

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin
Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, Kraków
Komitet Badań Czwartorzędu, Polska Akademia Nauk, Warszawa
Fakultet Geograficzny, Lwowski Narodowy Uniwersytet im. I. Franko, Lwów
Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Kijów
Katedra Geologii i Hydrologii, Narod. Uniwersytet Gospod. Wodnej i Zarządzania Zasobami Naturalnymi, Równe
Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań
Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź
Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk
Wydział Geologiczny, Uniwersytet Warszawski, Warszawa
Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Państwowa Szkoła Wyższa im. Jana Pawła II, Biała Podlaska
Oddział Lubelski Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Lublin

XX POLSKO-UKRAIŃSKIE SEMINARIUM TERENOWE
w ramach cyklu
„Stratygraficzna korelacja lessów i osadów lodowcowych Ukrainy i Polski”

KLIMATYCZNE CYKLE PLEJSTOCENU W ZAPISIE SEKWENCJI OSADOWEJ NIZINY PODLASKIEJ

MATERIAŁY KONFERENCYJNE



2-5 lipca 2018 r., Mielnik

Materiały prezentowane podczas pierwszej sesji terenowej są pokłosiem realizacji następujących grantów badawczych:

- ✓ „Klimatyczne cykle środkowego plejstocenu w zapisie sukcesji osadowej w rejonu Łukowa (Polska E)” – kierownik: Sławomir Terpiłowski
- ✓ „Rekonstrukcje środowiskowe i klimatyczne oparte na multidyscyplinarnych badaniach długich sekwencji pyłkowych z dolnego i środkowego plejstocenu Polski” – kierownik:
Renata Stachowicz-Rybka

Druk i opracowanie materiałów konferencyjnych zostało dofinansowane przez Polską Akademię Nauk w ramach dotacji DUN

Redakcja:

Sławomir Terpiłowski, Przemysław Mroczek, Karolina Łabęcka

Opracowanie graficzne i skład komputerowy:

Przemysław Mroczek, Karolina Łabęcka, Sławomir Terpiłowski, Paweł Zieliński

XX polsko-ukraińskie seminarium terenowe
w ramach cyklu
„Stratygraficzna korelacja lessów i osadów lodowcowych Ukrainy i Polski”

**Klimatyczne cykle plejstocenu
w zapisie sekwencji osadowej Niziny Podlaskiej**

2-5 lipca 2018 r., Mielnik

PROGRAM SEMINARIUM

2 lipca 2018 r. (poniedziałek):

13.00-14.00: rejestracja uczestników (Pensjonat Panorama, Mielnik, ul. Brzeska 67)

14.00-15.30: obiad

16.00-18.00: sesja plenarna

Андрій Богуцький, Петро Гожик, Марія Ланчонт, Олена Томенюк, Андрій Яцишин,
Роман Дмитрук, Іван Залеський: *Роль польових українсько-польських семінарів у
вивченні льодовикового комплексу України та Польщі (str. 11)*

Leszek Marks, Leszek Lindner: *Korelacja zlodowaceń i interglacjalów Polski, Białorusi i Ukrainy
(str. 16)*

Andriy Bogucki, Maria Łanczont: *Stratygrafia kompleksów lessowo-glebowych strefy
peryglacjalnej zachodniej części Ukrainy (str. 9)*

Renata Stachowicz-Rybka, Irena A. Pidek, Marcin Żarski, Hanna Winter, Olga Rosowiecka,
Jarmila Krzyminska, Witold P. Alexandrowicz, Jerzy Nitychoruk, Monika Rzodkiewicz,
Adam Walanus, Michał Woszczyk: *Rekonstrukcje środowiskowe i klimatyczne oparte
na multidyscyplinarnych badaniach długich sekwencji pyłkowych z dolnego i środkowego
plejstocenu Polski (str. 26)*

Sławomir Terpiłowski, Tomasz Zieliński, Piotr Czubla, Irena A. Pidek, Anna Orłowska,
Paweł Zieliński, Przemysław Mroczek, Jarosław Kusiak, Marzena Małek, Anna
Hrynowiecka, Stanisław Fedorowicz: *Klimatyczne cykle kompleksu środkowopolskiego
w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (Polska E) (str. 27)*

19.00: uroczysta kolacja

3 lipca 2018 r. (wtorek):

7.00-8.00: śniadanie

8.30-19.00: sesja terenowa – Łuków i okolice

Irena A. Pidek, Renata Stachowicz-Rybka, Marcin Żarski, Marzena Małek

Stanowisko Łuków

Sukcesja ferdynandowska

Sławomir Terpiłowski, Tomasz Zieliński, Piotr Czubla, Irena A. Pidek, Paweł Zieliński,
Anna Orłowska, Jarosław Kusiak, Anna Hrynowiecka, Marzena Małek

Stanowisko Kolonia Domaszewska

Sekwencja osadów zlodowacenie san 2 – interglacjal mazowsze

Sławomir Terpiłowski, Tomasz Zieliński, Piotr Czubla, Paweł Zieliński, Przemysław Mroczek,
Anna Orłowska, Irena A. Pidek, Stanisław Fedorowicz, Marzena Małek

Stanowiska Wólka Zagórna, Kaczory

Sekwencja osadów zlodowacenie odra – zlodowacenie warta

Irena A. Pidek, Sławomir Terpiłowski

Stanowisko Wiśniew

Interglacjal eem

20.00: kolacja

4 lipca 2018 r. (środa):

8.30-9.30: śniadanie

10.00-13.00: sesja referatowa

Aleksej Krokhmal', Maryna Komar: *Rekonstrukcja paleokrajobrazów Ukrainy w czasie MIS 20-12 według danych paleontologicznych* (str. 13)

Małgorzata Roman: *Kinetostratygrafia w rekonstrukcji zdarzeń glacialnych na przykładzie badań z rejonu Kotliny Płockiej* (str. 21)

Leszek Lindner, Marcin Szymanek: *Kiedy Bug mógł łączyć się z Prypecią?* (str. 15)

11.00-11.30: przerwa kawowa

Robert J. Sokołowski: *Dokąd płynęły rzeki Pomorza Gdańskiego w środkowym plejstocenie?* (str. 25)

Barbara Woronko, Szymon Belzyt, Małgorzata Pisarska-Jamroży, Łukasz Bujak: *Spękanie klasty w glacitektonicznie zaburzonych osadach (Koczery, E Polska)* (str. 28)

Zdzisław Jary, Piotr Moska, Marcin Krawczyk, Jerzy Raczyk, Jacek Skurzyński: *Chronostratygrafia późnoplejstocенskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce* (str. 12)

Jerzy Nitychoruk, Fabian Welc, Marta Chodyka, Tomasz Grudniewski, Leszek Marks, Anna Rogóż, Abdelfattah Zalat, Łukasz Zbucki, Bartosz Zegardło: *Osadnictwo na Pojezierzu Iławskim i jego implikacje w sedymentacji jeziornej* (str. 20)

13.30-14.30: obiad

14.30-18.00: sesja terenowa – Mielnik i okolice

Karolina Łabęcka, Sławomir Terpiłowski

Stanowisko Mielnik - kopalnia kredy

Wychodnia kredy piszczącej – osobliwość geologiczna

Sławomir Terpiłowski, Radosław Dobrowolski

Stanowisko Mielnik – Małe Uszeście

Warciańskie deformacje glacitektoniczne „poziomu mielnickiego”

Sławomir Terpiłowski, Tomasz Zieliński, Piotr Czubła, Małgorzata Roman

Stanowisko Mielnik-Zagórze

Sekwencja osadów warciańskiej moreny czołowej „poziomu wysoczyznowego” – implikacje paleogeograficzne

Sławomir Terpiłowski, Marta Kusznerczuk, Karolina Łabęcka

Stanowisko Mielnik – Góra Zamkowa

Przełom Bugu pod Mielnikiem – ewolucja systemu fluwialnego

20.00: kolacja (ognisko)

5 lipca 2018 r. (czwartek):

8.30-9.30: śniadanie

10.00-11.30: sesja referatowa i posterowa

Referaty:

Jacek Skurzyński, Zdzisław Jary, Jerzy Raczyk, Piotr Moska, Marcin Krawczyk: *Skład chemiczny lessów pogranicza polsko-ukraińskiego na przykładzie późnoplejstocенskiego profilu lessów w Strzyżowie k/ Hrubieszowa* (str. 23)

Agnieszka Muzińska, Barbara Woronko, Michał Cyglicki, Zbigniew Zagórski: *Wskaźniki wietrzenia poligenetycznych gleb w NE Polsce* (str. 19)

Postery:

Aleksandra Bober, Irena A. Pidek, Marcin Żarski: *Stanowisko osadów późnego glacialu Warty i interglacialu eemskiego w Strudze na Równinie Garwolińskiej – profil WH-15* (str. 7)

Przemysław Mroczek, Radosław Dobrowolski, Irena A. Pidek, Marcin Szeliga:
*Rzeźba i czwartorzęd otoczenia stanowisk archeologicznych Tominy i Zawada (Przedgórze
Ilżeckie)* (str. 18)

Jacek Skurzyński, Zdzisław Jary, Jerzy Raczyk: *Badania składu chemicznego lessów w Polsce*
(str. 23)

11.30-13.00: dyskusja i podsumowanie Seminarium

13.00: obiad

Komitety naukowy:

- dr hab. Sławomir Terpiłowski, prof. UMCS – przewodniczący
- prof. dr hab. Andriy Bogucki
- prof. dr hab. Radosław Dobrowolski
- prof. dr hab. Petro Gozhik
- prof. dr hab. Leszek Lindner
- prof. dr hab. Maria Łanczont
- prof. dr hab. Leszek Marks
- prof. dr hab. Jerzy Nitychoruk
- doc. Iwan Zaleski

Komitet organizacyjny:

- dr hab. Sławomir Terpiłowski, prof. UMCS – przewodniczący
- mgr Karolina Łabęcka – sekretarz
- dr Przemysław Mroczek – sekretarz
- dr hab. Renata Stachowicz-Rybka
- prof. dr hab. Tomasz Zieliński
- dr hab. Irena A. Pidek, prof. UMCS
- dr hab. Piotr Czubla, prof. UŁ
- dr hab. Paweł Zieliński
- dr Anna Orłowska
- prof. dr hab. Stanisław Fedorowicz
- dr Robert Sokołowski
- dr Marcin Żarski
- dr hab. Małgorzata Roman, prof. UŁ

Miejsce konferencji:

Pensjonat Panorama w Mielniku (ul. Brzeska 67)

Strona internetowa konferencji:

http://loess.umcs.lublin.pl/index_pliki/Page668.htm

STRESZCZENIA REFERATÓW I POSTERÓW

Stanowisko osadów późnego glacjału Warty i interglacjału eemskiego w Strudze na Równinie Garwolińskiej – profil WH-15

Aleksandra Bober¹, Irena Agnieszka Pidek¹, Marcin Żarski²

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

²Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

W ramach prac kartograficznych nad reambulacją arkusza Garwolin, Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Żarski, 2017), pobrano próbki do badań paleobotanicznych na stanowisku WH-15 Struga zlokalizowanym w miejscowości Puznówka w obrębie Równiny Garwolińskiej. Diagram palinologiczny WH-15 Struga obejmuje 47 próbek i pozwala na odtworzenie sukcesji od późnego glacjału Warty poprzez pełny zapis sukcesji interglacjału eemskiego.

Stanowisko WH-15 Struga wchodzi w skład południowej części wielkiego pojezierza eemskiego rozciągającego się równoleżnikowym pasem w środkowej i wschodniej części Polski, pomiędzy maksymalnym zasięgiem ostatniej fazy głównej zlodowacenia Wisły (MIS 2) i maksymalnym zasięgiem zlodowacenia Warty (MIS 6) (Bruj, Roman, 2007). Poza tym pasem, stanowiska z osadami jeziornymi występują sporadycznie. Równina Garwolińska jest jednym z obszarów, na którym nie były dotychczas prowadzone badania palinologiczne (Żarski 2017; Żarski et al., 2017a, 2017b).

Próbki palinologiczne poddano standardowej acetolizie Erdtmanna, po uprzedniej dekalcytacji i gotowaniu w 10% KOH. Analizę mikroskopową prowadzono do uzyskania sumy 700-1000 ziaren pyłku drzew i krzewów (AP) oraz krzewinek i lądowych roślin zielnych (NAP). Procentowy diagram pyłkowy wykreślono w programie POLPAL (Nalepka, Walanus, 2003).

Wyniki analizy pyłkowej wskazują, że początek formowania się zbiornika jeziornego Struga miał miejsce w późnym glacialu zlodowacenia Warty, a odtworzona sukcesja pyłkowa obejmuje pełny interglacjał eemski. Lokalne poziomy pyłkowe (L PAZ) z profilu Struga WH-15 można korelować z regionalnymi poziomami pyłkowymi (R PAZ) dla interglacjału eemskiego E1 – E7 opracowanymi

przez Mamakową (1989). Późnoglacialny poziom St-1 L PAZ koreluje się z regionalnym poziomem LG MPG – *Cyperaceae-Artemisia – Betula nana* według Mamakowej (1989). Poziomy St-2 L PAZ i St-3 L PAZ cechują się wysokimi wartościami procentowymi pyłku *Betula* i *Pinus*, przy spadku NAP, co obrazuje rozwój zbiorowisk borealnych lasów początkowo brzoźowych, a następnie sosnowo-brzoźowych. Charakterystyczna jest obecność ciągłej krzywej pyłkowej *Ulmus* oraz wzrastające udziały pyłku *Quercus*, które razem wskazują na początek wkraczania zbiorowisk lęgowych w wyniku postępującego ocieplenia. W kolejnym poziomie (St-4 L PAZ) bardzo wysokie udziały pyłku *Quercus* wskazują na rozprzestrzenienie dębu w różnych siedliskach. Mógł on wraz z sosną formować mieszane zbiorowiska sosnowo-dębowe, wraz z wiązem kształtował lęgi, a wraz z leszczyną, jesionem i lipą mógł wchodzić w skład zbiorowisk grądowych. W poziomie występują wskaźniki ciepłego i wilgotnego klimatu (m.in. *Hedera helix* i *Buxus*). W poziomie St-5 znacznie wzrasta udział *Corylus* (max. 81,5%), co świadczy o opanowaniu różnych siedlisk przez leszczynę. Przypuszczalnie nie tylko stanowiła domieszkę w lasach dębowych wraz z lipą, jesionem i klonem, ale również formowała płaty ciepłych zarośli leszczynowych (Granoszewski, 2003). W poziomie St-6 L PAZ dominuje *Carpinus*, którego kulminacja (ponad 59%) zbiega się ze zdecydowanym spadkiem *Corylus*, znacznym spadkiem *Tilia* i *Quercus*. Zmiany te wskazują na ukształtowanie się lasów grądowych zdominowanych przez grab, z niewielką domieszką innych drzew. W następnej kolejności znacznie spadają udziały wszystkich drzew ciepłolubnych (St-7 LPAZ). Natomiast istotnie wzrastają udziały *Picea*, *Abies* i *Pinus*. Ten ostatni takson dominuje w kolejnym poziomie (St-8 L PAZ). Wartości *Betula* wzrastają do kilkunastu procent, a *Picea* i *Alnus* kontynuują swoją obecność od poprzedniego poziomu w postaci ciągłych niskoprocentowych krzywych. W połowie poziomu zaznacza się wzrost udziału NAP, który zamyka sekwencję poziomów telokratycznej fazy interglacjału eemskiego.

Ze względu na istotną miąższość eemskich osadów organogenicznych oraz dobrze zachowany materiał palinologiczny stanowiska Struga w Puznówce wydaje się perspektywiczne w kontekście problematycznych zagadnień paleoekologicznych i paleoklimatycznych u schyłku optimum interglacjału eemskiego.

Literatura:

- Bruj, M., Roman, M., 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolodów zlodowaceń środkowopolskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 425, 27-34.
- Granoszewski, W., 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, E Poland: a palaeobotanical study. Acta Palaeobotanica 4, 1-95.
- Mamakowa, K., 1989. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. Acta Palaeobotanica, 29 (1), 11-176.
- Nalepka, D., Walanus, A., 2003. Data processing in pollen analysis. Acta Palaeobotanica, 43, 125-134.
- Żarski, M., 2017. Szczegółowa Mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000 ark. Garwolin. Manuskrypt. NAG, Warszawa.
- Żarski, M., Hrynowiecka, A., Pidek, A., Kupryjanowicz, M., Fiłoc, M., Szal, M., Stachowicz-Rybka, R., 2017a. Nowe stanowiska interglacjału eemskiego na Równinie Garwolińskiej (E Polska) – doniesienie wstępne. W: Nalepka D., Stachowicz-Rybka, R. (red.), VIII Polska Konferencja Paleobotaniki Czwartorzędu „Wpływ człowieka na roślinność Krakowa i okolic w okresie górnego czwartorzędu”, Materiały konferencyjne, Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN w Krakowie, 6-9 czerwca 2017 r., Kraków.
- Żarski, M., Hrynowiecka, A., Pidek, I.A., Kupryjanowicz, M., Fiłoc, M., Szal, M., Stachowicz-Rybka, R., 2017b. Geologiczne uwarunkowania pojezierza eemskiego na Równinie Garwolińskiej. W: Materiały XXIV Konferencji Naukowo-Szkoleniowej Stratygrafia Plejstocenu Polski „Czwartorzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce Środkowej”, Wawrzykowizna k/Bełchatowa, 4-8 września 2017 r.

Stratygrafia kompleksów lessowo-glebowych strefy peryglacjalnej zachodniej części Ukrainy

Andriy Bogucki¹, Maria Łanczont²

¹Fakultet Geograficzny, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franki, Lwów, Ukraina

²Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Zasadnicze zręby schematu stratygrafii lessowo-glebowych serii Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej zostały wypracowane przez Boguckiego podczas wieloletnich badań terenowych i opublikowane w 1972 roku. Fundamentem jego konstrukcji były kluczowe/stratotypowe profile lessowe Wyżyny Wołyńskiej i Podolskiej. Wprowadzone zostały regionalne nazwy własne dla wyodrębnionych w lessach gleb kopalnych lub ich zespołów rangi interglacjalnej oraz gleb niższej rangi, interstadialnej i interfazowej. W wielu profilach zarejestrowane zostały ponadto zjawiska peryglacjalne, wśród których główną rolę odgrywają pseudomorfozy klinów mrozowych i deformacje soliflukcyjne. Dla zespołów struktur peryglacjalnych występujących w konkretnej sytuacji stratygraficznej, także zostały wprowadzone regionalne nazwy własne. Profile wołyńskich i podolskich lessów były wielokrotnie prezentowane i dyskutowane na licznych ukraińsko-polskich terenowych seminariach lessowych. Podziały stratygraficzne lessów Polski południowej i Ukrainy północno-zachodniej zestawiał Maruszczak (1991, 1994, 2001), w kolejnych podejściach dokonując korekty korelacji niektórych poziomów (np. gleby Dubno). Korelację pozycji wiekowej zjawisk peryglacjalnych zarejestrowanych w stanowiskach na obszarze Polski południowej i środkowej oraz północno-zachodniej Ukrainy wraz z wydzieleniem głównych etapów ich rozwoju, powiązanych z głównymi falami rozwoju i degradacji wieloletniej zmarzliny w czasie zlodowaceń środkowo- i późnoplejstocenijskich, przedstawili Lindner i Bogucki (2002).

W komunikacie prezentujemy najnowszy wariant schematu stratygraficznego lessów Ukrainy zachodniej, który był budowany od blisko 20 lat na podstawie wspólnych terenowych prac polsko-ukraińskiego zespołu badawczego (Boguckij, Łanczont 2002; Łanczont, Boguckij 2007). Obszar badań uwzględniał także inne lessowe terytoria (podkarpackie, północne i południowe). Podstawą opracowania były materiały badawcze profili stratotypowych i dodatkowych. Większość z nich była opracowana z wykorzystaniem najnowszych metod stosowanych w analizie lessów. W szczególności zostały wykorzystane bardzo liczne wyniki datowań luminescencyjnych (TL, IRSL, OSL) oraz C^{14} , a także badań pedologicznych i mikromorfologicznych oraz paleokriogenicznych, paleomagnetycznych, paleontologicznych i archeologicznych. Dla kluczowych lessowych stanowisk archeologicznych wykonane były profilowania geofizyczne w celu korelacji warstw, a także rekonstrukcji paleorzeźby. Przy oznaczaniu konkretnych jednostek lito- i pedologicznych zastosowano symbole (L, S) globalnego podziału lessów zaproponowane przez Kuklę (1987) oraz Kuklę i An (1989) i skorelowano je z morskimi stadiami izotopowymi (MIS) w ujęciu Gibbard, Cohen (2008). Pierwotna wersja schematu została uzupełniona o jednostki lessowe starsze niż MIS 12 z zespołami gleb kopalnych typu Sołotwyn, Zahwizdja i Kopani / Skała Podolska i uszczegółowiony, zwłaszcza jeśli chodzi o ostatni interglacjalno-glacjalny cykl (MIS 5 – MIS 2), oraz skorelowany ze schematem stratygraficznym lessów Polski i formalnym schematem lessów ukraińskich wypracowanym przez URMSK (Ukraińska Regionalna Komisja Stratygraficzna) oraz ogólnie przyjętym podziałem stratygraficznym czwartorzędu Europy Zachodniej (tab. 1).

Tab. 1. Korelacja schematów stratygraficznych lessów i gleb kopalnych w Polsce i Ukrainie na tle podziału stratygraficznego czwartorzędu Europy zachodniej

ZACHODNIA CZĘŚĆ UKRAINY			MIS	UKRAINA		POLSKA	EUROPA ZACHODNIA		ka BP
Stratygrafia lessów i gleb kopalnych	Poziomy glacialne i peryglacialne	Zdarzenia paleomagnetyczne		Stratygrafia lessów i gleb kopalnych	Stratygrafia lessów i gleb kopalnych	Stratygrafia lessów i gleb kopalnych	Stratygrafia czwartorzędu		
Bogucki, Lanczont 2002; Lanczont, Bogucki 2007 (ze zmianami)	Lindner, Bogucki 2002 (ze zmianami)	Nagurski i in. 2002, 2007, 2015, 2017; Lanczont i in. 2015		Bogucki 1986	URMSK Gozik i in. 1995, 2001	Maruszczak 1991, 1994, 2001; Dolecki 2004	Gibbard, Cohen 2008; Lindner et al. 2002		
S 0 Gleba współczesna	Krasiw Riwne Basiv-Kut Torczyn	Hilina Pali (Riwne)	1	Gleba współczesna LESSY GÓRNO- PLEJSTOCENSKIE + gleby kopalne Riwne i Dubno	Gleba współczesna LESS PRZYZCZORNO-MORSKI LESS BUGSKI LESS UDZYSKI	Gleba współczesna Śródlęsowe gleby interstadialne (GI) rozwinięte na LMg-LMs-LMd-LMn	Holocen		11,7
L 1 Less gleba glejowa Rivne			2-4				LM	WEICHSEL GL.	
S 1 Zespół gleb kopalnych Dubno									
S 1 Zespół gleb Kołodiiw i Horochiw	Zbraża Lanowcy Ternopil Jarmolincy	Blake (Halicz, Kolodnie, Promiatyn)	5e	Pedokompleks Horochiw	Pedokompleks Pryluky	Gleba interglacjału eemskiego	GJ1	Eem	130
L 2 Gleba glejowa Gleba glejowa Ternopil			6	gleba Ternopil	LESS TYASMYNSKI	Poziom oglejenia Poziom inicjalny Poziom wietrzeniowo-glebowy	LSg1 g/L-Sg2 LSg2 g-sg/L-Sg3 LSg3 sg-G/L-Sg4 LSg4	WARTHE GL. / DRENTHE III GL.	
Poziom soliflukcji				poziom glejowy (soliflukcyjny)		Nalożona gleba interstadialna GI/GJ2	GI/GJ2	Schöningen	
S 2 Korsziw I S 2 - I			7	gleba górna 2 fazy	Gleba Kaydaky	Gleba interstadialna	LSs GI/L-Sd	DRENTHE I + II GL.	
S 2 Korsziw II S 2 - II				gleba dolna 1 fazy		Gleba inicjalna	LSd sg-GI/L-Sn		
L 3 Gleba inicjalna (?)	morena (Grzęda Lubomisko-Stolińska)		8	DOLNY POZIOM LESSÓW ŚRODKOWO- PLEJSTOCENSKICH	LESS DNEPROWSKI		LSn		
Poziom oglejenia	Bojanyczi								
Gleba subarkt. brunatna/glejowa									
S 3 Gleba interglacjału Luck			9	Interglacjału gleba (pedokompleks) Luck	Zawadiwka 3 (Potyagayliwka)	Gleba interglacjału Zbójno	GJ 3a	Dörnitz - Reinsdorf	
L 4 Gleba glejowa			10	GÓRNY POZIOM LESSÓW DOLNO- PLEJSTOCENSKICH	LESS ORELSKI	LESS LIWIEC	LN1	FÜHNE GL.	
S 4 Sokal I S 4 - I			11	Interglacjału gleba Sokal	Zawadiwka 2 Zawadiwka 1	Gleba interglacjału mazowieckiego	GJ3b	Holstein	
S 4 Sokal II S 4 - II									
Poziom oglejenia									
L 5 Poziom oglejenia	morena (Bojanyczi, Krukenyczi)		12	DOLNY POZIOM LESSÓW DOLNO- PLEJSTOCENSKICH	LESS TILIHULSKI	LESS SAN 2	LN2	ELSTERA 2 GL.	
Poziom oglejenia									
S 5 Solotwyn I S 5 - I			13						
S 5 Solotwyn II S 5 - II			14						
			15						
L 6 Poziom oglejenia			16						
Poziom soliflukcji/krioturbacji									
S 6 Poziom krioturbacji			17						
S 6 Poziom krioturbacji			18						
			19						
S 7 Poziom krioturbacji			20						
S 8 Less (mulki) aluwialny Zahwizdja			21						
L 9 Kopani / Skala Podolska			22-32						
S 9 Kopani / Skala Podolska									
L 10 Pył lessopodobny			?						

Literatura:

- Bogucki, A., Łanczont, M., 2002. Loess stratigraphy of Halyč Prydnistrov'ja region. In: T. Madeyska (red.), Loess and Paleolith of the Dniester River Basin, Halyč Region. *Studia Geologica Polonica* 119, 366-373.
- Cohen, K.M., Gibbard, P.L., 2012. Regional chronostratigraphical correlation table for the last 270,000 years: North Atlantic - Greenland - West, North, East, Central Europe - Russia. Abstract INTIMATE Workshop Utrecht, Netherlands, March 2012. http://www.nhm2.uio.no/norges/GTS2012_Quaternary-Poster-reg-GSA2012.pdf
- Kukla, G.J., 1987. Loess stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Review*, 6, 191-219.
- Kukla, G.J., An, S., 1989. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 203-225.
- Lindner, L., Bogucki (Boguckij), A., 2002. Pozycja wiekowa środkowo- i późnoplejstocenyjskich zjawisk peryglacialnych w środkowo-wschodniej Europie. *Zagadnienia peryglacjału Polski i obszarów sąsiednich*. *Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach*, 8, 81-106.
- Maruszczak, H., 1991. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: Maruszczak, H. (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, A13-A35.
- Maruszczak, H., 1994. Chronostratigraphic correlation of loesses of southern Poland and Ukraine NW. *Przegląd Geologiczny* 42 (9), 728-733.
- Maruszczak, H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlęsowych w Polsce. W: Maruszczak, H. (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*. Wydawnictwo UMCS, Lublin, 17-29.

Роль польових українсько-польських семінарів у вивченні льодовикового комплексу України та Польщі

Андрій Богущкий¹, Петро Гожик², Марія Ланчонт³, Олена Томенюк¹, Андрій Яцишин¹,
Роман Дмитрук¹, Іван Залеський⁴

¹ Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, Україна

² Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна

³ Університет Марії Кюрі-Склодовської, Люблін, Польща

⁴ Національний університет водного господарства та природокористування, Рівне, Україна

Питання вивчення льодовикового комплексу України і Польщі завжди були одними із головних під час польових українсько-польських семінарів, які проходили у межах загальної програми "Стратиграфічна кореляція лесів і льодовикових відкладів України і Польщі". Найважливішим на семінарах було обговорення (головно на опорних розрізах) проблем дослідження льодовикового комплексу і обмін досвідом їхнього розв'язання. Заледве чи знайдуться імена відомих польських та українських дослідників плейстоцену, які не брали участь у цих наукових форумах. Додамо при цьому, що, окрім українських і польських учених, у семінарах брали участь науковці з Білорусі, Литви, Бельгії, Росії та інших країн. Заслуговує на відзначення факт присвяти семінарів видатним дослідникам льодовикового комплексу українсько-польського пограниччя – Миколі Демедюку, Павлові Тутковському, Едвардові Рюле, Іллі Гофштейну, Генрику Тессейре та ін.

Поворотним у проведенні польових семінарів став 2000 рік – рік проведення семінару "Glacjal i peryglacjal na międzyrzeczu Sanu i Dniestru" в Красічині, що на території Польщі (4–6 жовтня 2000 р.), до якого підготовлено колективну монографію з аналогічною назвою. У монографії першочергово висвітлено результати дослідження гляціальних і перигляціальних утворень межиріччя Сяну і Дністра, які виконано під час підготовки до семінару. Ці результати були представлені учасникам семінару у ході проведення наукових маршрутів на прикордонних територіях України і Польщі. До цього і наступних семінарів також широко залучено матеріали, отримані під час виконання чисельних спільних міжнародних наукових грантів.

Варто відзначити, що колективні монографії за результатами комплексних досліджень були видані до усіх семінарів, які відбувалися після 2000 р. Наведемо перелік тих із них, які найбільше стосувалися гляціальної тематики.

1. Glacjal i peryglacjal na międzyrzeczu Sanu i Dniestru: seminarium terenowe II, Krasieczyn (4–6 października 2000 r.) / [red. Maria Łanczont]. Lublin: Wydaw. UMCS, 2000. 206 s.
2. Гляціал і перигляціал Волинського Полісся: матеріали XIII українсько-польського семінару (Шацьк, 11–15 вересня 2005 р.) / [відп. ред. А. Богущкий]. Львів: ВЦ Львів. ун-ту, 2005. 249 с.
3. Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу: матеріали XIV українсько-польського семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.) / [гол. ред. А. Богущкий]. Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2007. 272 с.
4. Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття: збірн. наук. праць до XVII українсько-польського семінару (Самбір, 15–18 вересня 2011 р.) / [гол. ред. А. Богущкий]. Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2011. 306 с.

Нині ми проводимо XX, ювілейний, українсько-польський семінар. Це, справді, велике досягнення міжнародної, у першу чергу, українсько-польської співпраці. Основними установами, які організовували ці наукові форуми, були географічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка, факультет наук про Землю та благоустрою Університету Марії Кюрі-Склодовської (м. Люблін, РП) та Інститут геологічних наук НАН України (м. Київ), до яких долучалося багато інших інституцій – навчальних, академічних, виробничих тощо. Це справжній науковий рух. За час проведення семінарів завдяки участі у них та обміну досвідом між провідними вченими та науковою молоддю виросли цілі покоління нових імен у науці, які сьогодні представляють наукові осередки України, Польщі, Білорусі та інших країн.

Найголовніші досягнення українсько-польських семінарів у вивченні льодовикового комплексу України і Польщі такі:

- ✓ Комплексно вивчено низку опорних і додаткових розрізів з льодовиковими відкладами (Крукеничі, Мостиська, Торгановичі, Седлиська, Кружики, Дубрівка, Слохині, Боляновичі, Дубаневичі, Бояничі, Калинівка, Ростань і багато інших).
- ✓ Розроблено стратиграфію зледенінь, обґрунтовано їхній вік, поширення, виокремлено проблемні питання їхнього вивчення.
- ✓ Обґрунтовано інтергляціальну позицію коршівського (кайдацького, люблінського, MIS 7) викопного ґрунтового комплексу Волино-Подільської височини, що дає змогу стверджувати про самостійність дніпровського (одра, MIS 8) та московського (варта, MIS 6) зледенінь.
- ✓ Встановлено, що роль морени у формуванні Любомльсько-Столинського кінцево-мореного пасма на Волинському Поліссі явно перебільшена. Багато форм, які розглядали як кінцево-моренні, є камами.
- ✓ Встановлено основні риси дольодовикового рельєфу, відкрито і схарактеризовано на Волинському Поліссі низку долин льодовикового виорювання і розмиву.
- ✓ Виконано низку абсолютних датувань льодовикових відкладів, а також підстильних та покривних порід.
- ✓ Проведено кореляцію подій у льодовиковій і позальодовиковій (перигляціальній) зонах на основі найновіших стратиграфічних схем.

Низка питань вивчення льодовикового комплексу є проблемними і потребують розв'язання. Зокрема, це стосується встановлення кількості зледенінь, їхньої кореляції у прикордонних районах України і Польщі, а також оцінки їхньої ролі у формуванні рельєфу та ін. Переконані, що наступні польові українсько-польські семінари дадуть змогу вирішити ці проблемні питання.

Chronostratygrafia późnoplejstocénskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce

Zdzisław Jary¹, Piotr Moska², Marcin Krawczyk¹, Jerzy Raczyk¹, Jacek Skurzyński¹

¹Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

²Instytut Fizyki – Centrum Naukowo Dydaktyczne, Politechnika Śląska, Gliwice

W ramach realizacji grantu NCN „Ustalenie chronologii powstania późno-plejstocénskiej pokrywy lessowej na obszarze Polski na podstawie datowania luminescencyjnego wysokiej rozdzielczości oraz badań lito-pedologicznych wybranych sekwencji lessowo-glebowych” (projekt nr 2011/01/D/ST10/06049; 2011-2015), przeprowadzono szczegółowe badania czterech reprezentatywnych, późnoplejstocénskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce: Biały Kościół (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie), Złota (Wyżyna Sandomierska), Tyszowce (Grzęda Sokalska) i Strzyżów (Grzęda Horodelska). Badania przeprowadzono zgodnie z opracowaną wcześniej metodyką. Po oczyszczeniu profili wykonano szczegółowy opis litologiczno-strukturalny oraz dokumentację rysunkową i fotograficzną. Próbkę pobrano w interwałach 5-cio centymetrowych z pionowych ścian. W laboratorium wykonano oznaczenia składu granulometrycznego (dyfraktometria laserowa), podatności magnetycznej, zawartości węglanu wapnia i substancji humusowych. Oznaczono skład geochemiczny (spektrofotometr absorpcji atomowej AAS Avanta Σ). Wykonano ponad 200 oznaczeń wieku metodami OSL i Post-IR IRSL oraz metodą radiowęglową.

W badanych sekwencjach wyróżniono pięć jednostek lito-pedostratygraficznych (Kukla i An, 1989; Marković i in., 2015): trzy jednostki glebowe (S0, L1SS1, S1) oraz dwie jednostki lessowe (L1LL1, L1LL2). Nawiązując do schematu Maruszczaka (2001) gleba S0 odpowiada glebie współczesnej GH, pedokompleks L1SS1 można korelować z glebą Gi/LMd, a pedokompleks S1 z zespołem gleb kopalnych Gi+GJ1. Jednostka lessowa L1LL1 odpowiada lessom LMg i LMs, a lessy L1LL2 najprawdopodobniej lessom LMd i LMn.

Otrzymane rezultaty badań wskazują, że fazy intensywnej depozycji pyłu eolicznego występowały w dolnym i górnym plenivistulianie (MIS 4 i MIS 2). Brak przekonujących dowodów na znaczącą depozycję lessu we wczesnym glacialu (MIS 5) oraz środkowym pleniglacialu (MIS 3) ostatniego zlodowacenia. Największe rozbieżności wyników oznaczania wieku metodami OSL i Post-IR IRSL otrzymano dla pedokompleksu S1. Stwierdzono wyraźną różnicę wieku substratu gleby L1SS1 oraz spągowych partii lessów L1LL1 wynoszącą około 20 ka. Występowanie inicjalnych poziomów glebowych w obrębie lessów L1LL1 i L1LL2 sugeruje możliwy wpływ milenijnych cykli klimatycznych na sedymentację lessu, jednak stosunkowo niska precyzja metod oznaczania wieku nie pozwala na weryfikację tej hipotezy. W wielu przypadkach odnotowano zaskakująco dużą zgodność oznaczeń wieku metodami OSL i Post-IR IRSL oraz metodą radiowęglową dla lessu L1LL1.

Rezultaty oznaczeń wieku wysokiej rozdzielczości wskazują na krótkie, intensywne procesy depozycji pyłu eolicznego, które zachodziły najprawdopodobniej w bardzo surowych warunkach klimatycznych, przy silnie zubożonej pokrywie roślinnej. Potwierdzeniem takiej interpretacji jest powszechne występowanie pierwotnej laminacji i smugowania, szczególnie charakterystyczne dla lessów L1LL1.

Literatura:

- Kukla, G.J., An, Z.S., 1989. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72, 203-225.
- Marković, S.B., Stevens, T., Kukla, G.J., Hambach, U., Fitzsimmons, K.E., Gibbard, Ph., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z., Hao, Q., Wu, H., O'Hara-Dhand, K., Smalley, I.J., Ujvari, G., Sumegi, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, D.A., Jary, Z., Svensson, A., Jović, V., Lehmkuhl, F., Kovacs, J., Svircev, Z., 2015. Danube loess stratigraphy – Towards a pan-European loess stratigraphic model, *Earth Science Reviews* 148, 228-258.
- Maruszczak, H., 2001. Schemat stratygrafii lessów i gleb śródlessowych w Polsce. W: Maruszczak, H. (red.), *Podstawowe profile lessów w Polsce II*, Wyd. UMCS, Lublin, 17-29.

Rekonstrukcja paleokrajobrazów Ukrainy w czasie MIS 20-12 według danych paleontologicznych

Aleksej Krokmal¹, Maryna Komar^{1,2}

¹Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy, Kijów, Ukraina

²Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych NAN Ukrainy, Kijów, Ukraina

Według nowego Schematu Stratygraficznego Plejstocenu Ukrainy klimatolity Pryazowski, Martonoszski, Sulski, Łubenski i Tiligulski są skorelowane z końcowym wczesnym - pierwszą połową środkowego plejstocenu według międzynarodowej skali stratygraficznej oraz z 20-12 morskimi stadiami izotopowymi (MIS) w czasowym przedziale 430-800 tys. lat. Trzy kriochny, tj. Pryazowska, Sulska i Tiligulska cechowała sedymentacja lessów i osadów lessopodobnych. Dwie termochrony Martonosza i Łubenska charakteryzowały się formowaniem gleb kopalnych, niekiedy kilku w ciągu jednego interglacjału.

Osady subakwalne, których czas akumulacji odpowiada pierwszej połowie środkowego plejstocenu, tworzą aluwialne tarasy V i VI, a także osady basenów morskich Czaua i Postczaua.

Kriochron Tiligulski zaznaczył się istnieniem w północno-zachodniej Ukrainie pokryw i łobów dolinnego lodowca (Krukenycki, Okski). Osady morenowe formacji lodowcowej występują fragmentarycznie w dolinach niektórych rzek zachodniej części Ukrainy, a także w dolinach rzek dorzecza Dniepru.

W celu rekonstrukcji warunków paleogeograficznych zostały wykorzystane własne wyniki badań palinologicznych, malakologicznych, mikroterologicznych osadów kontynentalnych i morskich, dane z analizy paleopedologicznej z lat ostatnich oraz materiały publikowane (pełne zestawienie wykorzystanych pozycji literaturowych przedstawiono w bibliografii).

Na początku okresu Pryazowskiego (Nidanian, 20 MIS) w Donbasie i równinie Przydonieckiej tereny zajmowane przez roślinność zielną o ubogim składzie taksonomicznym zwiększyły się swoją powierzchnią przy kurczących się obszarach zajmowanych przez grupy drzew. Te zmiany były spowodowane wzrostem suchości klimatu i pewnym ochłodzeniem. Na Dolnym Dnieprze zdecydowanie dominowała roślinność stepowa, a grupy leśne zajmowały niewielki obszar. W południowo-zachodnim regionie Morza Czarnego panował krajobraz lasostepowy typu południowego. Według N. P. Gierasimenki (Matviishina i in., 2010) na terytorium Ukrainy krajobraz był subperyglacialny: z lasostepem na północy, stepem i suchym stepem w środkowo-południowej Ukrainie części, lasami i łąkami w Karpatach. W schemacie biochronologicznym dla małych ssaków kriochron Pryazowski został ustalany poniżej granicy ortozony Brunhes (778 000 lat) na podstawie pojawienia się gatunków *Microtus hintoni-gregaloides* i *Microtus protoeonomus*.

W okresie Martonosza (w Polsce interglacjał małopolski, MIS19-17) lasy, których głównymi składnikami były drzewa iglaste, szeroko rozpowszechniły się w strefie leśnej i lasostepowej, zajmując nie tylko doliny rzek i wąwozy, ale także wkraczając na tereny wododziałowe. Roślinność leśna rozprzestrzeniła się również w strefie stepowej. Na podstawie fauny małych ssaków możliwe jest podzielenie tego termochronu na dwa etapy. Pierwszy – wiąże się z pojawieniem się gatunków *Microtus arvalinus* i *Microtus arvalidens*, drugi – z pojawieniem się gatunku *Prolagurus posterius*, a następnie *Microtus gregaloides* i *Lagurus transiens*. W tym czasie zanikli ostatni przedstawiciele *Prolagurus pannonicus* i *Mimomys pusillus*. Według fauny mięczaków lądowych na południu tarczy ukraińskiej panowały krajobrazy ciepłego stepu, a w części centralnej - specyficzny step leśno-łąkowy. Na południu terytorium Ukrainy działy wodne pokrywał kserofilny step trawiasto-krzewiasty, a w regionach środkowych - step łąkowy, wzdłuż dolin rzecznych rozciągały się lasy mieszane (Kunitsa, 2007).

Jeśli wyobrazić sobie ogólny obraz rozprzestrzeniania się krajobrazów podczas Sulskiego kriochronu (złodowacenie Sanu 1, MIS 16), daje się zauważyć przesunięcie granic stref krajobrazowych w kierunku północnym w porównaniu do granic w czasie Martonosza. Zmiana ta była prawdopodobnie spowodowana ogólnym ochłodzeniem klimatu w północnej Palearktyce. Zaowocowało to rozprzestrzenieniem się krajobrazów otwartych i wzrostem znaczenia roślinności zielnej a spadkiem roli elementów termofilnych. Fauna drobnych ssaków świadczy o tym, że w tym czasie leśne siedliska na południu Ukrainy zastępowane były przez stepy. Kriochron Sulski wiąże się z pierwszym pojawieniem się gatunku *Microtus oeconomus* i *Eolagurus luteus*. Zgodnie z analizą malakofauny lądowej w środkowej części Ukrainy, istniały dwie prowincje paleogeograficzne: na prawym brzegu Dniepru rozwinął się tundra-laso-step, a na lewym brzegu tundra-stepo-łąki. Na południu kraju na południe od miasta Dnipro rozpowszechniły się krajobrazy zimnego kserofilnego stepu (Kunitsa, 2007).

Podczas termochronu Łubenskigo (interglacjał ferdynandowski, MIS 15-13) wilgotność klimatu na południu Ukrainy znacznie wzrosła, co doprowadziło do rozszerzenia się powierzchni zajmowanej przez krajobrazy lasostepowe na obszar centralnej części ukraińskiej tarczy oraz na dolny Dniepr oraz przesunięcia granicy stepu i lasostepu w kierunku południowym. Terytoria zajęte przez step były zarazem większe niż podczas etapu martonoszskiego. Cenoty stepowe i łąkowe odgrywały istotną rolę w pokrywie roślinnej. Łubenski przedział czasowy na południu Ukrainy charakteryzował się niewielkim wzmocnieniem roli formacji leśnych ze znaczącym udziałem gatunków liściastych (z dominacją dębu). Początek etapu ustalany został według pojawienia się gatunku *Microtus gregalis*. Pojawieniem się gatunku *Arvicola mosbachensis* jest wyznacznikiem końca termochronu Łubenskigo (późny Kromer). Według danych analizy mięczaków lądowych (Kunitsa, 2007) na Polesiu i w szerokiej dolinie północnej części środkowego Dniepru rozwinęły się krajobrazy łąkowe i lasów szerokolistnych. Dla obszaru między Kijowem a miastem Dnipro charakterystyczne były krajobrazy lasostepowe i łąkowo-lasostepowe, a na Podolu Zachodnim - lasy łąkowe. Krajobrazy mezo- i kserofilnego stepu dominowały na północnym wybrzeżu Morza Czarnego i w regionie Azowskim.

Czas Tiligulski (złodowacenie Sanu 2, MIS 12) charakteryzował się wzrostem kontynentalizmu klimatycznego. Na północnym zachodzie Ukrainy rozpościerał się lądolód, na północy panował lasostep peryglacialny, który pod względem udziału kriofitów zbliżał się do tundry parkowej i stepu. W dzisiejszej strefie lasostepowej dominowała roślinność otwartych przestrzeni. Lasy o zubożonym składzie taksonomicznym zajmowały obniżone elementy reliefu. W strefie stepowej, na obszarach

podwyższonych dominowały niezróżnicowane fitocenozy z kserofitami, a ugrupowania leśne składały się głównie z iglastych drzew (Matviishina i in., 2010; Komar, 1999). Dane dotyczące mięczaków lądowych wskazują, że w tym czasie granica strefy lasostepowej i stepowej przebiegała na południe od Kijowa wzdłuż linii Winnica-Kaniw-Romny (Kunitsa, 2007). Do tej pory nie została jeszcze rozpoznana fauna gryzoni ochłodzenia Tiligul w badanych profilach.

Podsumowując można zauważyć, że powierzchnia i granice jednostek biostratygraficznych plejstocenu nie zawsze pokrywają się z powierzchnią podjednostek klimatostratygraficznych zidentyfikowanych na podstawie rekonstrukcji paleogeograficznych.

Literatura:

- Komar, M.S., 1999. Paleogeograficzne uslovija territorii stepnoj zony Ukrainy w ranniem plejstocene (po dannym palinologiczeskiego analiza). Geol. Żurn. 3, 48-54.
- Komar, M.S., 2001. Etapy rozvytku roslynynogo pokryvu terytorii pivdnia Ukrainy v neoplejstoceni. W: Paleontologiczne obgruntuvannia stratoniv fanerozoju Ukrainy. Kyiv, 84-87.
- Konstantinova, N.A., 1967. Antropogen jużnoj Mołdawii i jugo-zapadnoj Ukrainy. Tr. GIN AN SSSR, 173, Izd. Nauka, Moskva.
- Krokhmal', A.I., 2008. Biocenozy sredniego plejstocena Ukrainy (na osnovie mełkih mlekopitajuszczih). Geol. Żurn. 2, 69-81.
- Krokhmal', A.I., 2009. Biocenozy eoplejstocena Ukrainy (na osnovie mełkih mlekopitajuszczih). W: Vykopna fauna i flora Ukrainy: paleoekologicznyj i stratygraficznyj aspekty. Kyiv, 361-368.
- Krokhmal', A.I., Rekovets L.I. 2010. Mestonachozhdenija mełkih mlekopitajuszczih plejstocena Ukrainy i sopredel'nych territorij. Otv. Gozhik, P.F. (red.), LAT & K, Kiev, 330.
- Kunitsa, N.A., 2007. Priroda Ukrainy v plejstocene. Izd. Ruta, Czernovvy, 240.
- Matviishina, Ż.N., Gerasimenko, N.P., Perederij, V.I. i in. 2010. Prostorovo-czasiva korelacija paleogeograficznych umov czetvertynynogo periodu na terytorii Ukrainy. Izd. Nauk. Dumka, Kyiv, 192.
- Popov, G.I., 1955. O stratigraficzieskom rasczlenienii i sopostavlenii czernomorskich i kaspijskich otłożenij. W: DAN SSSR 101 (1), 143-146.
- Rudiuk, V.V., 2002. Antropogenovi unionidy pivdenno-zachidnoi czastyny Schidnojevropejs'koi platformy. Avtoref. dys. kand.geol.nauk. Kyiv, 24.
- Sirenko, E.A., 2005. Zminy roslynynogo pokryvu v meżach pivnocnoi i centralnoi czastyny Ukrains'kogo Szczyta protiagom ranniego neoplejstocenu. W: Glaciał ta peryglaciał Vołyns'kogo Polissia. Wyd. Centr Lvivs'kogo Univ., Lviv, 123-126.
- Fedorov, P.V., 1993. Rannij plejstocen Ponto-Kaspija. W: Stratigrafija. Geol. Korrelacija 1 (1), 137-143.

Kiedy Bug mógł łączyć się z Prypecią?

Leszek Lindner, Marcin Szymanek

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

Sytuacja geologiczna międzyrzecza Bugu i Prypeci, a zwłaszcza bardzo bliskie położenie (około 10 km) źródeł Prypeci w stosunku do dobrze rozwiniętej doliny środkowego Bugu sugeruje, że w przeszłości rzeki te mogły łączyć się ze sobą. Jednym z pierwszych doniesień w tym względzie była opinia J. Wojtanowicza zawarta w notatce o osadach plejstoceńskich w dolinie Bugu koło Uhruska. Kontynuując tę problematykę należy zadać sobie pytanie czy rzeczywiście i kiedy Bug mógł łączyć się z Prypecią? Odpowiedzią na to pytanie jest analiza 5 przekrojów geologicznych, prezentowanych w tym opracowaniu na tle mapy geologicznej osadów czwartorzędu pogranicza Polski, Ukrainy i Białorusi.

Opracowane przekroje geologiczne przez osady czwartorzędu w dolinach Bugu i Prypeci dokumentują zarówno staro- jak i środkowoplejstoceńskie aluwia tych rzek. Pierwsze z nich reprezentowane są przez piaski i żwiry odznaczające się brakiem materiału skandynawskiego i leżące na skałach górnokredowych. Są one wiązane wiekowo z preglacją oraz najstarszym (podlasie) interglacją. Wyższe hipsometrycznie położenie tych osadów na obszarze środkowowschodniej Polski dowodzi, że akumulujące je wody ówczesnego praBugu kierowały się ku wschodowi warunkując

powstanie niżej leżącego systemu dolinnego ówczesnej praPrypeci na obszarze północno-zachodniej Ukrainy.

Wymienione przekroje geologiczne a zwłaszcza zachowane na badanym obszarze plejstocenijskie stanowiska paleoflorystyczne wykazały, że środkowoplejstocenijskie aluwia praBugu i praPrypeci szczególnie dobrze reprezentują interglacjał mazowsze (lichwin). Aluwia te wypełniają rozcięcia dolinne starszych glin lodowcowych i są reprezentowane przez piaski i żwiry z udziałem materiału skandynawskiego. Ich wyższe położenie na obszarze środkowowschodniej Polski także sugeruje możliwość akumulacji przez wody praBugu kierującego się ku wschodowi i warunkującego rozwój niżej położonej praPrypeci.

Analiza wielu stanowisk malakofauny z interglacjału mazowsze (lichwin, aleksandria) zachowanych na badanym obszarze, a zwłaszcza obecność w nich takich taksonów pontyjsko-kaspijskich jak *Lithoglyphus naticoides* (C. Pfeiffer, 1828), *Borysthenia naticina* (Menke, 1845) i *Corbicula fluminalis* (O.F. Müller, 1774) dowodzi, że podczas tego interglacjału w północnej części badanego obszaru znajdował się dział wodny między zlewniami Bałtyku i Morza Czarnego. Zidentyfikowanie tego działu na obszarze południowo-zachodniej Białorusi potwierdza naszą opinię, że główna część opisywanego obszaru w czasie interglacjału mazowsze (lichwin, aleksandria) była odwadniana przez wody dorzecza praBugu łączące się z wodami praPrypeci kierującej się dalej ku wschodowi w stronę Dniepru wpadającego do Morza Czarnego.

Pełna wersja powyższej problematyki została przedstawiona w pracy: Lindner L., Szymanek M. (w druku). Evolution of Early and Middle Pleistocene river valley systems in Polish-Ukraine-Belarus cross-border areas based on geological and malacological proxies. Geological Quarterly.

Korelacja zlodowaceń i interglacjałów Polski, Białorusi i Ukrainy

Leszek Marks^{1,2}, Leszek Lindner¹

¹ Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa

Dzisiejszy podział stratygraficzny czwartorzędu środkowo-wschodniej Europy kształtował się w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat, a wyróżnianym w poszczególnych krajach jednostkom stratygraficznym nadawano nazwy lokalne; jedynie na Ukrainie większość interglacjałów i zlodowaceń posiada nazwy pochodzące od stanowisk w Rosji. Prowadzona w ostatnich latach wielowątkowa współpraca polsko-ukraińska i polsko-białoruska miała kluczowe znaczenie dla korelacji zlodowaceń i interglacjałów wyróżnianych w poszczególnych krajach i doprowadziła niekiedy do gruntownej weryfikacji wcześniejszych 'narodowych' podziałów stratygraficznych.

Podstawą wyróżniania jednostek stratygraficznych czwartorzędu są profile typowe (stratotypowe), a przy ich braku – obszary typowe (stratotypowe), które spełniają kryteria wynikające z przeprowadzenia wszechstronnych badań, przede wszystkim lito- i biostratygraficznych oraz wiarygodnego datowania osadów, wspartego przez racjonalną korelację z krzywymi stosunku izotopów tlenu w osadach głębokomorskich (stadiami izotopowymi). Jednak dotychczas większość profili traktowanych w środkowo-wschodniej Europie za stratotypowe została bardzo słabo rozpoznana pod względem stratygraficznym, paleogeograficznym i paleoklimatycznym, a w szczególności nie ma odpowiedniego umocowania geochronologicznego. Tym samym przyporządkowywanie zdefiniowanym w nich jednostkom stratygraficznym określonej pozycji w tabeli stratygraficznej ma często charakter arbitralny, podobnie jak odnoszenie wyróżnianych ciepłych i zimnych jednostek klimatostratygraficznych o różnym rodowodzie historycznym oraz niekompletnej dokumentacji do konkretnych morskich stadiów izotopowych (MIS).

W tabeli stratygraficznej czwartorzędu Polski najlepiej udokumentowane zostało położenie interglacjałów: podlaskiego, mazowieckiego, ferdynandowskiego i eemskiego oraz holocenu, co określiło sytuację geologiczną poprzedzających i następujących po nich zlodowaceń. W osadach interglacjału podlaskiego (augustowskiego) udokumentowanych w stanowiskach Kończyce w rejonie

Cieszyna i Kalejty w rejonie Augustowa wyznaczono granicę epok paleomagnetycznych epok Brunhes i Matuyama (w obrębie MIS 19) i tym samym – pozycję stratygraficzną zlodowaceń nidy i sanu 1. Przez porównanie ze wskaźnikami paleoklimatu wyznaczonymi w rdzeniach osadów głębokomorskich u wybrzeży Portugalii określono położenie interglacjałów ferdynandowskiego (MIS 15 i część MIS 14) i mazowieckiego (część MIS 11), co jednoznacznie wyznaczyło położenia zlodowacenia sanu 2. Młodsza część czwartorzędu (MIS 6-1) znajduje się już w zasięgu metod OSL i częściowo radiometrycznej, a ponadto położenie i korelacja interglacjału eemskiego w europejskich podziałach stratygraficznych czwartorzędu nie budzi wątpliwości. Tym samym korelacja zlodowaceń odry i wisły odpowiednio z MIS 6 i 5d-2 oraz wiek dolnej granicy holocenu są w pełni wiarygodne.

Przeprowadzona korelacja osadów plejstocenu środkowego i górnego w środkowo-wschodniej Europie umożliwia powiązanie interglacjałów ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego w Polsce odpowiednio z interglacjałami: białowieskim, aleksandryjskim i murawińskim na Białorusi, a oba młodsze z nich – z interglacjałami lichwińskim i mikulińskim na Ukrainie. Zlodowacenia sanu 1, sanu 2, odry i wisły w Polsce skorelowano odpowiednio ze zlodowaceniami: narwi, berezyny, prypeci i poozieria na Białorusi, a 3 starsze z nich – ze zlodowaceniami donu, oki i dnieru na Ukrainie.

Wiek ka BP	stratygrafia	EUROPA ZACHODNIA	POLSKA	BIAŁORUŚ	UKRAINA	MIS
11,7	holocen	holocen	holocen	holocen	holocen	1
130	plejstocen górny	weichselian	vistulian	poozierian	valday	2-5d
		eemian	eemian	muravian	mikulinian	5e
424	plejstocen środkowy	saalian (drenthe i warthe)	odranian (odra i warta)	pripyatian (dnieper i sozh)	dnieperian	6
		schöningen	lublinian			7
			krznanian			8
		wacken	zbójnian			9
		fuhne	liwiecian			10
		holsteinian	mazovian	alexandrian	likhvinian	11
		elsterian	sanian 2	berezinian	okanian	12
		kromer IV	ferdynandowian	belovezhian		13
		glacjał C				14
		kromer III				15
		glacjał B	sanian 1	narevian	donian	16
780		kromer II			17	
		glacjał A			18	
		kromer I			podlasian	19
					20	
					21	
900	plejstocen dolny	dorst	nidanian			22

Ryc. 1. Korelacja zlodowaceń i interglacjałów w podziałach stratygraficznych Polski, Białorusi i Ukrainy; wytłuszczono jednostki stratygraficzne o jednoznacznie zdefiniowanym położeniu stratygraficznym w poszczególnych krajach

Rzeźba i czwartorzęd otoczenia stanowisk archeologicznych w Tominach i Zawadzie (Przedgórze Iłżeckie)

Przemysław Mroczek¹, Radosław Dobrowolski¹, Irena Agnieszka Pidek¹, Marcin Szeliga²

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

²Instytut Archeologii, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

Stanowiska archeologiczne nr 6 w Tominach (osada kultury ceramiki wstęgowej rytej z przełomu VI i V tys. BC) i nr 14 w Zawadzie (osada kultury malickiej z V tys. BC) zlokalizowane są w południowo-wschodniej części mezoregionu określanego mianem Przedgórze Iłżeckiego w bezpośrednim sąsiedztwie północno-wschodniego, ostro zaznaczającego się w rzeźbie skraju Wyżyny Sandomierskiej. Różnice w rzeźbie terenu i litologii utworów powierzchniowych stanowią podstawową różnicę pomiędzy obydwoma ww. regionami. Teren przedgórze to zasadniczo równina moreny dennej wiązana ze zlodowaceniem odry zbudowana głównie z osadów glacialnych z wyraźnym retuszem peryglacialnym. Z kolei obszar wyżyny cechuje wybitnie lessowy, erozyjno-denudacyjny typ rzeźby, gdzie ciągła pokrywa lessów najmłodszych osiąga miąższość kilkunastu metrów. Lokalizacja stanowisk rzutuje wyraźnie na wykształcenie osadów czwartorzędowych (głównie piaszczysto-pylastych), zalegających na skałach mezozoicznych – zarówno górnokredowych (wapień oolitowy i piaskowce), jak też i górnokredowych (opoki z czertami i krzemieniami). Skały mezozoiku są powszechnie dokumentowane stosunkowo płytko pod powierzchnią terenu lub bezpośrednio w wychodniach na krótkich i stromych stokach.

Teren występowania stanowisk to dwa przeciwległe, wyraźnie asymetryczne zbocza dolnego odcinka doliny Potoku Wyszmontowskiego, cieku trzeciego rzędu, uchodzącego niespełna 500 metrów dalej (ku N) do doliny środkowej Czyżówki. Obie wymienione doliny cechuje zbliżona orientacja SW-NE odwzorowująca główny kierunek czytelny w morfologii dolin w całym regionie. Na dodatek obie równoległe względem siebie doliny wyraźnie nawiązują zarówno do przebiegu środkowego odcinka doliny Kamiennej (powyżej tzw. kolana w rejonie Ćmielowa), jak też do podobnie ukierunkowanej orientacji północnej niezwykle ostrej krawędzi sandomierskiego płata lessowego.

Przeprowadzone kartowanie geologiczno-geomorfologiczne otoczenia badanych stanowisk archeologicznych wykazały specyficzne wykształcenie osadów w wyścielających dno doliny Potoku Wyszmontowskiego oraz budujących jego zbocza. Podstawowymi cechami osadów dolinnych są: stosunkowo mała miąższość, wynosząca zazwyczaj blisko 1 metr, skrajnie dochodząc co najwyżej do 1,5 metra oraz niewielkie zróżnicowane litologiczne (słabo wykształcone torfy i gytie). Z kolei wyniki badań osadów stokowych wykazały duży stopień wtórnego przekształcenia osadów czwartorzędowych o niewielkiej miąższości (~1m) zarówno wskutek procesów peryglacialnych (neoplejstocen), jak też i glebowych różnego wieku (interglacjał eemski?, holocen). Takie wykształcenie wyraźnie rzutuje na możliwości dalszych interpretacji geoarcheologicznych.

Badania finansowane są ze środków NCN (DEC-2015/19/B/HS3/01720).

Wskaźniki wietrzenia poligenetycznych gleb w NE Polsce

Agnieszka Muzińska¹, Barbara Woronko², Michał Cyglicki², Zbigniew Zagórski³

¹Kolegium MISMaP, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

²Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

³Wydział Rolnictwa i Biologii, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego, Warszawa

Obszary, których rzeźba została ukształtowana przez łódolód podczas zlodowacenia odry stadiału warty (MIS 6), a znalazły się w strefie peryglacialnej w okresie zlodowacenia wisły (MIS 2), były wystawione na działanie różnych procesów przez ostatnie 130 tysięcy lat w cyklach glacjał-interglacjał. Jednymi z komponentów środowiska podlegających intensywnym przemianom w tym czasie, były profile glebowe (Iverson, 1973; Birks, Birks, 2004; Kowalkowski, 2005; Schaetzl, Thomson, 2015). W konsekwencji powstał pedokompleks, będący efektem złożonych i wieloetapowych procesów glebotwórczych o rosnącym w głąb profilu wieku (Kowalkowski, 2005; Marks i in., 2014). Celem podjętych badań było odtworzenie poszczególnych etapów kształtowania się pedokompleksów rozwiniętych na glinie zwałowej zlodowacenia odry stadiału warty oraz określenie intensywności procesów wietrzenia w poszczególnych okresach.

Do badań wytypowano glebę rozwiniętą na glinie lodowcowej budującej płaską wysoczyznę morenową w obrębie Wysoczyzny Drohickej (NE Polska). W przypowierzchniowej warstwie profil osadów przedstawia się następująco: piaski pylaste genezy eolicznej o miąższości 0,30-0,40 m, następnie poziom kamienisty rozpoznany jako bruk deflacyjny powstały podczas zlodowacenia wisły, poniżej miąższy poziom gliny zwałowej zlodowacenia odry stadiału warty, w której stropie rejestrowane są epigenetyczne kliny piaszczyste. Współcześnie obserwowane kliny pełnią rolę „*geochemicznych korytarzy migracyjnych (IWGC)*” (Woronko et al., 2017). Gлина zwałowa jest odwapniona do głębokości 2.5-3.0 m w strefie klinów piaszczystych oraz do głębokości 0.5-0.9 m w strefach pomiędzy klinami. Gлина zwałowa w dolnych partiach klinów jest oglejona.

W celu wyodrębnienia poszczególnych etapów formowania się gleb na tym obszarze, wykorzystano analizę stopnia zwietrzenia hornblendy. Dodatkowo wykonano analizę uziarnienia, pomiary pH i porowatości osadów. Badaniom poddano 7 próbek osadów: 3 próbki reprezentujące piasek pokrywowy oraz 4 próbki gliny zwałowej: 3 ze strefy odwapnionej (z głębokości 0,43-0,46 m, 0,90-0,93 m oraz 1,50-1,53 m) i 1 z gliny węglanowej (0,9-0,93 m).

Stopień zwietrzenia hornblendy może być wykorzystany jako wskaźnik wieku gleb nie starszych niż 200 tysięcy lat (Locke, 1979). Do badań zastosowano zmodyfikowaną 8-stopniową skalę zwietrzenia hornblendy zaproponowaną przez Locke'a (1979). Skalę tę przekształcono do nowej 5-stopniowej gdzie: 0- ziarna świeże, bez śladów wietrzenia chemicznego; 1- ziarna z pojedynczymi punktowymi mikroformami negatywnymi w formie niewielkich dziurek i krótkich rowków będących efektem trawienia; 2- ziarna, na powierzchni których wymienione mikroformy negatywne są powszechne, ale w dalszym ciągu nie łączą się ze sobą; 3- ziarna, gdzie mikroformy zaczynają się łączyć, ale w dalszym ciągu zarówno jedne jak i drugie charakteryzują się niewielką powierzchnią i długością; 4- ziarna, na powierzchni których pojawiają się kawerny i długie bruzdy; 5- cała powierzchnia ziarna jest poszarpana, krawędzie ziaren są nierówne, cała powierzchnia ziarna jest efektem wietrzenia. Dla każdej próbki wyliczono wskaźnik stopnia zwietrzenia hornblendy (HMWI) według wzoru:

$$HMWI = \sum (\% \text{ każdej klasy} \times \text{numer klasy}) / 100$$

Im niższa wartość wskaźnika, tym mniej zwietrzałe są ziarna hornblendy. Uzyskane wyniki wskazują, że w osadach piaszczystych zalegających poniżej bruku deflacyjnego, najwyższą wartość wskaźnika HMWI zarejestrowano bezpośrednio nad klinem piaszczystym. Wietrzeniu sprzyjała bardzo niska wartość pH (ok. 4,2) w osadach piaszczystych. Wskaźnik HMWI rośnie w stropie gliny lodowcowej, gdzie pH jest równe 6,4. Najniższe wartości HMWI zarejestrowano w partii oglejonej gliny lodowcowej na głębokości 1,50-1,53 m (pH = 7,4) i nie znacznie wyższy w glinie węglanowej (pH = 6,4).

Wysokie wartości HMWI w stropie piasków pokrywowych wskazują, że współczesne procesy glebowe są silnie zaawansowane, natomiast spadek wartości w spągu warstwy piaszczystej i ponowy wzrost w glinie zwałowej jednoznacznie sugeruje, że wietrzenie hornblendy następowało w innym

okresie geologicznym, najprawdopodobniej w interglacjalne eemskim. Jednocześnie uzyskane wyniki dowodzą, iż stropowe partie gleby eemskiej rozwiniętej na glinie lodowcowej zostały zerodowane podczas zlodowacenia wisły, co następowało w warunkach peryglacjalnych. Jednocześnie uzyskane wyniki wskazują, iż kliny piaszczyste pełnią ważną rolę w odwadnianiu nieprzepuszczalnej gliny lodowcowej, a tym samym intensyfikują wietrzenie ziaren hornblendy.

Literatura:

- Birks, H.J., Birks, H., 2004. Paleoecology - The rise and fall of forests. *Science* 305, 484-489.
- Iverson, J., 1973. The development of Denmark's nature since the last glacial. *Danmarks Geologiske Undersogelse* V. række 7C.
- Kowalkowski, A., 2005. Gleba jako ciało przyrodnicze - wskaźnik klimofaz geo- i pedostratygraficznego rozwoju powierzchni Ziemi. W: Józwiak, M., Kowalkowski, A. (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie i monitoring geosystemów z uwzględnieniem zanieczyszczenia powietrza*. Biblioteka Monitoringu Środowiska, Kielce, 237-252.
- Locke, W.M., 1979. Etching of hornblende grains in arctic soils: an indicator of relative age and paleoclimate. *Quaternary Research*, 197-212.
- Marks, L., Ber, A., Lindner, L. (red.), 2014. Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu. Wydanie II, zmienione. Komitet Badań Czwartorzędu PAN.
- Schaetzl, R.J., Thomson, M.L., 2015. *Soils. Genesis and Geomorphology*. 2nd Edition. Cambridge University Press.
- Woronko, B., Zagórski, Z., Muzińska, A., 2017. Multicycles of soil development in a glacial landscape (an example from mid-eastern Poland), 17th Biennial Australian and New Zealand Geomorphology Group Conference Programme and Abstracts.

Osadnictwo na Pojezierzu Iławskim i jego implikacje w sedymentacji jeziornej

**Jerzy Nitychoruk¹, Fabian Welc², Marta Chodyka¹, Tomasz Grudniewski¹, Leszek Marks³,
Anna Rogó², Abdelfattah Zalat⁴, Łukasz Zbucki¹, Bartosz Zegardło¹**

¹Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Biała Podlaska

²Instytut Archeologii, Uniwersytet Kardynała Stefana Wyszyńskiego, Warszawa

³Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

⁴Tanta University, Faculty of Science, Geology Department, Tanta, Egypt

Badanie faz osadniczych opiera się głównie na analizie materiału archeologicznego pozyskanego w trakcie wykopalisk. W przypadku regionu Warmii i Mazur odtworzenie poszczególnych etapów dawnego osadnictwa utrudnia nie tylko brak źródeł pisanych, ale również fragmentaryczność danych archeologicznych. Wyniki przeprowadzonych dotychczas badań wykopaliskowych, pozwalają jedynie w wielkim przybliżeniu określić momenty intensywnego osadnictwa na omawianym terenie. Aby zbadać aktywność dawnego człowieka, poznać wpływ jaki wywierał na środowisko (antropopresja) oraz uzyskać wgląd w kwestie jak zmiany środowiskowe i klimatyczne stymulowały lub hamowały procesy osadnicze, należy odczytać bogate, a dotychczas mało wykorzystane, archiwum jakim są osady jeziorne Warmii i Mazur.

Wykonane badania osadów pozyskanych z jezior: Młynek, Zielone, Radomno Kamionka i Francuskie nie pozostają żadnych wątpliwości, co do ich unikalnej wartości poznawczej. Przeprowadzone badania litologiczno-sedymentologiczną, palinologiczne, diatomologiczne, geochemiczne, w tym izotopowe, datowania radiowęglowe, pomiary podatności magnetycznej oraz analizy SEM/EDS (mikroskop skaningowy z mikrosondą) osadów dennych wykazały, iż dna jezior wyścielają głównie osady organogeniczne reprezentujące ciągły zapis procesów depozycyjnych wskazujący na ciągłą i spokojną sedymentację, która doskonale odzwierciedla lokalne, ale i też regionalne przemiany środowiskowe. Zaobserwowane zmiany odzwierciedlają wahania klimatyczno-hydrologiczne w obrębie zbiornika, ale również wynikają ze wzmożonej aktywnością

dawnego człowieka, która najlepiej zapisana jest w okresie średniowiecza. Datowania radiowęglowe pokazują, że okres dużej aktywności ludzkiej rozpoczął się w X w.

W wyniku przeprowadzonych prac uchwycono wzajemną relację między zmianami środowiskowymi a przemianami osadniczymi i wykonano zbiorczą korelację chronostratygraficzną dla całego regionu Warmii i Mazur. Wykazano, że w zbadanych zbiornikach jeziornych, w pobliżu których znajdują się duże obiekty osadnicze (grodziska, refugia, itd.), występuje kilka faz zasiedlania (średniowiecze, okres rzymski oraz epoka żelaza lub brązu).

Użycie metody analizy osadów jeziornych z miejsc, gdzie obiektom archeologicznym towarzyszą jeziora, pozwoliło na odtworzenie nie tylko momentów (faz) osadnictwa, ale również jego intensywności i długości oraz pozwoliło stworzyć dokładną chronologię zasiedlenia obszaru Warmii i Mazur.

Okazało się, że obiekty osadniczo-obronne zlokalizowane w bliskim sąsiedztwie niewielkich, bezodpływowych jezior, położonych obecnie w ustronnych, nie zasiedlonych i niewielkim tylko stopniu zdegradowanych obszarach są doskonałym poligonem badawczym. Takie zespoły tj. stanowisko i jezioro, musiały w bardzo istotny sposób oddziaływać wzajemnie na siebie, czego odzwierciedleniem jest zapis antropopresji w osadach jezior.

Badania sfinansowano w ramach projektu NCN UMO-2016/21/B/ST10/03059.

Kinetostratygrafia w rekonstrukcji zdarzeń glacialnych na przykładzie badań z rejonu Kotliny Płockiej

Małgorzata Roman

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, Łódź

Kinetostratygrafia jest ważnym narzędziem w badaniach osadów zaburzonych glacictektonicznie. Wobec niemożności zastosowania standardowych metod litostratygraficznych, w przypadku utworów intensywnie i wielokrotnie deformowanych przez lądolody, stanowi ona podstawę ustalenia liczby i kolejności zdarzeń glacialnych. Polega na wydzieleniu generacji struktur odpowiadających etapom deformacji zależnym od określonego kierunku nasunięcia lądolodu (jednostek kinetostratygraficznych) i ustaleniu względnego ich następstwa (por. Berthelsen 1978, Ruszczyńska-Szenajch 1983).

W Polsce, doskonałym obszarem badawczym dla rozważań na temat kinetostratygrafii jest rejon Kotliny Płockiej. Jest on znany z występowania wielkoskalowych struktur glacictektonicznych, nie tworzących form terenu, a odsłaniających się w wysokiej skarpie Wisły między Płockiem a Włocławkiem (Push 1836; Lewiński 1924; Ber 1960; Jaroszewski 1963; Skompski 1969, 1995; Brykczyński 1982; Roman, Żuk 2015). Także tutaj, w ostatnim dziesięcioleciu udokumentowano mezostruktury glacictektoniczne budujące ciągi morenowe tzw. lobu płockiego (Roman 2009, 2010, 2013), utworzonego w czasie ostatniego zlodowacenia. W obrębie tych form wyróżniono elementy starsze, również o zaburzonej strukturze, a przetrwałe z poprzednich (previstuliańskich) zlodowaceń (Roman 2012).

W rejonie Kotliny Płockiej wyróżniono trzy jednostki kinetostratygraficzne obejmujące odrębne generacje zaburzeń glacictektonicznych: najstarszą (I), związaną z lądolodami zlodowaceń południowopolskich; starszą (II), odpowiadającą nasunięciu lądolodu w stadiale warty zlodowacenia odry; oraz młodszą (III), reprezentującą zlodowacenie wisły. Poszczególne jednostki różnią się skalą, rozprzestrzenieniem i stylem struktur deformacyjnych, a przede wszystkim wyróżnia je kierunek kompresji glacictektonicznej.

Jednostka strukturalna I obejmuje nasunięcia i złuszkowane fałdy o wergencji ku SSW (kierunek kompresji z NNE ku SSW) i amplitudzie zaburzeń do 100 m. Struktury należące do tej jednostki obejmują utwory neogenu, są ścięte od góry i przykryte 2-3 pokładami glin lodowcowych wraz z rozdzielającymi je utworami glaciefluwialnymi. Zajmują one rozległy obszar w rejonie Kotliny Płockiej i tworzą w podłożu czwartorzędu glacielewację wykazującą związek ze znajdującymi się tuż na północnym zapleczu glaciepresjami Mochowa i Orłowa (Żuk 2013; Roman, Żuk 2015).

Jednostka strukturalna **II** dotyczy fałdów i nasunięć o zasięgu wgłębnym co najmniej kilkunastu metrów, w które zaangażowane są gliny oraz utwory glacyfluwialne zlodowaceń kompleksu środkowopolskiego. W rejonie Izbicy Kujawskiej jednostka strukturalna **II** tworzy cokół wałowego wzgórza morenowego osiagającego wysokość ok. 40 m. Przebieg osi struktur jest skośny do orientacji osi wału morenowego i wskazuje, że główny nacisk lądolodu działał z NW ku SE. Podobne formy zawierające w jądrze starsze struktury glacitektoniczne należące do jednostki **II** stwierdzono na obszarze Pojezierza Dobrzyńskiego. W rzeźbie obszaru lobu płockiego struktury jednostki **II** są elementem przetrwałym, włączonym w młodsze formy polodowcowe (tzw. rzeźba palimpsestowa) (Roman 2012).

Istotne znaczenie interpretacyjne dla rekonstrukcji nasunięcia ostatniego lądolodu ma jednostka strukturalna **III**, obejmująca zdeformowane w różnym stopniu osady vistuliańskie, a sporadycznie starsze utwory plejstoceńskie (Roman 2010, 2017 w druku). Analiza strukturalno-kinematyczna wykazała znaczące różnice w rozwoju deformacji tej jednostki, pozwalając wydzielić dwie podjednostki: proglacialną - **IIIp** i subglacialną - **III_s**. Podjednostka **IIIp** dotyczy struktur utworzonych w polu kompresji horyzontalnej przed czołem nasuwającego się lądolodu. Silnemu skróceniu uległy osady glacyfugalne, złożone uprzednio przez lądolód zaburzający, zaś w strefie paleoskłonu Kotliny Płockiej deformacjom poddane zostały górne partie utworów fluwialnych należących do zlodowaceń środkowopolskich. Pionowy zasięg zaburzeń **IIIp** nie przekracza kilkunastu metrów, zaś poziome rozprzestrzenienie struktur kompresyjnych jest wyraźnie strefowe, ograniczone do pasm moren pchniętych przekoczonych przez lądolód lub znaczących maksymalny zasięg, a także do miejsc występowania poprzecznie zorientowanych przeszkód topograficznych na drodze nasuwającego się lądolodu. Podjednostkę **III_s** reprezentują drobne struktury deformacyjne, wskaźnikowe dla ścinania w stopie poruszającego się lądolodu. Deformacje **III_s** dotyczą nieraz stropowych partii podjednostki **IIIp**, bądź angażują osady w strefie kontaktu najmłodszej gliny lodowcowej z podłożem. Struktury **III_s** sięgają płytko, do 1,5 m poniżej spągu gliny. Ich kontinuum jest laminacja ze ścinania oraz facja gliny deformacyjnej. Kierunki transportu glacitektonicznego odczytane na podstawie mezostruktur kompresyjnych **IIIp** oraz drobnych struktur ścięciowych **III_s** są zgodne, a co istotne, potwierdzone w ułożeniu *clast fabric* w nadległej glinie i orientacji rys lodowcowych na powierzchniach głazów bruku podglinowego. Udokumentowane w obszarze lobu płockiego glacitektonity (**IIIp** i **III_s**) oraz związana z nimi glina, tworzą spójną sekwencję struktur pro- i subglacialnych, dokumentującą pojedyncze nasunięcie lądolodu. Co istotne, sekwencja taka dotyczy również pasm form marginalnych występujących na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu w lobie płockim i dowodzi ich transgresywnego charakteru.

Literatura:

- Ber, A., 1960. The age of the foldings near Dobrzyń. Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Geol., Geogr. 8 (1), 49-52.
- Berthelsen, A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. Bull. Geol. Soc. Denm. SI 27, 25, 38.
- Bryczyński, M., 1982. Glacitektonika krawędziowa w Kotlinie Warszawskiej i Kotlinie Płockiej. Pr. Muz. Ziemi 35, 3-68.
- Lewiński, J., 1924. Zaburzenia czwartorzędowe i „morena dolinowa” w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Sprawozd. Państw. Inst. Geol. 2 (3/4), 497-549.
- Pusch, G.G., 1836. Geognostische Beschreibung von Polen. etc. T2, Stuttgart und Tübingen, 431.
- Roman, M., 2009. Deformacje glacitektoniczne osadów zlodowacenia wisły i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznej południowego obrzeżenia Kotliny Płockiej. Prace PIG 194, 49-62.
- Roman, M., 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. Acta Geogr. Lodz. 96, 171 pp.
- Roman, M., 2012. Rzeźba palimpsestowa w krajobrazie polodowcowym na przykładzie wzgórza morenowego Izbicy Kujawskiej. Acta Geogr. Lodz. 100, 147-160.
- Roman, M., 2013. Litho- and kinetostratigraphy of glacial deposits within the Plock ice lobe, central Poland, and their palaeogeographical significance. W: Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania. International Field Symposium of the INQUA Peribaltic Group, 84-86.
- Roman, M., 2017 w druku. Ice-flow directions of the last Scandinavian Ice Sheet in central Poland. Quaternary International, doi: 10.1016/j.quaint.2017.11.035
- Roman, M., Żuk, R., 2015. Problem glacitektoniki krawędziowej w Kotlinie Płockiej. W: Kordowski, J.,

- Lamparski, P., Lisicki, S., Roman, M. (red.), Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjalna transformacja jej rzeźby. XXII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Gołaszewo. Wydawnictwo PIG, Warszawa, 148-152.
- Ruszczyńska-Szenajch, H., 1983. Słownik tektoniczny cz. XIV – Glacitektonika. Przegląd Geologiczny 31 (8-9), 502-505.
- Skompski, S., 1969. Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. Biul. Inst. Geol., 220, 175-258.
- Skompski, S., 1995. The Vistula River bank in Dobrzyń – glaciotectionic disturbances. W: Schirmer W. (Ed.), Quaternary field trips in Central Europe, 1, INQUA XIV International Congress, 3-10 August 1995, Berlin, 204-205.
- Żuk, R., 2013. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Tłuchowo (404) wraz z objaśnieniami. Narodowe Archiwum Geologiczne, Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badawczy, Warszawa.

Badania składu chemicznego lessów w Polsce

Jacek Skurzyński, Zdzisław Jary, Jerzy Raczyk

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

Oznaczenia składu chemicznego lessów i gleb kopalnych są szeroko omawiane w literaturze zagranicznej. W ciągu ostatnich kilkunastu lat znaczenia nabrały zarówno oparte na składzie geochemicznym analizy pochodzenia materiału lessowego, jak i analizy paleośrodowiskowo-klimatyczne.

Zagadnienie składu chemicznego polskich sekwencji lessowo-glebowych było poruszane w literaturze w bardzo ograniczonym zakresie, mimo że pierwsze badania tego typu przez polskich autorów publikowane były już na początku XX wieku. W większości opracowań prezentowano wyniki analizy tzw. wybranych cech chemicznych, tj. zawartości CaCO_3 , humusu i Fe_2O_3 , oznaczanych w celu weryfikacji wydzieleni stratygraficznych. Bardziej zaawansowane badania prowadzone były dla pojedynczych profili, głównie z lessowego regionu lubelskiego i krakowskiego. W publikacjach skupiano się na wybranych cechach paleoklimatu, autochtoniczności obszarów źródłowych lub nawet historii rozwoju rzeźby terenu. Niektóre z publikacji dotyczą zagadnień gleboznawczych, geologiczno-inżynierskich i związanych z lokalną bazą surowcową. Prowadzone były również badania eksperymentalne, dotyczące m.in. składu chemicznego i metod ekstrakcji wód porowych z utworów spoistych.

Zróżnicowane metody badawcze i zakres oznaczeń w większości przypadków nie pozwalają na wiarygodną analizę przestrzennej zmienności cech geochemicznych. Z tego względu w ostatnich latach przeprowadzono analizę wybranych sekwencji lessowo-glebowych w Polsce, w oparciu o metodę atomowej spektrometrii absorpcyjnej, która pozwala na wiarygodne określenie składu chemicznego w zakresie pierwiastków głównych. Obecnie trwają prace nad rozszerzeniem dostępnej bazy danych o pierwiastki śladowe.

Skład chemiczny lessów pogranicza polsko-ukraińskiego na przykładzie późnoplejstocенskiego profilu lessów w Strzyżowie k/ Hrubieszowa

Jacek Skurzyński¹, Zdzisław Jary¹, Jerzy Raczyk¹, Piotr Moska², Marcin Krawczyk¹

¹ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław

² Instytut Fizyki – Centrum Naukowo Dydaktyczne, Politechnika Śląska, Gliwice

Sekwencja lessowo-glebowa w Strzyżowie (24°00'33,0700E, 50°51'05,7300N) położona jest w bezpośrednim sąsiedztwie najdalej na wschód wysuniętego krańca Polski, tuż przy granicy z Ukrainą. Ze względu na szczegółowe rozpoznanie litologiczne i chronostratygraficzne (Moska i in., 2018) jest

to jedno z najlepszych dostępnych do badań bezpośrednich stanowisk lessowych pogranicza polsko-ukraińskiego.

Skład chemiczny oznaczono dla 56 próbek lessów i gleb kopalnych, reprezentujących zmienność lito- i pedogenetyczną 14-metrowej, późnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Strzyżowie. Do pomiarów zastosowano technikę AAS (atomowa spektrometria absorpcyjna), zgodnie z metodą zaproponowaną przez Raczyka (Raczyk i in., 2015). Interpretacja zmienności składu chemicznego wspierana była rezultatami oznaczeń składu granulometrycznego, podatności magnetycznej oraz zawartości humusu i węglanów.

Skład chemiczny (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti oraz P) w Strzyżowie charakteryzuje się niewielkim udziałem pierwiastków powszechnie wiązanych z procesami pedogenezy i wietrzenia chemicznego, takich jak gliny. Jednocześnie, stosunkowo duży jest udział pierwiastków mobilnych (np. wapnia). Przekłada się to na wartości wskaźników geochemicznych, pozwalających na jakościowe lub ilościowe wnioskowanie o warunkach paleośrodowiskowych w trakcie kształtowania się pokryw lessowych. Jednym z takich wskaźników jest CIA (*Chemical Index of Alteration*; Nesbitt, Young, 1982) definiowany równaniem $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$, gdzie CaO^* oznacza zawartość wapnia w minerałach krzemianowych, oszacowaną zgodnie z metodą McLennana (1993). Praktycznie cała sekwencja lessowo-glebowa w Strzyżowie zaklasyfikowana została do umiarkowanego stopnia zwietrzenia chemicznego. Należy zaznaczyć, że sekwencja jest dość homogeniczna, stosunkowo słabo zróżnicowana w profilu pionowym.

Wyniki badań chemicznych, uzyskane dla profilu w Strzyżowie, wyraźnie nawiązują do analogicznych rezultatów otrzymanych dla pobliskiego stanowiska lessów późnoplejstocenijskich w Tyszowcach (Skurzyński i in., 2017, 2018). Oba te stanowiska, reprezentujące szeroko rozumianą wschodnią Polskę, charakteryzują się umiarkowanym stopniem zwietrzenia chemicznego, co wskazywać może na bliskość obszarów źródłowych oraz chłodne i suche warunki klimatyczne. Należy jednak zaznaczyć, że mimo wielu wspólnych cech, stanowiska te zachowują wyraźną odrębność – w Strzyżowie nie stwierdzono występowania gleby śródlessowej L1SS1, a zawartości niektórych oznaczanych pierwiastków znacznie różnią się od tych stwierdzonych w Tyszowcach. Szczególnie istotna jest jednak odrębność lessów w Strzyżowie od lessów zachodniej Polski, reprezentowanych przez stanowiska w Dankowicach (Raczyk i in., 2015) i Białym Kościele (Skurzyński i in., 2017). Uzyskane wyniki stanowią kolejne potwierdzenie zróżnicowania cech geochemicznych lessów polskich na osi wschód – zachód oraz ich przejściowego charakteru.

Literatura:

- McLennan, S., 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology* 101, 295-303.
- Moska, P., Jary, Z., Adamiec, G., Bluszcz, A., 2018. High resolution dating of loess profile from Strzyżów (Horodło Plateau-Ridge, Volhynia Upland). *Quaternary International* in press (<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.016>).
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 229, 715-717.
- Raczyk, J., Jary, Z., Korabiewski, B., 2015. Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-soil sequence in Dankowice (Niemcza-Strzelin Hills). *Landform Analysis* 29, 49-61.
- Skurzyński, J., Jary, Z., Raczyk, J., Moska, P., Krawczyk, M., 2017. Stratygraficzne i przestrzenne aspekty zróżnicowania składu chemicznego późnoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce – przykłady profili w Tyszowcach i Białym Kościele. *Acta Geographica Lodziensia* 106, 87-103.
- Skurzyński, J., Jary, Z., Raczyk, J., Moska, P., Korabiewski, B., Ryzner, K., Krawczyk, M., 2018. Geochemical characterization of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Tyszowce (Sokal Plateau-Ridge, SE Poland). *Quaternary International*, in press (<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.04.023>).

Dokąd płynęły rzeki Pomorza Gdańskiego w środkowym plejstocenie?

Robert J. Sokołowski

Zakład Geologii Morza, Wydział Oceanografii i Geografii, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

Współcześnie Zatoka Gdańska jest obszarem ujściowym Wisły, najważniejszej rzeki z polskiej części Nizy Europejskiego. Jednakże analiza starszych osadów wskazuje, że pra-Wisła prowadziła swoje wody w rejonie dzisiejszej Bydgoszczy dalej ku zachodowi, przypuszczalnie doliną pra-Noteci. Natomiast południkowa część doliny dolnej Wisły była środkowej części zlodowacenia wisły wykorzystywana przez rzekę, która płynęła w kierunku południowym (Wysota, 2002; Weckwerth, Chabowski, 2013). A jak było wcześniej?

Makowska (2009) w swoich badaniach dotyczących formacji dolnopowisłańskiej i morskich utworów interglacjału eemskiego przedstawia obraz paleogeograficzny wskazujący na to, że do zatoki morskiej uchodziło kilka rzek, w tym z kierunku zachodniego. Do tej interpretacji nawiązał Skompski, który w 1997 wydzielił formację bładzиковską na obszarze Kępy Swarzewskiej. Przyjął dla tej formacji wiek eemski i kierunek transportu ku NW, czyli de facto przeciwny do położenia zatoki morza eemskiego.

Poza pracą Skompskiego (1997), paleogeografia systemów fluwialnych Pomorza Gdańskiego podczas plejstocenu nie była dotychczas przedmiotem studiów. Badania takie podjęto od 2009 roku w kilkunastu stanowiskach. Dzięki tym badaniom zweryfikowano dotychczasowe ustalenia dotyczące wieku i genezy osadów piaszczystych, z których część była wcześniej opisywana jako serie fluwioglacjalne (np. w Klifach Orłowskim i Chłapowskim). W pozostałych przypadkach były to stanowiska badawcze, w których nie prowadzono wcześniej studiów. Badania były oparte o analizę sedymentologiczną (geneza osadów, kierunki transportu, pochodzenie materiału), datowania wieku osadów metodą TL i IR-OSL (stratygrafia), analizę struktur peryglacjalnych i palinologiczną (rekonstrukcje paleoklimatyczne). W ich wyniku wydzielono 5 głównych etapów rozwoju systemów fluwialnych na obszarze badań. Pierwszy etap miał miejsce podczas stadium tlenowego (MIS) 9. Następne miały miejsce podczas MIS 7e, 7c-a, 6c-6a, 5d i 3. Zróżnicowane były kierunki transportu osadów, gdyż najstarsze zidentyfikowane osady fluwialne (MIS 9) były transportowane ku S (stanowiska Łęczyce i Kisewo koło Łęborka). Podczas MIS 7e, 7c-a, 6c-6a przeważał kierunek W-NW. Co ciekawe, przeważnie były to rzeki o krętym typie koryta. Obecność w kilku stanowiskach struktur peryglacjalnych, jak też wyniki analiz palinologicznych wskazują, że podczas depozycji serii fluwialnych przeważały warunki chłodne (borealne) lub wręcz zimne (peryglacjalne). Okresy cieplejsze praktycznie nie zapisały się. Przypuszczalnie podczas interglacjałów przeważała erozja. Również formacja bładzиковska, która była przez Skompskiego datowana na interglacjał eemski, jest wyraźnie starsza (MIS 7c-a) i była deponowana w chłodnych warunkach klimatycznych (Sokołowski i in., 2017).

Zestawienie wyników pokazuje, że co najmniej do okresu poprzedzającego zlodowacenie podczas MIS 6a obszar dzisiejszej Zatoki Gdańskiej nie funkcjonował jako obniżenie terenu będące bazą drenażu dla systemów fluwialnych. Odpływ wód odbywał się układem dolin o prawie równoleżnikowym układzie ku zachodowi. Głębokość koryt i ich szerokość nie wskazuje na to, żeby był to główny system fluwialny Nizy Polskiej. Pierwszy raz obniżenie w rejonie Zatoki Gdańskiej pojawiło się podczas interglacjału eemskiego, kiedy na tym obszarze funkcjonowała zatoka morska (Makowska, 2009; Marks i in., 2014).

Literatura:

- Makowska, A., 2009. Między morenowa formacja dolnopowisłańska na tle budowy osadów plejstocennych Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 437, 59–124.
- Marks, L., Gałązka, D., Krzyżmińska, J., Nita, M., Stachowicz-Rybka, R., Witkowski, A., Woronko, B., Dobosz, S., 2014. Sea transgressions during Eemian in northern Poland; a high resolution proxy record from the type section at Cierpięta. *Quaternary International* 328–329, 45–59.
- Skompski, S., 1997. Eemska formacja bładzиковska pod Puckiem. *Przegląd Geologiczny* 45, 1279–1281.

- Sokołowski, R. J., Janowski, Ł., Hrynowiecka, A., Molodkov, A. 2017. Evolution of fluvial system during the Pleistocene warm stage (Marine Isotope Stage 7) – A case study from the Błędzicko Formation, N Poland. *Quaternary International*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.09.042>
- Weckwerth, P., Chabowski, M., 2013. Heavy minerals as a tool to reconstruct river activity during the Weichselian glaciation (Toruń Basin, Poland). *Geologos* 19, 25-46.
- Wysota, W., 2002. Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla – rozprawa habilitacyjna. UMK Toruń.

Rekonstrukcje środowiskowe i klimatyczne oparte na multidyscyplinarnych badaniach długich sekwencji pyłkowych z dolnego i środkowego plejstocenu Polski

Renata Stachowicz-Rybka¹, Irena A. Pidek², Marcin Żarski³, Hanna Winter³, Olga Rosowiecka³, Jarmila Krzysińska³, Witold P. Alexandrowicz⁴, Jerzy Nitychoruk⁵, Monika Rządziejewicz⁶, Adam Walanus⁴, Michał Woszczyk⁶

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

² Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

³ Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, Gdańsk

⁴ Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo Hutnicza im. Stanisława Staszica, Kraków

⁵ Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Biała Podlaska

⁶ Zakład Geologii i Paleogeografii Czwartorzędu, Uniwersytet Adama Mickiewicza, Poznań

Obszar Polski wschodniej jest unikalnym terenem ze względu na występowanie kopalnych pojezierzy różnego wieku. W osadach jeziornych zapisane są i udokumentowane badaniami paleobotanicznymi zmiany klimatyczne kilku interglacjalów. Zadaniem projektu było objęcie badaniami interdyscyplinarnymi, w tym palinologicznymi, makroszczątków roślin, okrzemek, izotopowymi i geochemicznymi, serii osadów jeziorno-rzeczno-bagiennych z profili Łuków 3A, Ferdynandów 2011, Kalejty 2 i Domuraty 2. Przeprowadzone rekonstrukcje zmian środowiskowych w obrębie sukcesji roślinności lądowej, ewolucji ekosystemów jeziorno-torfowiskowych, zespołów fauny, trofii i poziomu wody we wszystkich badanych stanowiskach wniosły wkład do odtworzenia historii roślinności regionalnej i lokalnej środkowego plejstocenu oraz panującego wówczas klimatu. Szczegółowe badania ciepłych jednostek, ale również bardzo precyzyjnie opracowanie jednostek chłodnych rozdzielających okresy interglacjalne w długich sekwencjach pyłkowych były podstawą uszczegółowienia klimatostratygrafii, a zwłaszcza rekonstrukcji paleotemperatur. Zmiany zarejestrowane w diagramach pyłkowych podparto wynikami analizy makroszczątków roślin oraz malakofauny, okrzemek, geochemicznej, izotopowej, paleomagnetycznej a także analizy statystycznej uzyskanych wyników.

Największą szczegółowość badań osiągnięto w stratotypowym profilu w Ferdynandowie 2011. Badania paleobotaniczne oraz paleomagnetyczne potwierdziły istnienie dwóch ciepłych okresów rangi interglacjalu przedzielonych ochłodzeniem. Odpowiada to ciepłym jednostkom klimatostratygraficznym Ferdynandovian 1 i 2, rozdzielonym zimną jednostką Ferdynandovian 1/2. Zastosowanie metody współczesnych analogów pyłkowych w odniesieniu do wysokorozdzielczego profilu z Łukowa 3A pozwoliło na precyzyjną ocenę zakresu temperatur i sumy opadów w kolejnych okresach interglacjalu ferdynandowskiego. Stwierdzono ponadto, że dla ciepłych jednostek tego interglacjalu charakterystyczna jest obecność nie notowanych wcześniej taksonów takich jak *Potamogeton praemackianus*, *Nymphaea cinerea* czy *Caulinia macrosperma*, obecna także we florach białowieskich na Białorusi i murawińskich w Rosji. Zarówno we florach z Ferdynandowa 2011, jak i Łukowa 3A występują także *Brasenia borysthena* i *Aldrowanda borysthena*. Badania paleomagnetyczne przyczyniły się do udokumentowania wycieczki paleomagnetycznej w obrębie epoki magnetycznej Brunhnes.

Realizowany projekt dostarczył nowych danych do historii roślinności regionalnej i lokalnej oraz do schematu klimatostratygraficznego środkowego plejstocenu Polski.

Badania finansowane w ramach projektu NCN nr N N307 039940

Klimatyczne cykle kompleksu środkowopolskiego w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (Polska E)

Sławomir Terpiłowski¹, Tomasz Zieliński², Piotr Czubla³, Irena A. Pidek¹, Anna Orłowska¹,
Paweł Zieliński¹, Przemysław Mroczek¹, Jarosław Kusiak¹ Marzena Małek⁴,
Anna Hrynowiecka⁵, Stanisław Fedorowicz⁶

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin

²Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Poznań

³Pracownia Geologii, Uniwersytet Łódzki, Łódź

⁴Przedsiębiorstwo Geologiczne POLGEOL S.A., Zakład w Lublinie, Lublin

⁵Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Morza, Gdańsk

⁶Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański, Gdańsk

W aktualnie proponowanym schemacie podziału kompleksu środkowopolskiego plejstocenu Polski wyróżnia się: interglacjał mazowsze, zlodowacenie liwiec, interglacjał zbójno, zlodowacenie krzna, interglacjał lublin i zlodowacenie odra, z trzema recesyjnymi stadiami, w tym pomaksymalnym – warta (Lindner, Marks 2012; Lindner i in., 2013).

Kompleksowe studia geologiczne przypowierzchniowych ogniw osadów plejstocenijskich w rejonie Łukowa (Polska E), pozwoliły na wydzielenie 4 jednostek klimatostratygraficznych kompleksu środkowopolskiego: interglacjał mazowsze, zlodowacenie odra, interglacjał lublin, zlodowacenie warta.

I n t e r g l a c j a ł m a z o w s z e dokumentują osady aluwialne (osady odsypów meandrowych i starorzecza), złożone w poziom gliny lodowcowej ze zlodowacenia san 2 (Pidek i in., 2014, Terpiłowski i in., 2014; Zieliński i in., 2016; Czubla i in., 2017).

Z l o d o w a c e n i e o d r a. Z okresem tym korelowany jest starszy i najdalej na południe rozprzestrzeniony poziom gliny bazalnej o cechach glin środkowopolskich (Czubla i in. 2017).

I n t e r g l a c j a ł l u b l i n. Jego świadectwem jest kopalna gleba rozwinięta na glinie ze zlodowacenia odra (Terpiłowski i in. w przygotowaniu do druku). Tworzą ją dwa nakładające się podpoziomy: a) dolny – typowy dla gleby glejowej oraz b) górny – typowy dla dobrze wykształconego iluwium gleby płowej. Zaświadczają one o stopniowej ewolucji środowiska, od warunków stosunkowo chłodnego i wilgotnego klimatu (podpoziom dolny) do warunków ciepłego i wilgotnego klimatu, charakterystycznego dla optimum klimatycznego rangi interglacjałnej (podpoziom górny – por. Konecka-Betley, Zagórski, 1996).

Z l o d o w a c e n i e w a r t a. Zapisem okresu poprzedzającego nasunięcie lądolodu są struktury peryglacjałne „nałożone” na glebę interglacjału lublin. Nasunięcie lądolodu dokumentuje młodszy poziom gliny bazalnej o cechach glin środkowopolskich (Czubla i in. 2017), a okres stabilizacji krawędzi lodowej – osady terminoglacjałne.

Tak uzyskany obraz klimatostratygraficzny kompleksu środkowopolskiego sugeruje możliwości powrotu do proponowanego wcześniej schematu podziału młodszej części środkowego plejstocenu (vide Lindner, 1992). W szczególności odnosi się to do umieszczenia w pozycji zlodowacenia krzna zlodowacenia odra i oddzielenia tego zlodowacenia od zlodowacenia warta interglacjałem lublin.

Badania wykonano w ramach projektu badawczego MNiSW N N306 198739, pt.: *Klimatyczne cykle środkowego plejstocenu w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (Polska E)*.

Literatura:

- Czubla, P., Terpiłowski, S., Orłowska, A., Zieliński, T., Zieliński, P., Pidek, I.A., 2017. Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and palaeogeographical problems – A case study from Central-Eastern Poland. *Quaternary International*; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.028>
- Konecka-Betley, K., Zagórski, Z., 1996. Cechy lito- i pedogenezy w glinach zlodowacenia warty (Bełchatów). *Acta Geographica. Lodziensia* 71, 97-111.
- Lindner, L., 1992. Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W: Lindner, L. (red.), *Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia*. PAE, Warszawa, 441-633.

- Lindner, L., Marks, L., 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny* 60, 1, 36-45.
- Lindner, L., Marks, L., Nita, M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International* 292, 113-123.
- Pidek, I.A., Zieliński, T., Terpiłowski, S., Czubla, P., Hrynowiecka, A., Kusiak, J., Godlewska, A., Zieliński, P., Małek, M., 2014. Unique features of interglacial deposits (MIS 11, E Poland): comparison of palaeobotanical and geological data. [In:] Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. C., Finney, S. (Eds.), *STRATI 2013. First International Congress on Stratigraphy at the Cutting Edge of Stratigraphy*. Springer Geology 45, 569-572.
- Terpiłowski, S., Zieliński, T., Kusiak, J., Pidek, I.A., Czubla, P., Hrynowiecka, A., Godlewska, A., Zieliński, P., Małek, M., 2014. How to resolve Pleistocene stratigraphic problems by different methods? A case study from eastern Poland. *Geological Quarterly* 58 (2), 235-250.
- Zieliński, T., Terpiłowski, S., Zieliński, P., Pidek, I.A., Godlewska, A., Czubla, P., 2016. What was the interglacial river like? Sedimentological investigation of Holsteinian fluvial deposits in eastern Poland. *Geological Quarterly* 60, 1, 149-166.
- Terpiłowski, S., Zieliński, T., Czubla, P., Zieliński, P., Mroczek, P., Orłowska, A., Pidek, I.A., Fedorowicz, S., w przygotowaniu do druku. What was the rank of the Warthe cold period (younger Saalian, MIS 6)? New facts from eastern Poland. *Geological Quarterly*.

Spękane klasty w glacitektonicznie zaburzonych osadach (Koczery, E Polska)

Barbara Woronko¹, Szymon Belzyt², Małgorzata Pisarska-Jamroży², Łukasz Bujak³

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

²Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań

³Wydział Geodezji i Kartografii, Politechnika Warszawska, Warszawa

W obrębie zaburzonych glacitektonicznie osadów glacifluwialnych moreny czołowej stadiu warty zlodowacenia odry (MIS 6; Nitychoruk i in, 2009), w stanowisku Koczery (E Polska, Wysoczyzna Drohiczyńska) zaobserwowano duże nagromadzenie spękanych żwirów (tzw. spękane klasty, popękane żwiry, ang. *ruptured pebbles, fractured clasts, ruptured clasts*).

W celu wyjaśnienia mechanizmu powstawania spękań w żwirach przeprowadzono analizę litofacjalną osadów, badania strukturalne (pomiar orientacji warstwowania osadów; pomiar orientacji spękań w żwirach; rekonstrukcję skrzydeł i osi fałdu), analizę petrograficzną, obtoczenia i kształtu żwirów oraz pomiar orientacji żwirów w osadach glacifluwialnych i nadbudowującej je glinie lodowcowej.

Dotychczas występowanie nagromadzeń spękanych klastów w plejstocenijskich i holocenijskich osadach teras rzecznych wiązało się powszechnie z lokalną, gwałtowną aktywnością tektoniczną. Jednakże, wyniki prezentowanych badań pozwalają założyć, że geneza spękań w żwirach w obrębie glacifluwialnych osadów w stanowisku Koczery jest powiązana z naprężeniami kompresyjnymi powstałymi w czasie deformacji glacitektonicznych osadów zakumulowanych na przedpolu transgredującego lądolodu. Wskazywać na to mogą następujące cechy:

- 1) spękane żwiry występują niezwykle licznie w obrębie osadów zaburzonych glacitektonicznie, stanowiąc ok. 25% wszystkich ziaren;
- 2) spękane ziarna koncentrują się wyłącznie w obrębie litofacji żwirowych (Gh, Gm), często tworząc szereg kilku lub kilkunastu sąsiadujących ze sobą ziaren;
- 3) spękania obserwowane są we wszystkich grupach petrograficznych żwirów (wapienie, mułowce, piaskowce, skały krystaliczne), niezależnie od ich pochodzenia, twardości i wytrzymałości;
- 4) występowanie i orientacja spękań są niezależne od kształtu, wielkości i obtoczenia ziaren;
- 5) zaobserwowano dwie dominujące grupy orientacji spękań – najczęściej wzdłuż najdłuższej osi żwirów i prostopadłe do niej spękania komplementarne,

- 6) większość spękań przebiega do siebie równolegle, a ich orientacja pokrywa się z płaszczyzną wychylenia warstw osadów zaburzonych glacyfluwalnie;
- 7) fragmenty spękanych żwirów wskazują na ich deformację *in situ*.

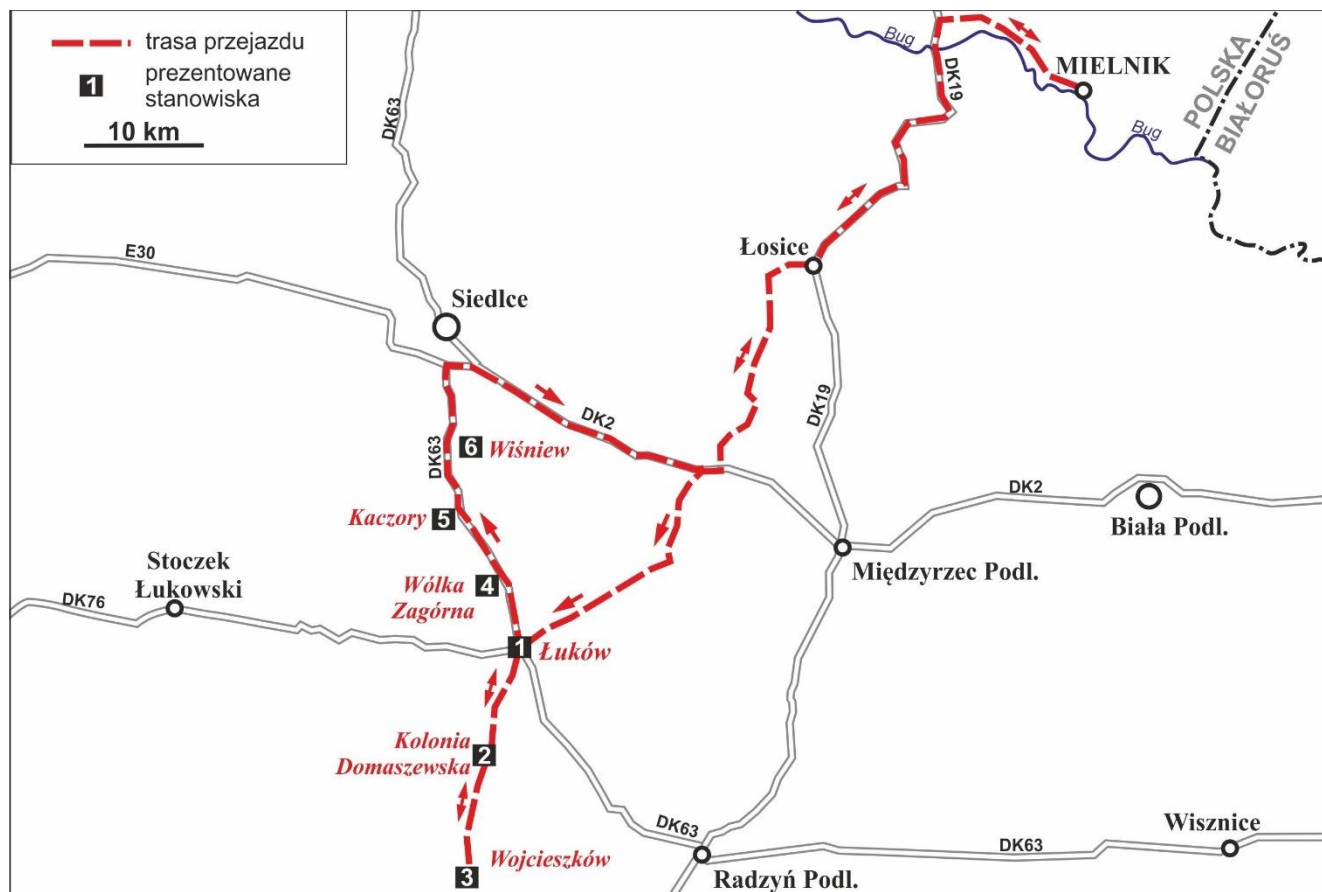
Prace badawcze prowadzone były w ramach projektu GREBAL finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki (grant nr 2015/19/B/ST10/00661).

Literatura:

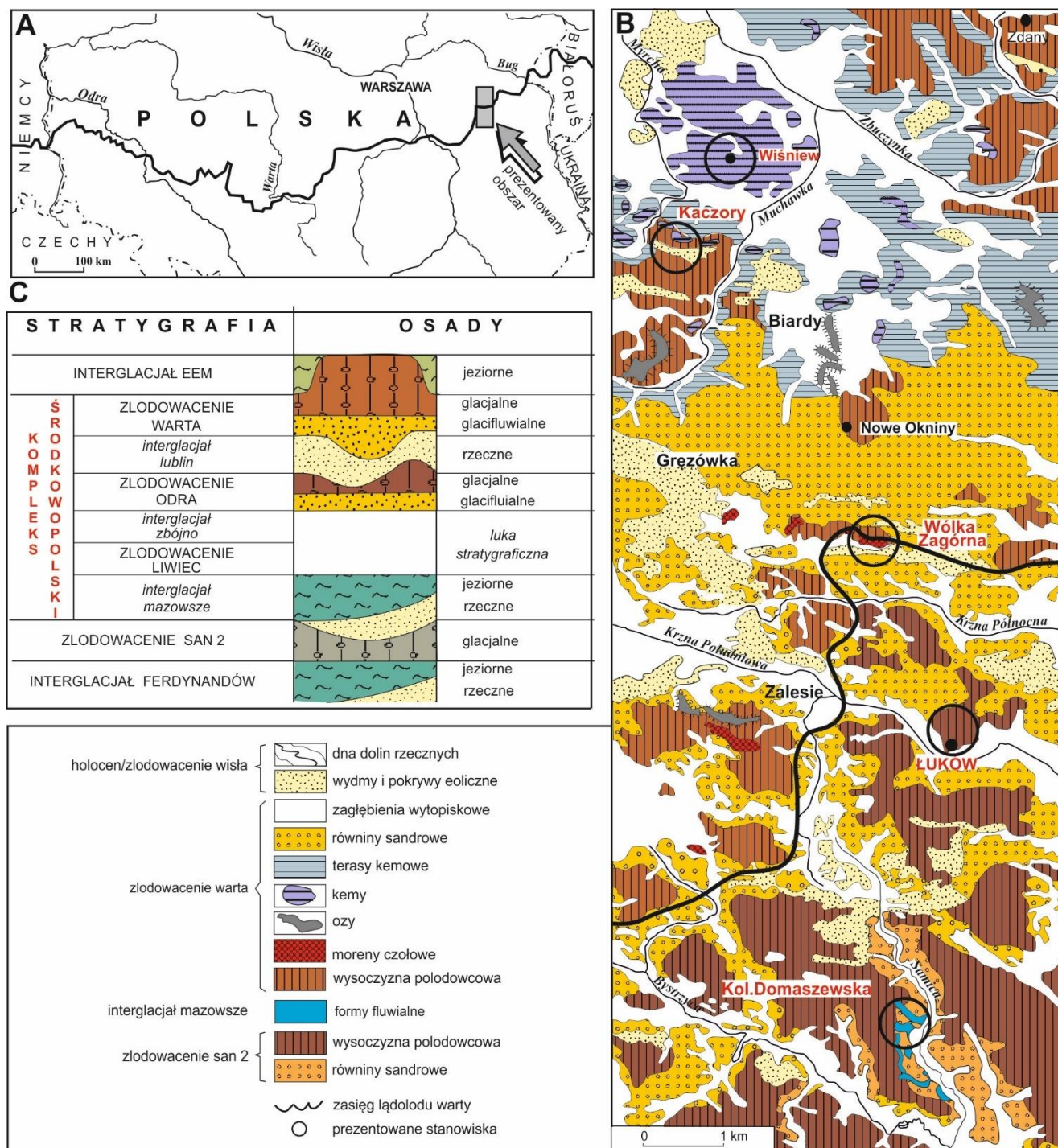
Nitychoruk, J., Dzierżek, J., Stańczuk, D., 2009. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Drohiczyn (494), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

MATERIALY SESIJ TERENOWYCH

3 lipca 2018 r.
Łuków i okolice



Trasa przejazdu i lokalizacja stanowisk prezentowanych podczas sesji terenowej

**Okolice Łukowa:**

A – na tle linii maksymalnego zasięgu lądolodu warty
(Marks 2004);

B – geomorfologia

(Terpiłowski i in. 2013, na podstawie Terpiłowski 2001; Małek 2004; Małek, Buczek 2009);

C – stratygrafia

(Małek 2004; Małek, Buczek 2009)

STANOWISKO ŁUKÓW SUKCESJA FERDYNANDOWSKA

Irena A. PIDEK¹, Renata STACHOWICZ-RYBKA², Marcin ŻARSKI³, Marzena MAŁEK⁴

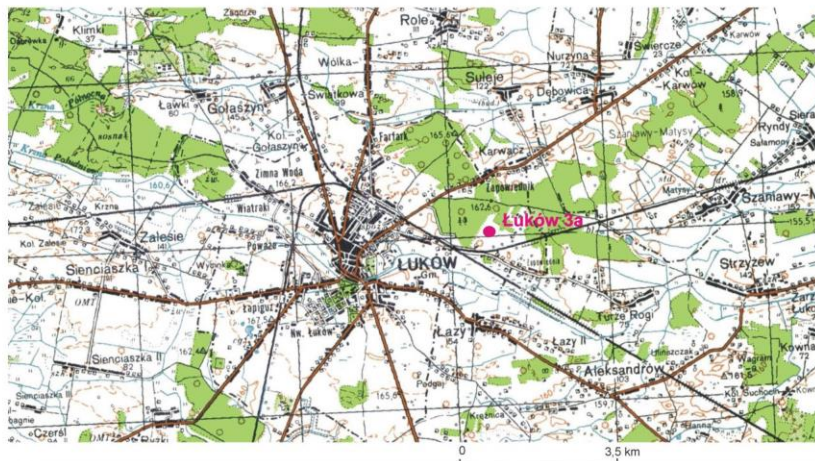
¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Krasnicka 2 c/d, 20-718 Lublin

²Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

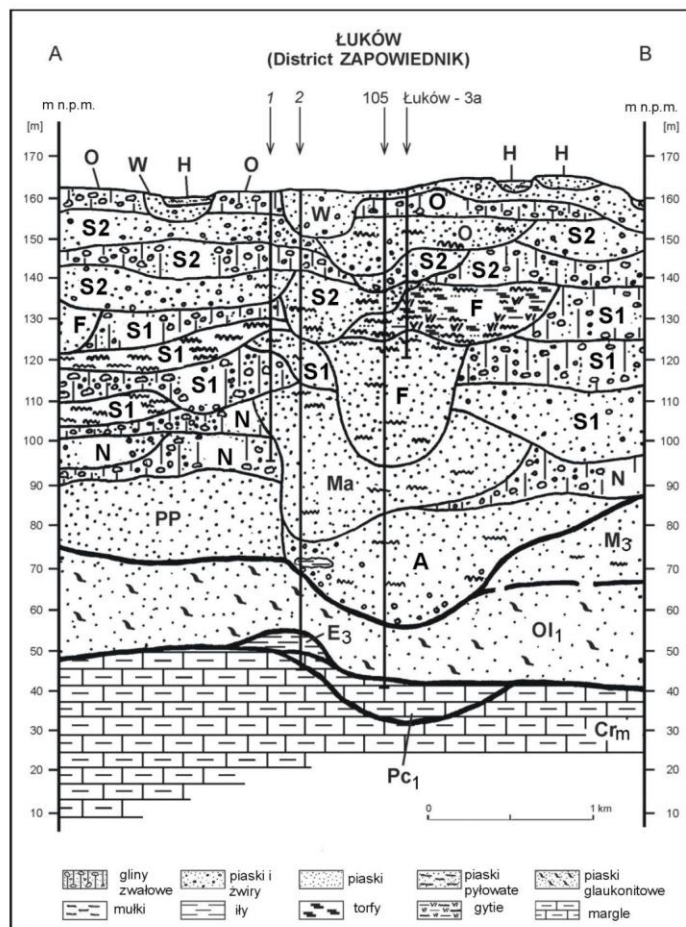
³PIG-PIG ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

⁴Przedsiębiorstwo Geologiczne Polgeol, Zakład w Lublinie, ul. Budowlana 26, 20-469 Lublin

(Opracowano na podstawie: Żarski i in. 2005; Małek i in. 2009; Pidek, Małek 2010; Pidek 2013; Pidek, Polska 2013)

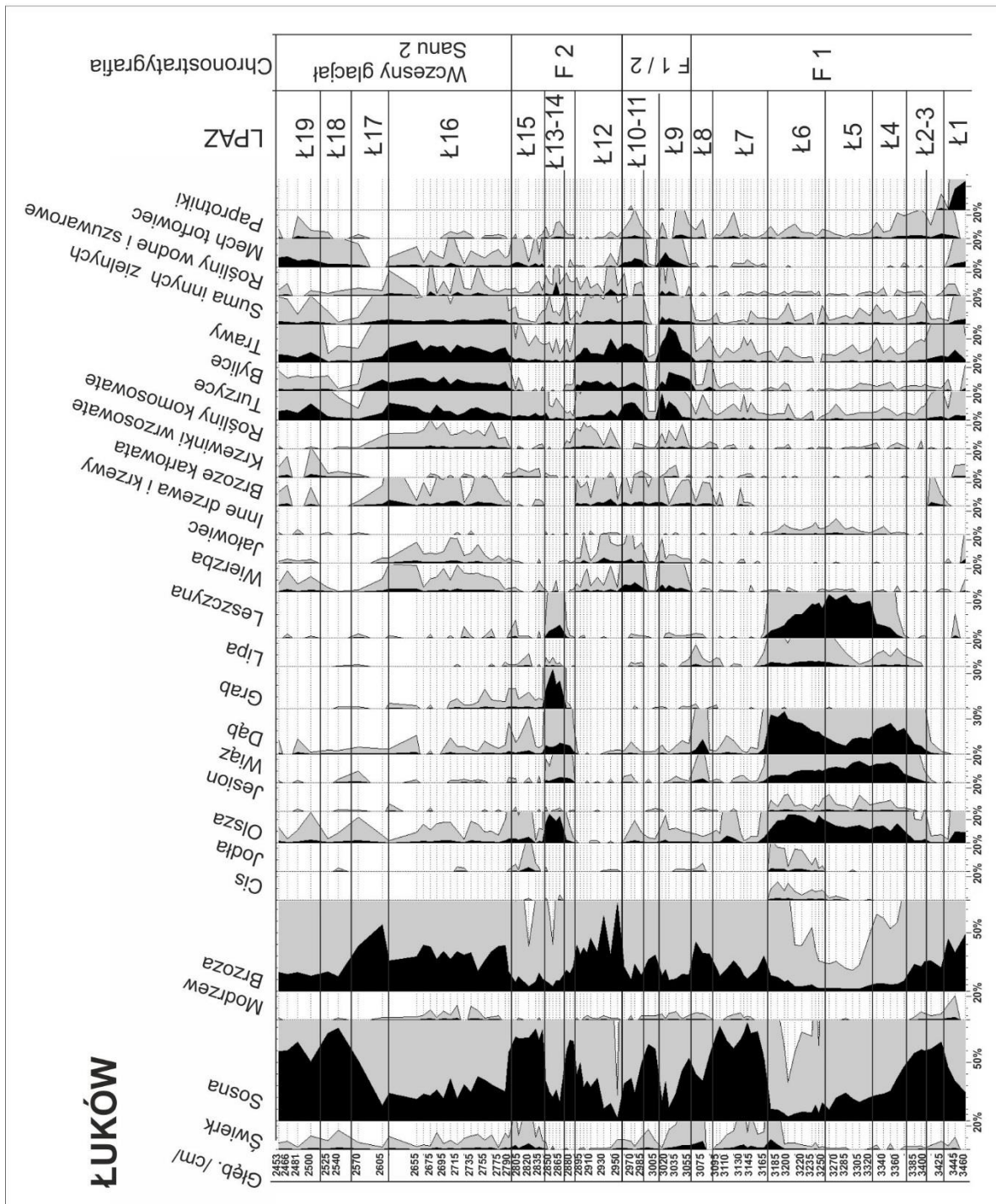


Ryc. 1. Lokalizacja stanowiska Łuków 3a na mapie topograficznej



Ryc. 2. Przekrój geologiczny Łuków-Zapowiednik. Utwory interglacjatu ferdynandowskiego (Małek i in. 2009)

Crm - mastrycht, Pc1 - paleocen dolny, E3 - eocen górny, OI1 - oligocen, dolny, M3 - miocen górny, PP - plejstocen dolny (preglacjał), A - interglacjacja augustów, N - zlodowacenie nida, Ma - interglacjacja małopolska, S1 - zlodowacenie san 1, F - interglacjacja ferdynandów, S2 - zlodowacenie san 2, O - zlodowacenie odra, W - faza warta, zlodowacenia odra



Ryc. 3. Diagram pyłkowy profilu Łuków 3a

STANOWISKO KOLONIA DOMASZEWSKA SEKWENCJA OSADÓW ZŁODOWACZENIE SAN 2 – INTERGLACJAŁ MAZOWSZE

Sławomir TERPIŁOWSKI¹, Tomasz ZIELIŃSKI², Piotr CZUBLA³, Irena A. PIDEK¹, Paweł ZIELIŃSKI¹,
Anna ORŁOWSKA¹, Jarosław KUSIAK¹, Anna HRYNOWIECKA⁴, Marzena MAŁEK⁵

¹Zakład Geokologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
al. Kraśnicka 2 c, d, 20-718 Lublin

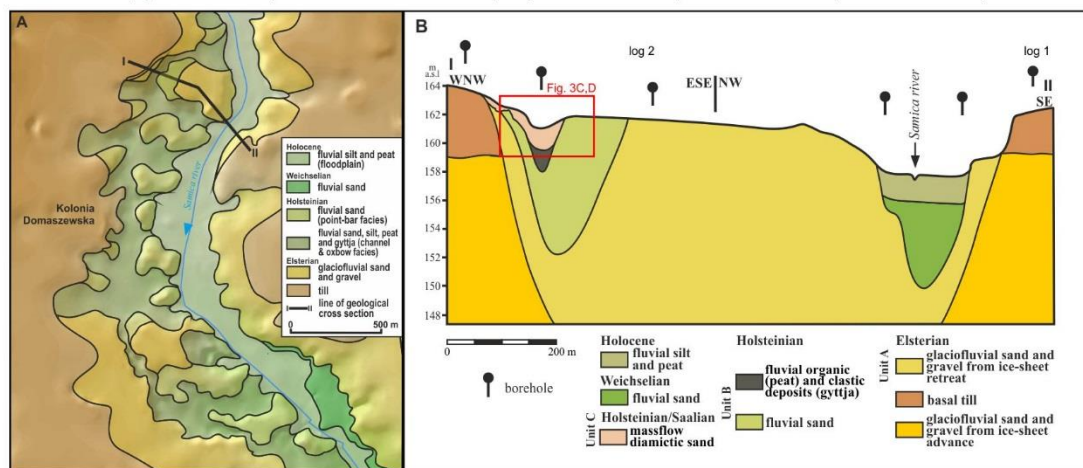
²Zakład Geologii Środowiskowej, Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

³Pracownia Geologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

⁴Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

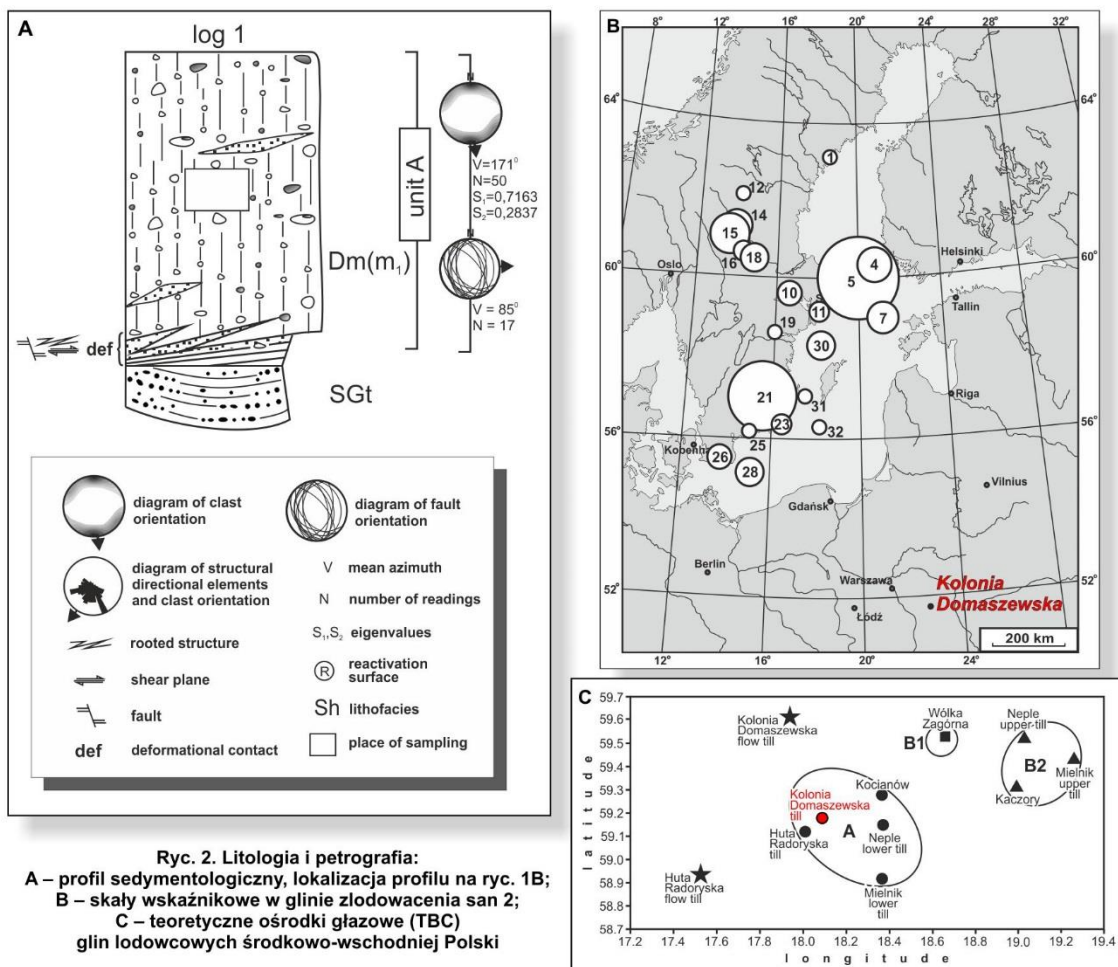
⁵Przedsiębiorstwo Geologiczne Polgeol, Zakład w Lublinie, ul. Budowlana 26, 20-469 Lublin

(Opracowano na podstawie: Pidek i in. 2014; Terpiłowski i in. 2014; Zieliński i in. 2016; Czubla i in. 2017)

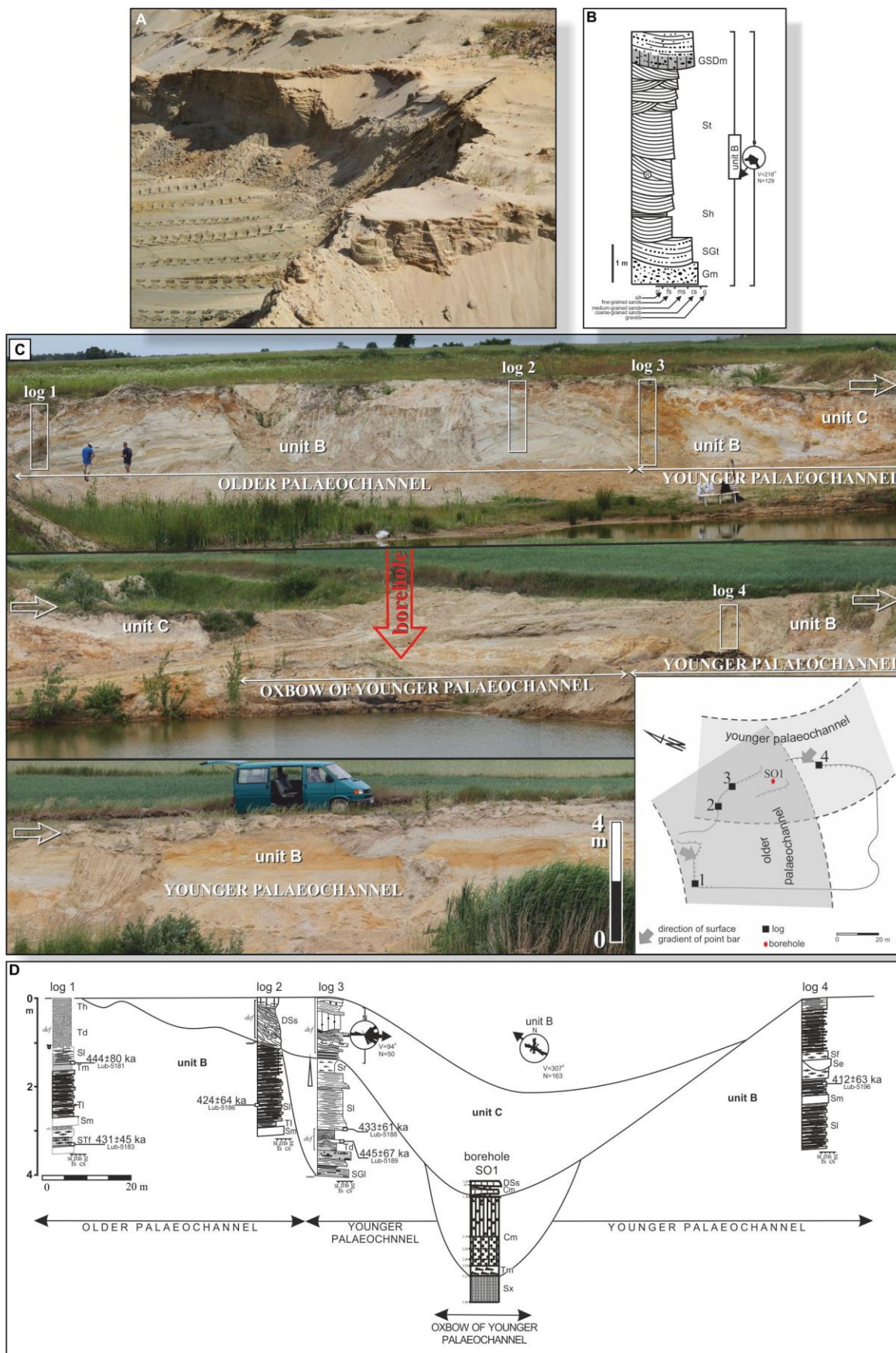


Ryc. 1. Sytuacja morfologiczno-geologiczna: A – szkic geologiczny; B – przekrój geologiczny

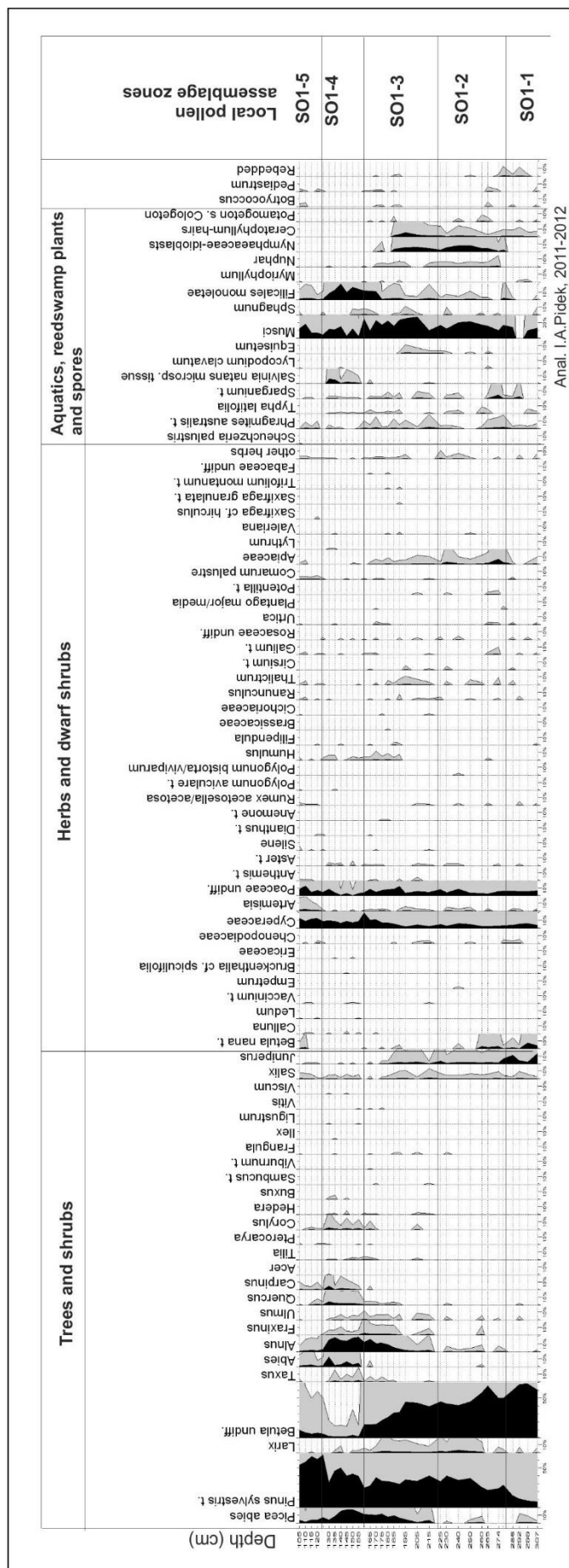
ZŁODOWACZENIE SAN 2 – osady glacialne



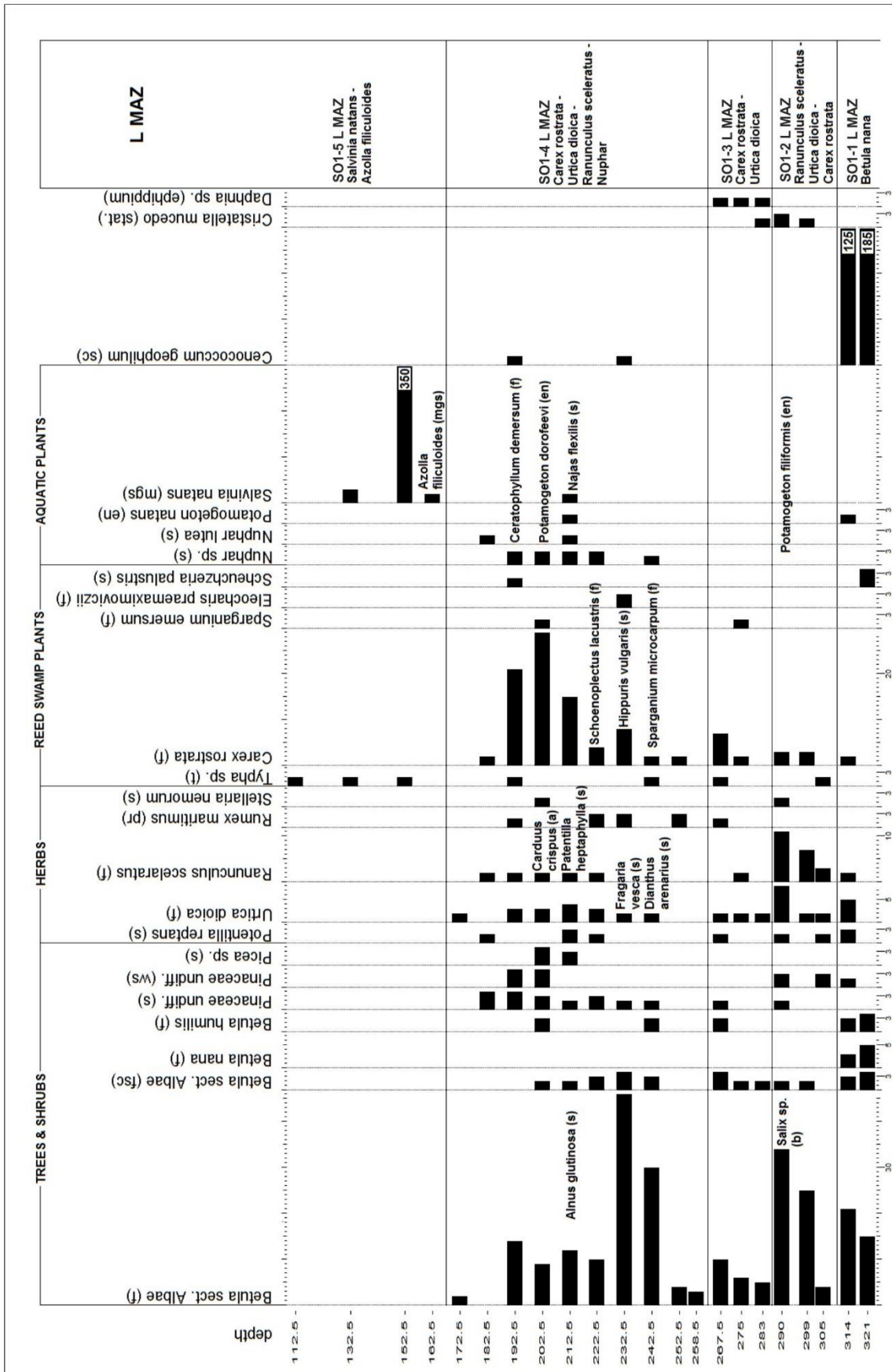
ZŁODOWACENIE SAN 2 – INTERGLACJAŁ MAZOWSZE
osady glacyfluwialne – osady fluwialne



Ryc. 3. Litologia osadów glacyfluwialnych (A, B) i fluwialnych (C, D) – lokalizacja profili na ryc. 1 B i 3C

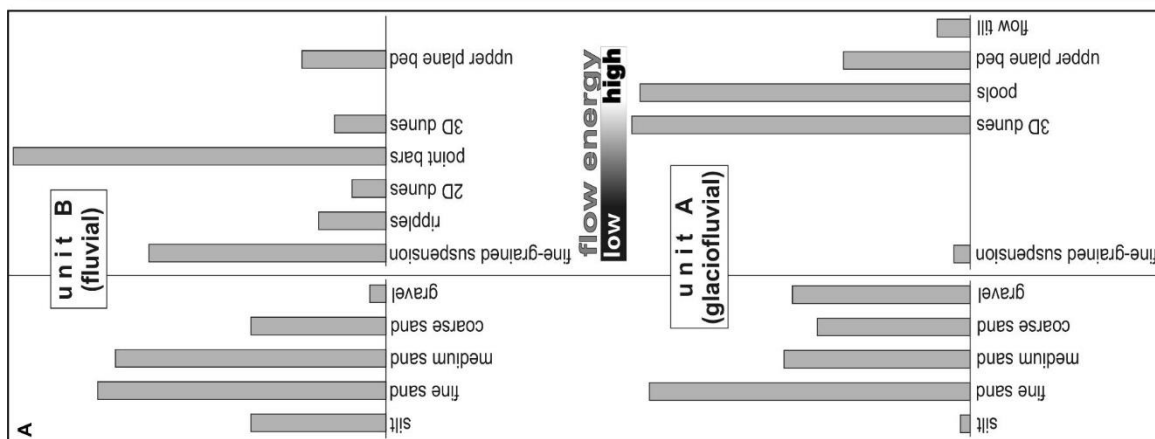


Ryc. 4. Diagram pyłkowy osadów starorzecza – profil S01 na ryc.3D



Ryc. 5. Diagram makrofossilów osadów starorzecz – profil S01 na ryc. 3D

unit	age	environmental conditions	sedimentary processes	valley evolution
C	interglacial	final phase of interglacial: discontinuous permafrost, extensive ground thawing in spring	gelifluction (cohesive debris flow) redeposition of till material to abandoned meander	slope processes on valley margins, probable erosion in central part
		middle phase of interglacial: temperate climate (warm in optimum), drainage basin covered by forest	decreasing activity of fluvial system (stable meandering river), fine suspension deposition followed by organic one in abandoned channel (ox-bow lake conditions)	aggradation/degradation balance in zero, 'dormant' valley floor
		glacial/interglacial turn and initial phase of interglacial: tundra in drainage basin, continuous climatic amelioration, pluvial-and-nival river regime	meandering river pattern, lateral migration of alluvial channel with episodes of avulsion, fluvial sedimentation mainly in meanders - formation of point bars, sand deposition during floods, silt settling during mean stages	typical sand-bed meandering system, lateral accretion of channel alluvium
B	glacial	advanced deglaciation: ice sheet far in the North, glacial-to-nival change of river regime, equalization of discharges, decline of bedload sediment supply	redeposition of glaciofluvial deposits, river degradation predominates over aggradation, short phase of transitional (wandering?) river pattern, fluvial metamorphosis to sinuous river	extensive valley-scale erosion
		proglacial environment: proximity of ice margin, initial retreat of the ice sheet, very high sediment supply by meltwaters, flashy ablational discharges	typical braided fluvial system confined by valley slopes, multiple, wide sand-bed channels of low sinuosity, high flow energy of ablational floods, troughs and pools in the main current zones, 3D dunes as the most abundant bedforms, episodes of flow till surges and their fluvial redeposition, limited aggradation ratio due to relatively minor accommodation space (in-valley confinement)	valley outwash, moderate aggradation of valley floor
A	glacial			



Ryc. 6. Cykl glacialno-interglacialny procesów fluwialnych: A – uziarnienie i architektura osadów; B – następstwo procesów

STANOWISKA WÓŁKA ZAGÓRNA I KACZORY SEKWENCJA OSADÓW ZŁODOWACENIE ODRA – ZŁODOWACENIE WARTA

Sławomir TERPIŁOWSKI¹, Tomasz ZIELIŃSKI², Piotr CZUBLA³, Paweł ZIELIŃSKI¹, Przemysław MROCZEK¹
 Anna ORŁOWSKA¹, Irena A. PIDEK¹, Stanisław FEDOROWICZ⁴, Marzena MAŁEK⁵

¹Zakład Geoeologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
 al. Kraśnicka 2 c, d, 20-718 Lublin

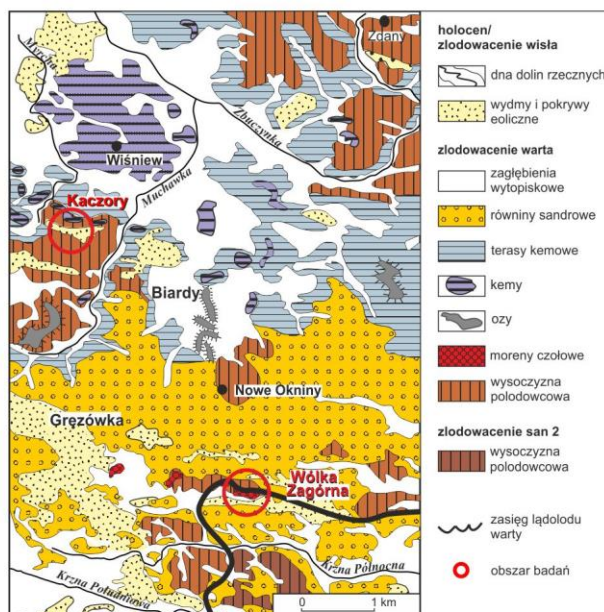
²Zakład Geologii Środowiskowej, Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

³Pracownia Geologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

⁴Uniwersytet Gdański, Instytut Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk

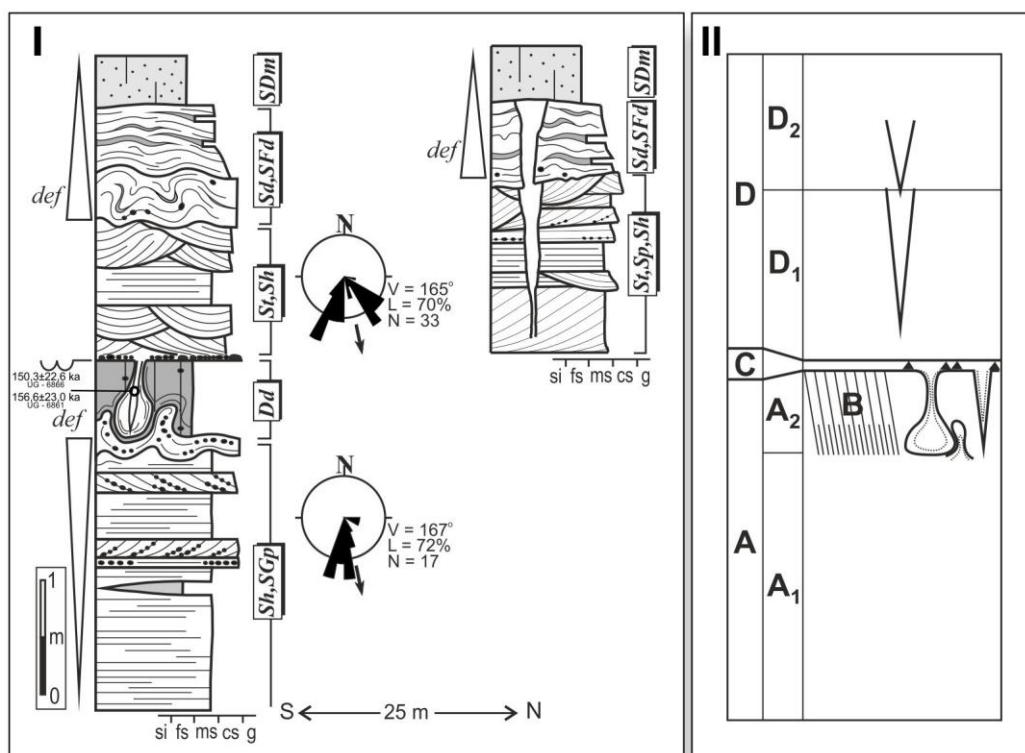
⁵Przedsiębiorstwo Geologiczne Polgeol, Zakład w Lublinie, ul. Budowlana 26, 20-469 Lublin

(Opracowano na podstawie: Terpiłowski i in. 2014; Czubla i in. 2017; Terpiłowski i in. w druku)



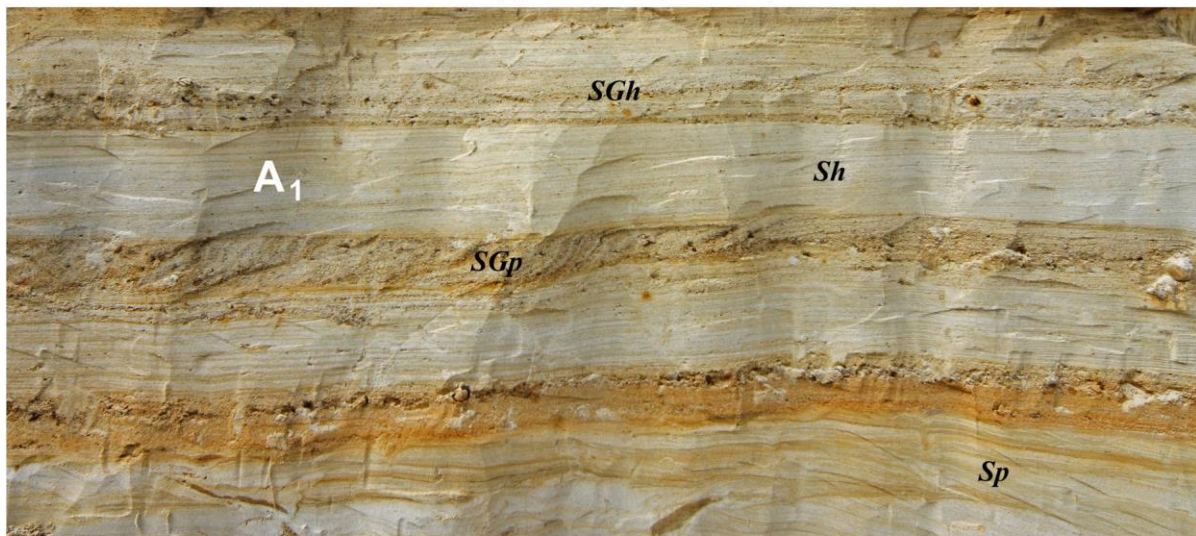
Ryc. 1. Sytuacja geomorfologiczna

STANOWISKO WÓŁKA ZAGÓRNA



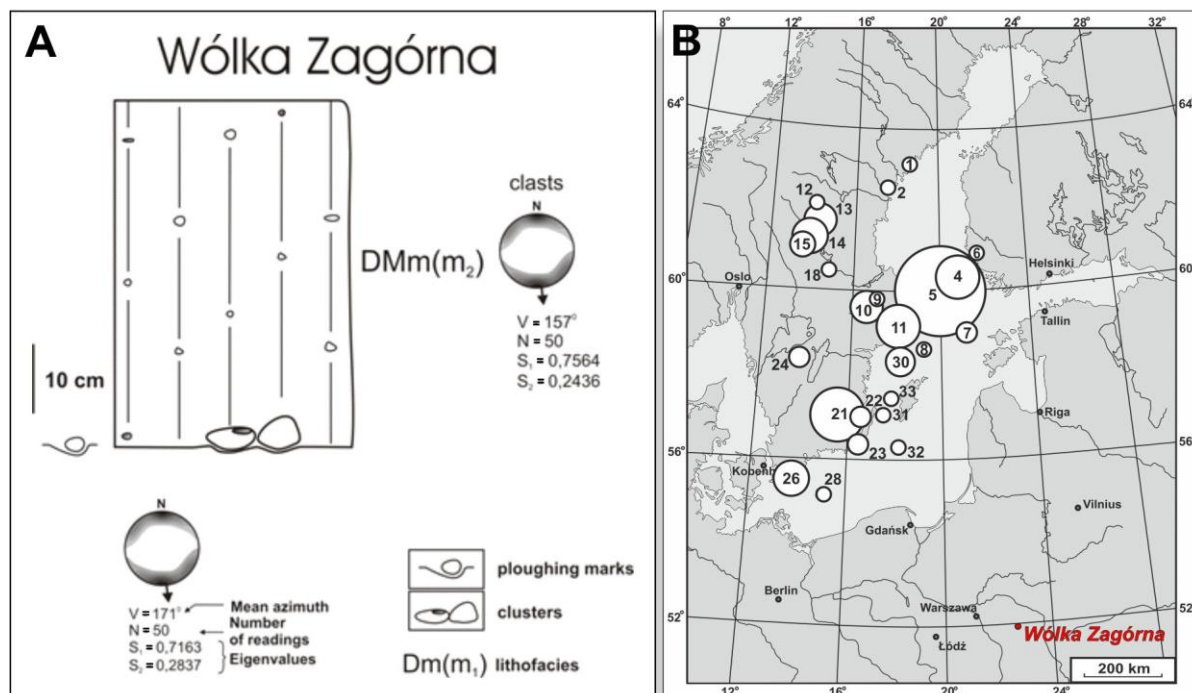
Ryc. 2. Sekwencja osadów: I – litologia; II – litostratygrafia

ZŁODOWACENIE ODRA
 osady glacifluwalne – osady glacialne
 osady glacifluwalne - jednostka A₁



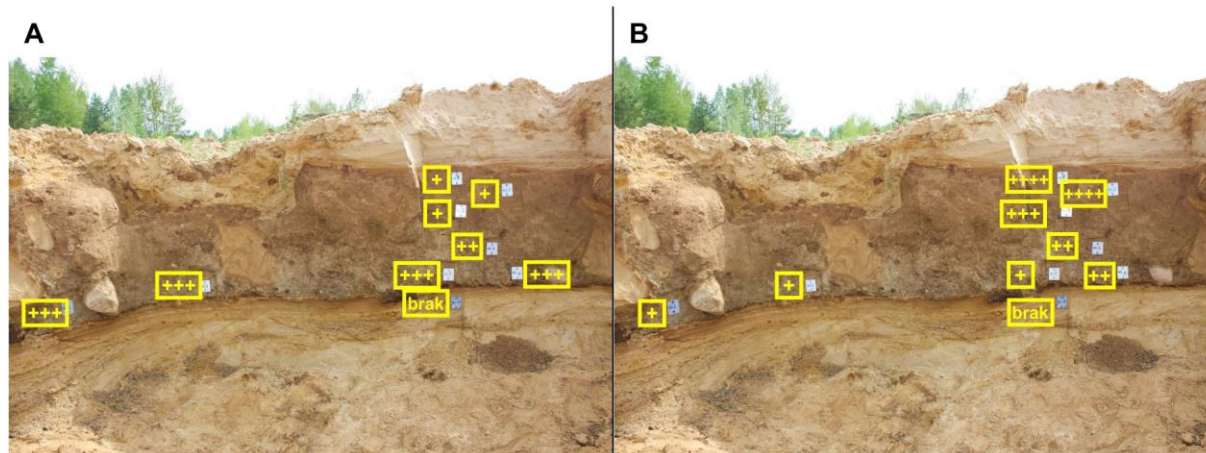
Ryc. 3. Litofacje

osady glacialne - jednostka A₂

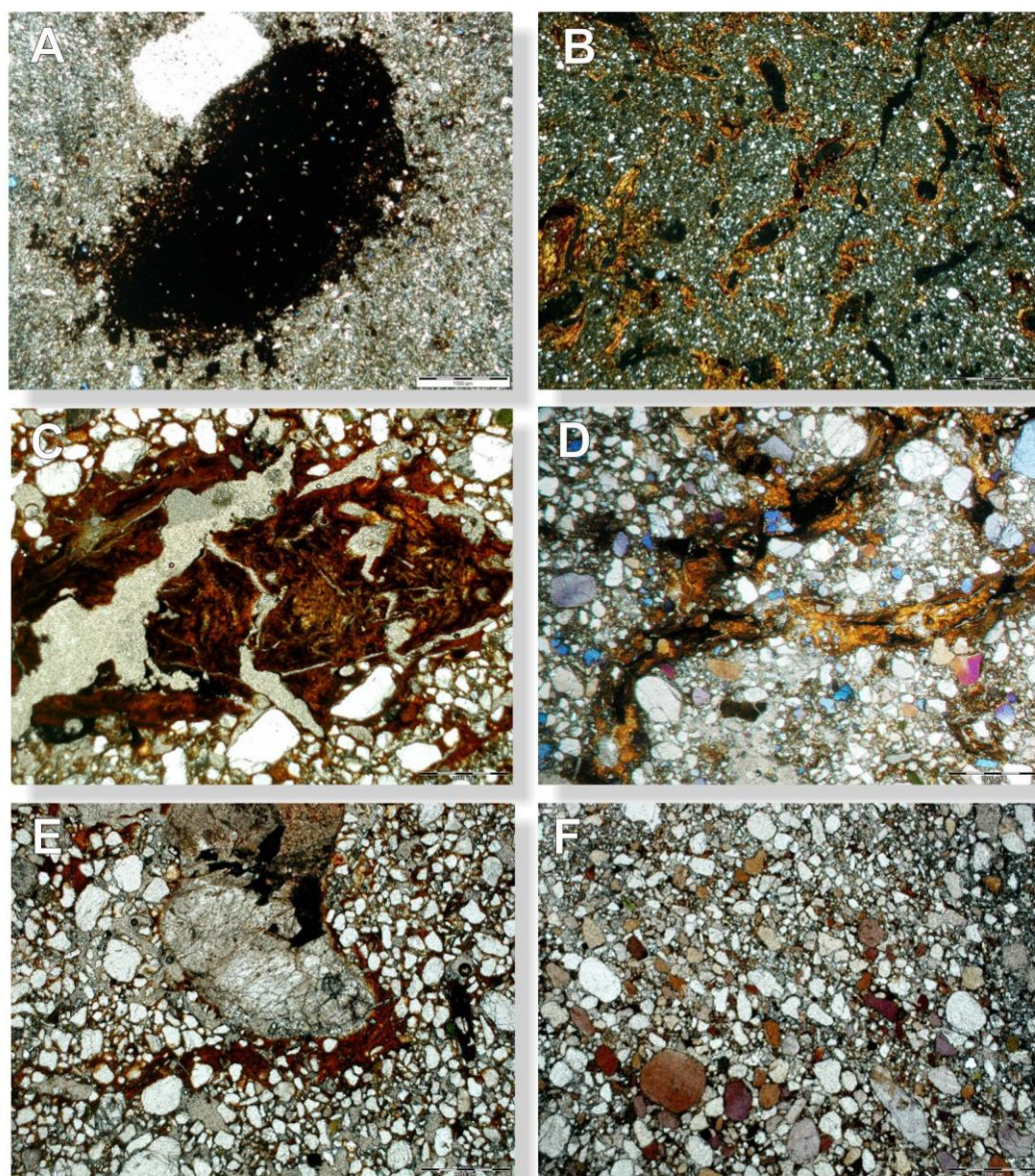


Ryc. 4. Litologia i petrografia:
 A – profil sedimentologiczny;
 B – skały wskaźnikowe
 w glinie złodowacenia odra;
 C – teoretyczne ośrodki głazowe (TBC)
 glin lodowcowych
 środkowo-wschodniej Polski

INTERGLACJAŁ LUBLIN
 gleba kopalna - jednostka B



Ryc. 5. Cechy oksydacyjno-redukcyjne (A) i pedogeniczne koncentracje żelaza koloidalnego (B) gleby kopalnej i osadów glacifluwialnych (występowanie: + pojedyncze; ++ liczne; +++ bardzo liczne; ++++ powszechne)



Ryc. 6. Obraz mikromorfologiczny gleby kopalnej (A-D) i osadów glacifluwialnych (E-F)

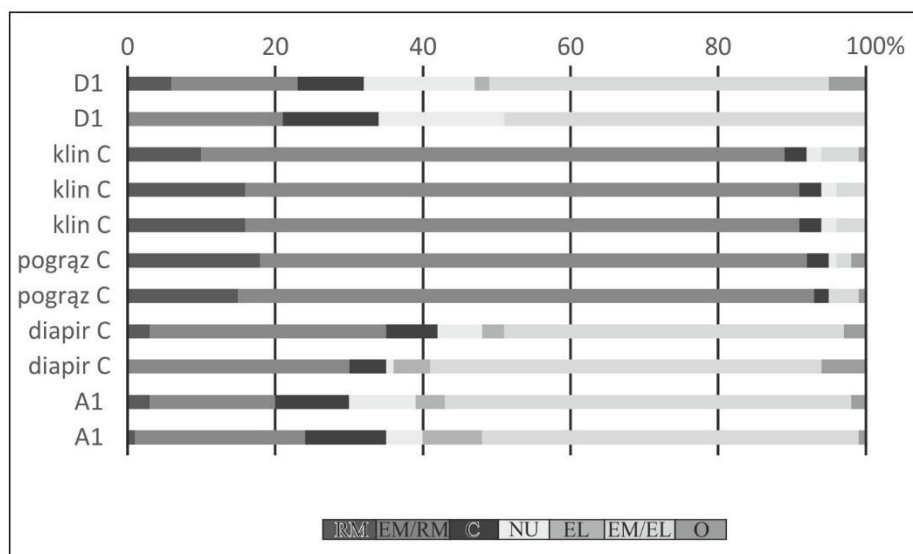
ZŁODOWACENIE WARTA
 poziom peryglacjalny – osady glacyfluwalne
 poziom peryglacjalny - jednostka C



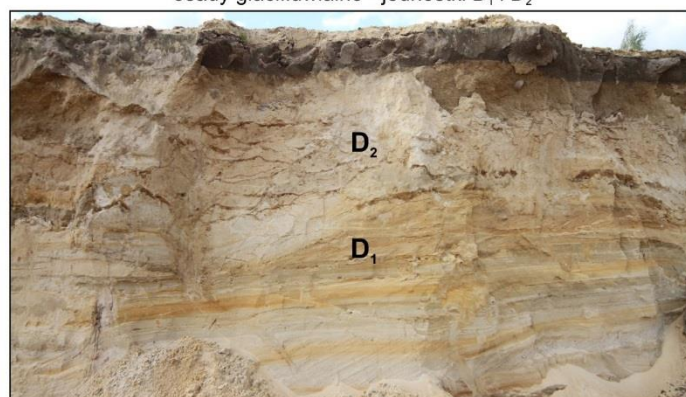
Ryc. 7. Bruk eoliczny



Ryc. 8. Struktury peryglacjalne: A – pograży i diapiry; B – kliny i diapiry; C – żyły



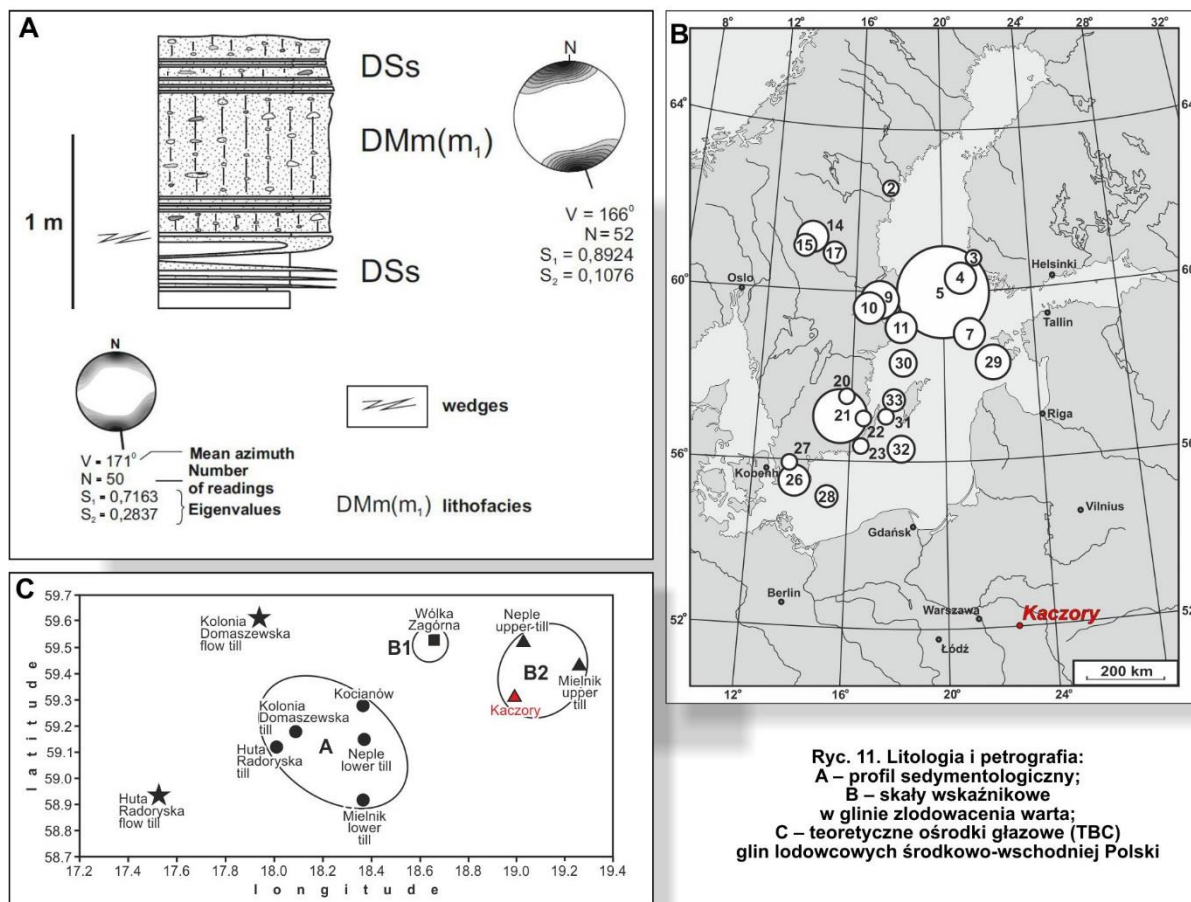
Ryc. 9. Morfoskopia osadów zaangażowanych w struktury peryglacjalne i osadów glacyfluwalnych
 osady glacyfluwalne - jednostki D₁ i D₂



Ryc. 10. Litofacje i struktury peryglacjalne

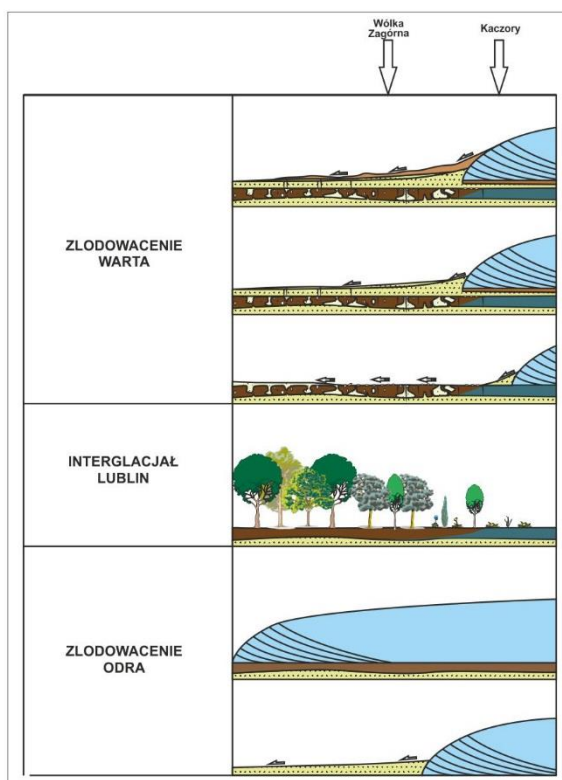
STANOWISKO KACZORY

osady glacialne



Ryc. 11. Litologia i petrografia:
 A – profil sedimentologiczny;
 B – skały wskaźnikowe
 w glinie zlodowacenia warta;
 C – teoretyczne ośrodki głązowe (TBC)
 glin lodowcowych środkowo-wschodniej Polski

PALEOGEOGRAFIA



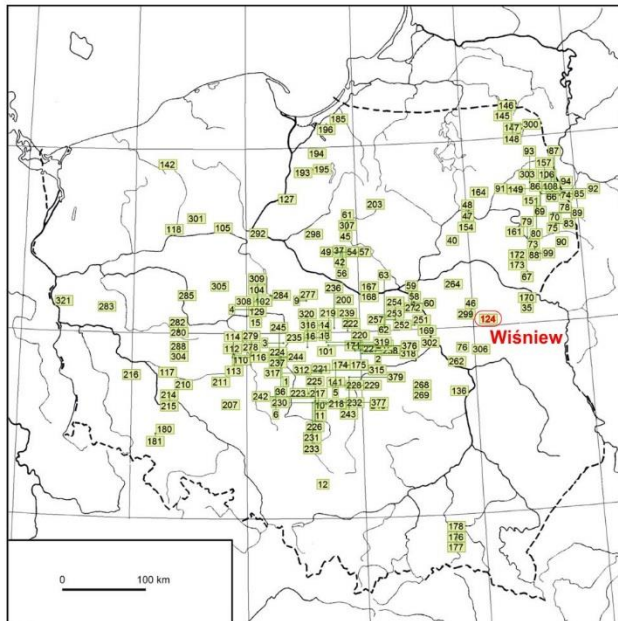
Ryc. 12. Następowanie procesów
 w okresie zlodowacenia odra
 – zlodowacenie warta

STANOWISKO WIŚNIEW INTERGLACJAŁ EEM

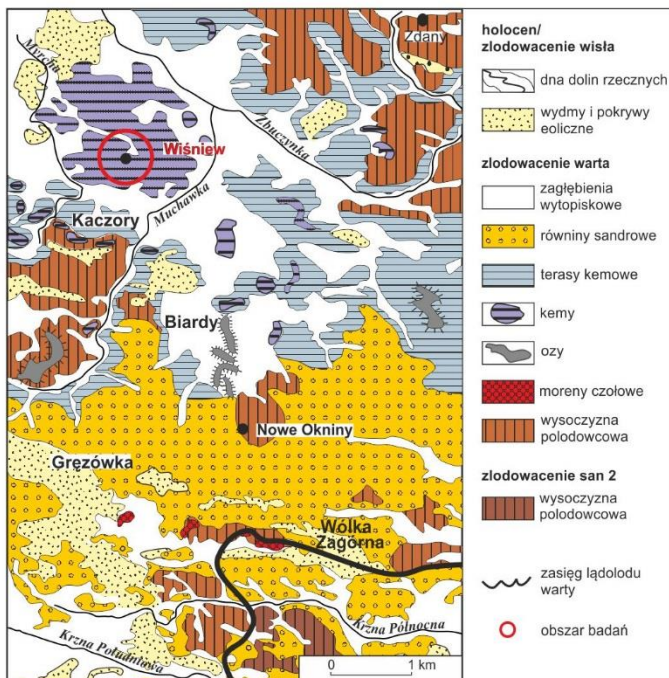
Irena A. PIDEK, Sławomir TERPIŁOWSKI

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
 al Krasnicka 2 cd, 20-718 Lublin

(Opracowano na podstawie: Pidek, Terpiłowski 1993; Kupryjanowicz i in. 2018)

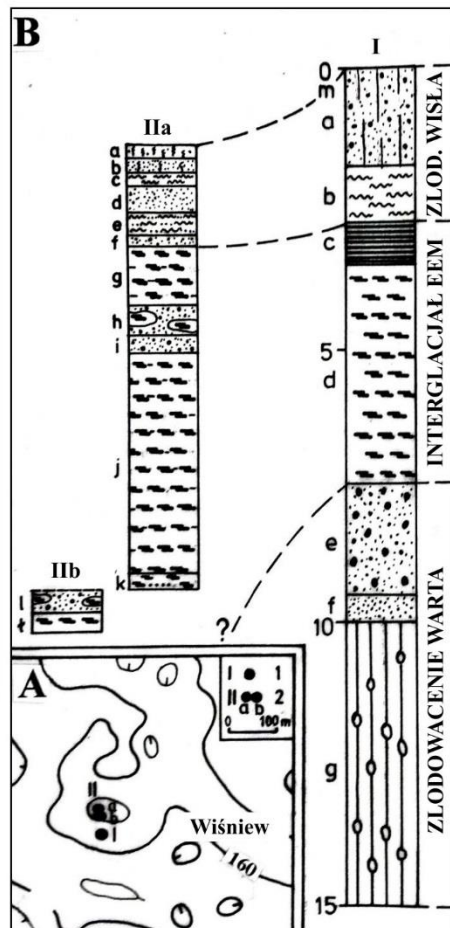


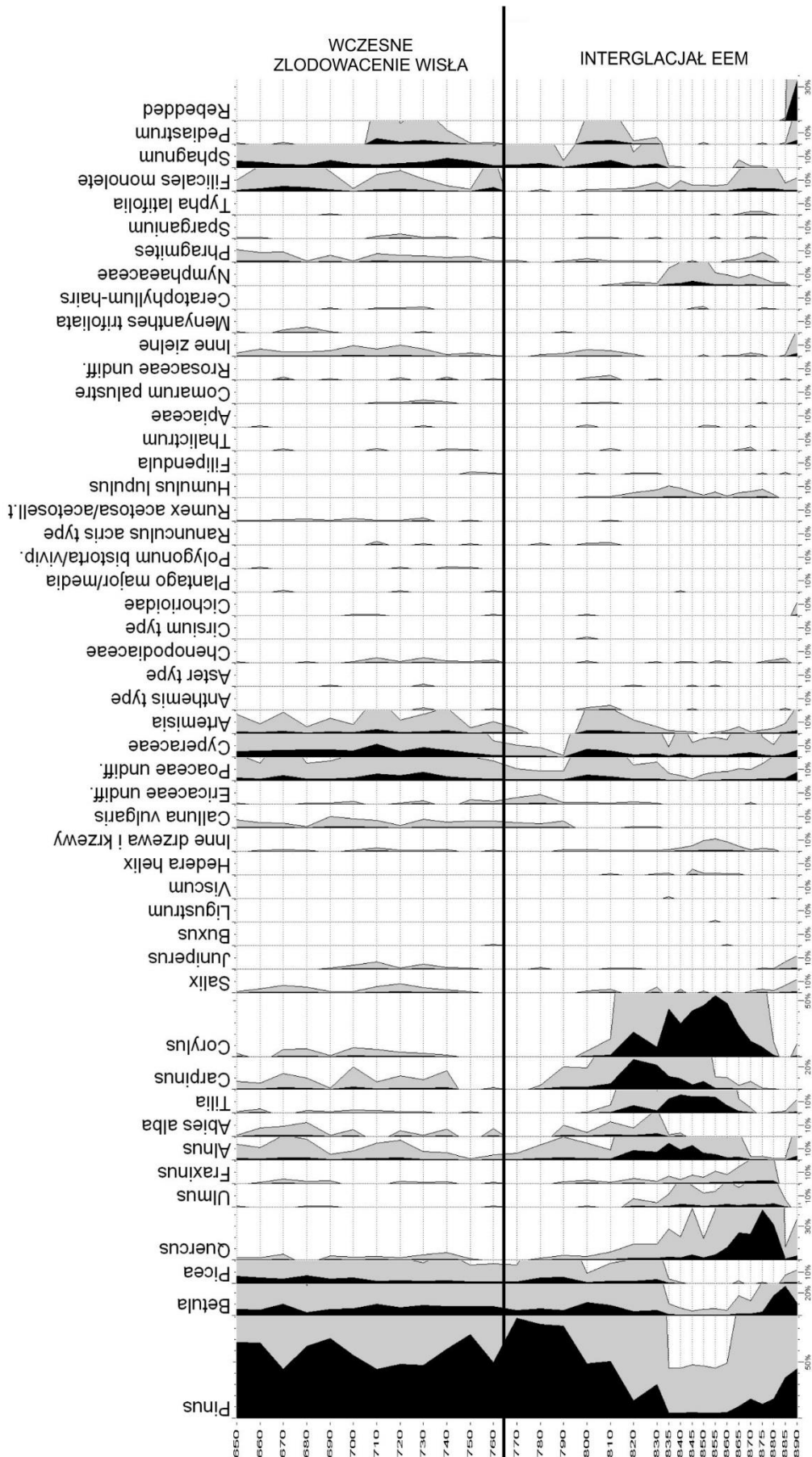
Ryc. 1. Położenie stanowiska Wiśniew na tle kluczowych stanowisk interglacjału eem w Polsce (Kupryjanowicz i in. 2018)



Ryc. 2. Sytuacja geomorfologiczna

Ryc. 3. Wiercenia dokumentacyjne: A – lokalizacja wiercenia hydrogeologicznego z 1965 r. (I) i wierceń dla potrzeb analizy pyłkowej (IIa i IIb); B – litologia i wiek



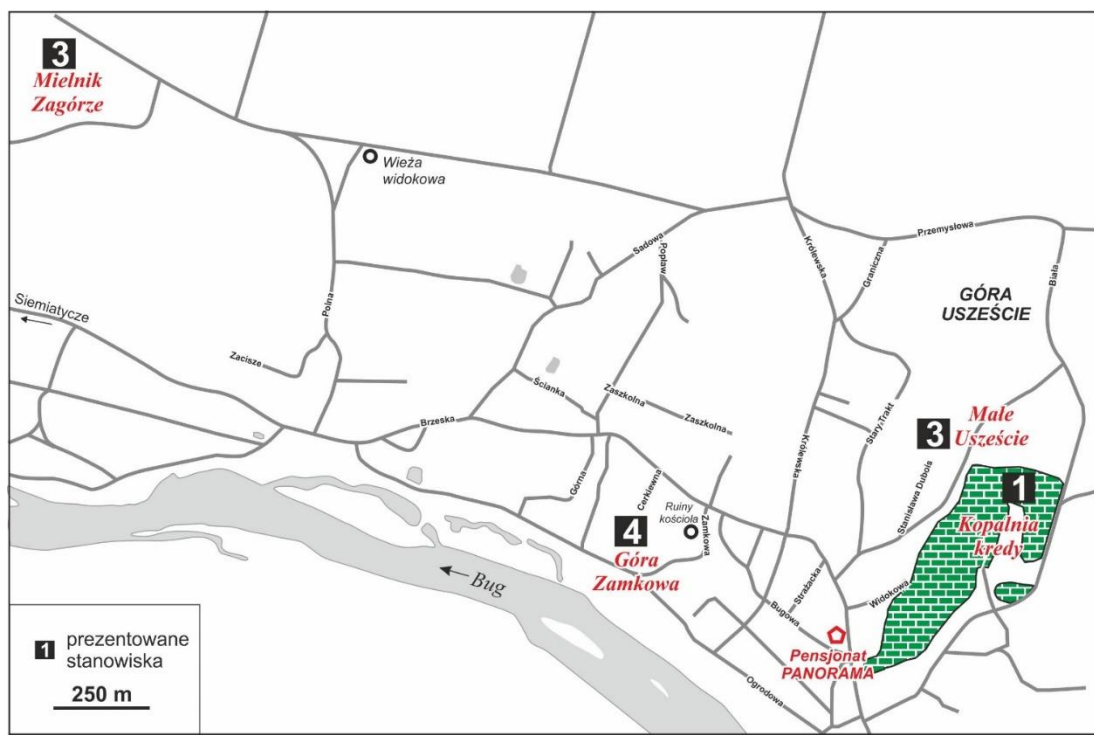


Ryc. 4. Diagram pyłkowy profilu Wiśniew

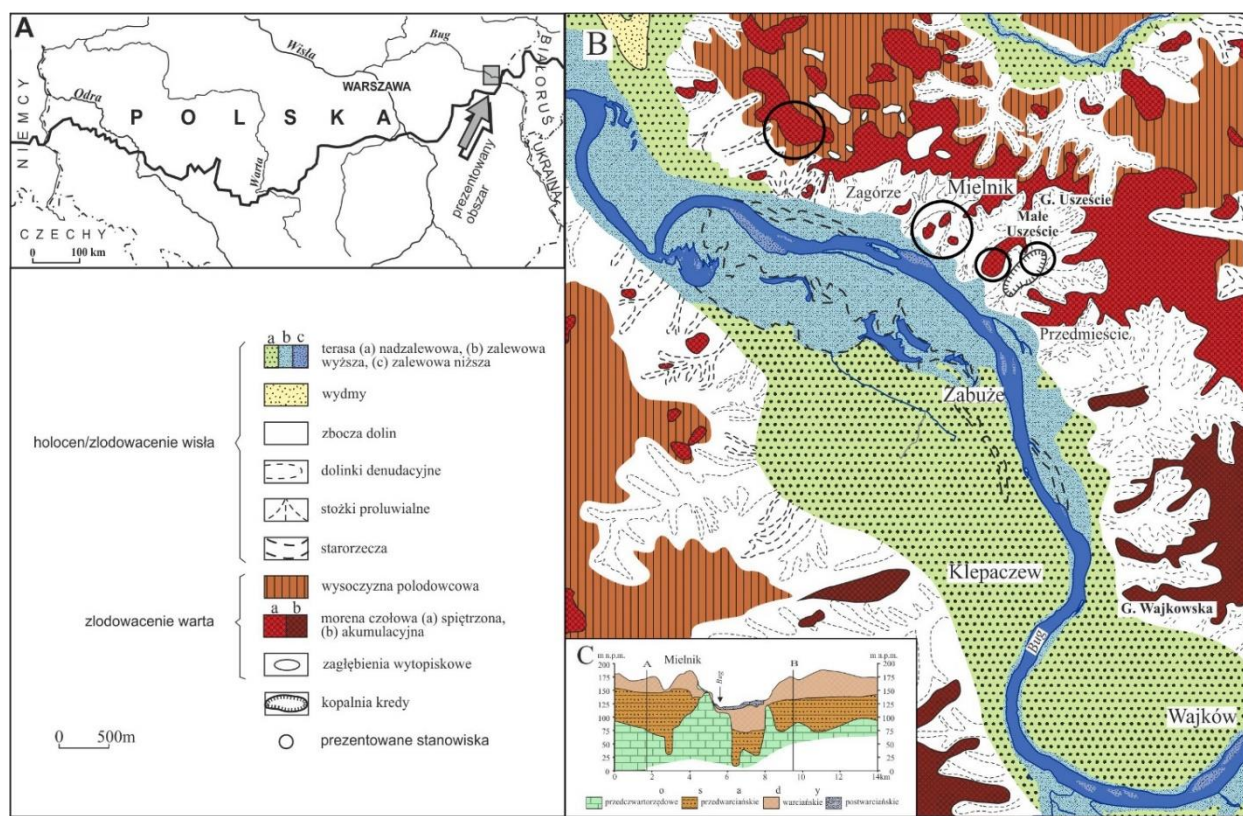
Literatura:

- Czubla P., Terpiłowski S., Orłowska A., Zieliński T., Zieliński P., Pidek I.A., 2017. Petrographic features of tills as a tool in solving stratigraphical and palaeogeographical problems – A case study from Central-Eastern Poland. *Quaternary International*; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.028>.
- Kupryjanowicz M., Granoszewski W., Nalepka D., Pidek I.A., Walanus A., Balwierz Z., Fiłoc M., Kołaczek P., Majecka M., Malkiewicz M., Nita M., Noryśkiewicz B., Winter H., 2016. Instability of the environment at the end of the Eemian Interglacial as illustrated by the isopollen maps for Poland. *Geological Quarterly*, 60, 1, 225-237.
- Kupryjanowicz M., Nalepka D., Pidek I.A., Walanus A., Balwierz Z., Bińka K., Fiłoc M., Granoszewski W., Kołaczek P., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Noryśkiewicz B., Winter H., 2018. The east-west migration of trees during the Eemian Interglacial registered on isopollen maps of Poland. *Quaternary International*, 467, 178-191.
- Małek M., Buczek K., 2008. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000 ark. Łuków (602), wraz z objaśnieniami. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa (dokument elektroniczny).
- Małek M., Pidek I.A., Maleszyk M., 2009. Profil interglacjału ferdynandowskiego w Łukowie. W: Marcin Żarski, S. Lisicki (red.), *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenne na południowym Podlasiu*. XVI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa, 31.08- 4.09.2009. Materiały. PIG-PIB, Warszawa, 154-158.
- Marks L., 2004. Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce. W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin, 27-35.
- Pidek I.A., Terpiłowski S., 1993. Osady organogeniczne eemskie i wczesnovistuliańskie w Wiśniewie koło Siedlec. *Annales UMCS, B*, 48, 229-238.
- Pidek I.A., Małek M., 2010. A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland: a new palynostratigraphic approach. *Geological Quarterly*, 54, 1, 69-85.
- Pidek I.A., 2013. Pollen-based vegetation and climate reconstruction of the Ferdynandovian sequence from Łuków (E Poland). *Acta Palaeobotanica*, 53, 1, 115-138.
- Pidek I.A., Poska A., 2013. Pollen based quantitative climate reconstructions from the Middle Pleistocene sequences at Łuków and Zdany (E Poland): species and modern analogues based approach. *Rev of Palaeobotany and Palynology*, 192, 65-78.
- Pidek I.A., Zieliński T., Terpiłowski S., Czubla P., Hrynowiecka A., Kusiak J., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., 2014. Unique features of interglacial deposits (MIS 11, E Poland): comparison of palaeobotanical and geological data. In: Rocha R., Pais J., Kullberg J. C., Finney S. (eds.): *STRATI 2013. First International Congress on Stratigraphy at the Cutting Edge of Stratigraphy*. Springer Geology 45, 569-572.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Czubla P., Pidek I.A., Godlewska A., Kusiak J., Małek M., Zieliński P., Hrynowiecka A., 2013. Klimatyczne cykle kompleksu środkowopolskiego w zapisie sukcesji osadowej w rejonie Łukowa (Polska E). W: *Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych*. XX Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Lasocin, 2-6.09.2013. Materiały. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, 85.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Kusiak J., Pidek I.A., Czubla P., Hrynowiecka A., Godlewska A., Zieliński P., Małek M., 2014. How to resolve Pleistocene stratigraphic problems by different methods? A case study from eastern Poland. *Geological Quarterly*, 58 (2), 235-250.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Zieliński P., Mroczek P., Czubla P., Orłowska A., Pidek I.A., Fedorowicz S., w druku. What was the rank of the Warthe cold period (younger Saalian, MIS 6)? New facts from eastern Poland.
- Zieliński T., Terpiłowski S., Zieliński P., Pidek I.A., Godlewska A., Czubla P., 2016. What was the interglacial river like? Sedimentological investigation of Holsteinian fluvial deposits in eastern Poland. *Geological Quarterly*, 60, 1, 149-166.
- Żarski M., Lisicki S. (red.), 2009. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenne na południowym Podlasiu*. Zimna Woda k. Łukowa, 31.08-4.09.2009. Materiały. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, s. 263.
- Żarski M., Nita M., Winter H., 2005. Nowe stanowiska interglacjalne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska południowo-wschodnia). *Przegląd Geologiczny*, 53, 37-144.

4 lipca 2018 r.
Mielnik i okolice



Rozmieszczenie stanowisk prezentowanych podczas sesji terenowej
 na tle uproszczonego planu Mielnika



Okolice Mielnika:

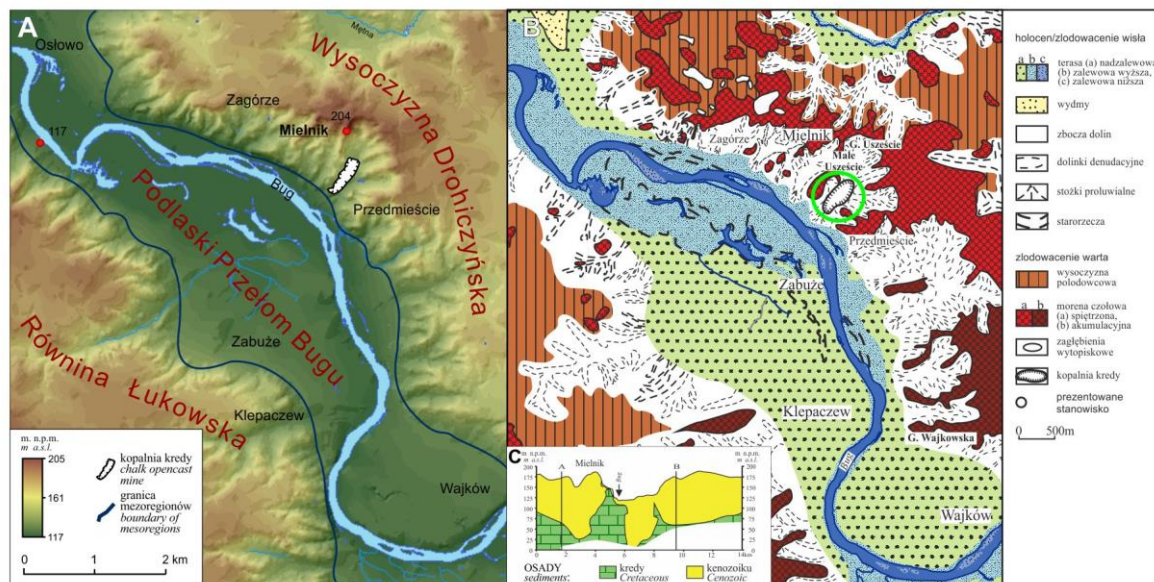
- A – na tle linii maksymalnego zasięgu lądolodu warty (Marks 2004);
- B – sytuacja geomorfologiczna (Terpiłowski i in. 2004);
- C – sytuacja geologiczna (Nowak 1973)

STANOWISKO MIELNIK – KOPALNIA KREDY WYCHODNIA KREDY PISZĄCEJ – OSOBLIWOŚĆ GEOLOGICZNA

Karolina ŁABĘCKA, Sławomir TERPIŁOWSKI

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
 al Krasnicka 2 cd, 20-718 Lublin

(Opracowano na podstawie: Łabęcka, Terpiłowski, w druku)



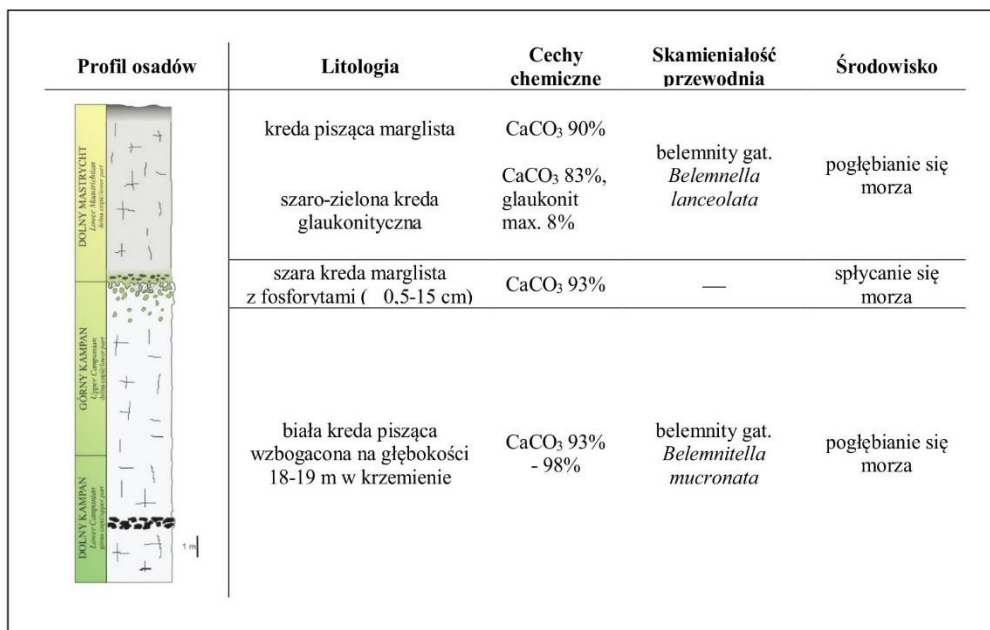
Ryc. 1. Sytuacja: A – morfologiczna; B – geomorfologiczna; C – geologiczna (Nowak 1973)



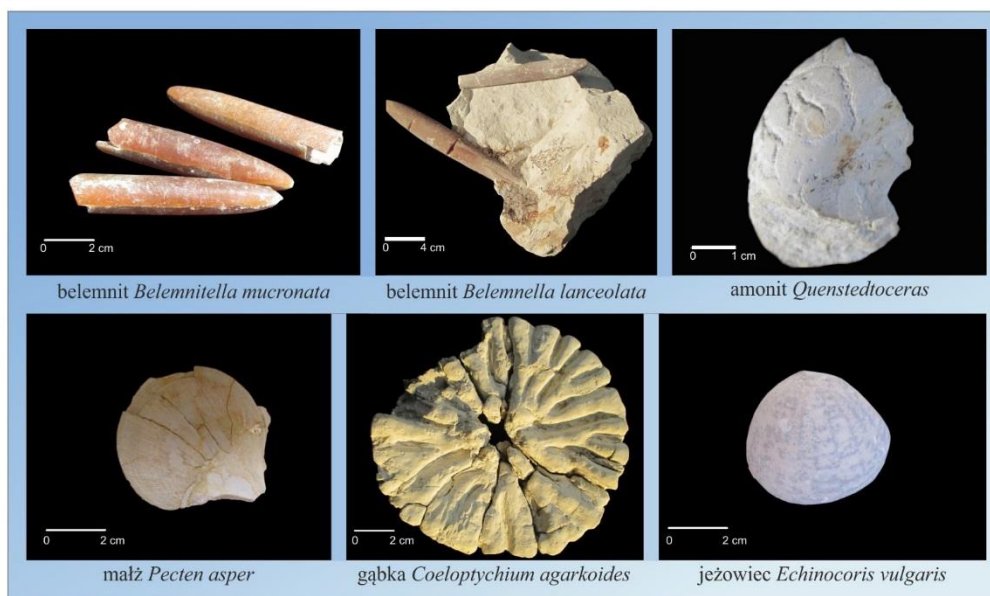
Ryc. 2. Jednostki litostratygraficzne kredy (Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz 2011)



Ryc. 3. Osady: A – kreda pisaćca; B – kreda pisaćca z krzemieniami;
 C – w spągu kreda glaukonitowa z fosforystami ("twarde dno"), w stropie kreda pisaćca marglistą



Ryc. 4. Profil litostratygraficzny oraz charakterystyka osadów kredy (Pożaryski 1960; Olszewska-Nejbert, Świerczewska-Gładysz 2011)



Ryc. 5. Skamieniałości

Kryterium	Ocena
I - Wartość merytoryczna obiektu	22
II – Wartość lokalizacyjna obiektu	9
III – Wartości kulturowe obiektu	2
IV – Zakres informacji o obiekcie i ich dostępność	2
Wartość dydaktyczna (WD = I + II + III + IV):	35
V – Zagospodarowanie geoturystyczne obiektu	5
Atrakcyjność geoturystyczna (AG = WD + V):	40

Objaśnienia:

wartość dydaktyczna: >31 pkt ocena wysoka; 31-19 pkt ocena średnia; <19 pkt ocena niska

atrakcyjność turystyczna: >39 pkt ocena wysoka; 39-24 pkt ocena średnia; <24 pkt ocena niska

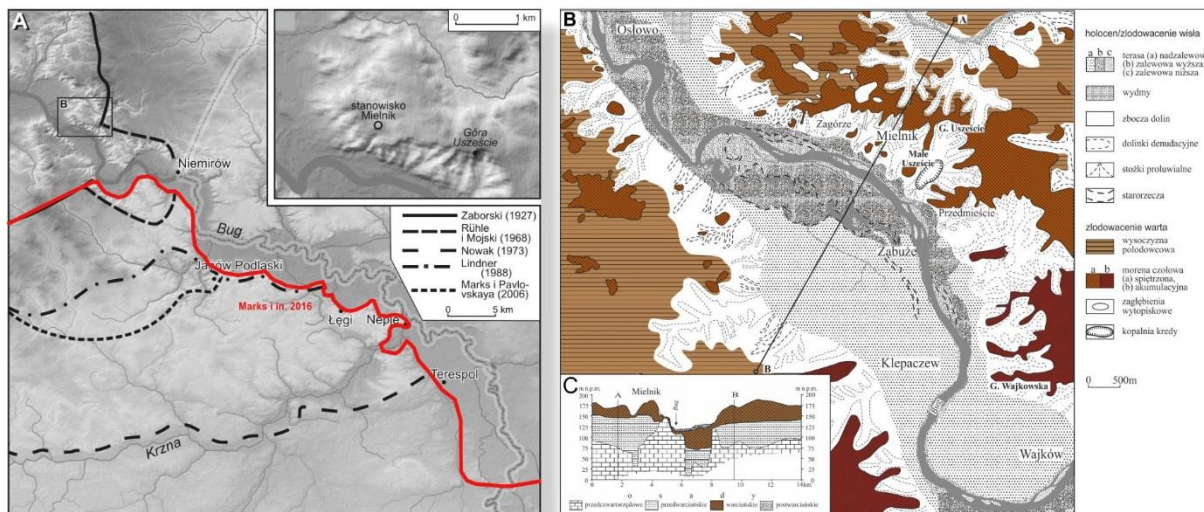
Ryc. 6. Waloryzacja geoturystyczna kopalni kredy w Mielniku na podstawie kryteriów Dmytrowskiego i Kicińskiej (2011) (Łabęcka, Terpiłowski, w druku)

STANOWISKO MIELNIK – MAŁE USZEŚCIE WARCIAŃSKIE DEFORMACJE GLACITEKTONICZNE „POZIOMU MIELNICKIEGO”

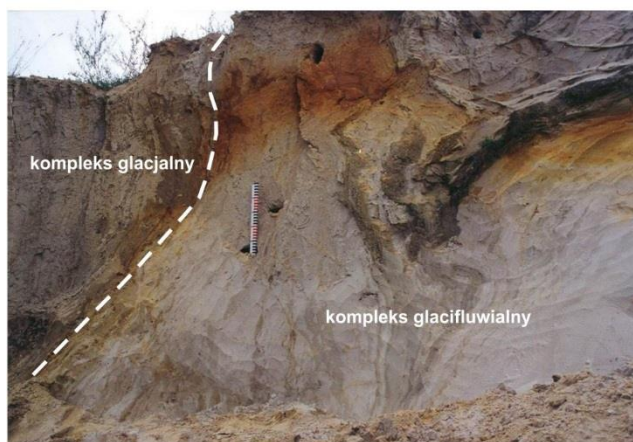
Sławomir TERPIŁOWSKI, Radosław DOBROWOLSKI

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
 al Krasnicka 2 cd, 20-718 Lublin

(Opracowano na podstawie: Terpiłowski, Dobrowolski 2004)



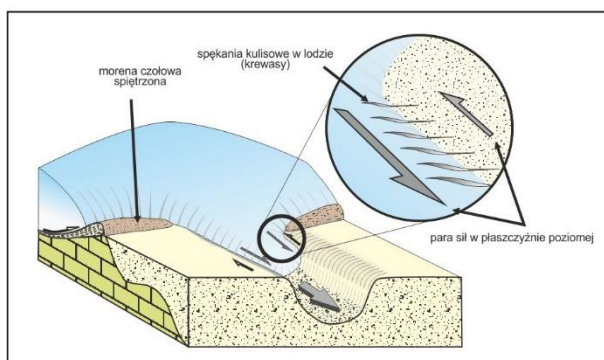
Ryc. 1. Lokalizacja stanowiska: A – położenie na tle proponowanych zasięgów lądolodu warty; B – sytuacja geomorfologiczna; C – sytuacja geologiczna (Nowak 1973)



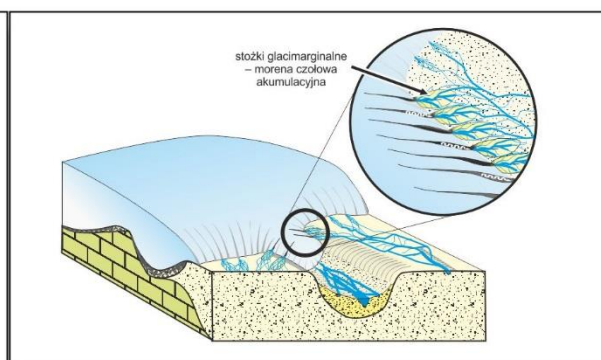
Ryc. 2. Osady moreny spiętrzonej Małe Uszeście



Ryc. 3. Osady moreny akumulacyjnej Góra Wajkowska



Ryc. 4. Model rozwoju moreny spiętrzonej Małe Uszeście



Ryc. 5. Model rozwoju moreny czołowej akumulacyjnej Góra Wajkowska

„POZIOMU WYSOCZYZNOWEGO” – IMPLIKACJE PALEOGEOGRAFICZNE

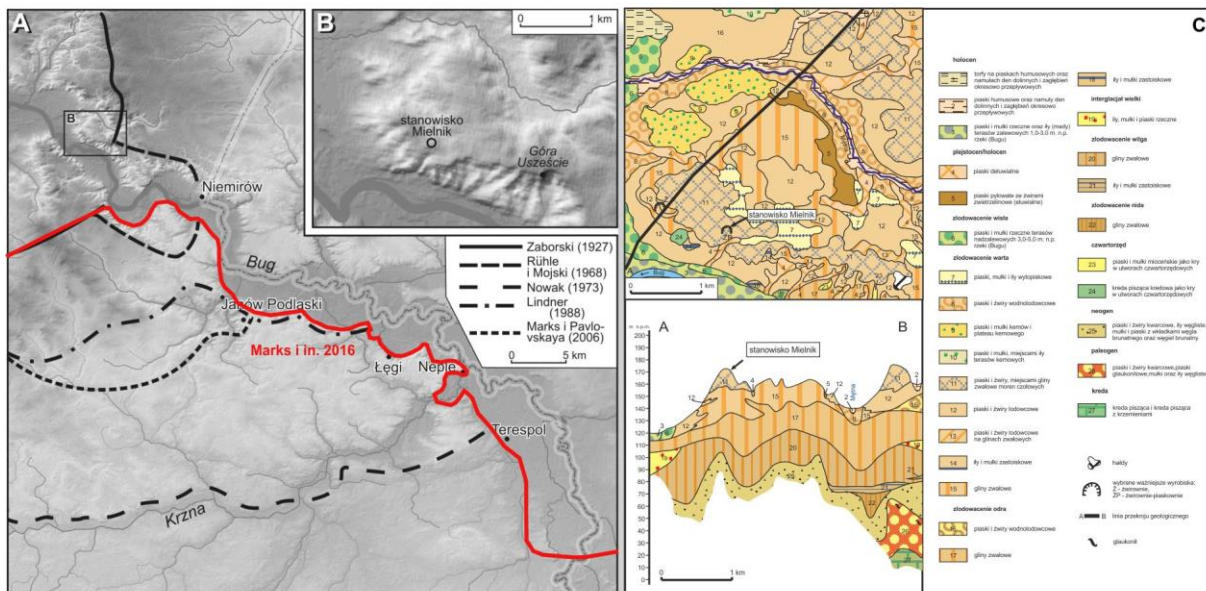
Sławomir TERPIŁOWSKI¹, Tomasz ZIELIŃSKI², Piotr CZUBLA³, Małgorzata ROMAN⁴

¹Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
al. Kraśnicka 2 d, 20-718 Lublin

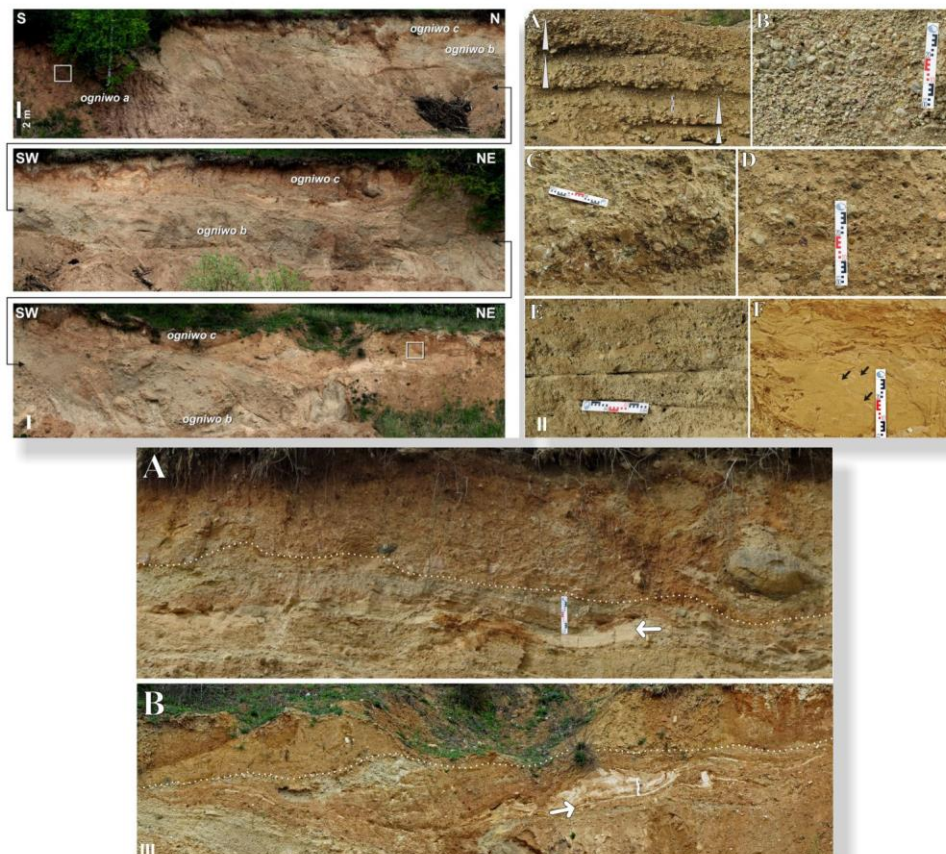
²Zakład Geologii Środowiskowej, Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań

⁴Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź

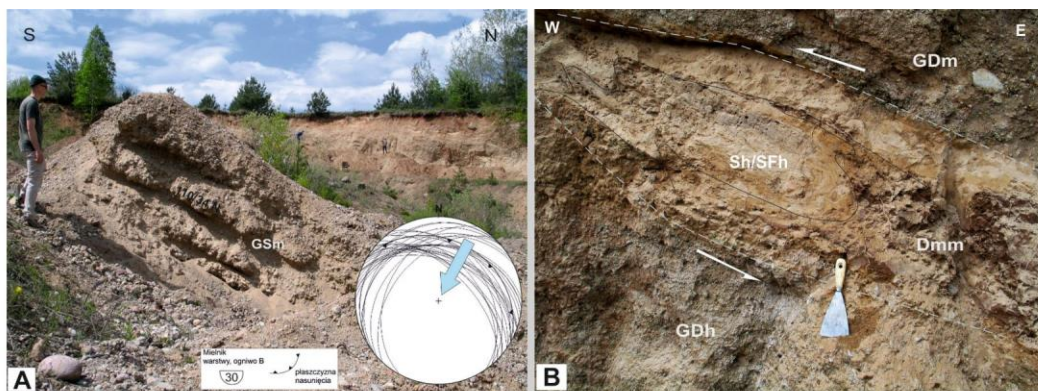
(Opracowano na podstawie: Terpiłowski i in. 2016)



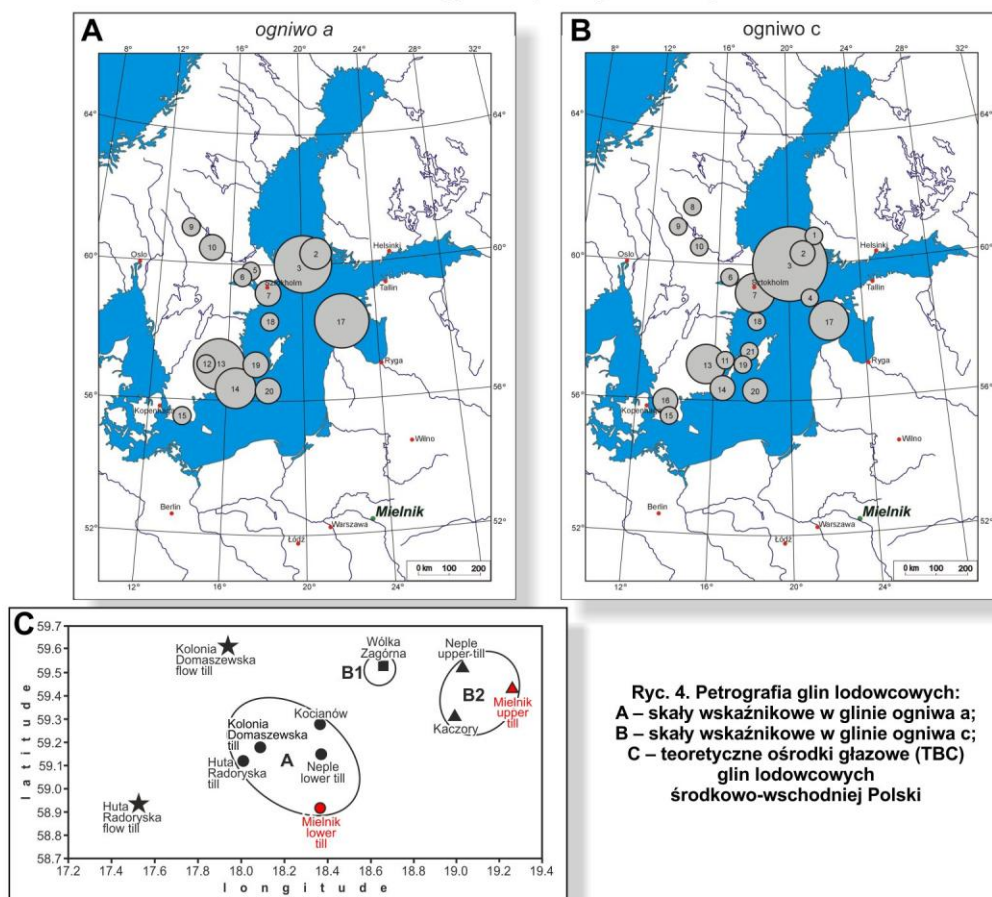
Ryc. 1. Lokalizacja stanowiska: A – położenie na tle proponowanych zasięgów lądolodu warty;
B – sytuacja morfologiczna; C – sytuacja geologiczna (Janicki 2001)



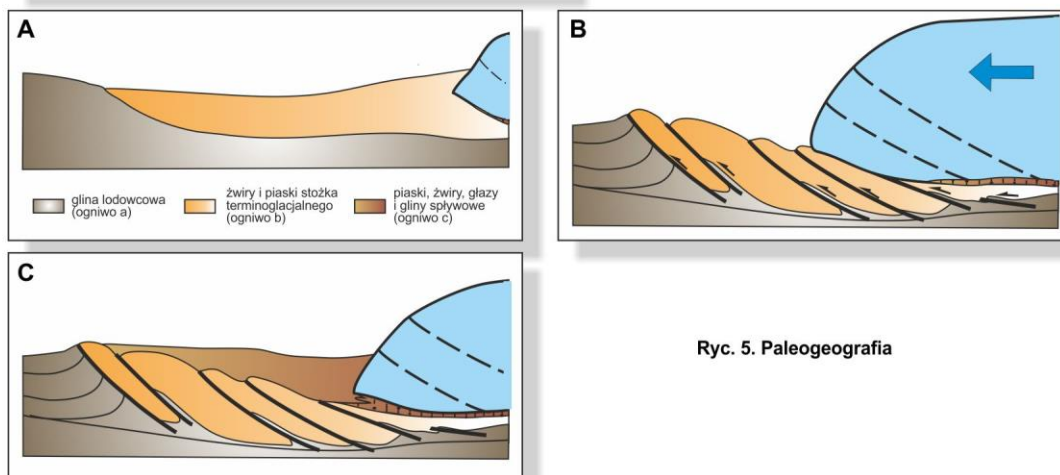
Ryc. 2. Litologia: I – ogniwa (a, b,c), kwadratem oznaczono miejsca poboru prób do analizy petrograficznej; II – litofacie ogniwa b; III – litofacie ogniwa c



Ryc. 3. Deformacje glaciektoniczne: A – wychylone ku północnej ławicy żwirów; B – fałdki ciągnięte w płaszczyźnie nasunięcia



Ryc. 4. Petrografia glin lodowcowych:
 A – skały wskaźnikowe w glinie ogniwa a;
 B – skały wskaźnikowe w glinie ogniwa c;
 C – teoretyczne ośrodki gładowe (TBC)
 glin lodowcowych
 środkowo-wschodniej Polski

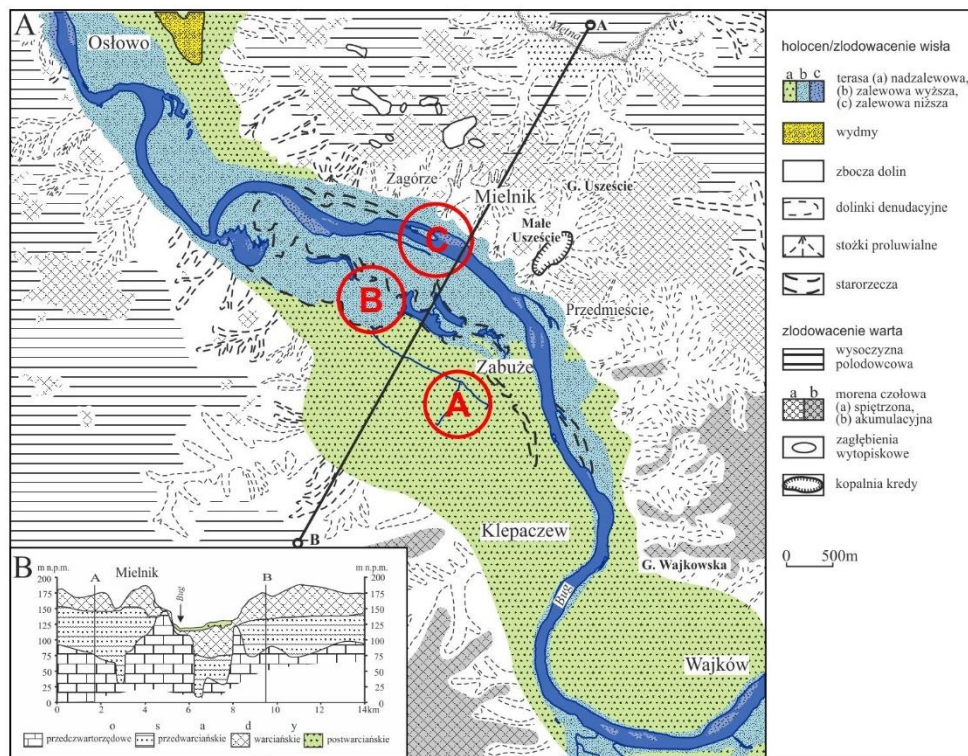


Ryc. 5. Paleogeografia

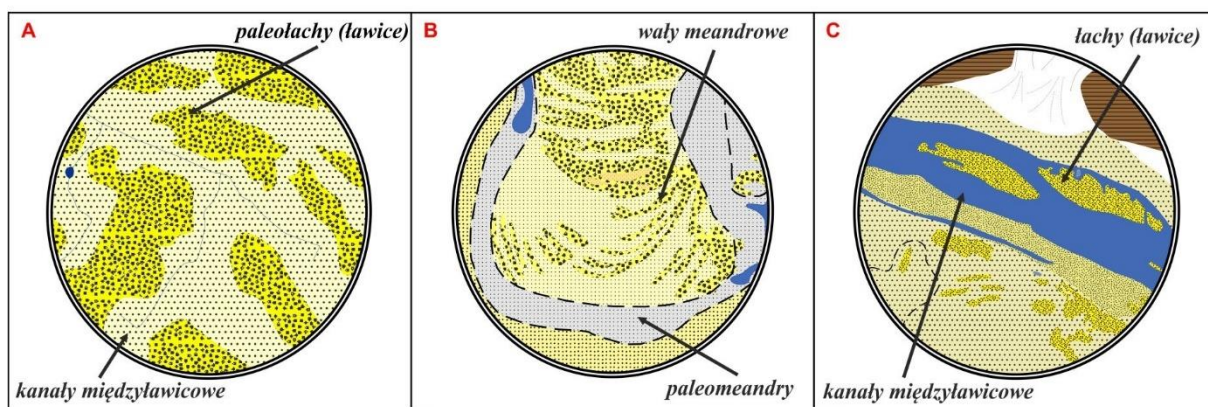
STANOWISKO MIELNIK – GÓRA ZAMKOWA PRZEŁOM BUGU POD MIELNIKIEM – EWOLUCJA SYSTEMU FLUWIALNEGO

Sławomir TERPIŁOWSKI, Marta KUSZNERCZUK, Karolina ŁABĘCKA
 Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej,
 al Krasnicka 2 cd, 20-718 Lublin

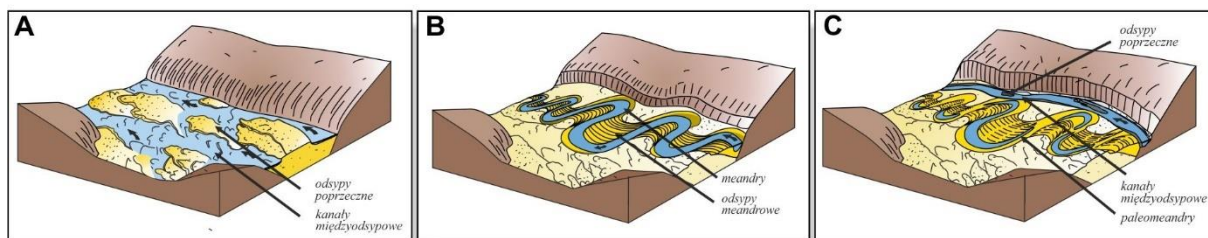
(Opracowano na podstawie: Terpiłowski i in. 2004; Łabęcka 2016)



Ryc. 1. Sytuacja: A – geomorfologiczna; B – geologiczna (Nowak 1973)



Ryc. 2. Elementy koryta rzecznej: A – vistuliańskiej rzeki roztokowej; B – holocenińskiej rzeki meandrującej; C – współczesnej rzeki roztokowej



Ryc. 3. Fazy rozwoju doliny Bugu: A – vistuliańska rzeka roztokowa; B – holocenińska rzeka meandrująca; C – współczesna rzeka roztokowa

Literatura:

- Dmytrowski P., Kicińska A., 2011. Waloryzacja geoturystyczna obiektów przyrody nieożywionej i jej znaczenie w perspektywie rozwoju geoparków. *Problemy Ekologii Krajobrazu*, 29, 11-20.
- Janicki T., 2001. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Stacja Nurzec (496). Wyd. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lindner L., 1988. Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związku Radzieckiego. *Przegląd Geologiczny* 11, 637-647.
- Łabęcka K., 2016. Abiotyczne elementy środowiska okolic Mielnika nad Bugiem i ich wykorzystanie w edukacji przyrodniczej. Maszynopis w Archiwum Zakładu Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS, Lublin, s. 51.
- Łabęcka K., Terpiłowski S., w druku. Potencjał geoturystyczny kopalni kredy w Mielniku (Nizina Podlaska). *Annales UMCS*, B.
- Marks L., 2004. Zasięg lądolodu zlodowacenia warty w Polsce. W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin, 27-35.
- Marks L., Pavlovskaya I., 2006. Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus. *Quaternary International*, 149, 5, 87-93.
- Marks L., Karabanov A., Nitychoruk J., Bahdasarau M., Krzywicki T., Majecka A., Pochocka-Szwarc K., Rychel J., Woronko B., Zbucki Ł., Hradunova A., Hrychanik M., Mamchuk S., Rylova T., Nowacki Ł., Pielach M., 2016. Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International*, 478, 59-74.
- Nowak J., 1973. Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000, ark. Biała Podlaska. Wyd. Geol., Warszawa.
- Olszewska D., 1990. Belemnites from the Upper Cretaceous chalk of Mielnik (eastern Poland). *Acta Geologica Polonica*, 40, 111-134.
- Olszewska D., 1990. Zmiany zespołów otwornicowych w kredzie piszącej (kampan/mastrycht) Mielnika nad Bugiem jako przejaw wahań głębokości zbiornika. *Przegląd Geologiczny*, 38, 57-61.
- Olszewska-Nejbert D., Świerczewska-Gładysz E., 2011. Campanian (Late Cretaceous) hexactinellid sponges from the white chalk of Mielnik. *Acta Geologica Polonica*, 61, 383-417.
- Pożaryski W., 1960. Zjawisko twardego dna w profile kredy Mielnika. *Kwartalnik Geologiczny*, 4, 105-112.
- Rühle E., Mojski J. E., 1968. Czwartorzęd. W: Znosko J. (red.), *Atlas geologiczny Polski w skali 1: 200 000*. Wyd. Inst. Geol., Warszawa.
- Terpiłowski S., Dobrowolski R., 2004. Rola morfologii dolinnej w rozwoju moren akumulacyjnych lobu Bugu zlodowacenia warty w rejonie Mielnika (Wysoczyzna Drohicka). W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Zlodowacenie warty w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin, 153-161.
- Terpiłowski S., Dobrowolski R., Górnikowska M., 2004. Przełom Bugu pod Mielnikiem – geneza oraz ewolucja środowiska fluwialnego. W: R. Dobrowolski, S. Terpiłowski (red.), *Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski*. Wyd. UMCS, Lublin, 263-268.
- Terpiłowski S., Zieliński T., Czubla P., Roman M., 2016. Stanowisko I – Mielnik: Osady moreny czołowej lądolodu warty na pograniczu Polski z Białorusią. W: Rychel J., Zbucki Ł. (red.), *Plejstocen południowej części pogranicza polsko-białoruskiego. XXIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski*. Biała Podlaska/Brest, 5.-9.09.2016. Materiały. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, 115-126.
- Zaborski B., 1927. Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. *Przegląd Geologiczny*, 7, 1-52.

UCZESTNICZY SEMINARIUM

Mgr Aleksandra BOBER

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, aleksandra.bober@poczta.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Andriy BOGUCKI

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko
ul. P. Doroszenki 41, 79007Lwów, Ukraina, pleistocene@ukr.net

Dr hab. Piotr CZUBLA, prof. UŁ

Pracownia Geologii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, piotr.czubla@geo.uni.lodz.pl

Prof. dr hab. Radosław DOBROWOLSKI

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, rdobro@poczta.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Stanisław FEDOROWICZ

Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, Uniwersytet Gdański
ul. Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk, geosf@ug.edu.pl

Prof. Petro GOZHIK

Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy
ul. Gonchara 55B, 01 601 Kijów, Ukraina

Prof. dr hab. Zdzisław JARY

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl

Prof. dr hab. Maryna KOMAR

1 - Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy
ul. Gonchara 55B, 01 601 Kijów, Ukraina, maryna.kom@gmail.com
2 - Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych NAN Ukrainy
ul. B. Chmelnickiego 15, 01030 Kijów, Ukraina, maryna.kom@gmail.com

Prof. dr hab. Leszek LINDNER

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, l.lindner@uw.edu.pl

Mgr Karolina LABĘCKA

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, karolina.labecka@poczta.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Maria ŁANCZONT

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, lanczont@poczta.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Leszek MARKS

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, leszek.marks@pgi.gov.pl

Dr Przemysław MROCZEK

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, loess@poczta.umcs.lublin.pl

Mgr Agnieszka MUZIŃSKA

Kolegium MISMaP, Uniwersytet Warszawski
ul. S. Banacha 2C, 02-097 Warszawa, a.muzinska@uw.edu.pl

Prof. dr hab. Jerzy NITYCHORUK

Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II
ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska, jerzy.nitychoruk@pswbp.pl

Dr hab. Irena Agnieszka PIDEK, prof. UMCS

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, ipidek@poczta.umcs.lublin.pl

Dr hab. Małgorzata ROMAN, prof. UŁ

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki
ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

Dr Cyprian SEUL

Wydział Budownictwa i Architektury, Zachodniopomorski Uniwersytet Technologiczny
Al. Piastów 50, 71-310 Szczecin, seulcyprian@wp.pl, cyprian@zut.edu.pl

Mgr Jacek SKURZYŃSKI

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski
Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, jacek.skurzynski@uwr.edu.pl

Dr Robert J. SOKOŁOWSKI

Zakład Geologii Morza, Uniwersytet Gdański
al. Marszałka Józefa Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia, r.sokolowski@ug.edu.pl

Dr hab. Renata STACHOWICZ-RYBKA

Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk
ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków, R.Stachowicz-Rybka@botany.pl

Dr hab. Marcin SZYMANEK

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, m.szymanek@uw.edu.pl

Dr hab. Sławomir TERPIŁOWSKI, prof. UMCS

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, terpis@poczta.umcs.lublin.pl

Dr Olena TOMENIUK

Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. I. Franko
ul. P. Doroszenki 41, 79007 Lwów, Ukraina, prostolena.87@ukr.net

Dr hab. Barbara WORONKO

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, bworonko@uw.edu.pl

Doc. dr Ivan ZALESKI

Katedra Geologii i Hydrologii, Narodowy Uniwersytet Gospodarki Wodnej i Zarządzania Zasobami Naturalnymi
ul. Soborna 11, 33000 Równe, Ukraina, i.i.zaleskyi@nuwm.edu.ua

Dr hab. Paweł ZIELIŃSKI

Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, pziel@poczta.umcs.lublin.pl

Prof. dr hab. Tomasz ZIELIŃSKI

Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań, zielu@amu.edu.pl

Dr Marcin ŻARSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, marcin.zarski@pgi.gov.pl