nich utworów pozwala wyróżnić kilka okresów w kolonizacji wysoczyzn lessowych w okolicach Chrobrza. Dane geologiczno-geomorfologiczne i sedimentologiczno-geochemiczne dość dobrze korespondują z danymi archeologiczno-historycznymi. Datowane metodą radiowęglą przejścia facjalne z osadów organicznych na mineralne w dnach dolin i na stokach wykazują zgodność z funkcjonującymi na tym obszarze kulturami archeologicznymi i dotyczą głównie kultury pucharów lejkowatych, łużyckiej, przeworskiej i wczesnego średniowiecza (ryc. 3; Matoga, Poleski 1983; Gliński, Hadamik, Koj 1996). Załączony przekrój geologiczny pokazuje również w sposób ogólny tempo akumulacji deluwii i progradacji powstającego w sąsiedztwie, u wylotu doliny, stożka. Poza wymienionymi okresami datowania radiowęglowe wskazują również na poważne przekształcenia środowiska przyrodniczego ok. 6500 lat temu i wcześniej (m.in. uruchomienie procesów eolicznych). Jak do tej pory dla okolic Chrobrza brakowało udokumentowanych stanowisk archeologicznych kultury ceramiki wstęgowej rytej. W świetle ostatnich odkryć, najprawdopodobniej, jest to kwestią czasu, zakładając podobieństwo w rozwoju położonych tak blisko siebie obszarów (Kowalski 2006a, b).

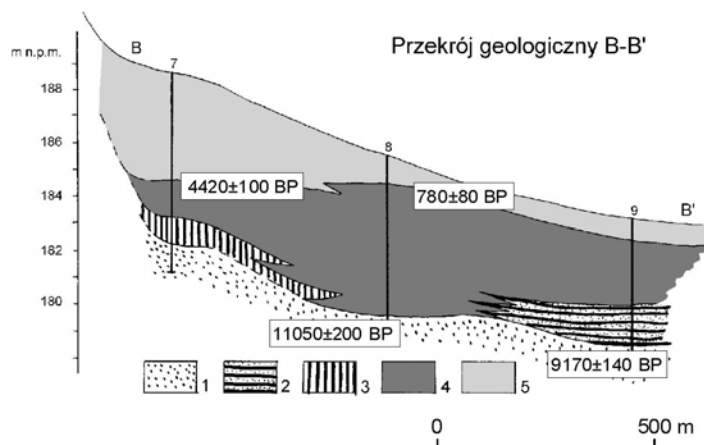


Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny terenu badań. Objaśnienia: 1 – wierzchowiny lessowe, skalno-lessowe i inne, 2 – stoki, 3 – dna dolin, 4 – wybrane wąwozy, 5 – wody powierzchniowe (rzeki i stawy); kropkami oznaczono miejsca, w których wykonano sondowania.



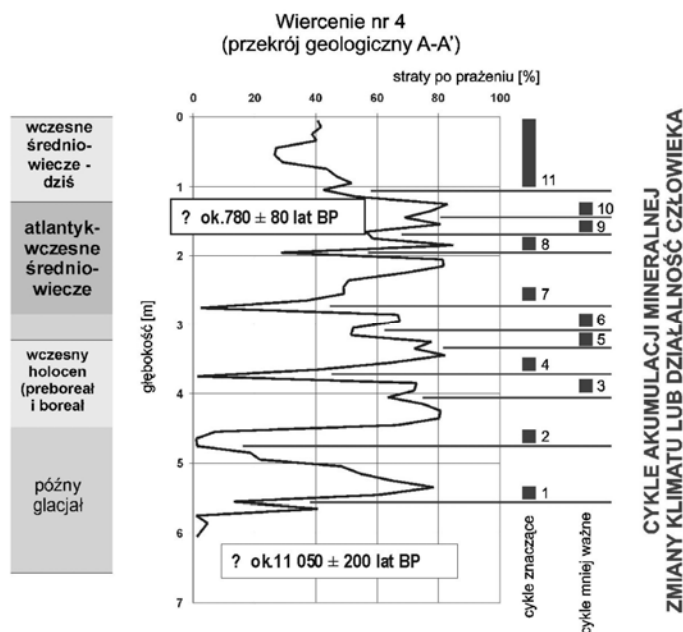
Ryc. 2. Schematyczny przekrój przez dolinę Mozgawki. Objaśnienia: 1 – margle (kreda), 2 – lessy (plejstocen), 3 – deluwia (holocen), 4 – torfy (holocen)

Z przeprowadzonych badań wynika, że głównym okresem powstawania deluwiów (tworzenia się stożków napływowych i agradacji w dnach dolin) było ostatnie 1000-lecie (ryc. 3). Procesy te należy wiązać ze stabilizacją sieci osadniczej oraz wzrostem liczby ludności (gęstości zaludnienia). Przy czym warto dodać, że uruchomienie procesów erozyjno-akumulacyjnych było prawie jednoczesowe na całym badanym obszarze na co wskazują zbliżone daty przykrycia osadów organicznych przez mineralne.



Ryc. 3. Przekrój geologiczny B-B' (położenie przekroju przedstawiono na ryc. 1). Objasnienia: 1 – piaski, 2 – osady fluwialne, 3 – osady zbiornikowe, 4 – torfy i inne osady organiczne, 5 – drobnoziarniste osady stożków napływowych i deluwia lessowe

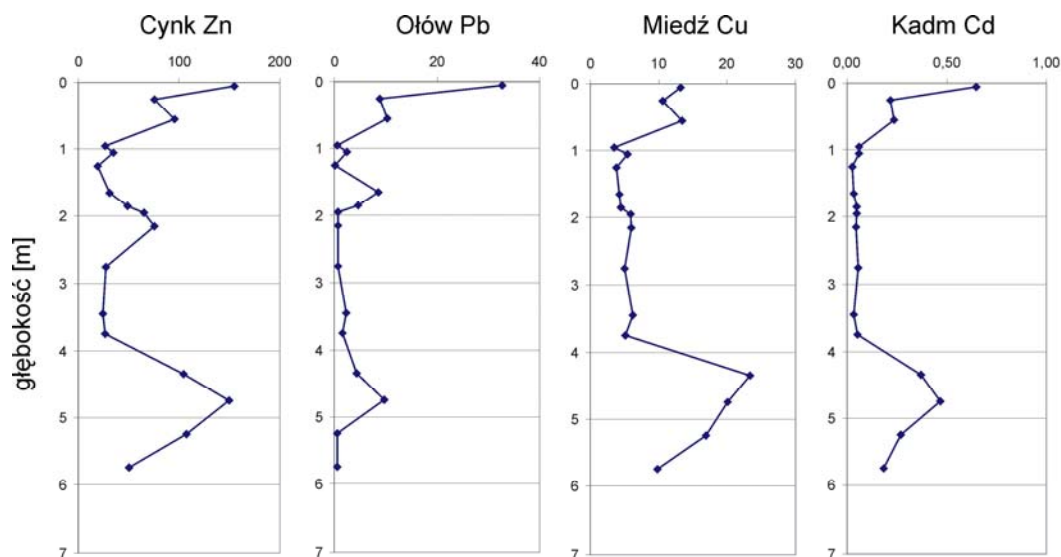
Akumulacja mady lessowej w dnie Nidy dokonywała się z opóźnieniem w stosunku do akumulowanych powszechnie, w dolinach nieckowatych i płaskodennych oraz w dnach dolin jej dopływów, osadów ze spłukiwania. Wynika to prawdopodobnie z krasowego założenia pewnych odcinków tych dolin i tendencji do obniżania. Dopiero z chwilą wypełnienia znajdujących się tam basenów i kotlin osady mogą być akumulowane w dnie doliny Nidy (ryc. 1). Wstępne zestawienia wierceń wskazują, że w przeszłości (starszym holocenie?) w dnach dolin rzecznych i płaskodennych uchodzących do doliny Nidy prawdopodobnie występowały progi (przegrody, ostańce z margla kredowego?) utrudniające (czy uniemożliwiające?) odpływ powierzchniowy do Nidy. Kotlinowate rozszerzenia mogą więc posiadać pełniejszy, bardziej dokładny i głównie lokalny zapis zmian klimatu i działalności człowieka na tym terenie. Dno doliny Nidy posiada ten obraz uśredniony. Poniżej przedstawiono wyniki oznaczeń przeprowadzonych dla jednego z wierceń w przekroju A-A' (ryc. 1, 4).



Ryc. 4. Straty po prażeniu w wierceniu 4 (przekrój A-A') dokumentujące zmiany klimatu lub działalność człowieka

Wybrane próbki pochodzące z tego samego wiercenia zostały przebadane również pod względem zawartości metali ciężkich. Wyniki oznaczeń prezentuje ryc. 5. Generalnie próbki charakteryzują się średnią zawartością tych pierwiastków. Podwyższone zawartości metali ciężkich wiązać można z procesami erozyjno-akumulacyjnymi zachodzącymi w zlewni Nidy w następujących okresach: (1) schyłek późnego glacjału – początek holocenu – skąpa pokrywa roślinna sprzyja spłukiwaniu i dostawie do koryta Nidy osadów glacialnych i fluwioglacialnych (rozdrobionych skandynawskich skał magmowych,

występujących na powierzchni a zawierających znaczne ilości metali ciężkich), (2) epoki metalurgiczne (brązu i żelaza) zaznaczone większymi pikami cynku i ołowiu oraz mniejszym miedzi, (3) osadnictwo od średniowiecza po czasy współczesne – rozwój hutnictwa średniowiecznego oraz przemysłu od rewolucji przemysłowej do dziś (ryc. 5).



Ryc. 5. Zawartość wybranych metali ciężkich w wierceniu nr 4 (profil A-A')

Profile wierceń, przekroje geologiczne, datowania radiowęglowe, zestawienia materiałów archeologicznych z okolic Chrobrza dokumentują zapis złożonych zmian środowiska przyrodniczego. Zmiany te były efektem procesów naturalnych (przed okresem atlantyckim) i generowanych przez człowieka (od okresu atlantyckiego po dziś). Okresy szczególnej aktywności człowieka, zapisane w osadach i ich wieku, korelują bardzo dobrze z danymi archeologicznymi (neolit, okres brązu, żelaza i wczesne średniowiecze).

Zastosowanie interdyscyplinarnych metod badawczych pozwala rozdzielić te procesy pod względem ich genezy a także daje szansę ocenić ich skutki.

Literatura:

- Gliński W., Hademik C., Koj J., 1996: Archeologiczne Zdjęcie Polski, arkusz 95-62.
Kondracki J., 2001: Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Kowalski K., 2006a: Pierwsi rolnicy pojawili się tu już siedem tysięcy lat temu. [w:] Rzeczpospolita, 11 sierpnia 2006; A-1.
Kowalski K., 2006b: Wzgórze ośmiu tysiącleci. [w:] Rzeczpospolita, 11 sierpnia 2006; A-11.
Łyczewska J., 1972: Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Busko Zdrój.
Matoga A., Poleski J., 1983: Archeologiczne Zdjęcie Polski, arkusz 94-62.
Michno A., 2004: Transformacja doliny dolnej Nidzicy w holocenie. IGiPZ UJ, Kraków; 1-92.
Starkel L., 1997: Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyzyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku). Dok. Geogr., IGiPZ PAN, 8.
Starkel L., 1999: Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
Starkel L., 2001: Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monografie 2, IGiPZ PAN, Warszawa
Śnieszko Z., Grygierczyk S., 1991: Osady kopalnej brzozy w Bronocicach i ich związek z działalnością człowieka w neolicie. [w:] J.Jersak (red.) Less i osady dolinne. Wyd. UŚ, Katowice; 129-146.

**SKŁAD MINERALOGICZNY
LESSOWYCH GLEB WZGÓRZ TRZEBNICKICH,
UŻYTKOWANYCH JAKO GRUNTY ORNE I LEŚNE
PRZEMYWANYCH WODNYMI ROZTWORAMI FOSFOROWYMI
W BADANIACH LIZYMETRYCZNYCH**

Przemysław Woźniczka, Dorota Kawalko

Instytut Gleboznawstwa i Ochrony Środowiska Rolniczego
Akademia Rolnicza we Wrocławiu

Wstęp

W warunkach klimatu umiarkowanego i wilgotnego z przewagą opadów nad parowaniem, gdy przynajmniej przez kilka miesięcy w roku ilość opadów przekracza ewapotranspirację, oraz przy kwaśnym lub lekko kwaśnym odczynie środowiska glebowego dochodzi do wytworzenia okresowej anaerobiozy a następnie do uruchomienia koloidów glebowych i ich przemieszczanie do głębszych poziomów profilu glebowego (Dachauf 1951; Tomaszewski 1959). Proces ten zależy od wielu czynników abiotycznych jak również biotycznych i często prowadzi do zróżnicowania składu mineralogicznego w profilu glebowym a w dalszej konsekwencji do wytworzenia poziomu eluwialnego i powstania gleb płowych (Chodak 2000; Kaplan *et al.* 1996; Jacobsen *et al.* 1997). Prawdopodobnie proces ten może być przyspieszony oddziaływaniem jonów fosforanowych wprowadzanych do gleb w postaci nawożenia fosforowego (Woźniczka, Chodak 2002). W związku z tym w niniejszej pracy badano wpływ jaki na zmiany składu mineralogicznego w poziomach próchnicznych gleb płowych użytkowanych jako grunty orne i leśne wywiera nawożenie ich wodnymi roztworami superfosfatu w warunkach doświadczenia lizymetrycznego.

Material badawczy i metodyka badań

Badania przeprowadzono w warunkach doświadczenia lizymetrycznego w laboratorium przy użyciu lizymetrów o pojemności 1,5 dm³ i wysokości 30 cm. Po dolnej stronie lizymetru znajdował się korek umożliwiający odciek nadmiaru cieczy. Lizymetry zalewano wodnymi roztworami superfosfatu o składzie chemicznym $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ odpowiadające nawożeniu fosforowemu w ilości 200kg/ha P_2O_5 i pH 4,5 oraz jako próbę kontrolną stosowano lizymetry zalewane wodę destylowaną. Dzienna dawka roztworów wynosiła 100cm³ na każdy z lizymetrów, którą stosowano co 48 godzin przez okres 62 dni. Po zakończeniu eksperymentu każdy z lizymetrów przecięto w połowie jego długości dzieląc glebę w lizymetrze na próbkę górną oraz próbkę dolną. Lizymetry wypełniono materiałem pobranym z poziomów próchnicznych gleby płowej ornej i leśnej sklasyfikowanej jako gleba płowa typowa, wytworzona z wodorocznego pyłu ilastego (PTG 1989), Luvisols (FAO WRB 1998). Klasa bonitacyjna: IIIa, kompleks przydatności rolniczej: pszenno-dobry (2), użytkowana jako grunty orne – pod uprawę kukurydzy oraz odpowiadająca jej gleba leśna (dominuje: buk, sosna z domieszką modrzewia i dębu; podszyt: klon, jawor, bez czarny; ściółka typu: moder). Gleby te położone są na płaskim terenie Wzgórz Trzebnickich w pobliżu miejscowości Wysoki Kościół – współrzędne geograficzne wg WGS 84: E -17°03'15'', N -51°16'11'', wysokość - 176 m n.p.m.

Szczegółowej analizie poddano frakcję koloidalną o średnicach cząstek mniejszych od 2µm, która została wydzielona na drodze wymuszonej sedymentacji z poziomów próchnicznych badanych gleb. Zastosowano mechaniczną dyspersję przy użyciu ultradźwięków, a następnie odwirowywanie. Badania rentgenograficzne przeprowadzono metodą proszkową Debye'a – Scherrer'a – Hulla na aparacie rentge-

nowskim DRON-2. Zastosowano promieniowanie rentgenowskie z lampy miedzianej o natężeniu 20 mA i napięciu 40 kV i czułości 1000 impulsów/sekundę.

Analizę termiczną wykonano na derywatografie „DRON” produkcji węgierskiej przy zastosowaniu systemu Paulik, Paulik i Erdey. Otrzymano z jednej próbki równocześnie termiczne krzywe różnicowe (DTA), krzywe termograwimetryczne (TG) i termograwimetryczne różnicowe (DTG). W badaniach wykorzystywano tygle ceramiczne. Jako substancję termicznie obojętną stosowano wyprażony w 1 100° C tlenek glinu. Analizowano próbki o ciężarze 800 mg przy czułości wynoszącej: TG 200 mg, DTA 1/10 i DTG 1/10. Szybkość ogrzewania wynosiła 10° C/min.

Wyniki badań

Analiza mineralogiczna frakcji <2 µm wydzielonej z gleby pyłowej ornej i leśnej przed rozpoczęciem doświadczenia lizymetrycznego wykazała zbliżony jakościowy skład mineralogiczny. Podstawowym minerałem jest mieszano pakietowy illit – smektyt, któremu towarzyszy illit, kaolinit i wysokodispersyjny kwarc. Dodatkowo w glebie ornej stwierdzono występowanie nie dużych ilości smektytu. Istotną różnicą pomiędzy glebami ornymi i leśnymi jest występowanie większych ilości materii organicznej w glebie leśnej co stwierdzono na podstawie straty wagowej odczytanej z krzywej TG (tab. 1).

Tabela 1. Skład mineralogiczny i powierzchnia właściwa frakcji koloidalnej gleby płowej ornej i leśnej przed rozpoczęciem eksperymentu lizymetrycznego

Obiekt	Kategoria użytkowania	Skład mineralogiczny		Powierzchnia właściwa [m ² /g] frakcji <2 µm
		Frakcja <2 µm	Strata wagowa frakcji <2 µm (%)	
Gleba płowa	Orna	I-S; I; K; Q	18,5	185,3
	Leśna	I-S; I; K; Q	22,8	205,7

Analiza mineralogiczna frakcji <2µm wydzielonej z gleby ornej po zakończeniu przemywania gleb w lizymetrach wodą destylowaną w porównaniu z glebą stanu wyjściowego wykazała zbliżony skład jakościowy występujących minerałów ilastych przy zmianach w ich składzie ilościowym. Wyraźnie widoczny jest wzrost zawartości illitu oraz spadek zawartości minerałów illitowo-smektytowych w porównaniu do stanu wyjściowego. Można przypuszczać, że wysokodispersyjne minerały mieszano-pakietowe illit – smektyt (IS) zostały wymyte z gleby stąd ich mniejsza zawartość. W glebie leśnej przemywanej w lizymetrach wodą destylowaną dodatkowo zauważono wzrost zawartości substancji amorficznej oraz wyższy stopień krystalizacji minerałów ilastych. Analiza termiczna (krzywe TG) wykazała większą ruchliwość substancji organicznej w glebie leśnej w porównaniu do gleby ornej przemywanych wodą destylowaną.

Przemywając omawiane gleby roztworem z fosforem stwierdzono podobne tendencje w glebie ornej i leśnej. Na uwagę zasługuje mniejsze podniesienie linii dyfrakcyjnej w granicach 4,2Å próby nasyconej gliceryną w przypadku stosowania roztworu z fosforem niż wody destylowanej co wskazuje na większe wymywanie substancji amorficznej wywołane dostarczeniem jonów fosforanowych do gleby. W porównaniu do przemywania gleb wodą destylowaną w przypadku zastosowania roztworu z fosforem stwierdzono również wyższą zawartość kaolinitu w glebach ornymi i leśnymi oraz wyższą mobilność materii organicznej w glebie leśnej, która ulega wymyciu z dolnych części gleby w lizymetrach. Świadczy o tym różnica straty wagowej stwierdzona pomiędzy górną a dolną częścią gleby leśnej przemywanej roztworem z fosforem w lizymetrach (tab. 2). Podobnie jak w przypadku przemywania wodą również stosując do przemywania roztwór z fosforem stwierdzono spadek zawartości minerałów illitowo – smektytowych (I-S), co wpłynęło na zmniejszenie powierzchni właściwej. Spadek ten był szczególnie wyraźny w przypadku gleby użytkowanej jako grunty orne, gdy przemywano je roztworem z fosforem.

Tabela 2. Skład mineralogiczny frakcji koloidalnej badanych gleb po zakończeniu eksperymentu lizymetrycznego

Obiekt	Kategoria użytkowania	Czynnik przemylający	Próbka z części lizymetru	Skład mineralogiczny		Powierzchnia właściwa [m ² /g] frakcji <2µm
				Frakcja <2µm	Strata wagowa frakcji <2µm(%)	
Gleba płowa	Orna	woda	górna	I; I-S; K; Q	18,5	163,5
			dolna	I; I-S; K; Q	16,7	162,4
		fosfor	górna	I; I-S; K; Q	18,2	158,4
			dolna	I; I-S; K; Q	18	160,2
	Leśna	woda	górna	I; I-S; K; Q	37,5	195,6
			dolna	I; I-S; K; Q	38,1	197,2
		fosfor	górna	I; I-S; K; Q	37,5	185,9
			dolna	I; I-S; K; Q	35	192,8

Legenda: I-illit; I-S-minerały mieszanopakietowe illit – smektyt; K-kaolinit; Q - kwarc

Wnioski

1. Zastosowanie do przemylania roztworu z fosforem przyczyniło się do zmniejszenia zawartości minerałów mieszano pakietowych illitowo – smektytowych (I-S) i substancji amorficznej oraz wzrostu zawartości kaolinitu w poziomach próchnicznych badanych gleb ornych i leśnych w porównaniu do przemylania wodą destylowaną.
2. Przemylanie wodą destylowaną poziomów próchnicznych gleb płowych użytkowanych jako grunty orne i leśne spowodowało zmiany ilościowe w składzie mineralogicznym objawiające się głównie wzrostem zawartości illitu i spadkiem zawartości minerałów illitowo - smektytowych, a dodatkowo w glebie leśnej również wzrostem zawartości substancji amorficznej oraz wyższym stopniem krystalizacji minerałów.
3. Substancja organiczna charakteryzuje się większą ruchliwością w poziomie próchnicznym gleby leśnej niż ornej podczas przemylania jej wodą destylowaną. Zastosowanie do przemylania roztworu z fosforem skutkuje ograniczeniem ruchliwości substancji organicznej w poziomach próchnicznych badanych gleb.

Literatura:

- Chodak T., 2000: Proces eluwialny jako czynnik degradujący środowisko glebowe. Zesz. Nauk. AR Wrocław, 398.
- Duchaufour P.H., 1951: Lessivage et podzolisation. Rev. Forest France, 10; 647-652.
- Jacobsen O.H., Moldrup P., Larsen C., Konnerup L., Petersen L.W., 1997: Particle transport in macropores of undisturbed soil columns. Journal. of Hydrology 196; 185-203.
- Kaplan D.I., Sumner M.E., Bertsch P.M., Adriano D.C., 1996: Chemical conditions conducive to the release of mobile colloids from Ultisols profiles. Soil Sci. Soc. Am. J., 60; 269-274.
- Tomaszewski J., 1959: Soil forming and typological soil process. Pr. Wroc. Tow. Nauk. Ser. B, 99.
- Woźniczka P., Chodak T., 2002: Modifying the state of dispersion of the soil colloid system by phosphorus fertilization. Materiały konferencyjne “International Symposium on Electrokinetic Phenomena”, Kraków, 18-22 sierpnia 2002; 143.

USAGE OF ULTRASONIC SOUND AT ALLOCATION OF THE VEGETATIVE MICROFOSSILS FROM THE LOESSES AND FOSSIL SOILS

Yadviga Yelovicheva

Geography Department, Belarusian State University, Minsk Belarus

Palynological study of the different genotypes quaternary sediments has shown, that most perspective for the given analysis are the limnetic and paludous formations, and loess rocks, fossil soils and fluvial deposits by virtue of the strong coupling of the pollen grains and spores with the mineral substance are characterized by the rather small quantity of the vegetative microfossils in the drugs, treated by a customary technique, or their absence. Nevertheless, the given rock contain their sufficient number. With the purposes of the enrichment by pollen and spores both disputes of an organic deposit and obtaining of the fullest information about the conditions of the accumulation of such deposits it is necessary to conduct their after-treatment.

So, at the analysis of a section of the Upper-Pleistocene loessic loam and buried soil at vilage Pridneprovje (Sanko, Yelovicheva *et al.* 1980) the sampling on the palynological analysis was executed through each 5-10 cm with a hinge fitting till 100 g of rock. The initial allocation of the pollen and spores was conducted by a separate method, proposed by Grichuk (1937, 1940) and Grichuk, Zaklinskaya (1948) with the application of a high-gravity potassium-cadmium liquid. The obtained organic sediment subjected by acetoliz to processing on a method by Erdtman in due course stays it in the water bath no more than 1 minute (Ananova 1974). As has appeared, from 36 samples 8 were practically empty (till 3-4 grains on a drug), 15 were model contained up to 50 grains, 8 - from 50 up to 100 grains and 5 - from 100 up to 161 grains. For the allocation of the big quantity of the vegetative microfossils all samples keeping less of 100 grains on a drug, were exposed to the repeated technical processing with the help of the ultrasonic powder dispenser low frequency UZDN-1 U-4.2, intended for the obtaining thin suspensions and paps (Grichuk, 1966). Power of the generator is 400 Вт. At single work during 30 sec by the exponential radiator by frequency 15 kgc the contents of pollen and spores in the each studied drug was increased from 2 up to 20 times, making 50-225 grains of the good safety. Only 4 samples contained no more than 5 grains, and 2 have remained still empty. Palynological study of the loessic loam and buried soil testifies to the directional and gradual improvement of the climatic situation from the severe glacial and periglacial of the Sohz glaciation (gl-sz, gl-f-sz), Poozerje glaciation (pz-s-7-14) to interglacial Holocene (hl). The high contents of the pollen in spectra *Betula sect. Albae* including *Betula sect. Nanae* allows to consider, that the formation of a lower horizon loess descended in the considerably more cold climatic conditions (22-68 %), than upper (7-25 %). The plenty of this pollen is peculiar also to the horizon of the fossil soil, the formation by which one also flowed past in the rather severe conditions perennial congelation. Alongside with it, the obtained pollen diagram in a full volume demonstrates the availability kept in rocks microfossils, with large veracity of a describing condition paleoenvironment of the time of the accumulation of the sediments (flora, green and climate). And in this respect it is so valuable, as well as diagram from the organic deposits, saturated pollen and spores, and consequently not requiring to their padding ultrasonication. The obtained data mirror the productivity of the ultrasonic sound at allocation of the vegetative microfossils from the loess and fossil soil and give the basis to approve about the large prospects of its application in the practice of the palynological researches of the quaternary deposits.

Last years we use the Polish installation Ultrasonic disintegrator type UD-11 "Automatic", the advantage is encompass byed to the greater simplicity, compactness and profitability. By the activity on it there is no necessity for its mechanical assembly, hooking up of the water refrigerating circulation, subsequent disassembly and packaging. It is permanent, takes the rather small area (length 44 cm, width 35 cm,

altitude 84 cm) and consists of two main furnishing parts: the radiator and generator also is hooked up only to the power source.

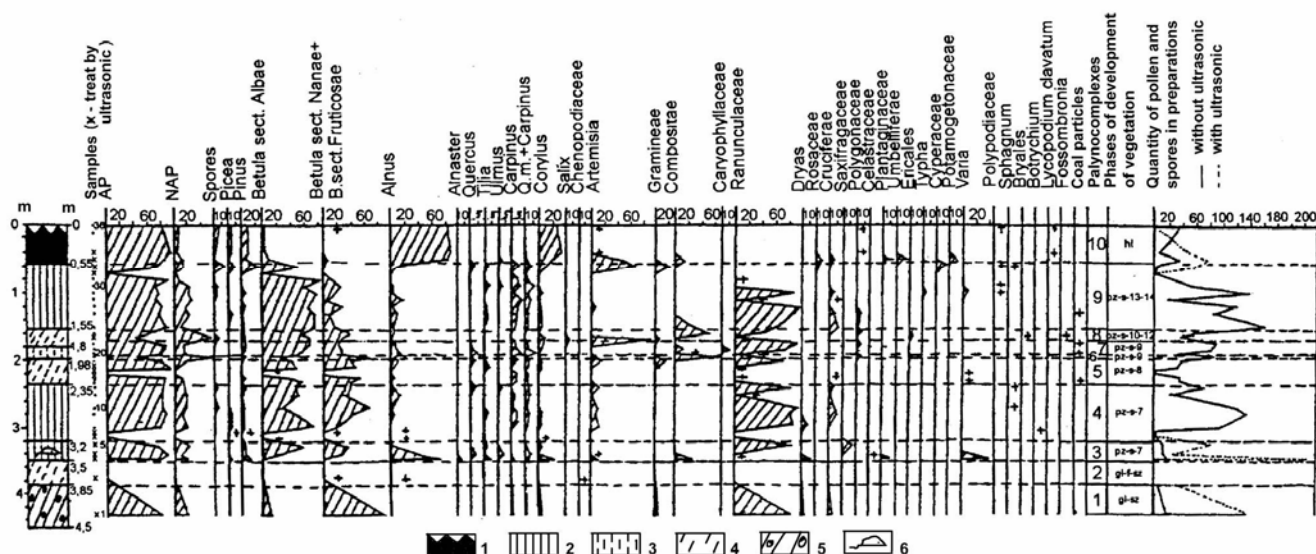


Fig. 1. Palynological diagram of the loesses and fossil soils in the section Pridnieprovje. Analysis by Y. Yelovicheva. Conditional markers: 1-modern soil, 2-loam loessial, 3-fossil soil, 4-loamy sand loessial, 5-loam sand, 6-loam moraine, 7-fauna

After wash of the rock from an alkaline condition up to neutral (before operation of the separation of the vegetative microfossils with the help of a heavy liquid) the capacitance with the contents of the rock and water is shaken and the radiator is immersed in it on 30 sec. at constant operational mode on the key 1. Our experiments have shown that these conditions are optimal for the quantitative allocation of the microfossils and degree of their safety. The much greater exhibiting in time and the increase of the power of the generator are not suitable for the quaternary deposits with the purposes of the palynological analysis, as result in destruction both modern, and fossil pollen, spores and coenobium of the algae. The smaller exhibiting in time does not promote of a full liberation of energy vegetative microfossils and enrichment (saturation) by them of an organic deposit. The given installation has passed test and at processing of Mesozoic rocks in palynological laboratory BelNIGRI. The obtained positive takes have confirmed the reliability, prospects and compulsion of the usage of the ultrasonic sound at research of mineral rocks of the different age, poor organic residues even more. Speed of the application of this method not hinder the gear of all process of technical processing of a series is model, and is already today it of the belonging part. From this stand the necessity for the elective retreatment separate "dumb" passes is model. The positive result of the research of the sections with the buried Holocene soils with the usage of the ultrasonic sound is detected on a series of the sections of Belarus e.g. Malaya Alexandria, Buroye, Orsha, Peski, Pesochnoye, Drozdy, Veprin, Dashkovka, Litvinovichi, Gronovo, Smychek, Cvoensk, Brerztsy, Otor (Yelovicheva 1998) also is an example of its broad intrusion in the practice of processing of rocks on the palynological analysis.

Even more considerable the palynological results are obtained by us at the ultrasonication of the loess rocks and fossil soils in a section Volnoye of Novopisarevskij region of the Sumy area on Ukraine (Yelovicheva, Vozgrin 1999; Yelovicheva 2003, Lindner *et al.* 2004). The capability was presented to us to the secure indispensable (in separate samples - not less than 50, in remaining from 51 and up to 140 units) quantity vegetative microfossils, sufficient for construction of the palynological diagram and ensuring submission about the nature of green of Sula, Luben, Tiligul, Zavadovka-1, Zavadovka-2, Orel, Dniepr, Kajdaki, Nyasmin, Priluki, Udaj, Vitachev, Bug, Dofinov, Prichernomorje and Holocene horizons, and also about a structure of flora of the discharged intervals, including such exotics and a rare contrare species, as the arcto-boreal (*Betula sect. Fruticosae*, *Selaginella selaginoides*, *Alnus*), and ter-mofil (*Carya*, *Moraceae*, *Ostrya*, *Juglans*, *Castanea*, *Tsuga*, *Ilex*, *Osmunda cinnamomea*, *Pterocarya*, *Taxus*, *Tilia platyphyllos*, *Moraceae* (?), *Quercus pubescens*, *Ulmus campestris*, *Salvinia natans*, *Trapa*

It is represented to us, that the methodical approach on the usage of the ultrasonic sound at the processing of the loessic and fossil soils is rather reliable and perspective in obtaining of the palynological information with the purpose of the detail stratigraphy of the fossil formations, conditions of their formation and correlation of the natural events of Pleistocene in vast terrain of Europe.

References:

- Ananova Y.N., 1974: Pollen in neogenic sediments of the south of Russian plain. Leningrad, (in Russian).
- Grichuk V.P., 1937: New processing of the techniques of the sedimentary stratas for the purposes of the pollen analysis [in:] Works of the Soviet section of International Associations on analysis of the Quaternary, 3; 159-165 (in Russian).
- Grichuk V.P., 1940: Technique of the processing of the sedimentary stratas, poor organic residues, for the purposes of the pollen analysis [in:] Problems of physiography, 8; 53-58 (in Russian).
- Grichuk V.P., Zaklinskaya Y.D., 1948: The analysis of the fossil pollen et spores and its application in paleogeography. Minsk (in Russian).
- Lindner L., Gozik P., Jelovicheva J., Marciniak B., Marks L., 2004: Główne problemy klimatostratygrafii czwartorzędu Polski, Białorusi i Ukrainy [w:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, IV, Seria Geografia, 68; 243-258.
- Sanko A.F., Yelovicheva Y.K., Kalinovskij P.F., Motuzka A.N., Shkodina K.P., 1980: New section of the lyses with the fossil soils on the north-east of Belarus [in:] Geologic researches of the earth crust of Belarus. Minsk; 82-86 (in Russian).
- Yelovicheva Y., Vozgrin B., 1999: Stratotypical Quaternary section at the village Volnoye in Ukraine. [in:] Abstracts of the Field Symposium “Pleistocene Stratigraphy and Glacial Chronology in Southern Estonia”, May 18-23, 1999. Tallinn; 23-24.
- Yelovicheva Y.K., 2003. Stratotypical sections of Pleistocene of Ukraine and their correlation with the terrain Belarus / IGS NAS of Ukraine. Minsk, 2003. 109 p. The monography is deposited in BellSA, Minsk, 16.06.2003, № Д2346. The abstract accumulator cell of not published activities, № 2 (28) (in Russian).
- Yelovicheva Y.K., 1998: Usage of the ultrasonic sound at the allocation of the vegetative microfossiles from the lyses and fossil soils [in:] Modern geological processes. Abstracts of IV Republican conference, November 19-20, 1998. Minsk, IGS NAS of Belarus; 27-29 (in Russian).

AKUMULACJA PIASZCZYSTYCH OSADÓW EOLICZNYCH NA LESSACH W SWIETLE ANALIZY LITOFACJALNEJ NA PRZYKŁADZIE ZACHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY LUBELSKIEJ

Paweł Zieliński

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Zachodnia część Wyżyny Lubelskiej jest znakomitą poligonem badawczym do rekonstrukcji paleośrodowiskowej strefy peryglacjalnej schyłku plenivistulianu i późnego vistulianu. Pozwala na to współwystępowanie płatów lessowych oraz piaszczystych form eolicznych (wydm i pokryw eolicznych). Jest to o tyle istotne, że piaski eoliczne występują nie tylko w sąsiedztwie płatów lessowych, ale również w następstwie pionowym (Maruszczak 1958, 1968, 1983; Morawski 1961; Dowgiałło 1981, 1986; Zieliński 2001). Relacje między lessami i piaskami wydmowymi rozpatrywane były dotychczas w kontekście czasowym. W literaturze panują dwa poglądy. W pierwszym, wskazującym na synchroniczność akumulacji pylastych i piaszczystych osadów eolicznych, uważa się, iż zjawiska eoliczne zachodziły w różnych strefach (Poser 1951; Różycki 1972, 1976, 1982; Schwan 1986; Kozarski, Nowaczyk 1991, 1992; Issmer 1996). Materiał eoliczny pochodził ze strefy deflacji, zaś deponowany był w postaci wydm – strefa piaszczysta, pokryw eolicznych – strefa przejściowa oraz lessów – strefa akumulacji pylastej. Przeciwnego

zdania są badacze, którzy uznają niesynchronizację akumulacji lessów i piasków eolicznych (Jahn 1956; Maruszczak 1958, 1968, 1983; Morawski 1961; Mycielska-Dowgiałło 1965; Jersak 1973, 1976, 1991; Szczypek 1986; Zieliński 2001). Według nich akumulacja piasków eolicznych rozpoczęła się po zakończeniu akumulacji lessów.

Celem opracowania jest określenie:

1. czynników oraz wieku zakończenia akumulacji lessowej i rozpoczęcia piaszczystej,
2. wpływu płatów lessowych na charakter i wielkość eolicznej akumulacji piaszczystej.

Szczegółowe badania przeprowadzono w dwóch polach wydmych związanych z płatami lessowymi w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Obejmowały one szczegółowe kartowanie geomorfologiczne, rejestrację tekstury osadów, struktur sedymentacyjnych i deformacyjnych osadów oraz pomiary strukturalnych elementów kierunkowych. Na podstawie określonych w terenie cech litofacyjnych, które zostały zapisane zgodnie z propozycją Miall'a w modyfikacji Zielińskiego (1995), zidentyfikowano środowiska sedymentacji osadów według wydzieleni Huntera (1977) i Borówki (2001). Wykonane zostały również datowania TL dla piasków eolicznych i lessów oraz radiowęglowe dla śródwymowych gleb kopalnych.

Pole wydmy Karczmiska położone jest w strefie kontaktu piaszczystej i pylastej terasy wysokiej oraz stoku płata lessowego. Jego powierzchnia jest generalnie nachylona w kierunku południowo-zachodnim, od 190 do 145 m n.p.m. Stanowi go kompleks zróżnicowanych typologicznie form, które układają się w dwóch równoległych pasach o orientacji NW-SE, naśladując przebieg krawędzi płata lessowego. Dominują duże wydmy paraboliczne lub złożone. Formy te mają zasadniczo dłuższe i bardziej rozbudowane ramiona północne, a ich stoki proksymalne rozcinają liczne rynny deflacyjne. Mniejszy odsetek stanowią małe wydmy paraboliczne, podłużne lub poprzeczne. Piaski wydmy w przewadze leżą bezpośrednio na lessach bezwęglanowych.

Budowa wydmy jest złożona. Charakterystyczną cechą jest występowanie licznych powierzchni deflacyjnych lub/i gleb kopalnych oddzielających serie eoliczne. W budowie form dominują litofacje piasków o dużokątowym warstwowaniu nachylonym. Nieco mniejszą frekwencję stanowią listofacje piasków o laminacji riplemarków wstępujących (tzw. warstw translacyjnych).

Pole wydmy Zgoda położone na wysokości od 190 do 210 m n.p.m, okrywa nieciągłą pokrywę płat lessowy oraz występujące na jego obrzeżeniu pyły i piaski deluwialne. W północnej części badanego obszaru, piaszczyste pokrywy eoliczne zajmują rozległe powierzchnie zarówno w części wierzchowinowej płata lessowego jak i w strefach jego krawędzi oraz zrównań wierzchowinowych. Kulminacje pokryw tworzą niewielkie wydmy – paraboliczne i podłużne. W południowej części obszaru, pokrywa eoliczna ograniczona jest tylko do strefy krawędziowej płata lessowego, a towarzyszące jej wydmy to w głównej mierze wydmy podłużne, które są równoległe do jego krawędzi.

Bezpośrednio na lessach zalegają pokrywy eoliczne. Zbudowane są z dwóch zestawów litofacyjnych: w spągu rytmu piaszczysto-pylastego o poziomej laminacji, zaś w stropie piasków o laminacji riplemarków wstępujących lub poziomym warstwowaniu. Stropowa część lessów oraz spągowa część pokrywy zaangażowana jest w struktury konwolucyjne. Występują również ślady lodu gruntowego. Leżące na pokrywie wydmy paraboliczne budują zazwyczaj pojedyncze serie eoliczne, zdominowane przez litofacje piasków o laminacji riplemarków wstępujących i dużokątowym warstwowaniu nachylonym, zaś wydmy podłużne – litofacje piasków o laminacji riplemarków wstępujących i o warstwowaniu tabularnym.

Zebrany materiał pozwala na następujące stwierdzenia:

1. Następstwo stratygraficzne osadów eolicznych, zaleganie piaszczystych osadów na inicjalnych glebach glejowych lub poziomach glejowo-humusowych wykształconych w stropie lessów, wskazują na niesynchronizację akumulacji pyłów i piasków. Dodatkowo potwierdzają to daty TL lessów oraz daty radiowęglowe gleb wykształconych w stropie dolnych serii wydmych. A zatem akumulacja lessów zakończyła się w interfazie epe. Początek akumulacji piaszczystej przypada na najstarszy dryas.
2. Późnovistuliańska akumulacja eoliczna rozpoczyna się depozycją rytmu piaszczysto-pylastego. Miększe litofacje pylaste w spągu pokryw mogą dodatkowo pochodzić z redepozycji lessów. Stopniowe wygasanie akumulacji pyłów najprawdopodobniej spowodowane jest zmniejszeniem się lepkości podłoża, wynikającej ze wzrostu miąższości piasków, a przez to przesuszeniu powierzchni depozycyjnej, co według Jersaka (1976) nie sprzyjało akumulacji lessów.
3. Podłoże lessowe generalnie sprzyja akumulacji wydmy (Zieliński 2004), a w szczególności orientacja krawędzi płata lessowego – poprzeczna lub skośna do kierunku transportu piasków. Wynika to zapewne

z większej lepkości lessów, hamującej eoliczny transport piasków – stąd duże nagromadzenie wydym na kontakcie piasków terasowych i lessów na polu wydymowym Karczmiska oraz większe rozmiary ramion wydym parabolicznych bezpośrednio sąsiadujących z lessami na obu polach wydymowych.

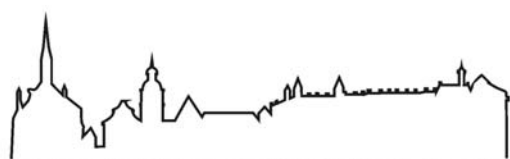
4. Transport piasków po powierzchni lessowej mógł odbywać głównie w wyniku ruchu wydym, po przekroczeniu masy krytycznej niwelującej lepkość lessów. Potwierdza drugi ciąg wydym na polu wydymowym Karczmiska.
5. Wysokie położenie płatów lessowych wpływa na zmniejszenie ilości transportowanego piasku, a przez to małą akumulację, co odzwierciedla się w niewielkich rozmiarach form na polu wydymowym Zgoda.
6. Orientacja krawędzi płata lessowego zgodna z kierunkiem transportu piasku powoduje koncentrację przygruntowych strumieni piaszczystych. W efekcie transport dominuje nad akumulacją. Dowodem na to jest duże rozprzestrzenienie pokryw eolicznych na polu wydymowym Zgoda.

Literatura:

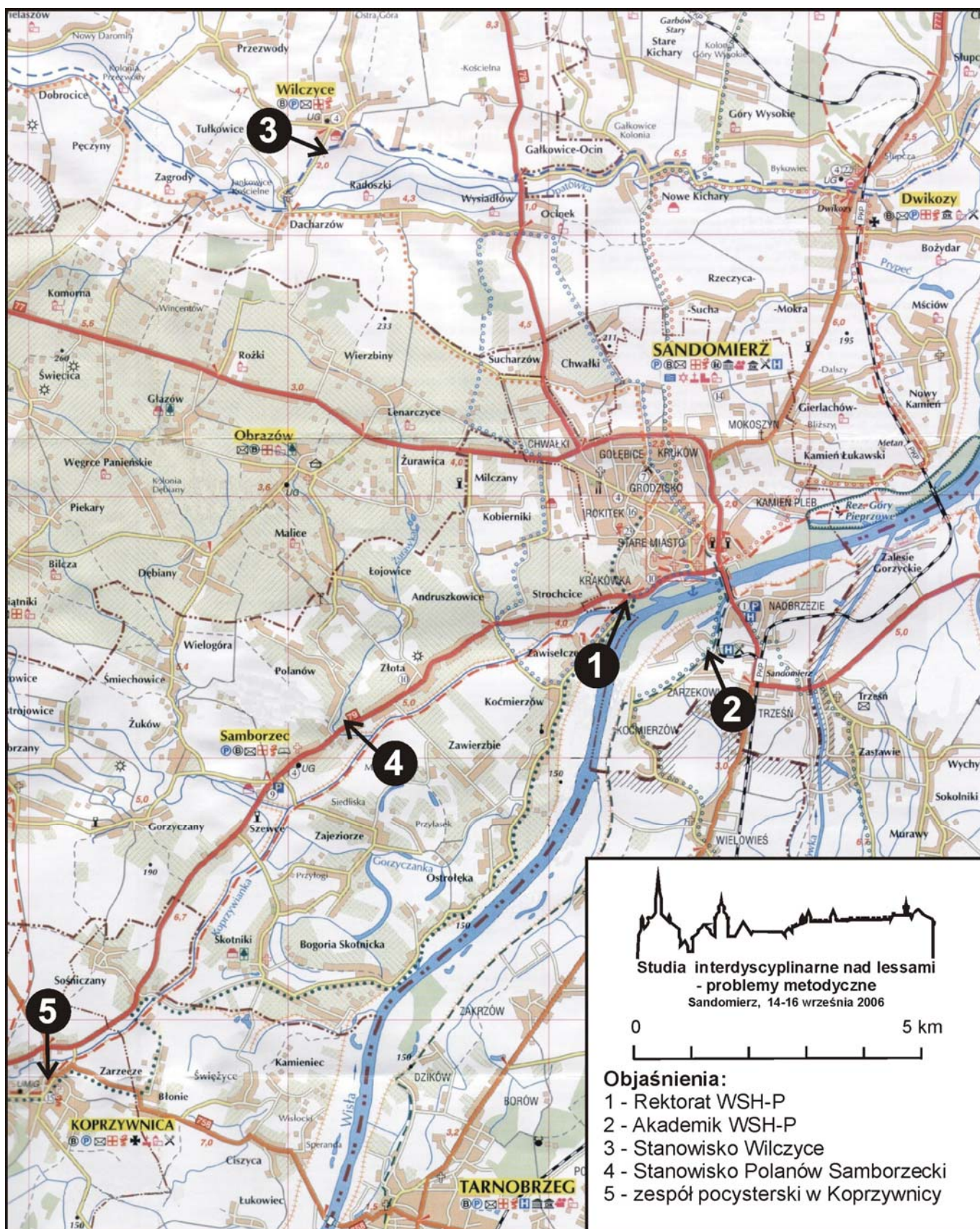
- Borówka R.K., 2001: Struktura wewnętrzna wydym Łebskich jako efekt zmienności warunków meteorologicznych. [w:] K.Rotnicki (red.) Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w wistulianie i holocenie. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań; 89-93.
- Dowgiałło W.D., 1981: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Kazimierz Dolny. Wyd. Geol., Warszawa.
- Dowgiałło W.D., 1986: Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Opole Lubelskie. Wyd. Geol., Warszawa.
- Issmer K., 1996: Geneza osadów piaszczystych w późnowistulianских profilach lessowych Klepicz i Stare Objezierze (Pomorze Zachodnie). [w:] Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne, wybrane zagadnienia. Sosnowiec; 47-56.
- Jahn A., 1956: Wyżyna Lubelska; rzeźba i czwartorzęd. Prace Geograficzne IG PAN, 7; 453.
- Jersak J., 1973: Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. Acta Geographica Lodziensia, 32.
- Jersak J., 1976: Geneza lessu Wyżyn południowej Polski. Z badań czwartorzędu w Polsce, 18, Biuletyn IG PAN, 297; 103-120.
- Jersak J., 1991: Lessy formacji umiarkowanie wilgotnej na Płaskowyżu Głubczyckim. (w:) J.Jersak (red.) Less i osady dolinne, UŚ, Katowice; 10-50.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1991: Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband, 90; 107-122.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1992: Późnowistulianские i holocенские зявиска еoliczne w regionie dolnej Odry i dolnej Warty. [w:] Szczypek T. (red.) Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej, UŚ, Sosnowiec; 37-105.
- Maruszczak H., 1958: Wydmy Wyżyny Lubelskiej i obszarów sąsiednich. [w:] R.Galon (red.) Wydmy śródlądowe Polski cz. II, PWN Warszawa; 61-79.
- Maruszczak H., 1968: Przebieg zявиск w strefie peryglacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce. Prace Geograficzne IG PAN, 74; 157-197.
- Maruszczak H., 1983: Procesy rzeźbotwórcze na obszarze Polski w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. [w:] J.K.Kozłowski, S.K.Kozłowski (red.) Człowiek i środowisko w pradziejach, PWN, Warszawa; 32-42.
- Morawski J., 1961: Holocенские osady eoliczne w dorzeczu dolnej Wyżnicy. Kwartalnik Geologiczny, 5, 3; 706-718.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1965: Mutual relation between loess and dune accumulation in Southern Poland. Geographia Polonica 6; 105-116.
- Poser H., 1951: Die nördliche Lössgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. Eiszeitalter und Gegenwart, 1; 27-55.
- Różycki S.Z., 1972: Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Różycki S.Z., 1976: Zagadnienie warunków powstania lessów. [w:] Z badań czwartorzędu w Polsce, 18, Biuletyn IG, 297.
- Różycki S.Z., 1982: Czwartorzęd okolic Lelowa. Biuletyn Geologiczny, UW, 26.
- Schwan J., 1986: The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe. Sedimentary Geology, 49; 73-108.
- Szczypek T., 1986: Procesy wydymotwórcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych. Prace Naukowe UŚ, 823; 193.
- Zieliński P., 2001: Relacja między piaszczystymi i pylastymi osadami eolicznymi okolic Wrzelowca (Wyżyna Lubelska). Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, 3, Seria Geografia, 64, Poznań; 495-510.

- Zieliński P., 2004: Wpływ litologii skał podłoża i rzeźby terenu na wielkość akumulacji eolicznej w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, IV, Seria Geografia, 68, Wyd. Nauk. UAM; 497-516.
- Zieliński T., 1995: Kod litofacjalny i litogeniczny – konstrukcja i zastosowanie. [w:] E.Mycielska-Dowgiałło J.Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Warszawa; 220-234.

SESJE TERENOWE



**Studia interdyscyplinarne nad lessami
- problemy metodyczne**
Sandomierz, 14-16 września 2006



Lokalizacja głównych obiektów konferencyjnych i stanowisk z sesji terenowych

The Site of Wilczyce

Romuald Schild

Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Warszawa

The site of Wilczyce was discovered in 1993. It is located approximately ten kilometres NW of Sandomierz, ca 200 m above mean sea level, on top of a prominent hill that is a part of the northern escarpment of a widened, deep *cul-de-sac* section of the Opatówka valley, a western tributary of the Vistula. Excavations during 1993 and subsequently during the 1998-2000, 2002, 2004 and 2005 seasons yielded abundant faunal remains, a lithic assemblage containing well over 10 000 artefacts, as well as numerous bone and antler tools (Fiedorczuk, Schild 2002), mainly needles and bevelled-base points. Horse, followed by woolly rhinoceros, arctic fox and hare, dominates the recovered fauna. Birds are also present represented by grouse, herring-gull and lesser black-backed gull (Bratlund 2002).

At Wilczyce, local Miocene sandstone plaques are a very common find. Similar plates were habitually used as pavements and/or hearth construction elements at late Magdalenian settlements, a fact suggesting that the site of Wilczyce initially also contained habitation structures. Furthermore, the numerous bones of arctic fox in combination with abundant finished and unfinished bone needles imply a fall/winter season of the occupation (Bratlund 2002).

The finds were all concentrated in a long pocket filling of a large and wide ice wedge cast sunk into a thick bed of loess and extending in the excavated trenches for about 9 m and more than 3 m deep. Horizontally, the pocket formed a relatively narrow channel-like structure along the axis of the cast. Upwards, the cultural materials extended to the base of the overlying ploughed zone, while the base of the pocket graded into a narrow loess-filled fissure about 2 m deep, containing occasional artefacts and bones. The artefact-bearing filling clearly represents the last phase of ice wedge casting.

In several cases, intact small bones and bone fragments could be refitted into larger articulated units and fragments of marrow-fractured long bones could be put together. This indicates that the butchering waste was embedded almost immediately, before trampling and disintegration of ligaments could have influenced the units (Bratlund 2002). In addition, a very small bundle of nearly a hundred pearls made of perforated arctic fox teeth was found in 2005 in the ice wedge cast demonstrating that when buried they were still strung together into a necklace or put in a pouch. These observations suggest that the repetitive hunting camps had been set up either immediately next to the ice wedge at a time when its topmost part was seasonally thawed and provided a local water source, and shortly before it froze during the winter and thus protected the animal remains; or, alternatively, the Magdalenian people settled directly on the ice in the winter when the water in the upper part of the wedge had frozen again.

Chronology

Six AMS radiocarbon assays have been measured on beaver, arctic fox, horse, and woolly rhinoceros bone collagen at the Ångström Laboratory, Uppsala University. Eight other samples, have been dated at the ¹⁴C Poznań Radiocarbon Laboratory, Poznań University, five on bone collagen and three on charcoal. Except for one inconsistent sample, all the collagen assays gave increasingly older ages with depth, while the charcoal samples yielded consistent ages of about 15,300 cal yr B.P. (Bronk Ramsey 2001; Ox-Cal, v3.10), regardless of depth, however, the deepest assays on collagen gave results comparable to those measured on charcoal. Since the deposition dynamics indicate that the burial of artefacts and bones must have taken place almost immediately after the deposition, the upward-younger ages suggest post-sedimentary contamination of the bone collagen with younger humic acids after coverage, a proposition reinforced by the uniformity of ages measured on charcoal.

The styles of both the lithic and the bone artefacts recovered at Wilczyce unmistakably place the finds within the late Magdalenian complex of central and western Europe. Leaving apart obviously erratic assays, the ¹⁴C ages measured on over 50 bone samples from the northern classic late Magdalenian sites

of Gönnersdorf, Andernach II, Kniegrotte, Oelknitz, Germany, and the Meuse Basin, Belgium, gave ages ranging from around 13,500 to 16,500 cal yr B.P. (Housley *et al.* 1997; Barton *et al.* 2003). Calibrated dates measured on charcoal from Wilczyce fit very well into the earliest late Magdalenian ages of southern Germany and Thuringia (Blockley *et al.* 2000).

Palaeoenvironment

A comparison of the age estimates from Wilczyce with the GRIP and GISP2 ice-core oxygen isotope records (Stuiver, Grootes 2000; Walker *et al.* 1999) indicates that this is the time before the climatically very dynamic period of rapidly and substantially increasing temperatures at the start of Greenland Interstadial 1 or Bølling-Allerød at the transition from the Vistulian Pleniglacial to the relatively warm early part of the Late Glacial period (Balwierz, Goździk 1997; Johnsen *et al.* 2001; Kolstrup 2002; Krajewski, Balwierz 1984; Manikowska 1995; Ralska-Jasiewiczowa *et al.* 2004; Von Grafenstein *et al.* 1999; Willis *et al.* 2000). The beginning of the warming as indicated in GISP2 is placed at around 14 700 yr BP, or at 14 500 yr BP in GRIP (Southon 2002).

The local vegetation at Wilczyce during the time of occupation is known only from rare, minute charcoal pieces, which indicate the presence of pine (*Pinus silvestris*) as well as unidentified coniferous trees¹. The remains of horse and woolly rhino together with carnivores (Bratlund 2002) point to sufficient food for the local sustenance of groups of large herbivores. If the ice wedge trough was chosen deliberately for the location of a settlement, which seems very likely, it would have indicated a similar preference to that at Brzostkwinia-Krzemionki, southern Poland, where numerous flint artifacts of a late Magdalenian flint processing workshop occurred in an ice wedge casts (Sobczyk 1993). Another example of such a placement is the ice wedge cast radiocarbon dated to around 15,500 – 14,300 cal yr BP, one standard deviation considered, at Verkholskaia Gora I on the Angara, Irkutsk, Siberia, where Late Palaeolithic artefacts were embedded in the upper and mid-sections of the cast (Aksenov, Medvedev 1990).

References:

- Aksenov M.P., Medvedev G.I., 1990: Verkholskaia Gora I, II, [in:] G.I. Medvedev, N.A. Saveliev, V.V.Svinin (eds.) Stratigrafia, paleogeografia i arkhologia iouga Srednei Sibiri. Sibirskoie Otdelenie, Irkutsk, RAN; 71-77.
- Balwierz Z., Goździk J., 1997: Paleośrodowiskowe zmiany w świetle analiz palinologicznych późnovistuliankich osadów węglanowych w zagłębieniach bezodpływowych w Bełchatowie. Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica, 1; 7-21.
- Barton R.N.E., Jacobi R.M., Stapert D., Street M.J., 2003: The Late-glacial reoccupation of the British Isles and the Creswellian. Journal of Quaternary Science, 18; 631-643.
- Blockley S.P.E., Donahue R.E., Pollard A.M., 2000: Radiocarbon calibration and Late Glacial occupation in northwest Europe. Antiquity, 74; 112-119.
- Bratlund B., 2002: The faunal remains from Wilczyce, [in:] B.Valentin Eriksen, B.Bratlund (eds.) Åarhus: Jutland Archaeological Society Recent Studies in the Final Palaeolithic of the European Plain; 101-107.
- Bronk Ramsey C., 2001: Development of the radiocarbon program Oxcal. Radiocarbon, 43, 2A; 355-363.
- Fiedorczuk J., Schild R., 2002: Wilczyce – a new late Magdalenian site in Poland, [in:] B. Valentin Eriksen, B. Bratlund (eds.) Recent Studies in the Final Palaeolithic of the European Plain, Åarhus: Jutland Archaeological Society, 91-100.
- Housley R.A., Gamble C.S., Street M., Pettitt P., 1997: Radiocarbon evidence for the Lateglacial human recolonisation of northern Europe. Proceedings of the Prehistoric Society, 63; 25-54.
- Johnsen, S.J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J.P., Clausen H.B., Miller H., Masson-Delmotte V., Sveinbjörnsdottir A.E., White J., 2001: Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. Journal of Quaternary Science, 16, 4; 299-307.
- Kolstrup E., 2002: Some classical methods used for reconstruction of Lateglacial environments in the European plain: potential and limitations. [in:] B.Valentin Eriksen, B.Bratlund (eds.) Recent Studies in the Final Palaeolithic of the European Plain. Åarhus: Jutland Archaeological Society; 11-23.

¹ Identified by Dr. Maria Lityńska-Zajac, Institute of Archaeology & Ethnology, Polish Academy of Sciences

- Krajewski K., Balwierz Z., 1984: Stanowisko Böllingu w osadach wydmowych schyłku Vistulianu w Roslu Nowym k/Dąbia. *Acta Geographica Lodziensia*, 50; 93-109.
- Manikowska B., 1995: The apogee of Vistulian cold in the periglacial area of central Poland – geological records. *Quaternary Studies in Poland*, 13; 55-63.
- OX CAL, 2005. Version 3.10.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasylińska K., Tobolski K., Madeyska T., Wright Jr. H.E., Turner Ch., 2004: Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W. Szafer Institute of Botany, Kraków, Polish Academy of Sciences.
- Sobczyk K., 1993: The Late Palaeolithic Flint Workshops at Brzostkwinia-Krzemionki near Kraków. Wyd. UJ, Kraków.
- Southon J., 2002: A first step to reconciling the GRIP and GISP 2 ice-core chronologies, 0-14,500 yr B.P. *Quaternary Research*, 57; 32-37.
- Stuiver, M., Grootes P.M., 2000: GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 53; 277-284.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J., Ohnsen J., 1999: A Mid-European Decadal Isotope Climate Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science*, 284; 1654-1657.
- Walker M.J.C., Björk S., Lowe J.J., Cwynar L.C., Johnsen S., Knudsen K.-L., Wohlfarth B., Intimate group, 1999: Isotopic ‘events’ in the GRIP ice core: A stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Review*, 18; 1143-1150.
- Willis K.J., Rudner E., SÜMEGI P., 2000: The Full-Glacial Forests of Central and Southeastern Europe. *Quaternary Research*, 53; 203-213.

PROFIL LESSOWY W POLANOWIE SAMBORZECKIM — HISTORIA BADAŃ I STRATYGRAFIA¹

Leopold Dolecki, Maria Łanczont, Jarosław Kusiak

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Informacje o lessach w okolicy Samborca i Złotej przedstawił Jersak (1969, 1973). Wynikiem zainteresowania odsłonięciem lessów w Polanowie Samborzeckim w latach późniejszych są publikacje Grygierczyka i Wagi (1993), Koneckiej-Betley (1996) oraz Buraczyńskiego (1995). Autorzy ci podają lakoniczne opisy profilu, badanego w szurfach wykonanych w różnych miejscach skarpy odsłonięcia; profile przedstawiane przez nich wykazują różną miąższość warstw. Grygierczyk i Waga wyróżniają w obrębie lessów młodszych tylko kompleks glebowy typu Komorniki, wykształcony na lessie IIa według schematu Jersaka (1973) i związanym z fazą pełni vistulianu; nie przedstawili żadnych innych gleb kopalnych rangi interstadialnej. Bardziej rozbudowana jest stratygrafia lessów Polanowa według Koneckiej-Betley, która w nawiązaniu do stratygrafii lessów polskich Maruszczaka (1991b) wyodrębniła: less młodszy najniższy (LMn) - w obrębie górnej części kompleksu GJ1; małomiąższy less młodszy dolny (LMd) i glebę glejową w stropie; less młodszy środkowy i górny (LMs i LMg), rozdzielone kompleksem gleb interstadialnych. Jak się wydaje, o takiej interpretacji stratygraficznej lessów w Polanowie Samborzeckim zdecydowały głównie datowania TL wykonane przez Prószyńskiego i Stańską-Prószyńską w laboratorium warszawskim. W opracowaniu Buraczyńskiego wydzielenia stratygraficzne poziomów lessowych są odmienne. Autor ten powyżej gleby interglacjalnej GJ1 wyodrębnia LMn, ale w pozycji odpowiadającej LMD według Koneckiej-Betley. Na tym lessie rozwinięta jest gleba, którą Buraczyński określa jako glebę leśną brunatną z kretowinami. Nad tą glebą wyróżnia poziom LMD z glebą interstadialną w stropie; oznaczenia wieku TL substratu tej gleby - 63 ka BP oraz lessu LMD zawarte w przedziale 71-78 ka BP - wykonane zostały przez dr Butryma w laboratorium lubelskim. Warstwy górne reprezentują LMs o małej

¹ Tekst jest uzupełnioną wersją opracowania Doleckiego i Łanczont (2001)

miąższości z powierzchnią denudacyjną w stropie oraz LMg z wykształconą na nim glebą holoceniową typu czarnoziemnego.

Te różne interpretacje skłoniły autorów do ponownego, szczegółowego przebadania lessów młodszych w Polanowie Samborzeckim (Dolecki, Łanczont 1998, 2001; Kusiak *et al.* 2002). Szczególną uwagę zwrócono na litologiczną charakterystykę warstw oraz stopień ich stratygraficznego zróżnicowania na jednostki niższego rzędu, identyfikowane głównie na podstawie kryterium paleopedologicznego. Datowania metodą TL wykonał mgr J.Kusiak w laboratorium TL w Zakładzie Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS w Lublinie.

Badane odsłonięcie Polanów Samborzecki położone jest w obrębie wyrobiska na zboczu doliny Wisły, 165 m n.p.m., około 20 metrów nad obecnym dnem doliny. Profil był badany w jednym głównym szurfie od głębokości 3,2 m; górna część, obejmująca nieodróżniane warstwy LMg zwieńczone poziomem gleby darniowej, była badana w szurfie pomocniczym, położonym w bezpośrednim sąsiedztwie.

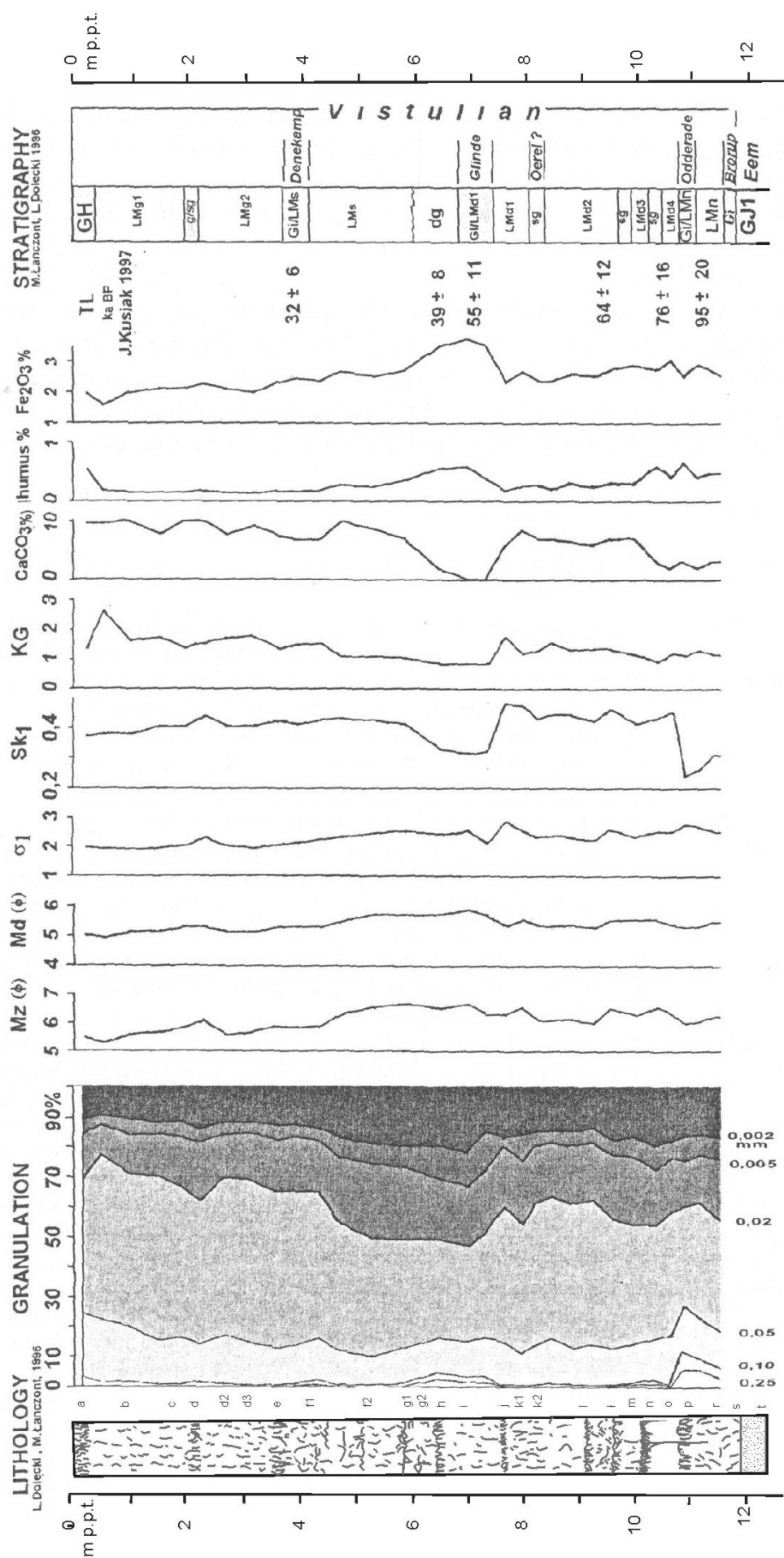
W profilu Polanów Samborzecki szczególną uwagę zwraca doskonale wykształcona gleba interstadialna w środkowej części lessów młodszych (warstwy g2-h – ryc. 1). Stopień zaawansowania pedogeny wyraźnie przeczy pozycji stratygraficznej, w jakiej została ustawiona w opracowaniach Grygierczyka i Wagi (1993) oraz Koneckiej-Betley (1996). Wymienieni autorzy wiążą tę glebę wraz z warstwami lessu, na których się rozwinęła, z interplenivistulianem. Takiej pozycji przeczą również daty TL substratu tej gleby, uzyskane w Lublinie przez dr Butryma i mgr Kusiaka; wskazują one, że omawianą glebę należałoby paralelizować z dobrze wykształconymi glebami rozwiniętymi na lessie młodszym dolnym reprezentującym dolną część plenivistulianu, tak jak to przyjął Buraczyński (1995).

Charakterystyka profilu w Polanowie Samborzeckim:

- | | | |
|-----------|-----------|---|
| <i>a</i> | 0,0-0,27 | — Zdenudowany poziom humusowy gleby holoceniowej, HCL+, przejście wyraźne. |
| <i>b</i> | 0,27-1,62 | — Utwór pylasty w górnej części ciemnożółty, w dolnej jaśniejszy, HCL+, przejście stopniowe. |
| <i>c</i> | 1,62-1,92 | — Utwór pylasty szarawożółty, bogaty we wtórne węglany, w dolnej części pojedyncze duże konkrecje węglanowe, HCL+, przejście stopniowe. |
| <i>d1</i> | 1,92-2,20 | — Utwór pylasty szarawożółtawy, miejscami widoczne czarne plamy oglejenia, liczne konkrecje węglanowe (pseudomycelia, konkrecje węglanowe), HCL+, przejście stopniowe. |
| <i>d2</i> | 2,20-2,70 | — Utwór pylasty ciemnożółtoszary masywny. HCL-, przejście stopniowe. |
| <i>d3</i> | 2,70-3,20 | — Utwór pylasty z drobnymi pieprzami manganowo-żelazistymi, HCL+. |
| <i>d4</i> | 3,20-3,47 | — Utwór pylasty ciemnożółty z pieprzami manganowo-żelazistymi, HCL+, wyraźna denudacyjna granica podkreślona pseudofibrkami związków żelaza. |
| <i>e</i> | 3,47-4,17 | — Dobrze wykształcona glejowa gleba interstadialna, w górnej części widoczne są cienkie, skośne szczelinki wypełnione szarobrunatnym humusowym pyłem, zaś w dolnej części widoczne są oznaki oglejenia. Utwór pylasty o marmurkowej strukturze w górnej części ze słabo zaznaczonym warstwowaniem o barwie szarej lub szarobrunatnej, w niższej części widoczne są rdzawe zacieki, poniżej 3,82 m występują nitkowate pseudomycelia węglanowe, HCL+. Granica wyraźna, próba TL z głębokości 3,50-3,55 m wydatowana została na 32±6 ka BP. |
| <i>f1</i> | 4,17-4,67 | — Utwór pylasto-ilasty żółtobrunatny z licznymi pieprzami żelazistymi i nitkowatymi pseudomyceliami węglanowymi, smugowany (jak w nadległej glebie interstadialnej) związkami żelaza w postaci inicjalnej skorupy limonitycznej o grubości 1-0,5 mm, HCL+, przejście stopniowe. |
| <i>f2</i> | 4,67-5,70 | — Utwór pylasto-ilasty szarawożółtawy masywny, z pojedynczymi pieprzami manganowo-żelazistymi występującymi w dolnej części, HCL+, przejście dość wyraźne. |
| <i>g1</i> | 5,70-6,40 | — Produkty denudacji przemieszczone po kopalnym stoku, utwór ilasto-pylasty bardzo zwiezły masywny i twardy, ciemnożółtawoszary z szarymi plamami oglejenia, wyraźnie smugowany z na przemian występującymi warstewkami szarymi i rdzawymi. |
| <i>g2</i> | 6,40-6,65 | — Utwór ilasto-pylasty ciemnożółty z odcieniem szarawym, podobnie jak w warstwie nadległej warstwowany i smugowany, HCL-, granica dość wyraźna. |
| <i>h</i> | 6,65-7,00 | — Poziom brunatnienia gleby interstadialnej, utwór ilasto-pylasty ciemnożółty masywny, miejscami występują horyzontalne i wertykalne smużki rdzawe oraz pojedyncze pieprze manganowo-żelaziste (1-3 mm) będące zapewne śladami migracji związków żelaza w kanałkach pokorzeniowych, HCL-, przejście stopniowe w barwie, próba TL z głębokości 6,70-6,75 m wydatowana została na 55±11 ka BP. |

- | | | | |
|-----------|-------------|---|--|
| <i>i</i> | 7,00-7,60 | — | Utwór ilasto-pylasty masywny o barwie szarawożółtawej z pieprzami manganowo-żelazistymi, HCL-, granica wyraźna odzwierciedlająca kopalną powierzchnię denudacyjną. |
| <i>j</i> | 7,60-7,75 | — | Sedyment glebowy o randze interfazowej - poziom glejowy pylasto-ilasty rdzawo smużkowany związkami żelaza, co daje w efekcie strukturę marmurkową na szarawym tle, liczne pieprze manganowo-żelaziste o niewyraźnych konturach, HCL+, przejście stopniowe. |
| <i>k1</i> | 7,75-8,40 | — | Utwór pylasty szarawożółtawy masywny, liczne pieprze manganowo-żelaziste i żelaziste, HCL+, przejście stopniowe. |
| <i>k2</i> | 8,40-9,10 | — | Utwór pylasty i pylasto-ilasty szarawożółtawy z niewyraźnymi śladami warstwowania – laminowania o zatartych konturach, liczne nieregularne duże plamy manganowo-żelaziste, HCL+, granica wyraźna w barwie, próba TL z głębokości 8,90-8,95 m wydutowana została na 64±12 ka BP. |
| <i>l</i> | 9,10-9,60 | — | Utwór ilasto-pylasty brunatno szarawy plamisty z oznakami oglejenia, podkreślonymi drobnymi konkrecjami żelazistymi, wyróżnia się licznymi nitkowatymi pseudomyceliami oraz dużym nagromadzeniem pieprzyków manganowo-żelazistych, szczególnie licznych w górnej części, HCL+, granica wyraźna, cechy te wskazują na rozwój słabej pedogenezy, zapewne rangi interfazowej. |
| <i>ł</i> | 9,60-9,82 | — | Poziom humusowy zaburzony przez procesy stokowe, utwór ilasto-pylasty ciemnożółty o słabo czytelnej strukturze warstwowej z drobnymi pieprzykami manganowo-żelazistymi, HCL+ ale słabo, granica wyraźna w barwie. |
| <i>m</i> | 9,82-10,10 | — | Utwór pylasto-ilasty ciemnożółty z drobnymi konkrecjami manganowymi w postaci plamek i pieprzy, w dolnej części barwa jaśniejsza, co związane z mało widocznym oglejeniem, HCL+, granica wyraźna, próbka z głębokości 9,90-9,95m datowana metodą TL na 76 ±16 ka BP. |
| <i>n</i> | 10,10-10,25 | — | Poziom humusowy gleby interstadialnej, utwór pylasto-ilasty ciemnoszary i brunatny, bezstrukturalny z jasnymi palmami oglejenia oraz wyraźnymi plamami żelazistymi złożonymi z drobnych konkrecji, HCL+, granica wyraźna w barwie, od góry poziom ten przecinają struktury szczelinowe wypełnione jaśniejszym osadem i biegną miejscami aż do warstwy p. |
| <i>o</i> | 10,25-10,90 | — | Utwór pylasty ciemnożółty lekko plamisty, horyzontalnie smugowany – szczególnie w dolnej części, gdzie występują produkty denudacji niżej leżącego kompleksu glebowego GJ1, liczne konkrecje manganowo-żelaziste, próbka z głębokości 10,30-10,35m datowana metodą TL na 95±20 ka BP. |
| <i>p</i> | 10,90-11,13 | — | Poziom darniowy interstadialnej gleby, ilasto-pylasty, barwa szarobrunatna, liczne pieprze manganowo-żelaziste i węgle drzewne o średnicy do 4 mm, ślady działalności fauny i flory glebowej (kanaliki i szczeliny wtórnie wypełnione nadległym materiałem), poziom rozcinają struktury peryglacialne z wtórnym wypełnieniem, HCL-, przejście wyraźne. |
| <i>r</i> | 11,13-11,73 | — | Górna część poziomu iluwialnego gleby inetrglacialnej, barwa brunatna, liczne pieprze manganowo-żelaziste, ślady bioturbacji (kretowiny, kanaliki i szczeliny pokorzeniowe), ślady przekształceń peryglacialnych (głównie kontynuacje pseudomorfoz klinów lodowych, struktura siateczkowa), granica przejściowa. |
| <i>s</i> | 11,73-11,98 | — | Dolna część poziomu iluwialnego gleby inetrglacialnej, ciemnopomarańczowo żółty utwór pylasto-piaszczysty ku spągowi przechodzący w osad o dominacji frakcji piaszczystej, duże pojedyncze plamy glejowe, pseudowarstwowany, poprzecinany pseudomorfozami klinów lodowych, HCL+ (widoczne pojedynczo występujące pseudomycelia węglanowe), granica wyraźna. |
| <i>t</i> | 11,98 | — | Osady piaszczyste i piaszysto-zwirowe o przekątnym warstwowaniu, barwa szara i szarobrunatna, HCL-. |

W lessie młodszym dolnym wyróżniono trzy horyzonty słabo rozwiniętych gleb interfazowych, które nie były uwzględniane w starszych opracowaniach. Dzielią one ten less na cztery poziomy fazowe. Wyróżnione interfazowe pedosedymenty mogą odpowiadać wahnięciom klimatycznym podczas 4. stadium izotopowo-tlenowego, które Mojski (1999) wyodrębnia ostatnio jako "drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły". Ten kompleks lessowo-glebowy odpowiadający LMD, zwieńczony jest glebą interstadialną, datowaną w laboratorium lubelskim metodą TL na 55±11 ka BP. Natomiast najstarszy z wymienionych poziomów lessowych LMD4 datowany jest w dolnej części na 76±16 ka BP.



Ryc. 1. Profil lessów w Polanowie Samborzeckim według Doleckiego i Lanczont (2001, ze zmianami)

Poniżej lessów młodszych dolnych, a powyżej eemskiej gleby kopalnej GJ1, zarejestrowano interstadialną glebę, rozwiniętą na substracie lessowym datowanym TL na 95 ± 20 ka BP. Jest więc to less młodszy najniższy z rozwiniętą na nim glebą typu czarnoziemnego, którą należałoby paralelizować z interstadialem Odderade, a która w innych znanych profilach lessów polskich zwykle stanowi, bez makroskopowego rozgraniczenia, część składową kompleksu glebowego z eemu (GJ1) i wczesnego vi-stulianu (Gi). W profilu kompleksu glebowego w Polanowie Samborzeckim interglacialna gleba leśna (GJ1) nadbudowana jest rozwiniętą w jej stropie glebą czarnoziemną (Gi), odpowiadającą zapewne interstadiałowi Brörup. W badanym profilu zauważalna jest więc wyraźna rozdzielność wczesnovistuliańskich gleb interstadialnych, które w innych profilach nie wyróżniają się makroskopowo.

Literatura:

- Buraczyński J., 1995: Profil lessowy Samborzec na Wyżynie Sandomierskiej. Materiały Konferencyjne „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”, UMCS, Lublin; 21-22.
- Dolecki L., Łanczont M., 1998: Loesses and paleosols of the older part of the Wisła (Würm) glaciation in Poland. *Geologija*, 25; 31-38.
- Dolecki L., Łanczont M., 2001: Profil lessów młodszych w Polanowie Samborzeckim koło Sandomierza. [w:] H. Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce, II*, Wzd. UMCS, Lublin: 104-109.
- Grygierczyk S., Waga M., 1993: Plejstocenyjskie osady w Samborcu koło Sandomierza. *Geographia. Studia et Dissertationes*, 18, UŚ, Katowice.
- Jersak J., 1969: La stratigraphie des loesses en Pologne concentre plus particulièrement le dernier atage froid. *Biul. Perygl.*, 20.
- Jersak J., 1973: Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geogr. Lodz.*, 73, Łódź.
- Kusiak J., Łanczont M., Bogutsky A., Wojdanowicz A., 2002: Divergence In the TL datings resulting from different methods of equivalent dose determination. *Geochronometria*, 21; 27-32.
- Konecka-Betley K., 1996: Polanów Samborzecki – gleby kopalne odsłonięcia lessowego. [w:] *Materiały z konferencji „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”*, Łódź, 26-28 czerwca 1996, Wyd. UŁ; 65-66.
- Mojski J.E., 1999: Drobne jednostki stratygraficzne piętra Wisły w obszarze perybaltyckim. *Przegl. Geol.*, 47, 3, Warszawa.

WŁAŚCIWOŚCI GEOCHEMICZNE LESSÓW W PROFILU ZŁOTA

Zdzisław Jary, Dariusz Cisek, Jerzy Raczek

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Odsłonięcie lessów w Złotej (nr 205) znajduje się na zboczu doliny Wisły, na wysokości ok. 165 m n.p.m. W okazjonalnie eksploatowanym wyrobisku odsłania się górnoplejstocenyjska sekwencja lessowo-glebową, która była wcześniej kilkakrotnie analizowana, m.in. w pracach Grygierczyka i Wagi (1993) oraz Doleckiego i Łanczont (1997, 2001). W cytowanych pracach odsłonięcie to określano mianem Samborzec lub Polanów Samborzecki.

Badania terenowe stanowiska lessów i gleb kopalnych w Złotej przeprowadzono w latach 2003-2004. Wysokość badanej sekwencji wynosiła 13,2 m. Próbkę do dalszych badań laboratoryjnych pobrano w interwałach co 5 cm w 2 pionowych sekwencjach dobranych w taki sposób, aby był spełniony warunek superpozycji. Wykonano następujące analizy laboratoryjne: skład granulometryczny (metodą dyfraktometrii laserowej), pomiary podatności magnetycznej, oznaczenia zawartości węgla wapnia i węgla organicznego, oznaczenia wieku metodą TL (10 próbek) i OSL (10 próbek). Rezultaty badań umożliwiły

wydzielenie jednostek litostratygraficznych w obrębie lessów młodszych (Jary, w druku) według propozycji Maruszczaka z roku 1991.

Tabela 1. Skład chemiczny oraz wybrane wskaźniki zwietrzenia górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej na stanowisku Złota. WI - wskaźnik zwietrzenia $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)/(Na_2O + K_2O)$ wg Pye, Johnson (1988); Molekularne wskaźniki zwietrzenia: 1- $Al_2O_3/(CaO + MgO + K_2O + Na_2O)$; 2- $(Fe_2O_3 + MnO)/Al_2O_3$; 3- $SiO_2/(Fe_2O_3 + Al_2O_3)$; 4- $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$

Nr	Głęb. [m]	Jedn. strat.	Skład chemiczny w procentach wagowych										WI	Mol. wsk. zwietrzenia			
			LOI	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		1	2	3	4
1	0,10	GH	1,50	86,0	3,35	0,63	1,98	0,05	0,85	3,55	0,76	1,31	2,57	0,24	0,60	27,6	0,80
2	0,70	LMg og	1,28	86,4	3,29	0,66	2,22	0,05	0,89	3,37	0,73	1,15	2,93	0,25	0,69	26,8	0,74
3	1,20		0,92	86,7	3,65	0,72	1,99	0,05	0,72	2,93	0,80	1,51	2,44	0,30	0,55	26,2	0,81
4	1,40		1,34	86,4	3,52	0,65	2,07	0,05	0,70	3,10	0,74	1,46	2,53	0,28	0,60	26,4	0,80
5	1,60		1,52	84,8	4,14	0,73	2,01	0,06	0,77	3,77	0,77	1,45	2,78	0,29	0,50	23,5	0,68
6	1,75		1,64	86,6	3,35	0,59	2,02	0,05	0,69	2,87	0,80	1,43	2,41	0,28	0,62	27,6	0,86
7	2,10		1,50	86,8	3,01	0,59	1,95	0,06	0,71	3,12	0,80	1,50	2,16	0,24	0,66	29,9	0,98
8	2,40		1,62	85,8	3,22	0,57	2,10	0,06	0,79	3,33	0,79	1,69	2,14	0,24	0,67	27,6	0,97
9	2,70	sg/LMs	1,64	86,9	3,45	0,67	2,05	0,05	0,68	2,66	0,78	1,13	2,87	0,31	0,60	27,0	0,73
10	3,00	LMs og	1,78	87,0	3,00	0,66	2,01	0,04	0,80	2,67	0,80	1,28	2,42	0,26	0,68	29,6	0,90
11	3,40		1,70	86,7	3,38	0,60	1,93	0,05	0,63	2,60	0,79	1,59	2,23	0,30	0,58	27,9	0,89
12	4,00		1,60	86,9	3,64	0,68	2,16	0,05	0,64	2,28	0,78	1,29	2,80	0,36	0,60	25,6	0,74
13	4,40		1,98	85,3	4,62	0,70	2,08	0,05	0,59	2,54	0,80	1,29	3,19	0,43	0,46	21,7	0,59
14	4,80		1,74	86,8	3,75	0,62	1,93	0,05	0,59	2,19	0,86	1,51	2,40	0,37	0,52	26,1	0,81
15	5,15		2,02	86,5	3,96	0,65	2,00	0,05	0,60	2,10	0,80	1,32	2,81	0,41	0,51	24,8	0,69
16	5,30		1,88	86,6	3,66	0,70	1,90	0,05	0,63	2,47	0,80	1,27	2,69	0,35	0,53	26,6	0,73
17	5,70		1,74	87,0	3,62	0,68	1,90	0,05	0,66	2,16	0,83	1,33	2,55	0,36	0,53	26,9	0,78
18	6,00		2,10	85,3	4,13	0,68	2,10	0,05	0,79	2,80	0,88	1,20	3,01	0,35	0,52	23,4	0,66
19	6,30		2,46	84,6	4,09	0,60	2,16	0,05	0,82	3,11	0,81	1,28	2,99	0,32	0,54	23,1	0,66
20	6,60		2,42	84,0	4,10	0,62	2,23	0,08	0,75	3,25	0,88	1,67	2,49	0,31	0,56	22,7	0,79
21	6,80	Gi/LMd	2,76	83,4	4,50	0,68	2,30	0,06	0,80	3,36	0,84	1,32	3,14	0,34	0,52	20,9	0,63
22	7,10		2,78	84,8	4,25	0,74	2,34	0,07	0,65	2,17	0,84	1,40	2,94	0,42	0,56	21,9	0,68
23	7,40		2,96	83,8	4,19	0,67	2,23	0,06	0,60	3,51	0,83	1,17	3,20	0,32	0,54	22,3	0,63
24	7,80		4,22	84,6	4,58	0,73	3,01	0,04	0,41	0,57	0,79	1,00	4,24	0,94	0,66	19,1	0,52
25	8,20		2,76	87,6	3,67	0,71	2,41	0,03	0,34	0,30	0,71	1,46	2,81	0,84	0,66	24,6	0,75
26	8,50		2,06	88,6	3,44	0,80	2,26	0,04	0,35	0,34	0,75	1,41	2,64	0,76	0,66	26,5	0,80
27	8,90		2,14	87,8	3,68	0,72	2,25	0,04	0,41	0,63	0,82	1,53	2,52	0,65	0,61	25,3	0,82
28	9,10	LMd og	2,42	85,2	3,66	0,61	2,34	0,11	0,62	3,09	0,73	1,25	3,03	0,31	0,67	24,3	0,70
29	9,30		2,06	87,3	3,28	0,66	2,22	0,05	0,54	1,90	0,69	1,31	2,76	0,37	0,68	27,1	0,78
30	9,50		2,22	87,4	3,13	0,68	2,20	0,03	0,51	1,69	0,70	1,42	2,51	0,38	0,71	28,0	0,86
31	10,00		2,36	85,1	4,00	0,79	3,02	0,05	0,55	2,02	0,75	1,32	3,40	0,44	0,76	20,7	0,66
32	10,50		2,72	84,4	4,31	0,71	2,50	0,05	0,60	2,45	0,79	1,52	2,95	0,40	0,59	21,2	0,68
33	11,00		2,70	83,1	5,45	0,75	2,75	0,05	0,53	2,27	0,83	1,56	3,44	0,54	0,51	17,3	0,56
34	11,15		3,40	84,6	4,41	0,81	2,74	0,04	0,40	1,22	0,84	1,54	3,01	0,62	0,62	20,2	0,69
35	11,30		3,42	84,8	4,53	0,73	2,97	0,05	0,43	0,99	0,84	1,22	3,65	0,72	0,66	19,3	0,60
36	11,45		3,54	85,5	4,02	0,68	2,40	0,05	0,38	1,43	0,76	1,19	3,29	0,56	0,60	22,8	0,63
37	11,70		3,02	86,9	4,11	0,59	2,59	0,05	0,35	0,61	0,78	1,04	3,67	0,84	0,63	22,1	0,59
38	11,90		3,72	84,2	4,42	0,75	2,88	0,09	0,42	2,17	0,63	0,76	5,24	0,52	0,67	19,7	0,42
39	12,00	Gi+GJ1	6,98	80,2	5,67	0,75	3,50	0,06	0,39	0,99	0,49	0,96	6,30	1,06	0,62	14,9	0,33
40	12,20		7,52	79,2	5,65	0,73	4,20	0,08	0,41	0,76	0,44	1,03	6,73	1,18	0,75	13,7	0,32
41	12,40		5,96	80,8	6,24	0,74	3,69	0,07	0,43	0,57	0,45	1,08	6,47	1,40	0,60	13,9	0,31
42	12,60		4,60	82,6	5,99	0,76	3,50	0,06	0,38	0,43	0,53	1,14	5,67	1,44	0,59	14,9	0,35
43	12,80		4,58	75,0	6,26	0,57	3,59	0,10	0,76	7,75	0,40	1,00	7,05	0,27	0,59	13,0	0,28
44	13,10		5,50	72,5	6,62	0,62	3,95	0,10	0,85	8,30	0,37	1,15	6,98	0,26	0,61	11,7	0,28
45	klin		7,02	80,2	5,87	0,73	3,64	0,07	0,39	0,63	0,46	0,95	6,71	1,34	0,63	14,4	0,31

W 2006 roku dla 45 próbek wykonano dodatkowo całkowite analizy geochemiczne. Analizy wykonano w Pracowni Gruntoznawczej Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego. Próby lessu poddano suszeniu w 105°C przez 24 godziny. Straty prażenia (LOI) oznaczono z różnicy mas, prażąc naważki w temp. 600°C przez okres 6 godzin. Następnie przeprowadzono badania chemiczne prób stapiając 250 mg naważki z czteroboranem litu w platynowych tyglach. Powstały stop rozpuszczono w 10% HCl i rozcieńczono w kolbie miarowej. W powstałych roztworach oznaczono metodą płomieniową absorpcji atomowej (FAAS) stężenia jonów: Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn, Ti, Al, które następnie przeliczono na tlenki. Z różnicy mas oznaczono zawartość SiO₂. Skład chemiczny

oraz wybrane wskaźniki zwietrzenia (Pye, Johnson, 1988; Retallack, 2001) górnoplejstoczeńskiej sekwencji lessowo-glebowej na stanowisku Złota przedstawiono w tabeli 1.

Rezultaty oznaczeń składu chemicznego lessów z reguły potwierdzają zasadność wcześniejszych wydzieleni jednostek litostratygraficznych i umożliwiają ich precyzyjniejszą charakterystykę.

Zespół gleb kopalnych Gi+GJ1

Materiał, będący substratem zespołu gleb kopalnych, charakteryzuje się wysokimi wskaźnikami zwietrzenia (WI - tab. 1) obliczonymi ze stosunku tlenków glinu i żelaza do tlenków sodu i potasu (Pye, Johnson, 1988). Najwyższy w profilu jest stosunek molarny tlenków glinu do tlenków wapnia, magnezu, potasu i sodu z wyjątkiem spągowych partii wyraźnie wtórnie wzbogaconych w CaCO_3 . Stosunek molar-ny krzemionki do półtoratlenków przyjmuje wartości najniższe w profilu.

Lessy młodsze dolne LMd

Wartości wskaźnika zwietrzenia (WI) są mniejsze od uzyskanych dla niżej zalegającego kompleksu gleb kopalnych Gi+GJ1. Stosunek molarny tlenków glinu do tlenków wapnia, magnezu, potasu i sodu dość wyraźnie spada, wskazując pośrednio na wzrastający stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego zasadami. Stosunek molarny krzemionki do półtoratlenków wykazuje tendencje rosnące w stosunku do wartości otrzymanych dla pedokompleksu. Wyraźnie wzrasta stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego jonami sodu i potasu.

Kompleks glebowy rozdzielający lessy młodsze dolne (LMd) od lessów młodszych środkowych (LMs) – Gi/LMd

Substrat tego kompleksu glebowego posiada bardzo zróżnicowane wskaźniki zwietrzenia, co potwierdza przypuszczenie o skomplikowanej, wieloetapowej historii rozwoju tej jednostki litostratygraficznej.

Lessy młodsze środkowe – LMs; poziom wietrzeniowo-glebowy rozdzielający lessy młodsze środkowe (LMs) od lessów młodszych górnych (LMg) – sg/LMs; lessy młodsze górne – LMg

Granica pomiędzy glebą Gi/LMd, a lessem młodszym środkowym wyraźnie zarysowuje się w składzie chemicznym (tab. 1). Dość zdecydowanie spadają wartości wskaźnika zwietrzenia WI, który przyjmują podobne wartości we wszystkich trzech charakteryzowanych jednostkach litostratygraficznych (LMs, sg/LMs i LMg). Nieznaczny wzrost wskaźnika WI obserwuje się w poziomie sg/LMs oraz w niektórych poziomach glejowych. Skład chemiczny lessów młodszych środkowych i górnych oraz otrzymane wskaźniki zwietrzenia wskazują na małą rolę procesów wietrzeniowo-glebowych.

Literatura:

- Dolecki L., Łanczont M., 1997: Problemy stratygraficzne i paleogeograficzne lessów dolnego pleniglacialu piętra Wisły (LMd) w Polsce SE. [w:] Krzyszkowski D., Przybylski B. (red.) Problemy zlodowaceń środkowopolskich w Polsce południowo-zachodniej, Przewodnik IV konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski, Wrocław; 171-172.
- Dolecki L., Łanczont M., 2001: Profil lessów młodszych w Polanowie Samborzeckim koło Sandomierza. [w:] H. Maruszczak (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce II. Wyd. UMCS, Lublin; 104-109.
- Grygierczyk S., Waga J.M., 1993: Plejstoczeńskie osady w Samborcu koło Sandomierza. Geographia. Studia et Dissertationes 18; 49-62.
- Jary Z. - w *druku*: Górnoplejstoczeńskie sekwencje lessowo-glebowe w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. Acta Universitatis Wratislaviensis.
- Maruszczak H., 1991: Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. [w:] H. Maruszczak (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce, Wyd. UMCS, Lublin, A; 13-35.
- Pye K., Johnson R., 1988: Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of Lower Mississippi Valley loess. Earth Surface Processes and Landforms, 13; 103-124.
- Retallack G.J., 2001: Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology, 2nd edition, Blackwell Science.

MODEL PEDOSEDYMENTACYJNY SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWEJ W POLANOWIE SAMBORZECKIM

Przemysław Mroczek

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin

Zastosowanie kryteriów paleopedologicznych, uzupełnionych o zapis cech mikromorfologicznych (Mroczek 2006a,b), pozwoliło na opracowanie modelu rekonstrukcji środowiska paleogeograficznego dla sekwencji lessowo-glebowej w Polanowie Samborzeckim (ryc. 1, 2). Jego konstrukcja opiera się na wydzieleniu szeregu etapów pedosedymencyjnych (*pedosedimentary stages* – Fedoroff, Goldberg 1982; Kemp *et al.* 1996), odpowiadających różnej rangi jednostkom lito- i pedostratygraficznym neoplejstocenu. Wyróżnione etapy mają charakter cykli, z których każdy kolejny rozpoczyna się sedimentacją osadów lessowych a kończy okresem przekształceń pedogenetycznych, obejmujących całość warstwy bądź tylko jego stropową część. Dodatkowo wyróżniono etapy przejściowe rozdzielające dwa sąsiadujące ze sobą etapy: starszy zakończony pedogenezą i młodszy – początkowo związany z sedimentacją osadów. Wydzielenie etapów przejściowych wydaje się konieczne ze względu na ich transformacyjny charakter w nieustabilizowanym klimacie, mogącym istotnie wpływać na mikromorfologię aktualnie deponowanej warstwy i przeobrażenia starszych, przechodzących w stan kopalny.

Przyjęte kryteria wydzielenia etapów pedosedymencyjnych pozwalają na wyróżnienie dziewięciu głównych etapów (ryc. 2 i 3). Rozdziela je siedem etapów przejściowych, przy czym ostatni z nich, ze względu na specyfikę, został podniesiony do rangi etapu głównego.

Etap 1 (schyłek zlodowacenia warty – interglacjał eemski)

Obejmuje złożony i względnie długi okres czasu i wiąże się z akumulacją aluwialnych utworów piaszczystych i subaeralnych lessów. Według Grygierczyka i Wagi (1992) osady aluwialne są wieku odrzańskiego i akumulowane były w końcowej części powstającego zastoiska sandomierskiego, w strefie ekstraglacjałnej. Natomiast leżąca powyżej warstwa pylasto-piaszczysta metrowej miąższości, na podstawie rozpoznania litostratygraficznego została zaklasyfikowana jako warciańskie lessy starsze górne – LSg (Grygierczyk, Waga 1992; Jersak i in. 1992; Konecka-Betley 1996).

W okresie postsedymentacyjnym, w interglacjał eemskim, obie warstwy, zostały poddane przeobrażeniom pedogenicznym, zapisanym w postaci zachowanego poziomu wzbogacenia Bt bardzo zasobnego we frakcję najdrobniejszą (ryc. 1). Przeprowadzone analizy mikromorfologiczne potwierdziły genezę iluwiacyjną tego poziomu, wyróżniając w nim cechy mogące powstać jedynie w dojrzałym poziomie Bt-*argic* (tj. otoczki na agregatach i wypełnienia łu koloidalnego w kanalikach). Na tej podstawie można jednoznacznie wnioskować o typie tej gleby eemskiej, którą jest gleba płowa (*Luvisol*) oznaczona jako GJ1 (terminologia Maruszczaka 1991). Jej wykształcenie wiązać należy z procesami wietrzenia *in situ* i iluwiacji, następującymi po uprzedniej dekalcytacji. Przejście gleby w stadium dojrzałe korelować należy z optimum klimatycznym ostatniego interglacjału, z dominacją zwartej, leśnej roślinności liściastej, przy wysokiej bioaktywności (ryc. 2). Świadczy o tym zachowana mikrostruktura kanalikowa i koprolity. Wraz ze wzrostem stopnia zwietrzenia pedogenicznego zauważalny jest spadek wskaźnika mikroszkieletowości i wzrost wskaźników porowatości (tab. 1).

Etap 2 (schyłek interglacjału eemskiego – interstadiał Amersfoort)

Postępujące ochłodzenie i wzrost suchości klimatu u schyłku interglacjału eemskiego spowodowało wzmogoną aktywność procesów mrozowych zapisanych w postaci kriogenicznych deformacji form iluwialnych zgromadzonych w poziomie Bt-*argic* (tab. 1). W tym okresie musiało także nastąpić wtórne wzbogacenie poziomów gleby interglacjałnej w CaCO₃, widoczne w postaci powszechnie występującej

plazmy mikrytowej. Jej genezę można wiązać z procesami wytrącania węglanów z podsiąkających kapilarnie wód gruntowych zasobnych w CaCO_3 lub z wód infiltrujących od powierzchni terenu stanowiącej wówczas terasę nadzalewową. Zapis wtórnej kalcytacji potwierdza obecność otoczek mikrytowych postdatujących starsze cechy iluwialne. Wzbogacenie we wtórne węglany było znaczne, maksymalne jego wartości (24 %) stwierdzono w dolnej części eemskiego poziomu Bt, przez co poziom ten nabył cechę wtórnej, postglebotwórczej akumulacji węglanów (dodanie indeksu *ca* w oznaczeniu poziomu Bt).

Wraz z transformacją warunków klimatycznych musiało nastąpić także ogłowienie gleby GJ1 (ryc. 3). Całkowicie zdenudowane zostały poziomy: humusowy i eluwialny. Znajomość morfologii *Luvivoli* pozwala sądzić, że zdegradowana została co najmniej 50 cm warstwa pedogenicznie przeobrażonych osadów. Podobną miąższość osiągają te poziomy zachowane w sąsiednich stanowiskach w Złotej i Żurawicy (Konecka-Betley, Straszewska 1977; Konecka-Betley *et al.* 1986; Jersak i in. 1992).

W pierwszym interstadiale wczesnego vistulianu (Amersfoort) w stropie poziomu Bt, stanowiącym wówczas powierzchnię topograficzną, wykształcił się poziom humusowy (Gi/GJ1). Pedogenetycznie przeobrażona została stropowa część starszego poziomu Bt, który w ten sposób nabrał cech poziomu humusowego (ryc. 1 i 3). Z kolei Grygierczyk i Waga (1992) oraz Jersak i in. (1992) w odsłonięciach dostępnych wówczas do badań w tym stanowisku określili, że interstadialne procesy glebotwórcze objęły nawet najwyższe 60 centymetrów ogłowionego poziomu Bt. Przeprowadzone analizy chemiczne wykazały, że poza wyraźnym wzbogaceniem w humus poziom ten cechuje również całkowite odwapnienie. Brak węglanów w tym poziomie i jego zwiększona zawartość w niżej leżącym poziomie Bt pozwala wnioskować, że w poziomie interglacjalnym występują zarówno wtórne węglany, oddolnie lub odgórnie dostarczone u schyłku interglacjału eemskiego, jak też pedogenicznie wymyte formy węglanów z nadległego poziomu interstadialnego.

Również z tym etapem należy wiązać powstanie epigenetycznych otoczek i wypełnień lublinitowych, wykrytych w dolnej części wybitnie węglanowego, relikowego poziomu rBtca (tab. 1).

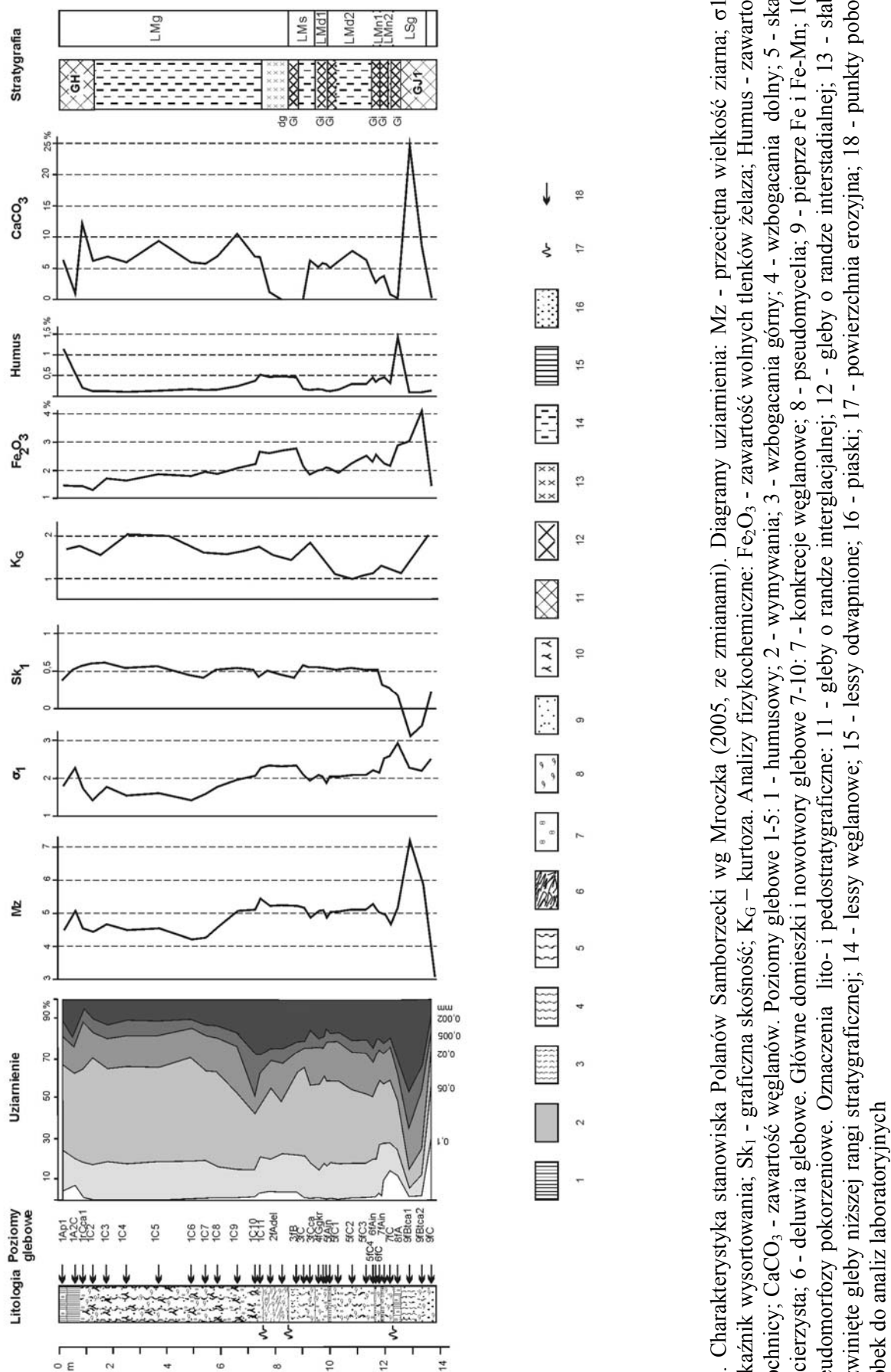
Na podstawie analiz mikromorfologicznych można stwierdzić, że eemski poziom wzbogacania stał się w Amersfoorcie poziomem relikowym, w którego stropie młodsza pedogeneza zaczęła nakładać się na starszą, interglacjalną fazę glebotwórczą. To sprawia, że w cienkich płytkach poziom ten ma wybitnie poligenetyczny charakter a występowanie łączne cech z dwóch różnowiekowych faz pedogenezy pozwala na określanie go mianem pedokompleksu.

Etap 3 (stadiał Intra-Brörup – interstadiał Brörup)

Ponowne anaglacjalne ochłodzenie klimatu przyczyniło się do uaktywnienia procesów eolicznej sedimentacji osadów klastycznych i akumulacji pyłów zwykłych o miąższości zaledwie 50 centymetrów i względnie wysokim wskaźniku mikroszkieletowatości (tab. 1). W całej tej warstwie (LMn2) stwierdzono liczne występowanie redeponowanych papuli iluwialnych i ostrokrawędzistych noduli żelazistych. Ich obecność świadczy o tym, że materiałem alimentacyjnym tych osadów było - między innymi - tworzywo glebowe poziomu Bt-argic starszej gleby interglacjalnej, zapewne ulegającej deflacji gdzieś w niewielkiej odległości, wymieszane z osadem mineralnym eolicznym, zasobnym w pierwotne węglany (tło mikrytowe), których udział wyraźnie wzrasta ku stropowi warstwy.

Dominacja kanalikowego typu mikrostruktury i liczne występowanie węglanowych otoczek nakanalikowych (tab. 1) pozwala wnioskować o aktywności inicjalnych procesów glebotwórczych, występujących równolegle z akumulacją lessów LMn2 w środowisku peryglacjalnym na obszarach porośniętym ubogą szatą roślinną (ryc. 2 i 3).

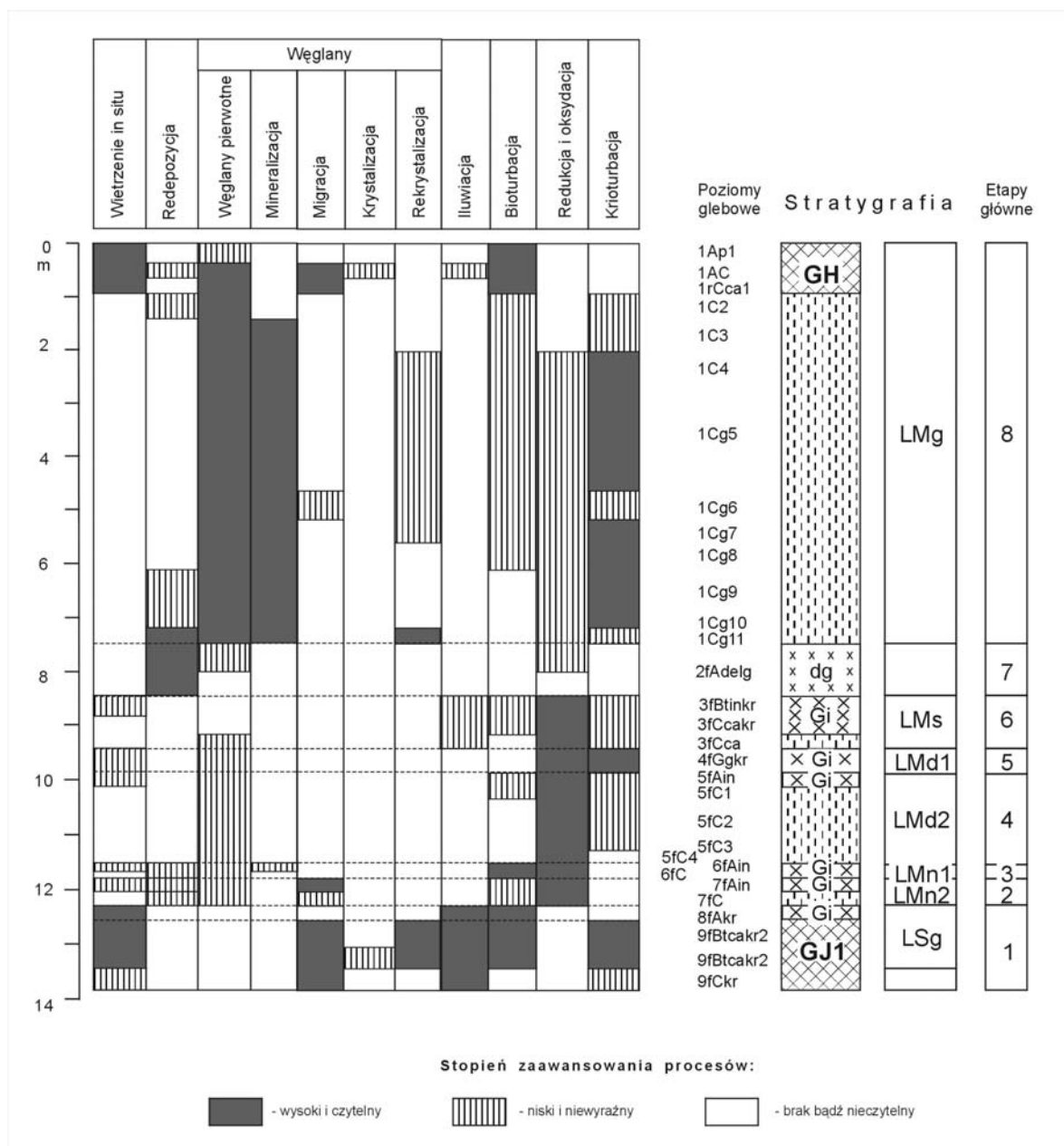
Kończące ten etap ocieplenie klimatu w interstadiu, określanym jako Brörup, nie zapisało się istotnym pedogenicznym przekształceniem cech pierwotnych lessów LMn2. Osady inicjalnego poziomu humusowego (Gi/LMn2) cechują się więc nieznacznym zwietrzeniem (ryc. 2), co odzwierciedla niewielki spadek wskaźników mikroszkieletowatości i mikroporowatości oraz obecność luźnych wypełnień fekalnych wewnątrz biokanalików przyczyniających się do wzrostu makroporowatości (tab. 1).



Ryc. 1. Charakterystyka stanowiska Polanów Samborzecki wg Mroczka (2005, ze zmianami). Diagramy uziarnienia: Mz - przeciętna wielkość ziarna; σ_1 - wskaźnik wysortowania; Sk_1 - graficzna skośność; K_G - kurtoza. Analizy fizykochemiczne: Fe_2O_3 - zawartość wolnych tlenków żelaza; Humus - zawartość próchnicy; $CaCO_3$ - zawartość węglanów. Poziomy glebowe 1-5: 1 - humusowy; 2 - wymywanie; 3 - wzbogacanie górny; 4 - wzbogacanie dolny; 5 - skała macierzysta; 6 - deluwia glebowe. Główne domieszki i nowotwory glebowe 7-10: 7 - konkrety węglanowe; 8 - pseudomycelia; 9 - pięprze Fe i Fe-Mn; 10 - pseudomorfozy pokorzeniowe. Oznaczenia lito- i pedostratygraficzne: 11 - gleby o randze interglacialnej; 12 - gleby o randze interstadialnej; 13 - słabo rozwinięte gleby niższej rangi stratygraficznej; 14 - lessy węglanowe; 15 - lessy odwapnione; 16 - piaski; 17 - powierzchnia erozyjna; 18 - punkty poboru próbek do analiz laboratoryjnych

[illegible]

Tab. 1. Zbiórce zestawienie cech mikromorfologicznych sekwencji lessowo-glebowej w stanowisku Polanów Sambrzecki. Częstości występowania poszczególnych cech morfologicznych odpowiada ilość kropek (■), a więc jedna kropka (■) oznacza występowanie pojedynczych form, zaś cztery (■■■■) świadczą o ich powszechności; liczba podana obok określa przeciętną średnicę w mikronach. Typy mikrostruktur: m - maszynowa, ka - kanalikowa, ko - kopolitowa, so - szczelinowa, sz - szczelinowa. Formy wykształcenia węglanów: M - mikryt, Ms - mikrosparyt, S - sparyt, L - lubliniit

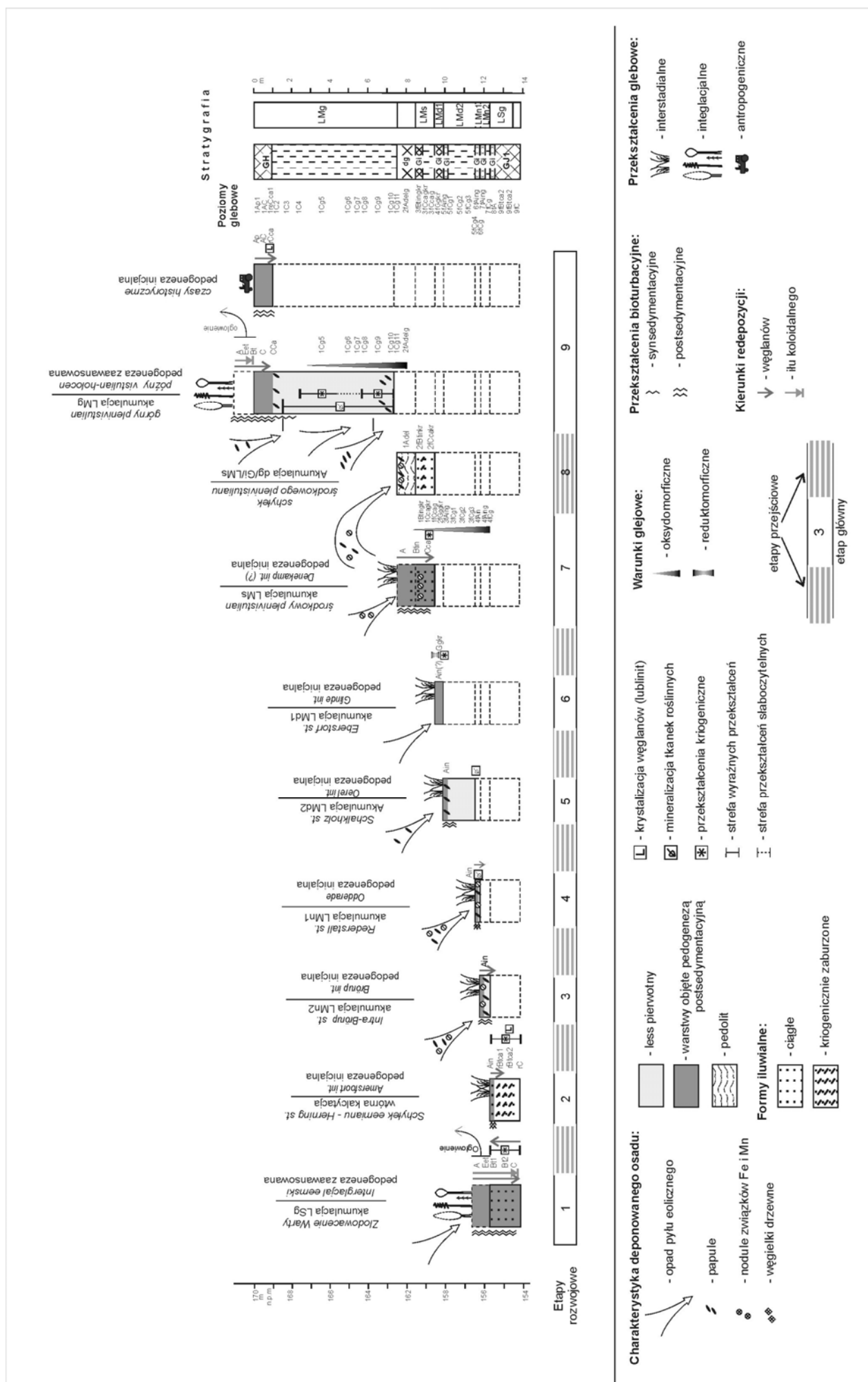


Ryc. 2. Zróżnicowanie natężenia procesów w zapisanych mikromorfologii sekwencji lessowo-glebowej w stanowisku Polanów Samborzecki. Objasnienia w tekście

Przekształcenia o charakterze epigenetycznym są związane z wtórnym wzbogaceniem w CaCO_3 poziomu A pogrzebanej gleby Gi/GJ1. Wykazany analizą chemiczną brak węglanów w tym poziomie (ryc. 1) nie pokrywa się z wynikami analiz mikromorfologicznych. W świetle badań mikroskopowych, poziom ten odznacza się występowaniem otoczek i wypełnień kalcytowych, będących efektem rekrystalizacji węglanów migrujących z nadległego.

Etap 4 (stadiał Rederstall – interstadiał Odderade)

Sedymentacja kolejnej warstwy osadów eolicznych (LMn1) spowodowała pogrzebanie gleby interstadialnej Gi/LMn2 (ryc. 1 i 3). Proces ten musiał nastąpić dość gwałtownie, o czym świadczy obecność w stropie gleby mikrosparytowych pseudomorfoz pokorzeniowych (tab. 1), powstałych ze zmineralizowanych tkanek roślinnych obumarłych na wskutek przykrycia ich naziemnych części młodszym osadem.



Ryc. 3. Model rozwoju sekwencji lessowo-glebowej w stanowisku Polanów Samborzecki. Pozostałe objaśnienia w tekście

W obrębie lessów LMn1 stwierdzono występowanie cech pedoreliktowych. Iluwalne papule, występują jedynie w stropie tej warstwy, rozmiarami i częstością występowania przypominają podobne formy w niżej leżącej warstwie LMn2. Natomiast pedoreliktowe nodule Fe występują jedynie w poziomie spagowym, w którym z kolei brak jest papuli (tab. 1). Świadczy to o zróżnicowaniu źródeł alimentacji wywiewanego pyłu, który jedynie w stropowej części pochodził z niszczonego w sąsiedztwie poziomu diagnostycznego Bt-argic gleby interglacialnej (ryc. 3).

Lessy LMn1 cechują się wyraźną monotonią wartości wskaźników mikroszkieletowatości oraz mikro- i makroporowatości (tab. 1). Mikrytowa plazma jest typową cechą tej warstwy i inicjalnego poziomu humusowego formowanego w jej stropie (Ain – gi/LMn1). Towarzyszą jej również kryształy mikrosparytu, których genezę należy tłumaczyć raczej procesami bioturbacyjnymi niż litogenicznymi. Świadczy o tym powszechna obecność wybitnie biogenicznej mikrostruktury kanalikowej i licznych fekalnych wypełnień typu luźnego wewnątrz biokanalików.

Etap 5 (stadiał Schalkholz – interstadiał Oerel)

W porównaniu ze starszymi warstwami lessów, zdeponowane w kolejnym etapie, lessy oznaczone jako LMd2 cechują się znaczną miąższością (> 1,5 m) i wyraźnym zróżnicowaniem lito- i pedologicznym, które przekładają się na różnorodność cech mikromorfologicznych.

Podobnie, jak w początkowej fazie depozycji LMn1, początek akumulacji LMd2 musiał mieć gwałtowny przebieg, gdyż w stropie Gi/LMn1 stwierdzono występowanie mikrosparytowych pseudomorfoz pokorzeniowych (tab. 1). Z kolei znikomy udział cech pedoreliktowych wykształconych w formie papuli świadczy o tym, że redukowane poziomy gleb interglacialnych nie stanowiły istotnych obszarów alimentacyjnych dla lessów z omawianej warstwy. Ich wychodnie zapewne nie były powszechnie maskowane przez akumulowane pyły lessowe lub deflacja nie docierała do ich stropu.

Spąg lessów LMd2 cechuje: wybitnie masywny typ mikrostruktury, bardzo wysoki wskaźnik mikroszkieletowatości i mikroporowatości oraz względnie niska makroporowatość (tab. 1). W wydzielonych powyżej podpoziomach typowi masywnemu towarzyszy soczewkowy typ mikrostruktury, który w górnej części jest zastępowany typem kanalikowym. W środkowej i górnej części analizowanej warstwy wymienione wskaźniki cechuje odwrotna tendencja zmian w stosunku do odnotowanych wartości w spagu, co świadczy o ich pedogenicznym zwietrzeniu.

Cała warstwa lessów LMd2, łącznie z 10-centymetrowym inicjalnym poziomem humusowym formowanym w jej stropie i korelowanym z interstadią Oerel, odznacza się zasobnością jedynie w pierwotne węglany. W poziomie tym nie stwierdzono występowania form węglanowych mogących świadczyć o aktywności syn- i postsedymencyjnych procesów ługowania i migracji CaCO₃ (tab. 1, ryc. 3). W tym przypadku obok plazmy mikrytowej do pierwotnych węglanów zaliczyć należy także licznie występujące, pojedynczo rozmieszczone kryształy mikrosparytu. Za taką ich genezę przemawia niewielka aktywność procesów bioturbacji, zapisanych jedynie w formie mikrostruktury kanalikowej.

Etap 6 (stadiał Eberstorf – interstadiał Glinde)

Kolejną warstwę, stanowią lessy oznaczone jako LMd1 w stropie, których wykształciła się gleba korelowana z interstadią Glinde (ryc. 1). Ze względu na wyraźne przeobrażenia kriogeniczne całej warstwy, cechy litogeniczne i pedogeniczne są słabo czytelne, bądź zostały całkowicie zatarte (ryc. 2).

W przeciwieństwie do podścielających go warstw LMd2 i LMn, w analizowanej jednostce stwierdzono występowanie licznych cech pedoreliktowych związków Fe i Mn. Ze zmienną częstością występują one w wydzielonych trzech podpoziomach (tab. 1). Ich obecność świadczy o redepozycji starszych pokryw lessowych zasobnych w pedogeniczne nodule Fe i Mn-Fe (ryc. 3).

W rozpatrywanej warstwie występują jedynie pierwotne węglany (tab. 1) tj. plazma mikrytowa oraz pojedyncze kryształy mikrosparytu, widoczne w spagu tej warstwy.

Mało zróżnicowane parametry wskaźnika mikroszkieletowatości i mikroporowatości oraz względnie niska, ale wzrastająca ku stropowi makroporowatość, korespondują z epigenetycznym soczewkowym typem mikrostruktury powszechnie występującym w tej warstwie (tab. 1).

Analiza rozmieszczenia pozostałych, koncentracyjnych cech mikromorfologicznych, których obecność udokumentowano w tej warstwie (tab. 1) wskazuje na ich późniejsze powstanie, głównie w następnym etapie.

Etap 7 (środkowy plenivistulian – interstadiał Denekamp)

Okres transformacji klimatycznej, w okresie poprzedzającym depozycję lessów młodszych środkowych (LMs), charakteryzuje się aktywnością procesów oksydacyjno-redukcyjnych, zapisanych w formie zróżnicowanych cech koncentracji *in situ* związków żelaza i manganu (tab. 1). Ich obecność świadczy głównie o aktywności procesów reduktomorficznych, związanych z stagnacją wody w poziomach gleby Gi/LMd1 lub jego nadmiernym uwilgotnieniem. Do wielu cech mikromorfologicznych, występujących w obrębie tej warstwy i dowodzących o aktywności procesów glejowych w tym okresie, niewątpliwie zaliczyć należy dyfuzyjne nodule żelaziste i manganowo-żelaziste oraz nodule Mn-Fe zgrupowane w agregaty. Pozostałe, współwystępujące z nimi, cechy Fe i Mn-Fe mogą być również zapisem tej fazy oglejenia, ale ich obecność zarówno powyżej, jak też poniżej gleby Gi/LMd1 raczej wyklucza taką hipotezę.

Po okresie peryglacialnej deformacji jednostki Gi/LMd1 miała miejsce akumulacja lessów oznaczonych jako LMs (ryc. 3). Mikrostrukturę soczewkową poziomu Cca, stanowiącego spąg tej warstwy, można tłumaczyć kriogenicznym przeobrażeniem zdeponowanych osadów na stropie gleby intensywnie peryglacialnie przemodelowanej. Występujące powyżej osady wieńczące lessy młodsze środkowe charakteryzuje kanalikowo-masywny typ mikrostruktury i nieznacznie niższe wartości wskaźnika mikroskieletowości (tab. 1). Jedynie tam udokumentowano występowanie cech uznanych za pedorelikty, tj. noduli żelazistych o wyraźnych krawędziach i typu pierścieniowego oraz noduli manganowo-żelazistych o wyraźnych krawędziach zewnętrznych (tab. 1). Świadczy to o powiązaniu materiału tej warstwy ze starszymi lessami, noszącymi znamiona przekształceń glejowych.

Procesy glebotwórcze, które nastąpiły w okresie interstadialnym (Denekamp), świadczą o całkowitej dekalcytacji poziomów wierzchnich i wtórnym wzbogaceniu w węglany poziomu stanowiącego spąg warstwy LMs (ryc. 3). W rezultacie poziom ten nabrał cechy poziomu Cca. W obrazie mikromorfologicznym pierwotne węglany widoczne są w postaci plazmy mikrytowej, zaś wtórne – jako równomiernie rozmieszczone pojedyncze, bądź zgrupowane kryształki mikrosparytu, noszące znamiona przekształceń krioturbacyjnych (tab. 1). Obecność mikrostruktury soczewkowej potwierdza epigenetyczne, mrozowe niszczenie form węglanowych, wcześniej wylugowanych z nadległych poziomów gleby interstadialnej.

O bardziej zaawansowanym stadium pedogenezy obejmującej lessy LMs w stosunku do starszych, niżej położonych warstw, świadczy obecność wypełnień wolnych przestworów iłem koloidalnym (tab. 1). Ich występowanie udokumentowano wewnątrz kanalików o układzie wertykalnym w poziomie wzbogacania, jak też w niżej leżącym poziomie Cca. Cechy te świadczą o procesie iluwacji, zapisanym w stosunkowo dobrze wykształconym poziomie wzbogacania gleby formowanej zapewne w obrębie stoku o wyjątkowo, bardzo ciepłej ekspozycji.

Z etapem formowania gleby Gi/LMs wiązać należy także epigenetyczne procesy oksydacyjno-redukcyjne, którym podlegały warstwy złożonej sekwencji LMn-LMd-LMs (ryc. 3). W zapisie mikromorfologicznym wymienione warstwy posiadają szereg podobnych cech mikromorfologicznych koncentracji związków Fe i Mn-Fe, świadczących na równi o przebiegu procesów redukcji, jak też oksydacji (tab. 1). Ich genezę należy wiązać z procesami niejednolitej litologicznie strefy aeracji. Zmienność typologiczna tych cech wydaje się odzwierciedlać zróżnicowanie lito- i pedogenetyczne przeobrażanych osadów (ryc. 1). O oddzieleniu ich od kolejnej fazy glejowej, widocznej w dolnej części LMg, świadczy brak odpowiednich cech diagnostycznych w rozdzielałym je pedolicie dg/Gi/LMs.

Etap 8 (schylek środkowego plenivistulianu)

Z tym etapem wiąże się przede wszystkim ogłowienie gleby interstadialnej, powstałej w poprzednim etapie (Gi/LMs) i z redepozycją zerodowanych materiału glebowego na wtórnym złożu (ryc. 3). W analizowanym odsłonięciu pedogenetycznie przeobrażone deluwia glebowe spoczywają bezpośrednio na ogłowionej glebie Gi/LMs.

Całość zdarzeń tego etapu rozwojowego wiązać należy z środowiskiem peryglacjalnym, a więc z aktywnością procesów krioturbacyjnych. Najważniejszym przejawem ich działalności są deformacje cech iluwialnych widoczne w stropie poziomu B_{tin} gleby Gi/LMs, stanowiącej wówczas wierzchnią warstwę osadów.

Analizy mikromorfologiczne potwierdziły wstępne rozpoznanie genetyczne warstwy określonej jako pedolit - dg/Gi/LMs. Jej przewodnimi cechami mikromorfologicznymi są masywny typ mikrostruktury oraz stosunkowo niska makroporowatość na poziomie wartości ustalonych dla warstw lessów pierwotnych (tab. 1). Ponadto cechuje je wyższa mikroporowatość w dolnej niż w górnej części oraz wzrastająca ku stropowi wartość wskaźnika mikroszkieletowatości. Wymienione powyżej cechy świadczą o stokowej genezie badanych osadów złożonych z wymieszanego materiału glebowego. Zapis mikromorfologiczny nie wykazał kolejnej fazy wtórnych przekształceń pedogenicznych.

W górnej części pedolitu występują pedorelikty tj. iluwialne papule i nodule Fe i Mn-Fe (tab. 1). Cechy te świadczą o pierwotnym położeniu pedogenetycznie przeobrażonych osadów – tj. w obrębie inicjalnego poziomu B_{tin} gleby Gi/LMs (ryc. 1). Występowanie pedoreliktowych noduli pierścieniowych dowodzi istnienia kolejnej fazy ich redepozycji, gdyż w leżących *in situ* poziomach erodowanej gleby stwierdzono tylko obecność tych form pedoreliktowych. Hipotezę tą zdaje się potwierdzać ich podobna budowa wewnętrzna i nieznacznie mniejsze średnice zmierzone we wtórnym pedolicie.

Obraz mikromorfologiczny pedolitu uzupełnia występowanie plazmy mikrytowej i kryształów mikrosparytu, których genezę można wiązać z poziomem wtórnej akumulacji węglanów (Cca) tej samej gleby interstadialnej. Na tej podstawie należy stwierdzić, że pedolit ten wiernie odwzorowuje kolejno erodowane poziomy glebowe, poczynając od epipedonu humusowego A po endopedony B_{tin} i Cca.

Etap 9 (górny plenivistulian – holocen)

Z punktu widzenia mikromorfologii eoliczna akumulacja osadów ostatniego cyklu w obrębie górnego vistulianu (LMg) charakteryzuje trójdzielność (ryc. 3). Wyznacznikiem poszczególnych części jest obecność cech pedoreliktowych, widocznych w postaci iluwialnych papuli. Zarejestrowano je w dolnej części – tj. w warstwie o miąższości 1,40 m, określonej jako podpoziomy 1C9-1C11 (tab. 1). W najniższym z wyróżnionych podpoziomów papule występują jako powszechne. Podobnej wielkości redeponowane cechy iluwialne są obecne w dwóch podpoziomach górnej części – 1C2 i 1A2.

O pochodzeniu materiału z niszczenia starszych pedogenicznie zwiędziałych poziomów świadczą nie tylko opisane powyżej papule. Dowodzi tego również względnie niska wartość wskaźnika mikroszkieletowatości (tab. 1). Ponadto od spągu warstwy LMg wraz z przyrostem miąższości deponowanego osadu zauważalny jest wzrost wartości wskaźnika mikroszkieletowatości, przy jednoczesnym spadku udziału glebopochodnych papuli.

Analiza typów mikrostruktury oraz zmienności wskaźników porowatości także pozwala na podział lessów LMg. Sekwencję podpoziomów 1C4-1C11 charakteryzuje obecność dwóch typów mikrostruktury: masywnej i soczewkowej – przy czym pierwszy z nich wyraźnie dominuje w podpoziomie 1C7, przez co dzieli sekwencję na dwie zasadnicze części (tab. 1). Występowanie obydwu mikrostruktur świadczy o względnie szybkim tempie sedymentacji oraz o aktywności procesów kriogenicznych, przeobrażających sukcesywnie akumulowane osady.

Przeciwko rozdzieleniu stratygraficznemu warstwy LMg na dwie, a nawet trzy części przemawia bardzo liczne występowanie sparytowych wypełnień wewnątrzkanalikowych w sekwencji 1C3-1C11. Analiza ich wykształcenia pozwoliła na ich identyfikację genetyczną jako pseudomorfozy pokorzeniowe, powstałe wskutek mineralizacji synsedymentacyjnie zagrzebywanych tkanek roślinnych (tab. 1). Niewątpliwie przedłużeniem występowania kriogenicznej mikrostruktury soczewkowej w podpoziomach wyższej położonych (1C2-1C3) jest typ szczelinowy, który współwystępuje z typem kanalikowym. Z ich połączenia można wnioskować, że obecny typ szczelinowy był pierwotnie także typem soczewkowym, który został zmodyfikowany poprzez działalność fauny glebowej (bioturbacja). Biogeniczne przeobrażenia stwierdzone w tych podpoziomach są zapisem maksymalnej głębokości, do jakiej sięgają postsedymentacyjne przekształcenia wysoko zaawansowanej pedogenezy, obejmującej spąg lessów LMg. Wniosek ten potwierdza także występujący na tej głębokości górny zasięg występowania sparytowych pseudomorfoz pokorzeniowych. Ich brak w górnej części, bogatej w mikrosparytowe skupienia kryształów, należy tłumaczyć procesami bioturbacji związanej z pedogenezą obejmującą wierzchnie poziomy.

Przekształcenia glebotwórcze najwyższych poziomów gleby GH/LMg są zapisane w postaci zróżnicowanych cech mikromorfologicznych. Świadczą one o procesach glebotwórczych, aktywnych od zakończenia depozycji osadów po czasy współczesne. Ich współczesnej aktywności dowodzi obecność żywych tkanek roślinnych w preparatach z trzech stropowych podpoziomów: 1Ap-1AC-1rCca1 (tab. 1). Tkanki odzwierciedlają głębokość współczesnego wpływu obecnej szaty roślinnej na cechy badanych poziomów. Znacznie głębiej sięgają wpływy współczesnej (obejmującej okres od zakończenia akumulacji) działalności fauny glebowej. Trzy stropowe podpoziomy zawierają wszystkie wyróżnione typy cech fekalnych, które występują z częstością bardzo liczną, bądź powszechną. Poniżej poziomu 1rCca1 odnotowano także występowanie luźnych wypełnień fekalnych, co dowodzi wpływu fauny współczesnej na cechy niższych podpoziomów.

Wskaźnik mikroszkieletowatości wyraźnie odzwierciedla epigenetyczne przekształcenia o charakterze glebotwórczym. Wartość wskaźnika jest znacznie wyższa w poziomie 1Cca niż w poziomach sąsiadujących z nim (tab. 1). Jest to efekt wtórnej akumulacji węglanów osiągających wartość 12%, co stanowi dziesięciokrotny wzrost zawartości CaCO_3 w stosunku do poziomu nadległego (1A2) i dwukrotny w stosunku do poziomu podścielającego (1C2).

Ku stropowi warstwy lessów LMg, w poziomach objętych pedogenezą rangi interglacialnej, następuje wzrost wartości wskaźników mikro- i makroporowatości, którym towarzyszy kanalikowy oraz koprolitowy typ mikrostruktury (tab. 1). Drugi z nich wyraźnie dominuje w dwudzielnym epipedonie gleby współczesnej.

Analizy form wykształcenia węglanów w całej warstwie lessów LMg dowodzą wyraźnego ich zróżnicowania genetycznego. Pomimo powszechnego występowania opisanych powyżej wypełnień sparytowych, dominującą formą wykształcenia CaCO_3 jest plazma mikrytowa (tab. 1). Jej liczne i bardzo liczne występowanie stwierdzono we wszystkich poziomach wyróżnionych w obrębie warstwy LMg, w tym również w jej pedogenicznie przeobrażonym stropie.

Z kolei kryształom mikrosparytu rozmieszczonym pojedynczo, bądź w skupieniach należy przypisać wtórną genezę, związaną z synsedymenacyjną krioturbacją lub bioturbacją, obejmującą pseudomorfozy sparytowe. Za ich wtórnym pochodzeniem przemawia także brak mikroform tego typu w podpoziomie 1C7, w którym stwierdzono jedynie obecność niezniszczonych pseudomorfoz. Poziom ten ma masywny typ mikrostruktury bez śladów wtórnych modyfikacji kriogenicznych bądź bioturbacyjnych (tab. 1, ryc. 3).

Pedogeniczne przekształcenia węglanów w poziomach stropowych są widoczne w postaci zmniejszonego udziału plazmy mikrytowej i w spadku przeciętnych rozmiarów pojedynczo rozmieszczonych kryształów mikrosparytu. Ponadto w epipedonie A występują grudki mikrytu, będące cechą nie spotykaną nigdzie indziej.

Genetyczne rozróżnienie poszczególnych cech mikromorfologicznych, występujących w obrębie warstwy LMg, a w szczególności w obrębie jego górnej części pozwala na wysunięcie wniosku o genezie gleby GH/LMg. Obecność poziomu wtórnej akumulacji węglanów (1Cca), jak też plazmy mikrytowej o charakterze pierwotnym w poziomie humusowym (1A) świadczą o tym, że strop warstwy LMg stanowił w przeszłości jeden z endopedonów dojrzałej gleby, która uległa ogłowieniu. Przy określeniu jej typu pomocne są pedoreliktowe papule ułożone w podpoziomie 1A2 i 1C2. Na podstawie ich specyficznego rozmieszczenia w poziomie zasobnym w pierwotne i wtórne węglany można wnioskować, że była to gleba płowa z poziomami genetycznymi: iluwiacyjnym – Bt i wtórnej akumulacji węglanów – Cca. Wykształcenie tej gleby należy wiązać z pedogenetycznymi przekształceniami stropowej partii LMg w okresie postsedymenacyjnym, obejmującym późny wistulian i holocen (tab. 1).

Współczesny epipedon gleby GH/LMg stanowi reliktowy poziom C na kontakcie z silnie węglanowym poziomem reliktowym Cca, a jego dwudzielnność świadczy o antropogenicznym przeobrażaniu stropu w typowy poziom orny (1Ap). W analizach mikroskopowych wykazuje on szereg cech poziomu relikтового ubogiego w węglany (tab. 1). Zgodnie z tym twierdzeniem genezę papuli można tłumaczyć ich pierwotnym położeniem w obrębie poziomu przejściowego Bt/Cca, bądź w obrębie typowego Bt. Obecne wykształcenie, pedogenicznie przeobrażanego stropu LMg pozwala stwierdzić, że wymienione poziomy zostały całkowicie zerodowane, bądź uległy destrukcyjnym zabiegom agrotechnicznym.

Z kolei na podstawie rozmieszczenia i wykształcenia cech mikromorfologicznych, w obrębie poziomów współczesnej gleby (Ap-AC-reCca), można stwierdzić, że obecnie gleba ta podlega silnym

przekształceniom agrotechnicznym (orka), którym towarzyszy wzmożona działalność flory i fauny glebowej (tkanki roślin, ekskrementy) oraz słabe ługowanie (otoczki nakanalikowe, tab. 1, ryc. 3).

Przypuszczalnie wypełnienia lublinitowe kanalików w reliktowym poziomie 1rCca, powstały w niedalekiej przeszłości, bądź są nadal współcześnie formowane (tab. 1). Za takim stwierdzeniem przemawia fakt występowania igieł kalcytu w już wcześniej ukształtowanym poziomie glebowym Cca, podlegającym obecnie przekształceniom diagenetycznym. Podobnie epigenetyczny charakter posiadają cechy koncentracji noduli Fe i Mn-Fe występujące w wielopoziomowej sekwencji 1C4-1C11 i mających kontynuację w stropie dg/Gi/LMs (tab. 1). Podobnie, jak w przypadku starszej fazy oglejenia (etap 8), powstanie form oksydacyjno-redukcyjnych należy wiązać z procesami migracji wody w obrębie strefy aeracji, złożonej ze zróżnicowanych litologicznie osadów (lessów pierwotnych i glebowo zwietrzałych).

Badania finansowane w ramach grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 2PO4D042 30.

Literatura:

- Fedoroff N., Goldberg P., 1982: Comparative micromorphology of the two late Pleistocene paleosols (in the Paris Basin). *Catena*, 9; 227-251.
- Grygierczyk S., Waga M., 1993: Plejstocenyjskie osady w Samborcu koło Sandomierza. *Geographia. Studia et Dissertationes*, 18, Wyd. UŚ, Katowice; 49-62.
- Jersak J., Sendobry K., Śnieszko Z., 1992: Postwarciańska ewolucja wyżyn lessowych w Polsce. Wyd. UŚ, Katowice; 197.
- Kemp R.A., Derbyshire E., Fahu C., Haizhou M., 1996: Pedosedimentary development and palaeoenvironmental significance of the S1 palaeosol on the northeastern margin of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. *Journal of Quaternary Science*, 11, 2; 65-106.
- Konecka-Betley K., 1996b: Polanów Samborzecki – gleby kopalne odsłonięcia lessowego. [w:] *Materiały z konferencji „Metody badań paleopedologicznych i wykorzystanie gleb kopalnych w paleopedologii”*, Łódź, 26-28 czerwca 1996, Wyd. UŁ; 65-66.
- Konecka-Betley K., Czepińska-Kamińska D., Zagórski Z., 1986: Development and prosperities of paleosols in the section at Sandomierz (SE Poland). *Annales UMCS, B*, 41; 203-212.
- Konecka-Betley K., Straszewska K., 1977: Badania paleopedologiczne lessów okolic Sandomierza na tle ich stratygrafii. *Studia Geologica Polonica*, 52; 215-233.
- Maruszczak H., 1991: Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. [w:] H. Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin; A.13-A.15.
- Mroczek P., 2005: Wykorzystanie cech mikromorfologicznych neoplejstocenyjskich utworów lessowych we wnioskowaniu paleogeograficznym. Maszynopis rozprawy doktorskiej, archiwum Zakładu Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS, Lublin.
- Mroczek P. 2006a (*w tym tomie*): Wykorzystanie metody mikromorfologicznej w badaniach paleogeograficznych sekwencji lessowo-glebowych. *Mat. Konf. „Studia interdyscyplinarne nad lessami – problemy metodyczne”*, Sandomierz, 14-16.09.2006.
- Mroczek P. 2006b (*w tym tomie*): Zastosowanie kryteriów paleopedologicznych w badaniach sekwencji lessowo-glebowych. *Mat. Konf. „Studia interdyscyplinarne nad lessami – problemy metodyczne”*, Sandomierz, 14-16.09.2006.

LISTA UCZESTNIKÓW

Dr Aneta Afelt

Zakład Hydrologii
Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,
Uniwersytet Warszawski
ul. Krakowskie Przedmieście 26/28,
00-927 Warszawa
e-mail: akafelt@uw.edu.pl

Mgr Izabela Bierezowicz

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: i-z-a@wp.pl

Prof. dr hab. Andrij Boguckiy

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko
Ul. Doroszenki 41, 290000 Lwów, Ukraina

Prof. dr hab. Roman Chlebowski

Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrologii,
Uniwersytet Warszawski,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: roman.chlebowski@uw.edu.pl

Dr hab. Leopold Dolecki, prof. UMCS

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: dolecki@biotop.umcs.lublin.pl

Dr Stanisław Fedorowicz

Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu
Wydział Biologii, Geografii i Oceanologii
Uniwersytet Gdański
ul. R. Dmowskiego 16a, 80-264 Gdańsk
e-mail: geosf@univ.gda.pl

Mgr Elżbieta Galka

Zakład Gleboznastwa
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
e-mail: elagalka@op.pl

Mgr inż. Jan Grzesik

Geoproblem, S.c.
ul. Przemysłowa 4, 22-400 Zamość
e-mail: geoproblemzamosc@o2.pl

Dr Grzegorz Janicki

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: janicki@biotop.umcs.lublin.pl

Dr Zdzisław Jary

Zakład Geografii Fizycznej
Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: jary@geogr.uni.wroc.pl

Dr Krystyna Kenig

Państwowy Instytut Geologiczny
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: krystyna.kenig@pgi.gov.pl

Dr Marina Komar

Instytut Nauk Geologicznych,
Narodowa Akademia Nauk Ukrainy
ul. Gonczara 55b, 01 054 Kijów, Ukraina
e-mail: makom@ukr.net, mkomar@operamail.com

Mgr Jarosław Kusiak

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: kusiak@biotop.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Leszek Lindner

Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytet Warszawski
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Prof. dr hab. Maria Łanczont

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: łanczont@biotop.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Teresa Madeyska

Instytut Nauk Geologicznych PAN
00-818 Warszawa, ul. Twarda 51/55
e-mail: tmadeysk@twarda.pan.pl

Dr Przemysław Mroczek

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: pmroczek@biotop.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Adam Nadachowski

Instytut Systematyki i Ewolucji Zwierząt PAN
ul. Sławkowska 17, 31-016 Kraków
e-mail: nadachowski@isez.pan.krakow.pl

Dr Halina Pawelec

Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60
e-mail: hpawelec@wnoz.us.edu.pl

Prof. dr hab. Roman Racinowski

Katedra Geotechniki
Politechnika Szczecińska
Al. Piastów 50; 70-310 Szczecin
e-mail: racin@ps.pl

Mgr Jerzy Raczyk

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytet
Wrocławski
pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław
e-mail: raczyk@geogr.uni.wroc.pl

Dr Cyprian Seul

Katedra Geotechniki
Politechnika Szczecińska
Al. Piastów 50; 70-310 Szczecin
e-mail: cyprian@ps.pl

Prof. dr hab. Romuald W. Schild

Instytut Archeologii i Etnologii PAN
00-140 Warszawa, al. Solidarności 105
e-mail: rschild@iaepan.edu.pl

Dr Piotr Szwarczewski

Wydział Geografii i Studiów Regionalnych,
Uniwersytet Warszawski
Ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
e-mail: pszwarczewski@wp.pl

Prof. dr hab. Józef Wojtanowicz

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: paleog@biotop.umcs.lublin.pl

Dr inż. Przemysław Woźniczka

Instytut Gleboznawstwa
i Ochrony Środowiska Rolniczego
Akademia Rolnicza we Wrocławiu
ul. Grunwaldzka 53, 50-357 Wrocław
e-mail: pwoz@kn.pl

Prof. Yadviga Yelovicheva

Belarussian State University,
Geographical Department
Minsk, 220050,
Nezavisimostj avenue, 4, Belarus
e-mail: yelovicheva@land.ru

Dr hab. Zbigniew Zagórski

Zakład Gleboznawstwa
Katedra Nauk o Środowisku Glebowym
Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego
ul. Nowoursynowska 159, 02-776 Warszawa
e-mail: zbigniew_zagorski@sggw.pl

Dr Paweł Zieliński

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
e-mail: pziel@biotop.umcs.lublin.pl

Mgr Marcin Żyła

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi
Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków
e-mail: m.zyla@geo.uj.edu.pl