Zlodowacenia i interglacjały w Polsce – stan obecny i perspektywy badań

Glaciations and interglacials in Poland – current status and perspectives of research

Konferencja naukowa dedykowana
prof. dr. hab. Leszkowi Lindnerowi
z okazji Jubileuszu 85-lecia urodzin i 60-lecia pracy naukowej

Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej
Chęciny, 16–18 czerwca 2023 r.

Zlodowacenia i interglacjały w Polsce – stan obecny i perspektywy badań

Glaciations and interglacials in Poland
– current status and perspectives of research

Konferencja naukowa dedykowana
prof. dr. hab. Leszkowi Lindnerowi
z okazji Jubileuszu 85-lecia urodzin i 60-lecia pracy naukowej

Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej

Chęciny, 16–18 czerwca 2023 r.

Organizatorzy:
Katedra Geologii Klimatycznej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

Komitet Organizacyjny:

prof. dr hab. Jan Dzierżek, przewodniczący
dr Łukasz Bujak
mgr Irena Granacka
mgr Robert Janiszewski
Joanna Kalinowska
mgr Danuta Klimkiewicz
Bogusz Kulus
dr Aleksandra Majecka
dr hab. Marcin Szymanek, prof. ucz.
mgr Artur Teodorski
mgr Karolina Ulbin
Katarzyna Zalewska

Komitet naukowy:

prof. dr hab. Leon Andrzejewski
prof. dr hab. Mirosław Błaszkiewicz
prof. dr hab. Andryj Bogutski
prof. dr hab. Radosław Dobrowolski
dr hab. Ewa Falkowska, prof. ucz.
prof. dr hab. Tomasz Falkowski
dr hab. Maria Górska-Zabielska, prof. ucz.
prof. dr hab. Zdzisław Jary
dr hab. Sebastian Kowalczyk, prof. ucz.
prof. dr hab. Ewa Krogulec
dr hab. Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, prof. ucz.
prof. dr hab. Maria Łanczont
prof. dr hab. Teresa Madeyska
prof. dr hab. Leszek Marks
dr hab. Joanna Mirosław-Grabowska, prof. PAN
dr hab. Przemysław Mroczek, prof. ucz.
prof. dr hab. Jerzy Nawrocki
prof. dr hab. Jerzy Nitychoruk
dr hab. Danuta Olszewska-Nejbert, prof. ucz.
prof. dr hab. Irena Pidek
dr hab. Sławomir Terpiłowski, prof. ucz.
dr hab. Lucyna Wachecka-Kotkowska, prof. ucz.
prof. dr hab. Barbara Woronko
prof. dr hab. Antoni Wójcik
dr hab. Paweł Zieliński, prof. ucz.

Patronat honorowy:
Prof. dr hab. Alojzy Nowak, Rektor Uniwersytetu Warszawskiego
Prof. dr hab. Radosław Dobrowolski, Rektor Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie
Prof. dr hab. Jerzy Nitychoruk, Rektor Akademii Bialskiej im. Jana Pawła II w Białej Podlaskiej

Redakcja: dr Łukasz Bujak, dr hab. Marcin Szymanek, prof.ucz.
Projekt okładki, skład i łamanie tekstu: dr Łukasz Bujak

ISBN: 978-83-955918-3-9

Program konferencji

Piątek, 16 czerwca

12.00–14.00 – rejestracja uczestników

14.00 – obiad

15.00–16.30 – otwarcie obrad i sesja plenarna:
15.00–15.10 – otwarcie konferencji
15.10–15.30 – **Leszek Marks:** Profesor Leszek Lindner – sylwetka naukowa Jubilata *(Professor Leszek Lindner–academic profile of the Jubilarian)*
15.30–15.50 – **Marcin Szymanek:** Główne obszary badawcze Prof. Leszka Lindnera (*Main research fields of Prof. Leszek Lindner)*
15.50–16.10 – **Jan Dzierżek:** Rozwój poglądów Profesora Leszka Lindnera na stratygrafię czwartorzędu Polski (*Evolution of Professor Leszek Lindner's ideas on the Quaternary stratigraphy of Poland)*
16.10–16.30 – **Leszek Marks, Zdzisław Jary:** Stratygrafia czwartorzędu Polski – obecny stan badań *(Quaternary stratigraphy of Poland, updated)*

16.30–17.00 – przerwa kawowa

17.00–19.00 – sesja referatowa (15 min ref.+5 min dyskusja):
17.00–17.20 – **Małgorzata Ludwikowska-Kędzia:** Osady kompleksu środkowopolskiego plejstocenu (MIS 8–MIS 6) w południowej części Gór Świętokrzyskich – implikacje paleogeograficzne *(Deposits of the Middle Pleistocene Complex (MIS 8–MIS 6) in the southern part of the Holy Cross Mountains – paleogeographic implications)*
17.20–17.40 – **Maciej T. Krajcarz**: Litostratygrafia i sedymentologia holoceńskich osadów jaskiniowych Jury Polskiej (pd. Polska) i jej znaczenie dla identyfikacji sekwencji interglacjalnych *(Lithostratigraphy and sedimentology of Holocene clastic cave sediments in Polish Jura (southern Poland) and implications for the identification of interglacial sequences)*
17.40–18.00 – **Przemysław Mroczek, Maria Łanczont, Jerzy Nawrocki, Karol Standzikowski, Bogdan Żogała, Dariusz Bobak, Marta Połtowicz-Bobak, Maryna Komar:** Profil Jarosław jako kluczowe stanowisko osadów lessowych ostatniego cyklu glacjalno-interglacjalnego (Polska SE) *(Jarosław section as a key site for the last glacial-interglacial cycle loess deposits (SE Poland)*
18.00–18.20 – **Maria Łanczont, Przemysław Mroczek, Maryna Komar, Jerzy Nawrocki, Karol Standzikowski, Oleksiy Krokhmal, Sergiy Prylypko:** Stratygrafia lessowa i glacjalna w dolinie środkowego Dniepru na podstawie danych z profili Kliszczynci i Wielka Andrusiwka (Zbiornik Krzemieńczucki, Ukraina) *(Loess and glacial stratigraphy in the Middle Dnieper River based on data from the Klishchyntsi and Velyka Andrusivka sections (Kremenchuk Reservoir, Ukraine)*
18.20–18.40 – **Andriy Bogucki, Olena Tomeniuk:** *Final Pleistocene (Krasyliv) paleocryogenic stage in periglacial loess-paleosol sequence of Ukraine*

Dyskusja

19.00–19.30 – sesja posterowa:
- **Monika Czajkowska:** Informacje zapisane w izotopach, czyli o zastosowaniu małżoraczków w badaniach paleośrodowiskowych – na przykładzie stanowiska Ortel Królewski II *(Information stored in isotopes, the use of ostracods in palaeoenvironmental studies – on the example of the Ortel Królewski II site)*
- **Bogusz Kulus**: Cementacje węglanowe w osadach czwartorzędowych SW Wielkopolski *(Carbonate cementation in Quaternary deposits in the SW Wielkopolska Region)*

- **Aleksandra Majecka, Lucyna Wachecka-Kotkowska, Małgorzata Malkiewicz, Dariusz Wieczorek, Dariusz Krzyszkowski:** Zapis klimatyczny górnego plejstocenu (MIS 6–MIS 2) w osadach lądowych na stanowisku Parchliny (centralna Polska) *(Climatic record of the Upper Pleistocene (MIS 6–MIS 2) in terrestrial sediments at the Parchliny site (central Poland))*
- **Anna Mitura, Dominik Łukasiak:** Wykorzystanie modeli z oświetleniem wielokierunkowym i rozproszonym do detekcji osuwisk na przykładzie osuwisk w rejonie Chryszczatej Góry (Bieszczady Zachodnie) *(The use of models with multi-directional and diffuse lighting for the detection of landslides on the example of landslides in the area of Chryszczata Góra (Western Bieszczady))*
- **Anna Mitura, Dominik Łukasiak, Barbara Woronko:** Klasyfikacja osuwisk zmieniających przebieg działów wodnych w Karpatach Zewnętrznych *(Classification of landslides modifying the course of watersheds in the Outer Carpathians)*
- **Przemysław Mroczek, Maria Łanczont**: Środowiskowe znaczenie parametrów chromatyczności sekwencji lessowo-glebowych *(Environmental significance of chromaticity parameters of loesses-palaeosol sequences)*
- **Irena Agnieszka Pidek, Anna Hrynowiecka, Dorota Brzozowicz, Marcin Żarski**: Palinostratygrafia eemu i wczesnego vistulianu w profilu Żabieniec Ża-19 (Równina Garwolińska) *(Palynostratigraphy of Eemian and Early Vistulian in the Żabieniec Ża-19 profile (Garwolin Plain))*
- **Małgorzata Roman**: Istota kinetostratygrafii. Studium z rejonu Kotliny Płockiej *(The nature of kinetostratigraphy. A study from the Płock Basin region)*
- **Vaida Šeirienė:** *The latest results of several stratigraphic studies in Lithuania*
- **Artur Teodorski, Iwona Lewoc, Michał Pisz, Wojciech Belka**: Interdyscyplinarne badania naukowe na stanowiskach osadniczych kultury sudowskiej na Suwalszczyźnie *(Interdisciplinary scientific research on Sudovian culture settlement sites in Suwałki region)*
- **Karolina Ulbin, Barbara Woronko, Ireneusz Sobota**: Wietrzenie w skali mikro we współczesnej warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny, na przykładzie Równiny Kaffiøyra (NW Spitsbergen) *(Micro-scale weathering in the contemporary active layer of permafrost, on the example of the Kaffiøyra Plain (NW Spitsbergen))*

20.00 – uroczysta kolacja

Sobota, 17 czerwca

8.00 – śniadanie

9.00–13.00 – wycieczka terenowa: *Czwartorzęd Grzyw Korzeczkowskich*

14.00–15.00 – obiad

15.00–16.30 – sesja referatowa (15 min ref.+5 min dyskusja):

15.00–15.20 – **Albertas Bitinas, Vaida Šeirienė:** *Quaternary stratigraphy in Lithuania: the new approaches and old problems*

15.20–15.40 – **Marie-Anne Julien, Sophie Auger, Christophe Lucuyer, Patrick Auguste, Jean-Jacques Bahain with the participation of : Grégor Bayle, Fabrice Bray, Dominique Cliquet, David Herisson, Jean-Luc Locht, Veerle Rots, Florent Rivals, Noémie Seveque, Marie-Pauline Vignes, Antigone Uzunidis**: *Glacial and Interglacial large mammal ecology from MIS 7 to MIS 3 in Northern France*

15.40–16.00 – **Marek Bogucki, Janusz Dworniczak, Maciej Bryndza, Patrycja Kapuścińska, Jędrzej Patejko, Kacper Sładkiewicz, Kacper Sokół, Radosław Wróblewski:** Metody badań geofizycznych w identyfikacji form glacjalnych dna południowego Bałtyku *(Geophysical survey methods in the identification of glacial forms of the Southern Baltic seabed)*

16.00–16.20 – **Marek Zreda**: Rekonstrukcja paleoklimatu na podstawie kosmogenicznych datowań moren i modelowania przepływu lodu *(Reconstruction of paleoclimate from cosmogenic dating of moraines and ice-flow modelling)*

16.20–16.40 – **Maria Górska-Zabielska, Dariusz Wieczorek, Andrzej Stoiński, Ryszard Zabielski**: Głazy narzutowe i ich znaczenie w rozwoju geoturystyki w regionie Przedborza, środkowa Polska *(Erratic boulders and their importance in the development of geotourism in the Przedbórz region, central Poland)*

16.40–17.00– przerwa kawowa (20 minut)

17.00–19.00 – sesja referatowa (15 min ref.+5 min dyskusja):

17.00–17.20 – **Wojciech Wysota, Marek Chabowski, Edyta Kalińska, Helena Alexanderson, Piotr Weckwerth, Arkadiusz Krawiec:** Nowe dane dotyczące stratygrafii i środowisk sedymentacji osadów późnego plejstocenu na Pojezierzu Suwalskim *(New data on stratigraphy and sedimentation environments of Late Pleistocene deposits in the Suwałki Lakeland)*

17.20–17.40 – **Andreas Börner, Jaqueline Strahl, Stefan Meng**: *New evidence of Eemian interglacial deposits in NE Germany*

17.40–18.00 – **Tomasz Falkowski**: Współczesna morfodynamika odcinków dolin rzek na Niżu Polskim i jej związek z plejstoceńską historią obszaru *(Contemporary morphodynamics of Polish Lowland river valleys and its connection with the Pleistocene history of the area)*

18.00–18.20 – **Dominika Sieradz, Joanna Rychel:** Nowe stanowiska interglacjału eemskiego na Północnym Mazowszu *(New sites of the Eemian interglacial from Northen Masovia)*

18.20–18.40 – **Joanna Rychel, Robert Sokołowski, Milena Obremska, Dominika Sieradz**: Późny glacjał na Suwalszczyźnie – łącznik ostatniego zlodowacenia i interglacjału *(Late Glacial in the Suwałki Region – the time brige between the last glaciation and the interglacial)*

Dyskusja podsumowująca

19.00–20.15 – niespodzianka kulturalna

20.30 – kolacja/ognisko

22.00 – nocne zwiedzanie Chęcin

<u>Niedziela, 18 czerwca</u>

8.00 – śniadanie

9.00–13.00 – wycieczka terenowa: *Geoturystycznie przez antyklinę chęcińską*

14.00 – obiad i zakończenie konferencji

JAN DZIERŻEK – PROFESOR LESZEK LINDNER – SYLWETKA NAUKOWA JUBILATA..... 13

MARCIN SZYMANEK – GŁÓWNE OBSZARY BADAWCZE PROFESORA LESZKA LINDNERA 14

JAN DZIERŻEK – ROZWÓJ POGLĄDÓW PROFESORA LESZKA LINDNERA NA STRATYGRAFIĘ CZWARTORZĘDU POLSKI 16

ALBERTAS BITINAS, VAIDA ŠEIRIENE – QUATERNARY STRATIGRAPHY IN LITHUANIA: THE NEW APPROACHES AND OLD PROBLEMS 19

ANDRIY BOGUCKI, OLENA TOMENIUK – FINAL PLEISTOCENE (KRASYLIV) PALEOCRYOGENIC STAGE IN PERIGLACIAL LOESS-PALEOSOL SEQUENCE OF UKRAINE 20

MAREK BOGUCKI, JANUSZ DWORNICZAK, MACIEJ BRYNDZA, PATRYCJA KAPUŚCIŃSKA, JĘDRZEJ PATEJKO, KACPER SŁADKIEWICZ, KACPER SOKÓŁ, RADOSŁAW WRÓBLEWSKI – METODY BADAŃ GEOFIZYCZNYCH W IDENTYFIKACJI FORM GLACJALNYCH DNA POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU..... 23

ANDREAS BÖRNER, JAQUELINE STRAHL, STEFAN MENG – NEW EVIDENCE OF EEMIAN INTERGLACIAL DEPOSITS IN NE GERMANY 24

MONIKA CZAJKOWSKA – INFORMACJE ZAPISANE W IZOTOPACH, CZYLI O ZASTOSOWANIU MAŁŻORACZKÓW W BADANIACH PALEOŚRODOWISKOWYCH – NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA ORTEL KRÓLEWSKI II 27

TOMASZ FALKOWSKI – WSPÓŁCZESNA MORFODYNAMIKA ODCINKÓW DOLIN RZEK NA NIŻU POLSKIM I JEJ ZWIĄZEK Z PLEJSTOCEŃSKĄ HISTORIĄ OBSZARU 30

NATALIA GERASIMIENKO – ENVIRONMENTS OF THE LAST INTERGLACIAL IN CENTRAL AND EASTERN UKRAINE: LANDSCAPE AND CLIMATIC DYNAMICS..... 31

MARIA GÓRSKA-ZABIELSKA, DARIUSZ WIECZOREK, ANDRZEJ STOIŃSKI, RYSZARD ZABIELSKI – GŁAZY NARZUTOWE I ICH ZNACZENIE W ROZWOJU GEOTURYSTYKI W REGIONIE PRZEDBORZA, ŚRODKOWA POLSKA..... 34

MARIE-ANNE JULIEN, SOPHIE AUGER, CHRISTOPHE LECUVER, PATRICK AUGUSTE, JEAN-JACQUES BAHAIN, with the participation of: GREGORY BAYLE, FABRICE BRAY, DOMINIQUE CLIQUET, DAVID HERISSON, JEAN-LUC LOCHT, VEERLE ROTS, FLORENT RIVALS, NOEMIE SEVEQUE, MARIE-PAULINE VIGNES, ANTIGONE UZUNIDIS – GLACIAL AND INTERGLACIAL LARGE MAMMAL ECOLOGY FROM MIS 7 TO MIS 3 IN NORTHERN FRANCE 35

MACIEJ T. KRAJCARZ – LITOSTRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA HOLOCEŃSKICH OSADÓW JASKINIOWYCH JURY POLSKIEJ (PD. POLSKA) I JEJ ZNACZENIE DLA IDENTYFIKACJI SEKWENCJI INTERGLACJALNYCH 37

BOGUSZ KULUS – CEMENTACJE WĘGLANOWE W OSADACH CZWARTORZĘDOWYCH SW WIELKOPOLSKI 39

MAŁGORZATA LUDWIKOWSKA-KĘDZIA – OSADY KOMPLEKSU ŚRODKOWOPOLSKIEGO PLEJSTOCENU (MIS 8–MIS 6) W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH – IMPLIKCJE PALEOGEOGRAFICZNE 41

MARIA ŁANCZONT, PRZEMYSŁAW MROCZEK, MARYNA KOMAR, JERZY NAWROCKI, KAROL STANDZIKOWSKI, OLEKSIY KROKHMAL, SERGIY PRYLYPKO – STRATYGRAFIA LESSOWA I GLACJALNA W DOLINIE ŚRODKOWEGO DNIEPRU NA PODSTAWIE DANYCH Z PROFILI KLISZCZYNCI I WIELKA ANDRUSIWKA (ZBIORNIK KRZEMIEŃCZUCKI, UKRAINA) 43

ALEKSANDRA MAJECKA, LUCYNA WACHECKA-KOTKOWSKA, MAŁGORZATA MALKIEWICZ, DARIUSZ WIECZOREK, DARIUSZ KRZYSZKOWSKI – ZAPIS KLIMATYCZNY GÓRNEGO PLEJSTOCENU (MIS 6–MIS 2) W OSADACH LĄDOWYCH W STANOWISKU PARCHLINY (CENTRALNA POLSKA) 44

LESZEK MARKS, ZDZISŁAW JARY – STRATYGRAFIA CZWARTORZĘDU POLSKI – OBECNY STAN BADAŃ 46

ANNA MITURA, DOMINIK ŁUKASIAK – WYKORZYSTANIE MODELI Z OŚWIETLENIEM WIELOKIERUNKOWYM I ROZPROSZONYM DO DETEKCJI OSUWISK NA PRZYKŁADZIE OSUWISK W REJONIE CHRYSZCZATEJ GÓRY (BIESZCZADY ZACHODNIE)..... 49

ANNA MITURA, DOMINIK ŁUKASIAK, BARBARA WORONKO – KLASYFIKACJA OSUWISK ZMIENIAJĄCYCH PRZEBIEG DZIAŁÓW WODNYCH W KARPATACH ZEWNĘTRZNYCH 50

PRZEMYSŁAW MROCZEK, MARIA ŁANCZONT – ŚRODOWISKOWE ZNACZENIE PARAMETRÓW CHROMATYCZNOŚCI SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH..... 51

PRZEMYSŁAW MROCZEK, MARIA ŁANCZONT, JERZY NAWROCKI, KAROL STANDZIKOWSKI, BOGDAN ŻOGAŁA, DARIUSZ BOBAK, MARTA POŁTOWICZ-BOBAK, MARYNA KOMAR – PROFIL JAROSŁAW JAKO KLUCZOWE STANOWISKO OSADÓW LESSOWYCH OSTATNIEGO CYKLU GLACJALNO-INTERGLACJALNEGO (POLSKA SE) 52

IRENA AGNIESZKA PIDEK, ANNA HRYNOWIECKA, DOROTA BRZOZOWICZ, MARCIN ŻARSKI – PALINOSTRATYGRAFIA EEMU I WCZESNEGO VISTULIANU W PROFILU ŻABIENIEC ŻA-19 (RÓWNINA GARWOLIŃSKA)..... 54

MAŁGORZATA ROMAN – ISTOTA KINETOSTRATYGRAFII. STUDIUM Z REJONU KOTLINY PŁOCKIEJ 56

JOANNA RYCHEL, ROBERT SOKOŁOWSKI, MILENA OBREMSKA, DOMINIKA SIERADZ – PÓŹNY GLACJAŁ NA SUWALSZCZYŹNIE – ŁĄCZNIK OSTATNIEGO ZLODOWACENIA I INTERGLACJAŁU 58

DOMINIKA SIERADZ, JOANNA RYCHEL – NOWE STANOWISKA INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO NA PÓŁNOCNYM MAZOWSZU..... 59

ARTUR TEODORSKI, IWONA LEWOC, MICHAŁ PISZ, WOJCIECH BELKA – INTERDYSCYPLINARNE BADANIA NAUKOWE NA STANOWISKACH OSADNICZYCH KULTURY SUDOWSKIEJ NA SUWALSZCZYŹNIE 61

KAROLINA ULBIN, BARBARA WORONKO, IRENEUSZ SOBOTA – WIETRZENIE W SKALI MIKRO WE WSPÓŁCZESNEJ WARSTWIE CZYNNEJ WIELOLETNIEJ ZMARZLINY, NA PRZYKŁADZIE RÓWNINY KAFFIØYRA (NW SPITSBERGEN)..... 63

WOJCIECH WYSOTA, MAREK CHABOWSKI, EDYTA KALIŃSKA, HELENA ALEXANDERSON, PIOTR WECKWERTH, ARKADIUSZ KRAWIEC – NOWE DANE DOTYCZĄCE STRATYGRAFII I ŚRODOWISK SEDYMENTACJI OSADÓW PÓŹNEGO PLEJSTOCENU NA POJEZIERZU SUWALSKIM..... 64

MAREK ZREDA – REKONSTRUKCJA PALEOKLIMATU NA PODSTAWIE KOSMOGENICZNYCH DATOWAŃ MOREN I MODELOWANIA PRZEPŁYWU LODU..... 66

JAN DZIERŻEK, DANUTA OLSZEWSKA-NEJBERT, ALEKSANDRA MAJECKA, ARTUR TEODORSKI – RZEŹBA I BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC CHĘCIN – PRZEWODNIK DO WYCIECZEK GEOLOGICZNYCH 67

Rzeźba i budowa geologiczna podłoża czwartorzędu (Jan Dzierżek)..... 68

Występowanie i cechy osadów czwartorzędowych okolic Chęcin (Jan Dzierżek)..... 70

Osady eoliczne (Artur Teodorski)..... 78

Stanowiska interglacjalne i interstadialne w okolicach Chęcin (Aleksandra Majecka)..... 79

Zakrucze 79
Jaskinia Raj 81
Kozi Grzbiet 83
Zarys paleogeografii okolic Chęcin w czwartorzędzie (Jan Dzierżek) 85
WYCIECZKA GEOLOGICZNA I: Czwartorzęd Grzyw Korzeczkowskich 88
Wprowadzenie 88
STOP 1. POLICHNO – Sytuacja geomorfologiczna i charakterystyka litologiczna piasków limnoglacjalnych 89
STOP 2. MOSTY – Paleospływy gruzowe z Grzyw Korzeczkowskich 90
STOP 3. PIKNIK Z KOJĄCYM WIDOKIEM 98
STOP 4. KORZECKO I – Od lessów po gliny lodowcowe – nowy profil osadów czwartorzędowych na Grzywach Korzeczkowskich 99
WYCIECZKA GEOLOGICZNA II: Geoturystycznie przez antyklinę chęcińską 104
Wprowadzenie 104
STOP 5. GÓRA ZAMKOWA – Budowa geologiczna południowego skrzydła antykliny chęcińskiej w kamieniołomie zachodnim 105
STOP 6. DOLINA CHĘCIŃSKA „PRZY KRZYŻU" – Wykształcenie i tektonika skał kambru w jądrze antykliny 108
STOP 7. DOLINA CHĘCIŃSKA – Zagadkowe gliny w dnie Doliny Chęcińskiej 108
STOP 8. PIKNIK POD WIATĄ 111
STOP 9. GÓRA ZELEJOWA – Spektakularna mineralizacja skał dewonu i budowa północnego skrzydła antykliny chęcińskiej 111
STOP 10. GÓRA ZELEJOWA – Walory geoturystyczne Pasma Zelejowej 115

Słowo wstępne

Konferencję „Zlodowacenia i interglacjały w Polsce – stan obecny i perspektywy badań" dedykujemy Profesorowi Leszkowi Lindnerowi z okazji Jubileuszu 85-lecia urodzin i 60-lecia pracy naukowej, w podziękowaniu za Jego ogromny dorobek naukowy, wielkie zasługi w kształceniu kilku pokoleń adeptów geologii i pasję badacza. Nasz Jubilat całe życie zawodowe związany był z Wydziałem Geologii Uniwersytetu Warszawskiego zdobywając tu kolejne szczeble kariery naukowej.

Konferencja w Europejskim Centrum Edukacji Geologicznej w Chęcinach jest doskonałą okazją i miejscem do uhonorowania Jubilata, gdyż Góry Świętokrzyskie są Jego ulubionym poligonem badawczym. Obrady będą się toczyć niemal „w środku" Góry Rzepki, wśród naturalnych warstw dolomitów dewońskich, a to potęguje szacunek dla geologicznej historii regionu. Historii unikatowej na skalę europejską, zapisanej w skałach osadowych wszystkich systemów stratygraficznych, od ok. 600 milionów lat po współczesność, i co ważne dostępnych do bezpośrednich badań terenowych.

Wykorzystamy Jubileusz Profesora Leszka Lindnera na twórcze spotkanie w gronie wybitnych specjalistów, nierzadko przyjaciół, ale też studentów, będą goście z wielu ośrodków badawczych w kraju i zagranicy – z USA, Niemiec, Danii, Francji, Litwy i Ukrainy. W trakcie naszych sesji zaprezentujemy wyniki najnowszych prac, głębsze syntezy i przemyślenia, ale też znajdziemy czas na wspomnienia z naszych doświadczeń badawczych i wspólnych kontaktów. Liczymy na to, że Konferencja połączy pokolenia i doświadczenia w dyskusji nad stanem obecnym i wyzwaniami stojącymi przed stratygrafią czwartorzędu w Polsce i Europie. Część dyskusji przeniesiemy w teren, gdzie w czasie dwóch wycieczek geologicznych łatwiej będzie docenić walory geologiczne, geoturystyczne i krajobrazowe, w tym także niezwykle ciekawą historię czwartorzędu okolic Chęcin, zebraną w formie minimonografii w drugiej części materiałów konferencyjnych.

Konferencja przygotowana została przez zespół pracowników naukowych i doktorantów Katedry Geologii Klimatycznej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego we współpracy z kilkoma osobami spoza Katedry.

Serdecznie dziękujemy JM Rektorowi Uniwersytetu Warszawskiego, Prof. dr. hab. Alojzemu Nowakowi, JM Rektorowi Uniwersytetu Marii Curie Skłodowskiej w Lublinie, Prof. dr. hab. Radosławowi Dobrowolskiemu oraz JM Rektorowi Akademii Bialskiej Nauk Stosowanych w Białej Podlaskiej, Prof. dr. hab. Jerzemu Nitychorukowi za objęcie patronatem honorowym naszej Konferencji.

Wyrażamy wdzięczność władzom Uniwersytetu Warszawskiego za dofinansowanie Konferencji z programu IDUB oraz Komitetowi Badań Czwartorzędu Polskiej Akademii Nauk za wsparcie finansowe w ramach Działalności Upowszechniającej Naukę (DUN).

Państwu dziękujemy za udział w Konferencji i życzymy miłego pobytu w Europejskim Centrum Edukacji Geologicznej i w Górach Świętokrzyskich.

Komitet Organizacyjny

Prof. dr hab. Leszek Lindner

PROFESOR LESZEK LINDNER – SYLWETKA NAUKOWA JUBILATA

PROFESSOR LESZEK LINDNER – ACADEMIC PROFILE OF THE JUBILARIAN

Jan Dzierżek

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

Leszek Lindner urodził się 10 lipca 1938 roku w Warszawie, w rodzinie rzemieślniczej. W 1957 roku ukończył liceum im. Powstańców Warszawy w Warszawie. Po maturze przez rok pracował w Warszawskich Zakładach Telewizyjnych przy produkcji telewizora „Wisła". W 1958 roku podjął studia na Wydziale Geologii Uniwersytetu Warszawskiego wybierając specjalizację geologia czwartorzędu. Pod koniec ostatniego roku studiów i bezpośrednio po studiach przez kilka miesięcy pracował w Warszawskim Wojewódzkim Przedsiębiorstwie Geologicznym.

W 1963 roku obronił pracę magisterską wykonaną pod kierunkiem prof. S.Z. Różyckiego na temat "Czwartorzęd obszaru położonego między Żarnowcem a Charsznicą". Główne tezy pracy magisterskiej opublikowane zostały w Acta Geologica Polonica (Lindner, 1967). Następnie został przyjęty na staż asystencki w Katedrze Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego kierowanej przez prof. S.Z. Różyckiego. Studia doktoranckie odbywał w Zakładzie Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk. W 1968 roku otrzymał stopień doktora nauk o Ziemi, na podstawie pracy "Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich". Praca doktorska opublikowana została w roku 1972 w Roczniku Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Po doktoracie najpierw pracował na stanowisku naukowo-technicznym w Zakładzie Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, a następnie w 1969 roku został zatrudniony w Zakładzie Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego.

Habilitację Profesor Lindner uzyskał w Uniwersytecie Warszawskim w 1975 roku na podstawie rozprawy "Zlodowacenia plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich" (Lindner, 1977), wyróżnionej Nagrodą Ministra Nauki, Szkolnictwa Wyższego i Techniki.

W 1976 roku objął stanowisko kierownika Zakładu Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego, które pełnił do emerytury w 2009 roku. W 1981 roku został zastępcą Dyrektora Instytutu Geologii Podstawowej UW, a w latach 1984–1987 był dyrektorem tego instytutu. Tytuł profesora otrzymał w 1987 r. Prze wiele lat pełnił funkcję wiceprzewodniczącego Komitetu Badań Czwartorzędu PAN. Był członkiem Centralnej Komisji Kwalifikacyjnej ds. Stopni i Tytułów Naukowych.

Profesor Leszek Lindner jest odznaczony Krzyżem Kawalerskim Orderu Odrodzenia Polski (1988) i Medalem Komisji Edukacji Narodowej (1995). Wypromował 6 doktorów, 70 magistrów i 4 licencjatów. Prowadził badania na Spitsbergenie, w Afganistanie, Uzbekistanie, na Ukrainie i Białorusi oraz w wielu rejonach Polski. Dorobek Jubilata klasyfikuje Go w gronie wybitnych polskich geologów, o specjalizacji w zakresie geologii czwartorzędu, stratygrafii, paleogeografii, kartografii geologicznej, badań polarnych. Jest autorem lub współautorem ponad 420 publikacji naukowych, w tym kilkunastu monografii oraz redaktorem naukowym i współautorem pierwszego polskiego podręcznika do geologii czwartorzędu – "Czwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia" (1992). To obszerne, liczące 683 strony, dzieło wyróżnione w 1993 r. nagrodą Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego, spełnia funkcję podręcznika akademickiego dla kolejnych pokoleń adeptów geologii czwartorzędu. Jest sztandarowym opracowaniem warszawskiej szkoły badań czwartorzędu zapoczątkowanych na Uniwersytecie Warszawskim przez Stefana Zbigniewa Różyckiego i z rozmachem kontynuowanych przez naszego Jubilata, Profesora Leszka Lindnera.

Lindner, L., 1967. Lessy dorzecza Uniejówki. Acta Geologica Polonica 17 (3): 463–494.

Lindner, L., 1972. Pleistocene of the north-western margin of the Holy Cross Mts. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 42 (1): 117–124.

Lindner, L., 1977. Zlodowacenia plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica 53: 1–123.

GŁÓWNE OBSZARY BADAWCZE PROFESORA LESZKA LINDNERA

MAIN RESEARCH FIELDS OF PROFESSOR LESZEK LINDNER

Marcin Szymanek

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

Profesor Leszek Lindner jest autorem lub współautorem ponad 420 publikacji naukowych w zakresie geologii czwartorzędu, w tym kilkunastu monografii. Niezwykle istotnym aspektem poruszanym w pracach Prof. Lindnera była stratygrafia czwartorzędu Polski, jednak Jego zainteresowania badawcze wykraczają znacznie poza zagadnienia stratygraficzne. Prowadził badania w zakresie paleogeografii, kartografii geologicznej, litologii i genezy osadów czwartorzędowych w wielu rejonach Polski, ale także na Spitsbergenie, w Afganistanie, Uzbekistanie, Ukrainie i Białorusi. Poniżej przedstawiono najważniejsze nurty badań Prof. Lindnera.

Ulubionym obszarem badawczym profesora Lindnera był region świętokrzyski, w którym pracował od 1963 roku do dziś. Początkowo badania te dotyczyły głównie plejstocenu NW obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Wśród najważniejszych osiągnięć należy wymienić m.in.:

– wyznaczenie tam maksymalnego zasięgu lądolodu skandynawskiego w czasie zlodowacenia środkowopolskiego (Odranian, MIS 6);
– odtworzenie przebiegu etapowej deglacjacji obszaru NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich;
– opracowanie osadów interglacjalnych z fauną typu kromerskiego na Kozim Grzbiecie koło Chęcin i osadów interglacjału mazowieckiego w Zakruczu k. Małogoszcza;
– opracowanie schematów klimatostratygraficznych czwartorzędu dla regionu świętokrzyskiego, uaktualnianych w trakcie napływu nowych danych;
– rekonstrukcja warunków akumulacji lessów świętokrzyskich.

W latach 1984–2008 Profesor Leszek Lindner prowadził intensywne badania naukowe nad czwartorzędem Tatr i Podhala. Najważniejsze wyniki prowadzonych przez niego tematów badawczych dotyczą historii glacjalnej Tatr i stratygrafii osadów czwartorzędowych. Dzięki tym badaniom wiemy, że:

– wszystkie ślady lodowców w Wysokich Tatrach pochodzą z ostatniego zlodowacenia (Würm), w czasie którego lodowce rozwijały się w trzech stadiałach: Suchej Wody (A), Bystrej (B) i Białki (C);
– zanik ostatniego lodowca w najwyższych dolinach Tatr zapisany jest w postaci czterech faz wyrażonych morenami końcowymi;
– w dolinie Białki powyżej Jurgowa zachowały się ślady zlodowacenia Mindel i Riss.

Innym ważnym poligonem badawczym profesora Leszka Lindnera było południowe Podlasie, gdzie prowadził badania w latach 1985–2000. Badania te dotyczyły charakterystyki litologicznej i genetycznej oraz stratygrafii osadów plejstoceńskich. Szczególnie istotne były badania paleoflorystyczne osadów interglacjalnych, które zaowocowały udokumentowaniem w okolicach Białej Podlaskiej kopalnego pojezierza z okresu interglacjału mazowieckiego. Te ważne i dobrze udokumentowane stanowiska interglacjalne były podstawą do szerszych korelacji stratygraficznych w Europie wschodniej i środkowej.

W problematyce badawczej prof. Lindnera wyodrębnia się wyraźnie także tematyka wykształcenia osadów czwartorzędowych i paleogeografii przełomowego odcinka Doliny Wisły przez pas wyżyn Polski środkowej. Badania w tym zakresie prof. Lindner prowadził w latach 1995-2005 w znamienitym zespole autorskim wraz z profesorem Henrykiem Maruszczakiem i profesorem Władysławem Pożaryskim. Udokumentowano na tym terenie ślady czterech zlodowaceń (Nidy, Sanu 1, Sanu 2 i Odry) oraz miąższe serie międzylodowcowych osadów rzecznych. Wykazano też, że system hydrograficzny dzisiejszej Wisły rozwinął się dopiero po recesji lądolodu zlodowacenia Odry.

Ważnym nurtem badawczym Jubilata jest problematyka wykształcenia i warunków akumulacji lessów na obszarze Polski, zwłaszcza Gór Świętokrzyskich i Ukrainy. Działając w wieloautorskich zespołach z udziałem m.in. R. Chlebowskiego, A. Boguckiego, P. Gożika, P. Wołoszyna, W. Szełkopljiasa, H. Maruszczaka, J. Wojtanowicza, M. Łanczont, wykazał m.in., że źródłem materiału dla lessów był głównie lokalny materiał wodnolodowcowy transportowany w warunkach peryglacjalnych przez dominujące wiatry z sektora zachodniego. Wyniki badań profili lessowych były podstawą wielu korelacji stratygraficznych

czwartorzędu Europy środkowo-wschodniej. Zafascynowanie problematyką czwartorzędu, a zwłaszcza lessami zachodniej Ukrainy spowodowało, że dzięki współpracy z A. Boguckim i życzliwości władz Uniwersytetu I. Franki we Lwowie, studenci specjalności geologia czwartorzędu na Wydziale Geologii UW mogli pod kierunkiem profesora Lindnera i przy udziale J. Nitychoruka, J. Dzierżka i K. Grzybowskiego przez 10 kolejnych lat odbywać ćwiczenia terenowe w zakresie klimatostratygrafii czwartorzędu na obszarze zachodniej Ukrainy.

Obszary polarne stanowiły dla Profesora Lindnera cenny poligon badawczy, ze względu na możliwość analiz współczesnych procesów rzeźbotwórczych w otoczeniu lodowców spitsbergeńskch. W efekcie tych badań powstało szereg pionierskich opracowań kartograficznych (map fotogeologicznych), a także wiele opracowań z zakresu stratygrafii i geologii czwartorzędu południowego Spitsbergenu (w zespołach z L. Marksem, K. Pękalą, R. Szczęsnym, P. Kłyszem, S. Ostaficzukiem, L. Andrzejewskim, W. Stankowskim). Zainteresowania problematyką polarną znalazły kontynuację w gronie uczniów i współpracowników Profesora (m.in. A. Rzętkowska, W. Ozimkowski, T. Merta, J. Dzierżek, J. Nitychoruk, M. Szymanek).

Jesienią 1978 roku profesor Lindner wziął udział w wyprawie do Afganistanu, gdzie śledził warunki powstawania pyłu lessowego oraz spływów gruzowych typu „sieli" na stokach górskich.

Wśród badań zagranicznych Jubilata należy wymienić również wspólne prace z geologami z Białorusi (S. Astapova, J. Jełowiczewa, A. Sańko, G. Chursewicz) prowadzone w latach 90-tych ubiegłego stulecia. Dotyczyły one głównie rekonstrukcji paleośrodowiska i stratygrafii czwartorzędu w oparciu o analizę osadów jeziornych oraz analizy profili geologicznych na obszarze Białorusi.

Z szerokiego nurtu zainteresowań badawczych Profesora Lindera za najważniejszy z pewnością należy uznać stratygrafię osadów czwartorzędu. Ze względu na ogrom dorobku w tym zakresie przedstawiony on będzie w odrębnym wystąpieniu.

ROZWÓJ POGLĄDÓW PROFESORA LESZKA LINDNERA NA STRATYGRAFIĘ CZWARTORZĘDU POLSKI

EVOLUTION OF PROFESSOR LESZEK LINDNER'S IDEAS ON THE QUATERNARY STRATIGRAPHY OF POLAND

Jan Dzierżek

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

W ciągu 60 lat pracy naukowej na Uniwersytecie Warszawskim Profesor Leszek Lindner wielokrotnie tworzył schematy stratygraficzne czwartorzędu w oparciu o własne badania stanowisk geologicznych jak i stale napływające wyniki badań z Polski i ze świata. Poniżej omówiono w porządku chronologicznym najważniejsze propozycje podziału czwartorzędu Prof. Lindnera.

W 1971 r. w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich rozpoznał gliny lodowcowe glacistadiału Radomki (zlodowacenia środkowopolskiego), wydzielając w nim trzy fazy: Końskich, Gowarczowa, Wieniawy (Lindner, 1971). Dwie pierwsze fazy były wyrażone odrębnymi poziomami glin o znacznym rozprzestrzenieniu i uznane za dowód istnienia stadiału przedmaksymalngo Krzny. Lessy występujące w rejonie Przysuchy przypisał do maksymalnej fazy rozwoju ostatniego lądolodu.

W 1977 r. w zachodniej części Gór Świętokrzyskich wyróżnił trzy poziomy glin lodowcowych zaliczonych do trzech stadiałów zlodowacenia krakowskiego (Lindner, 1977). Fakt ten oraz odkrycie stanowisk flory interglacjalnej na Kozim Grzbiecie umożliwiły późniejszy podział zlodowacenia południowopolskiego na trzy odrębne zlodowacenia. W rejonie Gowarczowa i Łopuszna wyróżnił także gliny lodowcowe z fazy maksymalnej i pomaksymalnej zlodowacenia środkowopolskiego.

W 1980 r. w rejonie Gór Świętokrzyskich w dolnej części plejstocenu wyróżnił ochłodzenie – „zlodowacenie otwockie" i skorelował ze zlodowaceniem Donau w Alpach, a po nim ocieplenie – „interglacjał celestynowski" (Donau/Günz) (Lindner, 1980). Do zlodowacenia Narwi (Günz) zaliczył młodsze osady koluwialne i deluwialne. Z chwilą opracowania stanowiska na Kozim Grzbiecie najstarszą z glin lodowcowych wyróżnionych wcześniej w Górach Świętokrzyskich zaliczył do zlodowacenia Nidy (Mindel I), a dwie młodsze gliny uznał za odpowiedniki dwóch stadiałów zlodowacenia Sanu (Mindel II). Fauna z Koziego Grzbietu dowodziła interglacjalnego charakteru osadów, nazwanego interglacjałem małopolskim i skorelowanego z Cromerian II. Zachowana w osadach granica epok paleomagnetycznych Brunhes/Matuyama określona na 780 ky pozwoliła na precyzyjną lokalizację wiekową osadów tego stanowiska. Kolejne zlodowacenie – Odry było reprezentowane przez gliny stadiałów przedmaksymalnego (Krzny) i maksymalnego – Radomki (tylko N i NW część regionu). Interglacjał lubelski udokumentowany był w profilu lessowym w Wąchocku. Glinę ze stadiału pomaksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego zaliczył do odrębnego zlodowacenia – Warty (Riss II).

W 1992 r. Prof. Lindner w podręczniku akademickim zaproponował podział czwartorzędu dla całej Polski (Fig. 1), skorelowany z jednostkami klimatostratygraficznymi Europy i świata (Lindner, 1992). W tym podziale w preplejstocenie wyróżnił ochłodzenie – „zlodowacenie otwockie", skorelowane z Eburon i Donau w Alpach, i ocieplenie – „interglacjał celestynowski", skorelowane z Waal i Donau/Günz. W plejstocenie występowały w tym podziale cztery główne jednostki chłodne: zlodowacenie najstarsze (Narwi), zlodowacenia południowopolskie, zlodowacenia środkowopolskie i zlodowacenie północnopolskie. W obręb zlodowaceń południowopolskich wchodziły zlodowacenia: Nidy, Sanu 1 i Sanu 2, rozdzielone interglacjałami: małopolskim (Koziego Grzbietu, przasnyski) i ferdynandowskim. Interglacjał wielki jako mega jednostka pomiędzy zlodowaceniami południowopolskim i środkowopolskimi został zawężony do interglacjału mazowieckiego (*sensu stricto*). W skład zlodowaceń środkowopolskich weszły: zl. Liwca, zl. Odry i zl. Warty. Zlodowacenie Liwca pierwotnie było zidentyfikowane przez Różyckiego jako starszy, przedmaksymalny stadiał zlodowacenia środkowopolskiego. Interglacjał Zbójna rozdzielał zl. Liwca i zl. Odry, a interglacjał lubawski rozdzielał zl. Odry od zl. Warty. Zlodowacenie północnopolskie (Vistulian) reprezentowane było przez gliny trzech stadiałów: Torunia, Świecia i Głównego, rozdzielone osadami interstadiałów: Gniewu i Grudziądza.

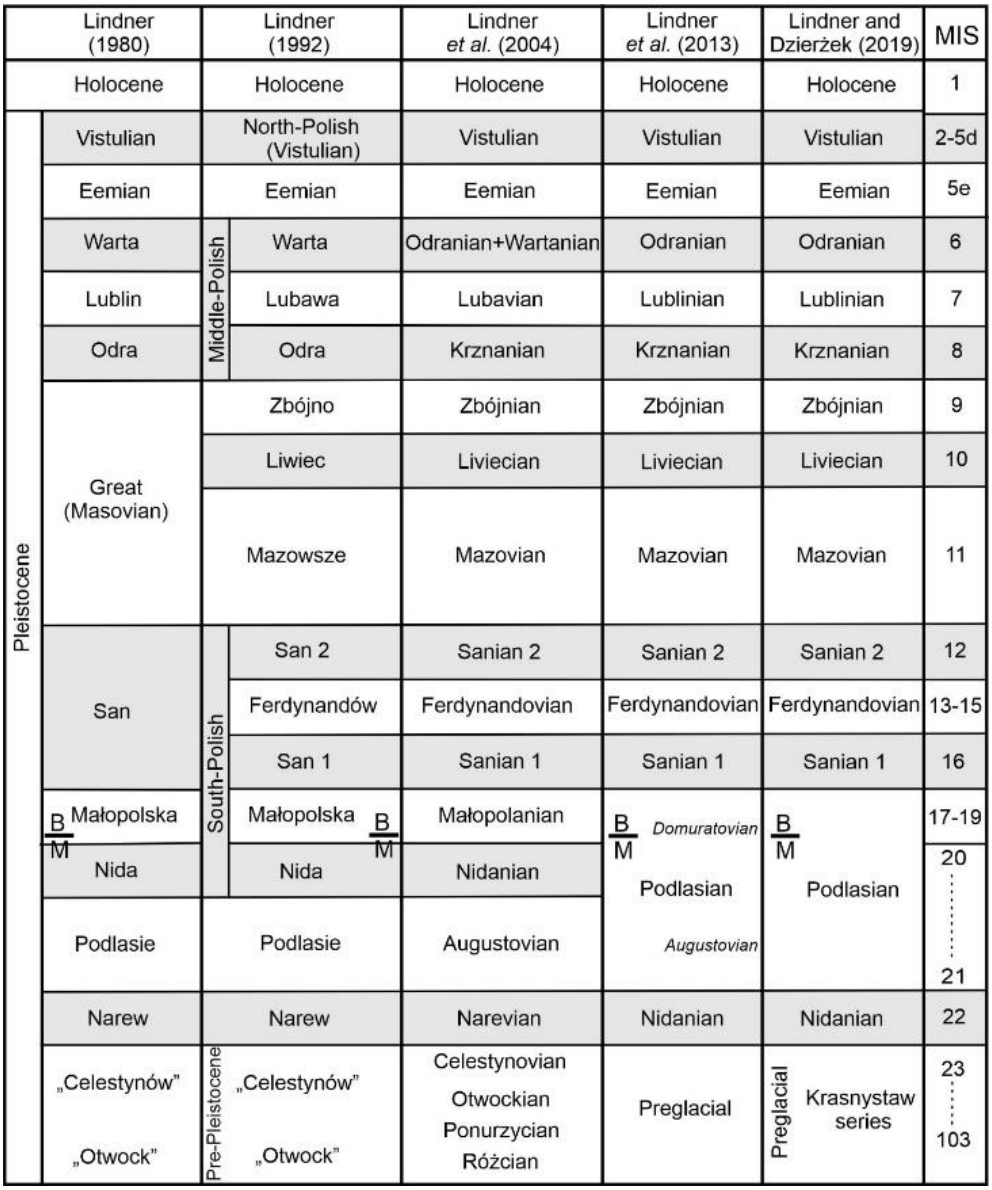


Fig. 1. Wybrane schematy stratygrafii czwartorzędu Prof. Lindnera w latach 1980–2019.

W 2004 r. opublikowany został przez Lindnera i innych (2004) podział czwartorzędu dla obszaru Europy środkowo-wschodniej, w którym skorelowano jednostki klimatostratygraficzne czwartorzędu począwszy od dolnej jego granicy (2,6 mln lat) ze stadiami tlenowymi. Istotne zmiany w tym schemacie dotyczyły dolnego czwartorzędu (Fig. 1), w którym wyróżniono ochłodzenie Różcian (103–95 OIS), ocieplenie Ponurzycian (94–65 OIS), a także znane już ochłodzenie Otwockian (64–58 OIS) i ocieplenie Celestynovian (57–37 OIS). Najstarszy glacjał – Narevian Glaciation skorelowano z 36–34 OIS. Późniejszy Augustovian Interglacial (33–21 OIS) podzielono na trzy mniejsze jednostki. Wyżej w tabeli stratygraficznej występowały Nidanian Glaciation (20 OIS), Malopolanian Interglacial (19–17 OIS) i Sanian 1 Glaciation (16 OIS). Złożony Ferdynandovian Interglacial (15–13 OIS) zyskał nową dokumentację palinologiczną. Następnie w schemacie występują Sanian 2 Glaciation (12 OIS), Mazovian Interglacial (11 OIS); Liviecian Glaciation (10 OIS) oraz Zbójnian Interglacial (9 OIS). Kolejną nowością tego podziału było wyodrębnienie zlodowacenia – Krznanian Glaciation (8 OIS), traktowanego dotąd jako przedmaksymalny stadiał zlodowacenia Odry. W Europie Zachodniej nie znaleziono jego odpowiedników w zapisie geologicznym. Kolejna jednostka – Lubavian Interglacial (7 OIS), oprócz reperowego stanowiska w Losach doczekał się nowej dokumentacji na Białorusi i Ukrainie. Powstała też nowa jednostka glacjalna Odranian+Wartanian Glaciation (6 OIS). Górna część tabeli stratygraficznej obejmowała Eemian Interglacjał (5e OIS), Vistulian Glaciation (5d–2 OIS) i Holocene (1 OIS).

W 2013 r. Lindner i in. (2013) zweryfikowali pozycję głównych interglacjałów dla obszaru Polski. Wyróżnione jednostki klimatostratygraficzne dowiązali do nowych krzywych tlenowych. Czwartorzęd podzielono na kompleksy klimatostratygraficzne: Preglacial, South-Polish, Middle-Polish and North-Polish. W obrębie kompleksów Middle-Polish and North-Polish autorzy wyróżnili tzw. interglacjały proste, z udokumentowanym jednym optimum. Natomiast w kompleksie południowopolskim zidentyfikowano interglacjały złożone, obejmujące dwie fazy ciepłe i fazę chłodną między nimi. Bardzo ważne było stwierdzenie granicy paleomagnetycznej Bruhnes/Matuyama w stanowiskach Kalejty (NE Polska) i Kończyce (Polska SW), analogicznie do wcześniej wychwyconej granicy w Kozim Grzbiecie. W konsekwencji glina lodowcowa leżąca w tych stanowiskach poniżej tej granicy była odpowiednikiem najstarszego zlodowacenie nazwanego Nidanian Glaciation (MIS 22).

W ostatnich badaniach dla obszaru Gór Świętokrzyskich (Lindner i Dzierżek, 2019) Prof. Lindner podtrzymał dotychczasowe swoje poglądy na stratygrafię czwartorzędu (Lindner i in., 2013) ugruntowane w pracach innych autorów.

Mimo względnej stałości ostatniego schematu można założyć, że wraz z napływem nowych danych geologicznych powstaną kolejne propozycje podziału czwartorzędu z bardziej szczegółowym rozpoznaniem zmian klimatycznych, zwłaszcza w dolnej jego części.

Lindner, L., 1967. Lessy dorzecza Uniejówki. Acta Geologica Polonica 17 (3): 463–494.

Lindner, L., 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica 35: 1–113.

Lindner, L., 1977. Zlodowacenia plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica 53: 1–123.

Lindner, L., 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. Kwartalnik Geologiczny 24 (3): 689–710.

Lindner, L., Gozhik, P., Marciniak, B., Marks, L., Yelovicheva, Y., 2004. Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. Geological Quarterly 48 (2): 97–114.

Lindner, L., Marks, L., Nita, M., 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaires from a Polish perspective. Quaternary International 292: 113–123.

Lindner, L, Dzierżek, J., 2019. Pleistocene deposits in the western part of the Holy Cross Mountains. Studia Quaternaria 36 (2): 75–85.

QUATERNARY STRATIGRAPHY IN LITHUANIA: THE NEW APPROACHES AND OLD PROBLEMS

Albertas Bitinas, Vaida Šeirienė

Nature Research Centre, Akademijos Str. 2, Vilnius, albertas.bitinas@gamtc.lt, vaida.seiriene@gamtc.lt

Stratigraphic studies of Quaternary sediments have been carried out in Lithuania for a long time, whereas stratigraphic subdivision and correlation of Quaternary sediments is still complicated and outstanding problem. The changes of climatic and hydrological conditions lead to increasingly smaller spring floods, and it resulted that most of the outcrops located along the slopes of rivers are now overgrown and no longer available for re-examination using modern survey methods. During a few recent decades, an amount of new Quaternary borehole's cores available for detailed stratigraphic examination dramatically decreased as well. The sections of interglacial sediments, what are the most important key-sections for stratigraphic subdivision of Quaternary, are quite rare and concentrated only in the eastern and south-eastern Lithuania. In addition, there are a number of other factors what also significantly complicates stratigraphic subdivision and correlation of Quaternary sediments: a plenty of glaciotectonized layers of various sediments distributed in different parts of Pleistocene thickness; an absence of long uninterrupted sequences covering multiple warm and cold stages; possibility of different interpretation of palaeobotanical (biostratigraphic) data; a low reliability of applied lithostratigraphic methods and a lack of sufficient age control. Due to mentioned shortcomings, no unified stratigraphic scheme of Quaternary has been adopted in Lithuania until the recent time – currently exist several versions of stratigraphic schemes elaborated by different groups of researchers.

Thus, it has to acknowledged that a big number of problematic and discussable issues in Quaternary studies of Lithuania still exist. The lower boundary of Quaternary is one of still unsolved problems: in this case the known geochronological methods are out of their limits, whereas the other methods (palaeobotanic, palaeomagnetic) not give the reliable and unequivocal answers. Problematic is an age and stratigraphic position of the first (oldest) glaciation. The thin non-carbonate layer of diamicton discovered in the limited area of south-eastern Lithuania, by some researchers attributed to the till of the oldest glaciation of Lower Pleistocene, casts doubt on its glacigenic genesis – it could be only a layer of compacted fluvial sediments. Looking into geological section of Middle Pleistocene, the most problematic is stratigraphic subdivision and correlation of Late Mid-Pleistocene sediments: there is unclear stratigraphic position of Snaigupėlė Interglacial, and, correspondingly, the stratigraphic rank of Žemaitija and Medininkai Subformations (Saalian Complex) – is it sediment of different glaciations, or only powerful stages of the same glaciation? The less problematic is stratigraphic subdivision of Upper Pleistocene attributed to the Nemunas (Weichselian) Glacial. The sediments of Lower and Middle Nemunas (Lower and Middle Weichselian) are subdivided into Subformations (cryomers and thermomers) in a very detailed way. Moreover, during investigations of the last decade has been proven that one of till layers, previously attributed to the Middle Pleistocene, have been formed during Middle Weichselian and could be correlated with MIS 4. The sediments of the Last Glacial (Upper Weichselian) in some stratigraphic schemes still are subdivided into two (Grūda and Baltija) Subformations (glacial stages) despite the fact that the key-section (stratotype) of interstage sediments between these two tills are not yet find and identified.

FINAL PLEISTOCENE (KRASYLIV) PALEOCRYOGENIC STAGE IN PERIGLACIAL LOESS-PALEOSOL SEQUENCE OF UKRAINE

Andriy Bogucki[1], Olena Tomeniuk[1,2]

[1]Ivan Franko National University of Lviv, 41 Doroshenka Str., 79007 Lviv, Ukraine, andriy.bogucki@lnu.edu.ua, olena.tomeniuk@lnu.edu.ua

[2]I. Krypiakevych Institute of Ukrainian Studies (National Academy of Sciences of Ukraine), 24 Vynnychenko Str., 79008 Lviv, Ukraine

On the territory of Ukraine, periglacial conditions occurred several times during the Quaternary period. These conditions were characterized by multiple paleocryogenic stages, with at least 8 paleocryogenic stages identified thus far. The most recent stage, known as the Krasyliv stage, dates back to the final Pleistocene epoch and was defined by our team in 1990 (Bogucki, 1990). This stage developed during the final stage of the Upper Pleistocene (MIS 2) and corresponded to one of its coldest periods.

The development of macro-scale ice-wedge polygons was most characteristic for the Krasyliv stage. This is confirmed by the significant distribution of large polygonal post-cryogenic relief in the Volhynian and northern parts of the Podolian Uplands and other regions of Ukraine. In addition to the relict cryogenic morphosculpture formation, convincing evidence of the existence of the network of ice wedges in the Krasyliv stage is the wide development in the study area of ice-wedge pseudomorphs over ice wedges with a vertical thickness of up to 6–7 m on the Volhynian Upland and 3–4 m on the Podolian one. Pseudomorphs of the Krasyliv paleocryogenic stage are closed on the Krasyliv subhorizon, which is a typical active layer (AL). The width of pseudomorphs in the upper part (under the AL) reached 2.0–2.5 m, sometimes even more.

The Krasyliv subhorizon is composed of gray, bluish-gray sandy loams and loams. It is macroporous, intensively gleyed, and enriched with iron compounds. Behind the lower and upper contacts of the subhorizon, clear streaks of brown ferruginization with a thickness of up to 1 cm and more are observed. The subhorizon is also characterized by spotty ferruginization and numerous forms of Liesegang ring type (Fig. 1). There are high numbers of carbonate nodules up to 3–5 cm in diameter and pseudomycelia. Narrow, almost vertical fissures encrusted with $CaCO_3$ often run downward from the top of the Krasyliv subhorizon. According to TL and OSL dating, the absolute age of the Krasyliv subhorizon in the Korshiv section is 14.0±6.2 ka (OSL, Gliwice laboratory), 14.2±2.0 ka and 16.6±2.5 ka (TL, Gdańsk laboratory), 19.7±2.4 ka and 19.9±2.4 ka (TL, Lublin laboratory) (Fedorowicz et al., 2013). In the Boyanychi section, the absolute age of the Krasyliv subhorizon is 15.8±1.5 ka (TL, Lublin laboratory) (Kusiak et al., 2012). In the Volochysk section, it dates back to 18.6±2.6 ka (TL, Gdańsk laboratory), 15.9±1.0 ka (OSL, Lublin laboratory) (Fedorowicz et al., 2018).

Fig. 1. The Krasyliv subhorizon – fossil active layer. The Boyanychi section, Volhynian Upland.

In the Volochysk section on the Podolian Upland, the infilling material of the final Pleistocene ice-wedge cast was dated. According to OSL dating results (Lublin laboratory), the age of loams of the Krasyliv subhorizon in the filling material of the pseudomorph ranges from 15.4±0.8 ka to 19.6±1.0 ka (Fedorowicz et al., 2018). Therefore, it can be confidently asserted that the Krasyliv paleocryogenic stage correlates with the upper part of MIS 2. This is probably a relatively abrupt climatic cooling event of the Oldest Dryas.

A brief characteristic of the ice-wedge casts morphology of the Krasyliv paleocryogenic stage is given. As already mentioned, the Krasyliv pseudomorphs have a clear wedge-shaped form with a vertical thickness (from the bottom part of the fossil AL) up to 6–7 m in the Volhynian Upland and 3–4 m in the northern areas of the Podolian Upland (Fig. 2). Below the latitude of Ternopil, Krasyliv pseudomorphs are extremely rare.

Fig. 2. The ice-wedge cast of the Krasyliv paleocryogenic stage. The Dmytrivka section, Podolian Upland

Many sections were studied to determine the dimensions of the ice-wedge polygonal network formed during the Krasyliv paleocryogenic stage. Among them are Boyanychi, Torchyn, Korshiv, Horohiv, Rivne, Dubno, Zdolbuniv sites on the Volhynian Upland, and Ternopil, Vyshnivets, Pidvolochysk, Volochysk, Krasyliv, Krasnosilka, Lysohora, Yarmolyntsi, Lanivtsi, etc. on the Podolian Upland (Bogucki and Voloshyn, 2013; Bogucki et al., 2016; 2021). The Krasyliv frost-crack polygons usually have a size range of 20–25–30 meters across.

The near-contact zones of pseudomorphs are filled with bluish-gray mineral material of the fossil AL. They are intensively gleyed and enriched with iron compounds. The upper part of the cryostructures is stated by sub-vertical blocks below the modern soil. The bluish-gray loam of the fossil AL through the micro-faults separating these blocks penetrated down along the near-contact zone of the structures. Systems of detachment blocks separated by sub-vertical cracks are described in the loess. The dimensions of these blocks are up to 0.5 m vertically and up to 0.4 m horizontally. In the central parts of the ice-wedge casts, loose, homogeneous, macroporous, light-pale loess is dominated. On the outside of the pseudomorphs (up to 1–2 m from their edge), the sediments are broken by almost sub-vertical cracks, often with white carbonate crusts. In these zones, host sediments were usually involved in upward displacement. This is especially clearly visible when the dark-coloured humus horizons of the stadial soils of the Horokhiv fossil

soil complex s.s. (MIS 5) bent upwards. Carbonate concretions with a diameter of up to 3 cm are found in the infilling loess material of the Krasyliv pseudomorphs.

The Krasyliv paleocryogenic stage significantly influenced the formation of the engineering and geological properties of the loess-paleosol sequences. The filler material of polygonal cryostructures is very loose, macroporous, and often subsides even under natural loading. A compaction zone is observed in the lateral parts of the ice-wedge casts. These findings need to be considered while evaluating the engineering and geological characteristics of loess strata.

Acknowledgements
This study was supported by the project of the National Research Foundation of Ukraine, grant number 2020.02/0165.

Bogucki, A., 1990. Main paleocryogenic stages of Pleistocene of the South-West of East European Platform. Quaternary period: research methods, stratigraphy and ecology, 1. Tallinn: 65–66.
Bogucki, A., Voloshyn, P., 2013. Engineering-geological characteristic of the rocks of the loess-soil series from the key section at Korshiv (Volhynian upland). Visnyk of the Lviv University. Series Geography 42: 18–29. http://dx.doi.org/10.30970/vgg.2013.42.1757.
Bogucki, A., Voloshyn, P., Tomeniuk, O., 2021. Loess Cover of the Volhynian Upland: stratigraphy, key sections, engineering and geological characteristics. Lviv, 152 pp.
Bogucki, A., Voloshyn, P., Kremin, N., Tomeniuk, O., 2016. Engineering-geological characteristics of sediments of the loess-soil series of the key section Pidvolochysk (Podolian Upland). Visnyk of the Lviv University. Series Geography 50: 45–53. http://dx.doi.org/10.30970/vgg.2016.50.8676.
Fedorowicz, S., Łanczont, M., Mroczek, P., Bogucki, A., Standzikowski, K., Moska, P., Kusiak, J., Sitkiewicz, P., Bluszcz, A., 2018. Luminescence dating of the Volochysk section – a key Podolian loess site (Ukraine). Geological Quarterly 62 (3): 729–744. http://dx.doi.org/10.7306/gq.1436.
Fedorowicz, S., Łanczont, M., Bogucki, A., Kusiak, J., Mroczek, P., Adamiec, G., Bluszcz, A., Moska, P., Tracz, M., 2013. Loess-paleosol sequence at Korshiv (Ukraine): Chronology based on complementary and parallel dating (TL, OSL), and litho-pedosedimentary analyses. Quaternary International 296: 117–130. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.06.001.
Kusiak, J., Łanczont, M., Bogucki, A., 2012. New exposure of loess deposits in Boyanychi (Ukraine) – results of thermoluminescence analyses. Geochronometria 39 (1): 84–100. https://doi.org/10.2478/s13386-011-0054-1.

METODY BADAŃ GEOFIZYCZNYCH W IDENTYFIKACJI FORM GLACJALNYCH DNA POŁUDNIOWEGO BAŁTYKU

GEOPHYSICAL SURVEY METHODS IN THE IDENTIFICATION OF GLACIAL FORMS OF THE SOUTHERN BALTIC SEABED

Marek Bogucki[1], Janusz Dworniczak[1], Maciej Bryndza[1], Patrycja Kapuścińska[1], Jędrzej Patejko[1], Kacper Sładkiewicz[1], Kacper Sokół[1], Radosław Wróblewski[1,2]

[1]MEWO S.A., ul. Starogardzka 16A, 83-010 Straszyn, mbogucki@mewo.eu

[2]Uniwersytet Gdański, ul. Bażyńskiego 8, 80-309 Gdańsk

Przedstawiono przykładowe wyniki pomiarów, prowadzonych przez firmę MEWO S.A. na obszarze południowego Bałtyku. W ramach prowadzonych projektów offshore pozyskiwane są wysokiej rozdzielczości dane, które dają możliwość dokładnego rozpoznania charakteru powierzchni dna oraz jego budowy geologicznej. Zestaw podstawowych pomiarów wykonywanych na morzu obejmuje pomiary batymetryczne, sonarowe oraz sejsmoakustyczne. Na podstawie danych batymetrycznych, pozyskanych echosondą wielowiązkową (MBES – Multibeam Echosounder), analizowana jest rzeźba dna, wraz z pełną analizą morfometryczną. Analiza danych z pomiarów wykonanych sonarem bocznym (SSS – Side-Scan Sonar), umożliwia rozpoznanie charakteru powierzchni dna oraz wskazanie głównych typów osadów budujących powierzchnię dna. Interpretacja danych sejsmoakustycznych, zebranych profilomierzem osadów (SBP – Sub-Bottom Profiler), daje możliwość rozpoznania ogólnej budowy analizowanych form geomorfologicznych.

Krajobraz dna południowego Bałtyku obejmuje szereg form o różnej genezie. Są to głównie elementy rzeźby będące efektem współczesnych procesów zachodzących na dnie morza, jednak znaczną część stanowią formy o genezie glacjalnej i fluwioglacjalnej. Rozpoznano wśród nich formy akumulacji szczelinowej, drumliny, wzniesienia morenowe. Przedstawiono również przykłady form, których elementy widoczne są tylko w budowie dna morskiego, jednak nie są widoczne na jego powierzchni, np. rynny subglacjalne, pradoliny, wytopiska.

NEW EVIDENCE OF EEMIAN INTERGLACIAL DEPOSITS IN NE GERMANY

Andreas Börner[1], Jaqueline Strahl[2], Stefan Meng[3]

[1]*Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, 18273, Güstrow, Germany, andreas.boerner@lung.mv-regierung.de*

[2]*Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Inselstraße 26, 03046 Cottbus, Germany, Jaqueline.Strahl@lbgr.brandenburg.de*

[3]*Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17 a, 17489, Greifswald, Germany, stefan.meng@uni-greifswald.de*

This article is dedicated to Prof. Dr. Herbert Liedtke (1928–2022) a great German Quaternary scientist.

With focus on interglacial topic this article introduce modern investigations of Eemian interglacial deposits in Mecklenburg-Western Pomerania since 2000 A.D. The Eemian findings based on drilling sampling and accompanying geological examinations of technical construction projects, e.g. pipeline trenches or highways.

Eemian fluvial deposits from Peene valley

According to Meng et al. (2009) the corresponding bio- and lithostratigraphical evidences permit to conclude that the Eemian sequence of Stolpe profile has been deposited predominantly in fluviolacustrine facies in stagnant river lakes. The stratigraphical classification of Eemian sands has been confirmed also by the presence of *Theodoxus fluviatilis*. Moreover, the finding of *Marstoniopsis scholzi* was unknown so far from the Pleistocene in northern Germany. A constant pollen composition suggests a very short time of sedimentation during the Eemian namely from pollen zone 4–5 (classification acc. Erd, 1973). The Eemian fluvial sediments in the recent Peene valley argue for the existence of a pre-Weichselian river valley.

Buried Eemian peat and Weichselian periglacial processes of Banzin

A 0.5-m thick and strongly compressed peat layer was found in the NEL-pipeline trench in a shallow depression within the undulated landscape of the Saalian glaciation ca. 20 km south of maximum limit of the Scandinavian Ice Sheet (LGM, Fig. 1) and after detailed investigations published by Börner et al. (2015). The beginning of Eemian interglacial peat accumulation (MIS 5e) shows a dominance of light birch forests followed by pine. The ensuing optimum climate was dominated by the encroachment of oak forests and then hazel-oak forest, and sedimentation ceased in the basin. At the climatic optimum (PZ III/IV, classification acc. Menke and Tynni, 1983), the Eemian peat included remains of *Ceratophyllum submersum* and species of higher temperature requirements. The basin gradually became shallower and overgrown until the closing of its open water at the end of phase III/IVa. The first isochron-corrected 230Th/U ages of 118±8/10 ka (L/L) and 121±9/13 ka (TSD) confirm the biostratigraphical classification into the Eemian interglacial. The peat layer has been deformed by sand-filled ice-wedges and mega cracks. Both features are significant indicators for a strong periglacial influence during Weichselian stadial/glacial phases, and the latter has been interpreted as squeezed up frost mound feature (Forysiak et al., 2021).

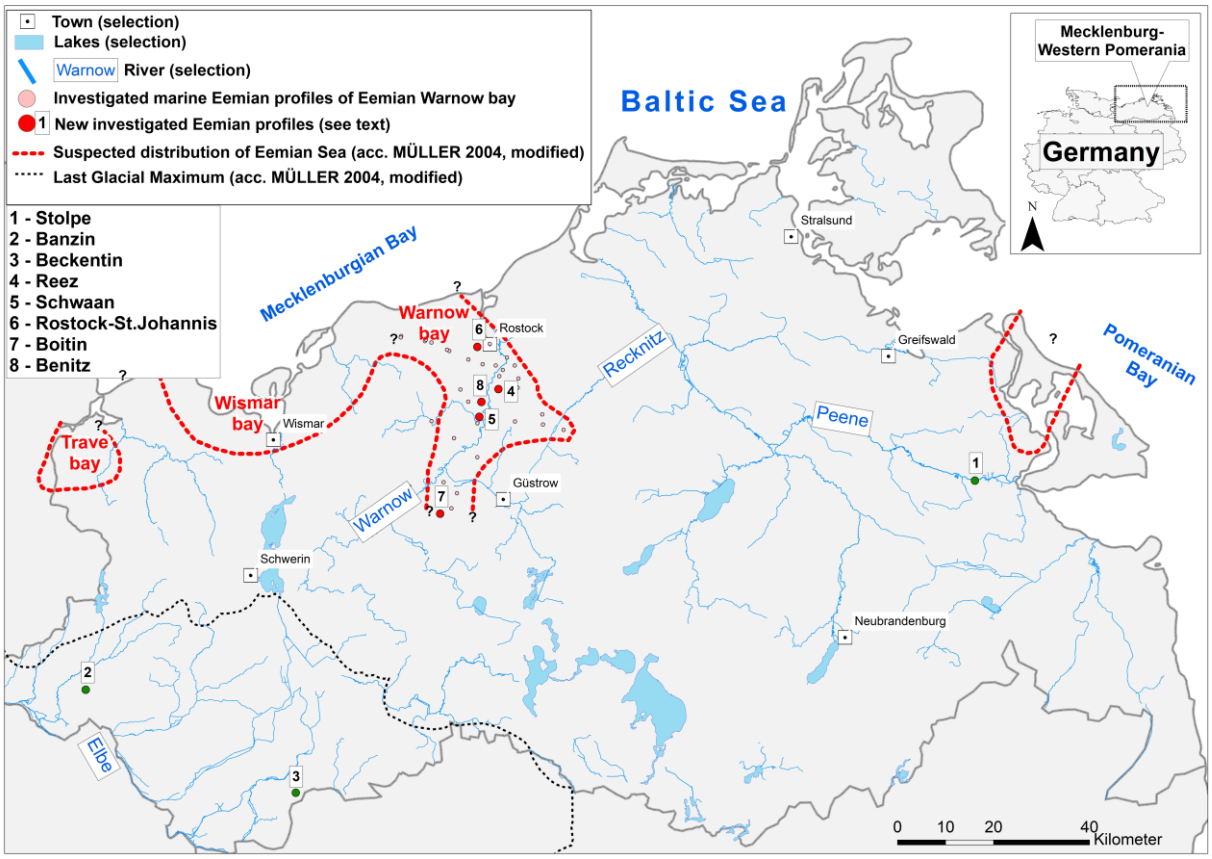


Fig. 1. Marine Eemian deposits of Eemian palaeobays in NE Germany with special focus on the investigated profiles from Eemian Warnow Bay.

Buried Eemian peat and Weichselian periglacial processes of Beckentin (SW Mecklenburg)

Rother et al. (2019) published a new Eemian interglacial site near Beckentin located ca. 35 km south of the LGM (Fig. 1). The organic deposits of section preserve a near complete Eemian pollen inventory, encompassing pollen zones I–VI (classification acc. to Menke and Tynni, 1984). Geochronological 230Th/U dating of the buried organic-rich deposits of Beckentin profile dated the accumulation of this organic unit between 118±7/6 ka and 114±6/5 ka and support the biostratigraphical classification into the Eemian interglacial. Five OSL ages obtained from these cover sediments and the sand-filling of a big ice-wedge cast verify a deformation during the last glacial/interglacial transition (Rother et al., 2019).

Eemian marine deposits from Warnow bay south of Rostock

With the main goal of revising the Eemian marine fauna, Meng et al. (2021) have undertaken numerous new samplings in last 20 years focussed on the Warnow Bay in today's Warnow valley south of Rostock town (Fig. 1). In addition to examining published data (Gehl, 1961) new drilling samples from Boitin, Reez, Benitz and Rostock were studied (cf. Fig. 1). The Eemian findings in drilling samples are predominantly from fine-grained sands in depths about 30–20 m b.s.l., but rarely also close to the surface, e.g. in the classical Schwaan sandpit "Cardiengrube" (Geinitz, 1894). The shallow-marine sands bearing molluscs, including 29 species so far, e.g. Lusitanian specimens such as *Acanthocardia paucicostata*, *Lucinella divaricata* or *Polititapes senescens* and accompanying marine fauna such as barnacles and echinoderms. In addition, these Eemian sands also locally contains fresh water molluscs e.g. the interglacial indicator species *Belgrandia germanica* (Meng et al., 2021).

Börner, A., Hrynowiecka, A., Kuznetsov, V., Stachowicz-Rybka, R., Maksimov, F., Grigoriev, V., Niska, M., Moskal-del Hoyo, M., 2015. Palaeoecological investigations and 230Th/U dating of Eemian interglacial

peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany). Quaternary International 386: 122–136.
Erd, K., 1973. Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. Zeitschrift für geologische Wissenschaften 1: 1087–1103.
Forysiak, J., Börner, A., Majecka, A., Marks, L., 2021. Przykłady struktur peryglacjalnych z obszaru Meklemburgii i środkowej Polski. XII Zjazd Geomorfologów Polskich, abstract book, 65–66, Gdańsk.
Gehl, O., 1961. Neue Ergebnisse über das marine Eem und zur Gliederung des Jungpleistozäns in NW-Mecklenburg. Geologie 10 (4/5): 396–408.
Geinitz, E., 1894. Marines Interglacial von Schwaan in Mecklenburg. In: Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg (für 1893) 47: 133–134.
Meng, S., Börner, A., Strahl, J., Thieke, H.U., 2009. Bio- and lithostratigraphical investigations of Eemian fluviolimnic sediments and tills from the lower Peene valley (NE-Germany). Polish Geological Institute – Special Paper 25: 37–48.
Meng, S., Börner, A., Menzel-Harloff, H., Strahl, J., Müller, U., 2021. Palaeo-ecological development and interpretation of the macrofauna inventory (Bivalvia and Gastropoda) in marine Eemian deposits at Warnow Bay (NE Germany). Quaternary International, DOI:10.1016/j.quaint.2021.05.008.
Menke, B., Tynni, R., 1984. Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Reder-stall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. Geologisches Jahrbuch A 26: 3–120.
Müller, U., 2004. Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. In: Katzung G. (Ed.), Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 234–242.
Rother, H., Lorenz, S., Börner, A., Kenzler, M., Siermann, N., Fülling, A., Hrynowiecka, A., Forler, D., Kuznetsov, V., Maksimov, F., Starikova, A., 2019. The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses. Quaternary International 501 A: 90–108.

INFORMACJE ZAPISANE W IZOTOPACH, CZYLI O ZASTOSOWANIU MAŁŻORACZKÓW W BADANIACH PALEOŚRODOWISKOWYCH – NA PRZYKŁADZIE STANOWISKA ORTEL KRÓLEWSKI II

STABLE ISOTOPE RECORD OF OSTRACOD SHELLS – APPLICATION IN PALAEOENVIRONMENTAL STUDIES, BASED ON ORTEL KRÓLEWSKI II SITE

Monika Czajkowska

Katedra Geologii Klimatycznej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

Zakład Dynamiki Krajobrazów Minionych, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, m.czajkowska@ twarda.pan.pl

Cel badań. Wschodnia Polska jako obszar, gdzie łączą się wpływy klimatu oceanicznego z kontynentalnym jest doskonałym obszarem dla badań paleoklimatycznych. Szczególnie dogodne dla badań są osady interglacjału mazowieckiego (MIS 11c), który na tym obszarze jest wyjątkowo dobrze rozpoznany. Ponad 30 stanowisk udokumentowanych na tym terenie (m.in. Hrud, Szymanowo, Ossówka, Roskosz) było przedmiotem różnorakich analiz: palinologicznych, izotopowych, diatomologicznych oraz malakologicznych, dostarczając danych na temat paleoklimatu oraz paleoekologii tego obszaru. Osady jeziorne tego wieku odsłaniają się także w stanowisku Ortel Królewski II. Cechą charakterystyczną osadów jeziornych w tej lokalizacji jest wyjątkowo liczne nagromadzenie fauny małżoraczków oraz ślimaków, które dochodzi do ponad 70% objętości osadu. Celem pracy jest dokonanie analizy wielowskaźnikowej, która umożliwi rekonstrukcję parametrów środowiska – głębokości zbiornika, jego energii oraz temperatury jaka panowała w tamtym czasie oraz dodatkowo uchwycenie zapisu starszej oscylacji holsztyńskiej (OHO). Jedną z kluczowych metod jest analiza izotopów stabilnych węgla ($\delta^{13}C$) oraz tlenu ($\delta^{18}O$) w karapaksach małżoraczków. Oczywiście na skład izotopowy karapaksów ma wpływ wiele czynników, co należy wziąć pod uwagę interpretując otrzymane wyniki. Są to zarówno właściwości środowiska wodnego, w którym żyje dany osobnik, jak i czynniki dotyczące biologii poszczególnych gatunków.

Metodyka. Pobrane próbki reprezentują przedoptymalną część interglacjału mazowieckiego: poziomy *Taxus* oraz *Pinus-Larix*:

– poziom *Taxus* – w pełni wykształcony, charakterystyczny dla interglacjału mazowieckiego w Polsce, z dużą ilością pyłku cisa, jesionu, dębu oraz olchy. Powodem lepszego wykształcenia jest wzrost oceanizmu klimatu z wilgotnymi chłodniejszymi okresami letnimi i łagodnymi zimami;

– tak zwana faza ochłodzenia śródinterglacjalnego wyrażona przez olchę, dąb, jesion i brzozę, łączona z poziomem *Pinus-Larix* interglacjału mazowieckiego; w górnej części profilu widoczny jest wzrost udziału pyłku brzozy. Być może jest to ślad kulminacji niekorzystnych warunków klimatycznych (Szymanek et al., 2016).

Do analizy izotopowej wybrano 4 taxony małżoraczków: dorosłe osobniki *Metacypris cordata*, *Ilycopris* cf. *decipiens, Candona neglecta* oraz młodociane *Candona*. Dzięki różnicom w preferencjach środowiskowych oraz występowaniem poszczególnych gatunków w różnych porach roku, była możliwa rekonstrukcja zmian temperatur zimowych oraz letnich. Uwzględniając dodatkowo zmienność zespołów małżoraczków dokonano rekonstrukcji niektórych parametrów środowiska – głębokości zbiornika, jego energii oraz trofi (Czajkowska, 2022).

Wyniki i wnioski. Dla określenia zmian głębokości oraz w celu uchwycenia możliwego wypłycania się zbiornika, wykorzystano analizę uziarnienia oraz udział procentowy gatunku *Scottia tumida*. Obecnie jest to gatunek wymarły, ale uważa się go za charakterystyczny dla zarastających, kurczących się zbiorników wodnych. Zmiany głównych parametrów uziarnienia osadu oraz wzrost liczebności *S. tumida* sygnalizuje okres pogłębiania się zbiornika podczas trwania poziomu *Taxus* oraz czas jego wypłycania w poziomie *Pinus-Larix*, co zapewne związane jest ze zwiększonym wpływem klimatu kontynentalnego (Fig. 1).

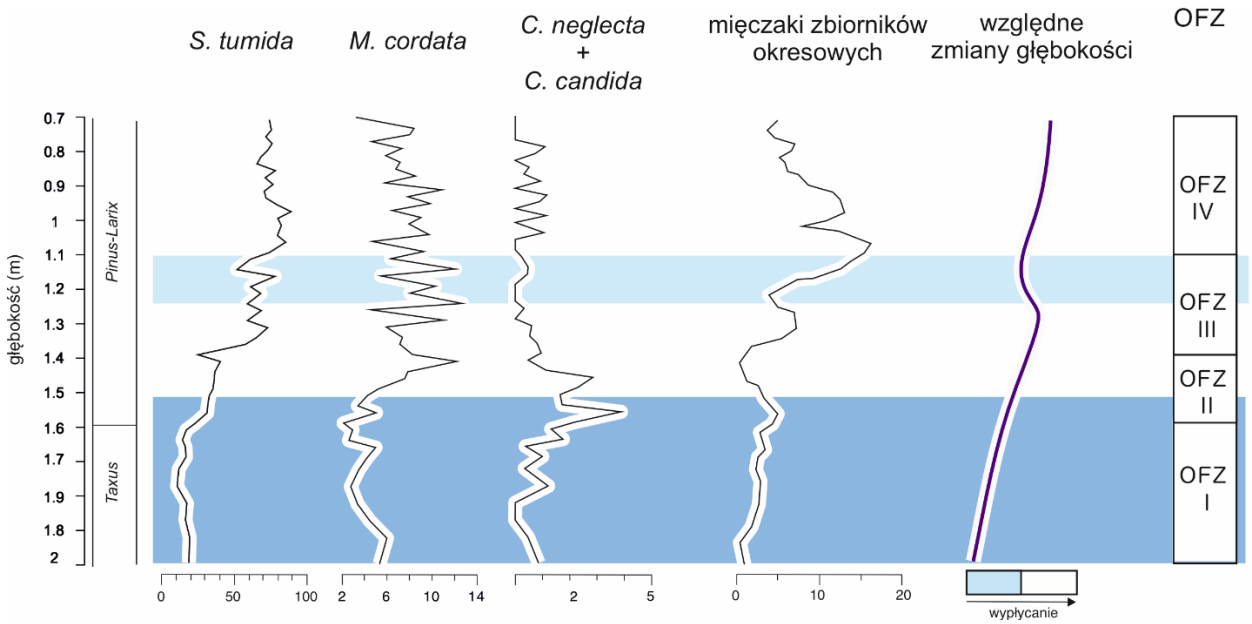


Fig. 1. Względne zmiany głębokości jeziora na tle frekwencji wybranych gatunków małżoraczków oraz występowania mięczaków zbiorników okresowych wyrażonych w %; OFZ – zony małżoraczkowe, kolorem niebieskim zaznaczone okresy wyższego stanu wody w jeziorze (ciemny niebieski – wyższy poziom wody; jasny niebieski – niższy poziom wody).

Analiza stabilnych izotopów tlenu karapaksów małżoraczków wraz z rekonstrukcją temperatur zimowych oraz letnich (MOTR) wskazuje na dwa epizody pogorszenia warunków/ochłodzenia na głębokościach 1,60–1,40 m oraz 1,25–1,10 m. Tak zwane ochłodzenie śródinterglacjalne (w diagramie palinologicznym poziom *Pinus-Larix*) zaznacza się w diagramie Ostracoda na głębokości ok 1,6–1,4 m. Mamy tu do czynienia z pogorszeniem się warunków klimatycznych, wtedy też rozpoczyna się znaczne wypłycanie zbiornika. Drugi chłodniejszy epizod zaznaczony jest na głębokości 1,25–1,10 m, w tym jednak przypadku mamy do czynienia z nieznacznym pogłębieniem jeziora (Fig. 1, 2).

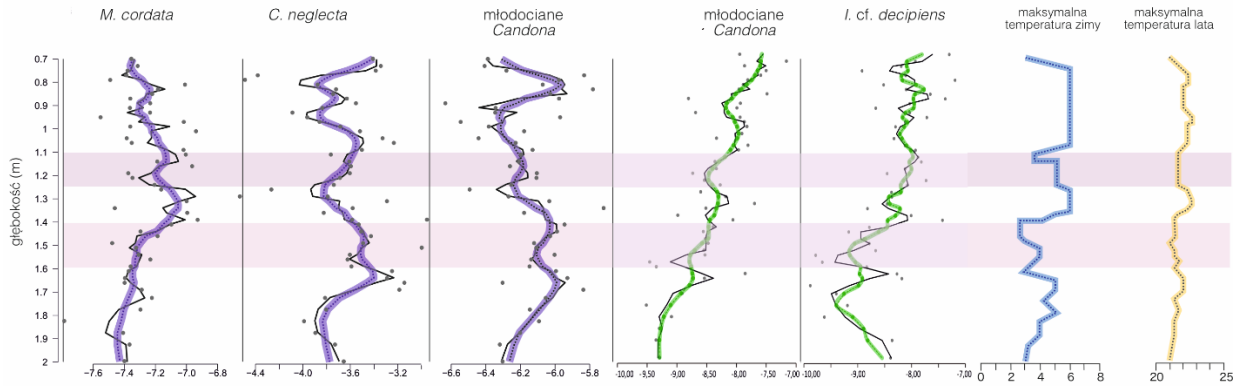


Fig. 2. Wyniki analizy $\delta^{13}C$ (zielone wykresy) oraz $\delta^{18}O$ (fioletowe wykresy) wybranych taksonów małżoraczków skorelowane z analizą MOTR – dane dla maksymalnych temperatur najchłodniejszego i najcieplejszego miesiąca (°C); różowym kolorem zaznaczone okresy względnych spadków temperatury.

Analiza izotopów stabilnych węgla ukazuje natomiast wzrost poziomu trofii jeziora. Jest to widoczne szczególnie w zapisie taxonów młodocianych *Candona* oraz *I.* cf. *decipiens*, które w dolnej części badanego profilu sięgały wartości ok. -9,5‰, natomiast w górnej części wzrosły do -7,5‰. Potwierdza to także analiza malakologiczna poprzez zwiększoną liczebność gatunków charakterystycznych dla zbiorników okresowych.

Otrzymane wyniki analiz izotopowych ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) wskazują na dwa miejsca w profilu, które mogłyby wskazywać na ślady tak zwanej starszej oscylacji holsztyńskiej (OHO). Wyniki badań mięczaków

i małżoraczków sugerują natomiast występowanie znacznego pogorszenia warunków klimatycznych na początku zony *Pinus-Larix* na głębokości 1,6–1,4 m, co odpowiada pierwszemu ochłodzeniu na Fig. 2. Warto zauważyć, że otrzymane wyniki potwierdzają wcześniejsze informacje dotyczące specyfiki starszej oscylacji holsztyńskiej z ochłodzeniem wyrażającym się głównie w spadku temperatur zimowych przy nieznacznej zmianie temperatur letnich.

Projekt jest finansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer 2019/33/N/ST10/00703.

Szymanek, M., Bińka, K., Nitychoruk, J., 2016. Stable ^{18}O and ^{13}C isotope records of *Viviparus diluvianus* (Kunth, 1865) shells from Holsteinian (MIS 11) lakes of eastern Poland as palaeoenvironmental and palaeoclimatic proxies. Boreas 45 (1): 109–121.
Czajkowska, M., 2022. High-resolution environmental changes recorded in ostracod and mollusc fauna from the Holsteinian palaeolake at Ortel Królewski II, eastern Poland. Boreas 51: 793–809.

WSPÓŁCZESNA MORFODYNAMIKA ODCINKÓW DOLIN RZEK NA NIŻU POLSKIM I JEJ ZWIĄZEK Z PLEJSTOCEŃSKĄ HISTORIĄ OBSZARU

CONTEMPORARY MORPHODYNAMICS OF POLISH LOWLAND RIVER VALLEYS AND ITS CONNECTION WITH THE PLEISTOCENE HISTORY OF THE AREA

Tomasz Falkowski

Katedra Inżynierii Wodnej i Geologii Stosowanej, Instytut Inżynierii Środowiska SGGW w Warszawie, ul. Nowoursynowska 166, 02-787 Warszawa, tomasz_falkowski@sggw.edu.pl

Doliny rzeczne są na obszarach nizinnych strefami o największej dynamice współcześnie przebiegających procesów morfotwórczych. Jednocześnie są także strefami o dużym znaczeniu gospodarczym, przyrodniczym i militarnym. Ich prawidłowe zagospodarowanie zgodnie z zasadami zrównoważonego rozwoju wymaga gruntownej wiedzy na temat mechanizmów ich funkcjonowania. W dużej części wynikają one z budowy geologicznej tych form.

Doliny rzek nizinnych według klasycznych schematów rozwoju rzeźby uznawane są za formy geomorfologicznie dojrzałe. Powinny one posiadać w pełni wykształcony cokół erozyjny, który wypełniają aluwia o miąższościach umożliwiających swobodne dostosowywanie się rzeki do zmian reżimu hydrologicznego zlewni.

Wiele ze współczesnych dolin na obszarze Niżu Polskiego nie osiągnęło jeszcze takiej dojrzałości na całej długości ich biegu. Przyczyna tego faktu tkwi w złożonej historii geologicznej/klimatycznej tego obszaru. Przede wszystkim rozwój współczesnej sieci rzecznej mógł rozpocząć się dopiero po ustąpieniu ostatniego na danym obszarze lądolodu. W tworzącą się sieć rzeczną włączane musiały być także ciągi obniżeń pozostałych po deglacjacji lądolodu oraz obniżenia termokrasowe. Późniejsze procesy erozji i depozycji rzecznej nie zawsze doprowadziły do zatarcia śladów pierwotnej genezy obniżenia stanowiącego obecnie odcinek doliny.

Efektem zróżnicowania genetycznego odcinków dolin na Niżu Polskim jest przede wszystkim ich morfologia, spadki, a także często występowanie w obrębie serii budujących morfologiczną równię zalewową wychodni utworów niealuwialnej genezy.

Brak w pełni wykształconego cokołu erozyjnego objawia się w dolinach Niżu Polskiego także występowaniem morfologicznych kulminacji powierzchni ich podłoża. Formy takie zbudowane są z utworów o większej niż w przypadku przeciętnych aluwiów korytowych odporności na rozmywanie. Zazwyczaj są one przykryte niewielkiej miąższości warstwą aluwiów korytowych. Powierzchnia podłoża bywa jednak odsłaniana w dnie koryta w czasie przechodzenia fali wezbraniowej. Morfologia kulminacji wpływa wtedy na układ linii nurtu. Jest ona zatem czynnikiem kształtującym współczesną morfodynamikę równi zalewowej. Ponieważ podłoże współczesnych aluwiów na obszarze Niżu Polskiego budują osady plejstoceńskie (glacjalne i interglacjalne), a często także wyparte glacitektonicznie utwory starsze, można powiedzieć, że efekty cyklicznych zmian klimatu jakie wystąpiły w czwartorzędzie warunkują także współczesne procesy korytowe i pozakorytowe.

W referacie zostaną przedstawione przykłady dokumentujące wpływ poligenezy odcinków dolin rzecznych na morfodynamikę powierzchni równi zalewowej, a także na różnicowanie środowisk depozycji współczesnych osadów wezbraniowych. Omówione będzie także znaczenie identyfikacji specyfiki morfodynamicznej odcinków koryta dla bezpieczeństwa elementów jego zabudowy hydrotechnicznej, ochrony przeciwpowodziowej (w tym także dla identyfikacji stref zatorogennych), a także dla swobody manewrowej pododdziałów wojsk lądowych.

ENVIRONMENTS OF THE LAST INTERGLACIAL IN CENTRAL AND EASTERN UKRAINE: LANDSCAPE AND CLIMATIC DYNAMICS

Natalia Gerasimenko

Taras Shevchenko National University of Kyiv, 60, Volodymyrska str., Kyiv, Ukraine, n.garnet2@gmail.com

In central and eastern Ukraine, the most complete sections of the last interglacial pedocomplexes are located on accumulative slopes and in palaeorelief depressions. They can include up to 5 or 6 palaeosols, 2–3 of which are well developed. Pollen data obtained from these pedocomplexes differs from the classical Eemian successions that came from lake and bog deposits, in having larger percentages of herbal pollen and a smaller proportion of arboreal pollen and spores. Nevertheless, the general trends in vegetational change, depicted in pollen successions from the pedocomplexes, are typical for the last interglacial. The analysis of individual soils of the pedocomplex and pollen data obtained from them enables the reconstruction of landscape and climate for the time of their formation. Those reconstructions are made for the sections located in forest (Muzychy, Sokyrnytsya), forest-steppe (Vyazivok 2, 3, 5, 6, Lypova Balka, Stari Bezradychi, Tovtry, Neporotove) and steppe zones (Stari Kaydaky 3, 4, Kryva Luka, Novorayske, Novotroitske), as well as in Crimea: Kabazi II, Emine-Bair-Khosar (Gerasimenko, 2005, 2006; Gerasimenko et al., 2019 a,b). In these sections, the last interglacial pollen successions are revealed in the Kaydaky pedocomplex, which in the northern and central Ukraine directly overlies the glacial and glaciogenic deposits of the Dnieper unit, and in eastern and southern Ukraine, the correlative thickest loess unit. The Dnieper glaciation is correlated with the Saalian (Gozhik, 1995; Gozhik and Gerasimenko, 2011). The last interglacial pollen successions were obtained from the Kaydaky pedocomplex at the Ukrainian type localities of Quaternary deposits (according to Veklitch, 1982): Vyazivok and Stari Kaydaky. At Stari Kaydaky, in sections 1–10 (Veklitch, 1982), the Kaydaky pedocomplex is analogous to the Kaydaky pedocomplex at Vyazivok, but it is truncated in sections 11 and 12, where the pre-Dnieper pedocomplex had been erroneously taken as the Kaydaky unit, and the older loess as the Dnieper loess (Matviishina et al., 2010).

In the northern part of Ukraine, the first phase of the last interglacial is represented by ochre-gley soils, which were formed under *Picea* forest and sedge meadow. Farther to the south, thin humic soils developed under forest-steppe vegetation, with a *Picea* admixture in the woodlands of the forest-steppe and only a few *Quercus* trees in pine stands of the steppe. The steppe was more forested than nowadays. *Picea* does not grow in the plain area of Ukraine of today, which means a cooler and wetter climate for this phase than at present. The *Pinus* and *Betula* phases of the last interglacial can be traced in the incipient podzol, or the thin layer of non-soils deposits, or in the base of the last interglacial Luvisol. An increase in aridity, as compared to the preceding phase, is evidenced by *Picea* disappearance and the shift of the northern boundary of the former steppe and forest-steppe belts northwards. At the end of the *Pinus* phase, elm amd oak appeared in the forest composition.

Luvisols were formed on loess plains during the early-temperate stage of the interglacial, which started with the spread of broad-leaved forests (mainly oak and elm, with an admixture of *Tilia cordata* and *Corylus avellana*). In northern Ukraine, brown-podzolic soils developed on sands, and the proportion of psammophytic pine in the woods was large. Forests occupied the entire area of the modern forest-steppe, whereas the northern part of the modern steppe zone was covered by forest-steppe. All of this indicates higher precipitation than seen nowadays, but in a warmer climate. In the Crimean Mountains, oak woodland occupied even the high parts of the mountain slopes, where beech and hornbeam grow nowadays. Evidently, under the very warm climate of that time, the balance of evaporation and precipitation did not benefit the growth of highly mesophilous trees. In Transcarpathia, where the climate obviously was much wetter, woodlands included *Fagus* and *Carpinus* – both had appeared soon after *Quercus*. Beech occurred also in the Bukovyna area, on the eastern side of the Carpathians. Pollen of *Juglans regia*, found at the Kabazi II site, in the low ridges of the Crimean Mountains, might indicate that refugia of this thermophilous species survived here during the penultimate glaciation.

The next *Corylus* phase of the interglacial is most pronounced in the bog deposits (Bezus'ko et al., 2010), indicating the distribution of this species in wet habitats, as well as on the terraces in more humid

areas (the Neporotove 6 on the Dniester). In the East-Ukrainian forest-steppe and steppe, the spread of *Corylus* is revealed in the upper part of the Luvisol, or the lower part of the overlying Bth horizon of the Phaeozem (grey forest soil). Pollen from these levels indicates a decrease in forested areas at the expense of mesophytic herbal associations under warm climate. The latter is evidenced by thesignificant proportion of broad-leaved trees pollen. Mesophilous plants (*Buxus*, *Viscum*, *Hedera*, *Ilex*) did not grew in central and eastern Ukraine. In the most complete palaeosol sequences, the next phase of the interglacial shows the further spread of mesophytic steppe and a reduction in broad-leaved trees, which in some of the sections corresponds to the humus horizon of the Luvisol. The reduction in broad-leaved trees reflects continentalization of the climate. N. Bolikhovskaya (1995), who found few pollen of arcto-boreal plants in the level between *Quercus* and *Carpinus* pollen zones in the Mikulino palaeosol, established a cooling at the corresponding horizon within the interglacial.

The interglacial Luvisol is overlain by a Phaeozem, whose Bth horizon is partially formed in the material of Luvisol. During formation of the E-Bth and E horizons of this Phaeozem, *Carpinus betulus* spread in the forest-steppe of eastern Ukraine, and it appeared even in the northern part of the steppe. Carpinus forests included *Tilia cordata*, *Corylus* and small admixture of *Quercus*. Nowadays, *Carpinus* grows only in the areas of the northernmost sites studied (Muzychy and Stari Bezradychi), and it is absent in the locations of the other sites, where the annual precipitation is lower. Thus, the climate of this phase was significantly wetter than at present. The forest belt moved southwards within the area of the present-day forest-steppe, and the larger part of the modern steppe belt had a forest-steppe landscape. In Transcarpathia, *Carpinus* dominated over *Fagus* and *Quercus*, as well as in the woodland on the northern slopes of the Crimean Mountains. The thermophilous *Juglans regia* occurred in the Bukovyna area, the Siversky Donets River valley, and in the lower ridges of the Crimean Mountains, where warmth-loving *Cornus mas* also grew. The presence of *Juglans regia* and other thermophilous plants during the late-temperate stage of the last interglacial is shown in the modern area of broad-leaved forests of western Ukraine (Bezusko et al., 2011; Komar et al., 2015). Nevertheless, mesophilous plants (*Ilex aquifolium*, *Corylus colurna*, *Abies alba* and *Osmunda cinnamomea*), which were typical for the western part of Ukraine, did not occur in the central and eastern Ukraine.

At the beginning of post-temperate stage of the interglacial, the spread of *Picea* was smaller than during its pre-temperate stage. Spruce occurred neither in the eastern part of the steppe, nor in the Crimean Mountains. Hornbeam and oak first grew together with spruce (in Transcarpathia also beech), but they disappeared rather quickly, and a boreal forest was established. The admixture of *Picea* in the birch-pine woods of the forest-steppe and even of the northern steppe (Stari Kaydaky site, the Dnipro valley) indicate a wetter and cooler climate than is seen nowadays. The *Picea* phase is revealed in the upper part of the E horizon and the AE horizon of the Faeozems. Thus, intense translocation processes occurred in the soils of this humid phase. Features of surface gleying are also common, as these horizons developed over compacted clayey Bth horizons.

The upper soils of the last interglacial pedocomplexes are represented by leached chernozems in the steppe belt and in the Crimean Mountains. In the forest-steppe of central and eastern Ukraine, this chernozem (or thick A horizon) is revealed only in the most complete soil successions. In the other sites, this palaeosol has often been cut by intense erosional processes during the first stadial of the early glacial, or overprinted by pedogenic processes during formation of the following Pryluky Phaeozem. Nevertheless, black matrix within the prismatic peds of the Phaezem Bth horizon provides evidence of the primary development of humus accumulative processes, and the corresponding palynocomplex indicates a significant reduction in woodland that provided better conditions for humification processes. At that time, the boundaries of forest, forest-steppe and steppe zones were located close to those of modern times, but the vegetational composition of these zones significantly differed from today.

Within the present-day zone of mixed forest, light tree stands were formed by birch (with few pine, oak and elm). A ground cover from herbs, grasses and ferns was well developed. In tree stands of the forest-steppe and the steppe, broad-leaved trees (mainly oak and lime) first occurred, but later they disappeared giving a way to birch and pine (the latter significantly dominated tree stands in the steppe). The share of xeric herbs increased in the steppe vegetation. The climate was colder and drier than nowadays. The lower ridges of the Crimean Mountains were covered by pine forest with a small admixture of oak, hornbeam, elm

and hazel. Later on, birch increased in the forests, a boreal tree, which nowadays occurs rarely at the highest parts of these mountains.

Zonal and regional vegetational patterns in central and eastern Ukraine demonstrate that during all phases of the interglacial the climate became less humid from the north to the south, but the increase in continentality from west to the east in the plain area of Ukraine was less than nowadays. The majority of the interglacial phases had a more humid climate than the modern one, when the southern borders of forest and forest-steppe belts shifted southwards. In the area of the modern forest-steppe and steppe belts, the 'pine' phases of the pre-temperate and post-temperate stages had a drier climate than nowadays. The study of the last interglacial vegetational patterns is important for understanding and protection of present-day biodiversity, whereas the studies of succession in climatic changes during the last interglacial enables its comparison with the elapsed part of the modern interglacial and predicting future changes.

Bezusko, L.G., Mosyakin, S.L., Bezusko, A.G., 2011. Patterns and trends of development of the plant cover of Ukraine in the Late Pleistocene and Holocene. Alterpress, Kyiv (in Ukrainian).

Bolikhovskaya, N.S., 1995. Evolution of the loess-palaeosol formation of the Northern Eurasia. MGU Press, Moscow (in Russian).

Gerasimenko, N., 2005. Vegetation evolution of the Kabazi II site. In: Chabai, V.P. (Ed.), Kabazi II: the Last Interglacial occupation, environment and subsistence: 25–49. Shalyah, Cologne-Simferopol.

Gerasimenko, N., 2006. Upper Pleistocene loess-palaeosol and vegetational successions in the Middle Dnieper area, Ukraine. Quaternary International 149: 55–66.

Gerasimenko, N., Kovalchuk, I., 2019a. The Late Pleistocene soils as indicators of the impact of environmental changes on development of pedogenic processes. Journal of Geology, Geography and Geoecology 28 (2): 262–274.

Gerasimenko, N., Kulakovska, L., Usik, V., Votyakova, O., 2019b. Palaeoenvironmental changes during the Middle and Upper Paleolithic in the Upper Tyssa Depression/Ukraine (The Sokyrnytsya and Ruban' sites). Journal of Geology, Geography and Geoecology 28 (2): 275–291.

Gozhik, P.F., 1995. Glacial history of Ukraine. In: Ehlers, J., Gibbard, Ph.L., Kozarski, S., Rose, J. (Eds.), Glacial Deposits in North-East Europe: 213–216. Brookfield, Rotterdam.

Gozhik, P., Gerasimenko, N., 2011. The Lower and Middle Pleistocene of Ukraine. In: The Quaternary studies in Ukraine. To the XVIII Congress of INQUA: 9–26. Kyiv, Institute of Geological Sciences of NANU.

Komar, M., Łanczont, M., Madeyska, T., 2015. Vegetation of the Palaeolithic Ecumenucal in the eastern foothills of the Carpathians and beyond. In: Łanczont, M., Madeyska, T., (Eds.), Paleolityczna ekumena strefy pery- i metakarpackiej: 489–557. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.

Matviishina, Z., Gerasimenko N., Perederiy, V.I., Ivchenko, A.S., Nagirnyi, V.M., Karmazinenko, S.P., 2010. Spatial-temporal correlation of palaeogeographical events of Quaternary in Ukraine. Naukova dumka, Kyiv (in Ukrainian).

GŁAZY NARZUTOWE I ICH ZNACZENIE W ROZWOJU GEOTURYSTYKI W REGIONIE PRZEDBORZA, ŚRODKOWA POLSKA

ERRATIC BOULDERS AND THEIR IMPORTANCE IN THE DEVELOPMENT OF GEOTOURISM IN THE PRZEDBÓRZ REGION, CENRTAL POLAND

Maria Górska-Zabielska[1], Dariusz Wieczorek[2], Andrzej Stoiński [2], Ryszard Zabielski[2, 3]

[1]Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, UJK, Kielce, maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl

[2]Oddział Świętokrzyski PIG-PIB, Kielce,

[3]PIG-PIB, Warszawa

Badania głazów narzutowych w okolicy Przedborza miały na celu: (1) określenie frekwencji występowania głazów narzutowych w strefie glacjomarginalnej MIS 6 w środkowej Polsce (Górska-Zabielska i in., 2022) oraz (2) udokumentowanie, na powierzchni wielu z nich, śladów oddziaływania zróżnicowanych procesów morfogenetycznych, a więc odtworzenie „historii zapisanej na kamieniu". Nie mniej ważnym celem było (3) wskazanie skandynawskich obszarów źródłowych w przypadku głazów narzutowych przewodnich, a także 4) określenie znaczenia i roli tych obiektów dziedzictwa przyrody nieożywionej w kontekście rozwoju geoturystyki na obszarze turystycznie peryferyjnym.

Analiza waloryzacyjna badanych głazów narzutowych pod kątem oceny ich potencjału do rozwoju geoturystyki objęła następujące główne kategorie: wartość naukową i edukacyjną, walory krajobrazowe i estetyczne potencjalnego geostanowiska, poziom ochrony obiektu i jego dostępność oraz obecne już walory turystyczne w otoczeniu obiektu.

W świetle analizy bonitacyjnej największy potencjał geoturystyczny mają dwa głazy znajdujące się na Kokosiej Górze i jeden w Dębie. Cechują je:

- duża wartość naukowa, poznawcza i edukacyjna: należą do największych głazów na obszarze badań, są eratykami przewodnimi, dzięki zapisanym mikroformom na powierzchni, dają możliwość geointerpretacji procesów sub-/inglacjalnych i współczesnych procesów morfogenetycznych,
- wysokie walory estetyczne oraz krajobrazowe dla potencjalnego geostanowiska.

Pomimo powyższych zalet, obiekty te cechuje również:

- niski stopień ochrony, głównie z uwagi na brak objęcia ich jakąkolwiek formą ochrony przyrody zgodnie z Ustawą o ochronie przyrody z 2004 r.,
- wysokim poziomem podatności na zniszczenie,
- słabą dostępnością oraz brakiem wokół nich dodatkowych walorów przyrodniczych,
- niskimi walorami turystycznymi z uwagi na brak szlaków pieszych/rowerowych lub zorganizowanych wycieczek z lokalnym geointepretatorem.

Stosunkowo niewielka odległość ciekawych lokalnych obiektów dziedzictwa abiotycznego od Przedborza (z gwarantowaną bazą turystyczną), pozwala jednak mieć nadzieję, że geoedukacja z transferem wiedzy eksperckiej ma szansę się udać, pod warunkiem rzeczywistego zainteresowania lokalnych gospodarzy zrównoważonym rozwojem regionu. To wiąże się z likwidacją ww. słabych stron i wykorzystaniem istniejących szans. Jakość życia mieszkańców Przedborza i okolic może się polepszyć pod warunkiem implementacji do lokalnej gospodarki koła zamachowego, jakim jest geoturystyka.

Górska-Zabielska, M., Wieczorek, D., Zabielski, R., Stoiński, A., 2022. Głazy narzutowe z okolic Przedborza jako obiekty geodziedzictwa oraz ich znaczenie dla geologii czwartorzędu i geoturystyki. Przegląd Geologiczny 70 (1): 34–49. http://dx.doi.org/10.7306/2022.2.

GLACIAL AND INTERGLACIAL LARGE MAMMAL ECOLOGY FROM MIS 7 TO MIS 3 IN NORTHERN FRANCE

EKOLOGIA DUŻYCH SSAKÓW LODOWCOWYCH I INTERGLACJALNYCH OD MIS 7 DO MIS 3 W PÓŁNOCNEJ FRANCJI

Marie-Anne Julien[1,2], Sophie Auger[2,3], Christophe Lecuyer[4], Patrick Auguste[5], Jean-Jacques Bahain[2], with the participation of: **Grégory Bayle, Fabrice Bray, Dominique Cliquet, David Herisson, Jean-Luc Locht, Veerle Rots, Florent Rivals, Noémie Seveque, Marie-Pauline Vignes, Antigone Uzunidis**

[1]GéoArchPal-GéoArchÉon, Viéville sous-les-Cotes, France, marie-anne.julien@mnhn.fr
[2]Histoire naturelle de l'Homme préhistorique (HNHP), Département Homme & Environnement, Muséum national d'Histoire naturelle, CNRS, UPVD, Paris, France
[3]Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES-CERCA), Tarragone, Spain
[4]Univ Lyon 1, ENSL, CNRS, LGL-TPE, Villeurbanne, France
[5]Évolution, Écologie et et Paléontologie (Evo-Eco-Paleo) – UMR 8198, CNRS, Université de Lille, France

For more than 200,000 years Neanderthals lived in changing and varied environments, adapting to sometimes extreme glacial and interglacial conditions. This adaptability of human societies seems directly linked to the eco-ethological flexibility of their essential resources: animals, especially large and mega herbivores.

In Europe, between *ca.* 240,000 and 40,000 years ago (MIS 7–3) three animal groups – large bovids, cervids and equids – reached nearly 80% of the hundreds of thousands of animal bones in archaeological contexts. This apparent monotony hides real distinctions in their distribution, both in space and time. For example, prehistoric camps show differences in the consumption of the different species, and sometimes surprising oppositions appears: species predominant among the fauna found in the occupation levels, were not the most commonly eaten (Bocherens et al., 2005; Richards and Trinkaus 2009) or used as objects (Auguste et al., 2018; 2019). Are the differences noticed related to ecological contexts and animal behavior? How to interpret choices within the hunted, eaten or used faunas?

Considering how recent advances in prehistoric archaeology, paleobiology, archaeometry, dating, isotopic geochemistry, or the contribution of taphonomy to (zoo)archeological studies, have deeply changed our understanding of human and animal past lifeways (e.g. Julien et al., 2012; Rivals et al. 2016), a large scale project has been initiated on a selection of sites from the Plains of northern France (ANR 'BigGame'; Projet-ANR-21-CE03-0009). On this dense territory of Paleolithic occupations with varied environmental profiles (Van Vliet-Lanoë et al., 2006; Antoine et al., 2014; Locht et al., 2016; Shaw et al., 2016) we focuses our research on the period from MIS 7 to MIS 3 which saw throughout several glacial/interglacial cycles the emergence, development and disappearance of Neanderthal cultures. In order to reach our paleobiological and paleoecological goals an integrated interdisciplinarity is applied with exchanges and cooperation from different field of research drawn from chemistry, geochemistry, geochronology, paleontology, and prehistoric archaeology. We will present more specifically how this allow approaching the short time and the long time, and consider large mammal ecology and environmental changes on a large scale – order of ten thousand years – but also on an individual scale – seasonal, annual and multi-annual.

Auguste, P., Bemili, C., Patou-Mathis, M., Sévêque, N., 2018. Le Paléolithique inférieur et moyen en France septentrionale : 40 ans de découvertes et d'analyses archéozoologiques. In Djindjian F. (dir.), La Préhistoire de la France. Hermann, Paris: 120–124.

Auguste, P., Sévêque, N., Julien, M.-A., 2019. L'Homme et l'animal au Pléistocène moyen récent en France septentrionale. Synthèse des interactions paléoécologiques et archéozoologiques dans la gestion des ressources animales par les Néandertaliens. In: Montoya C., Fagnart J.-J., Locht J.-J. (dir.), Préhistorie de l'Europe du Nord-Ouest: mobilités, climats et identités culturelles, Vol. 1 Historiographie – Paléolithique inférieur et moyen, XXVIIIe Congrès préhistorique de France, Amiens, 30 Mai, éd. Société Préhistorique Française – 4 juin 2016: 117–124.

Bocherens, H., Drucker, D.G., Billiou, D., Patou-Mathis, M., Vandermeersch, B., 2005. Isotopic evidence for diet and subsistence pattern of the Saint-Cesaire I Neanderthal: review and use of a multi-source mixing model. J Hum Evol 49: 71–87.

Locht, J.-L., Hérisson, D., Goval, E., Cliquet, D., Huet, B., Coutard, S., Antoine, P., Feray, P., 2016. Timescales, space and culture during the Middle Palaeolithic in northwestern France. Quaternary International 411: 129–148.

Richards, M. P., Trinkaus, E., 2009. Isotopic evidence for the diets of European Neanderthals and early modern humans. Proceedings of the National Academy of Sciences 106 (38): 16034–16039.

Rivals, F., Camarós, E., Sánchez-Hernández, C., 2016. Stories written in teeth: New archeological insights from tooth-related studies. Journal of Archaeological Science: Reports 6: 777–779.

Shaw, A., Bates, M., Conneler, C., Gamble, C., Julien, M.-A., McNabb, J., Pope, M., Scott, B., 2016. The archaeology of persistent places: the Palaeolithic case of La Cotte de St Brelade, Jersey. Antiquity 90: 1437–1453.

Van Vliet-Lanoë, B., Cliquet, D., Auguste, P., Folz, E., Keen, D.H., Schwenninger, J.L., Mercier, N., Alix, P., Roupin, Y., Meurisse, M., Seignac, H., 2006. L'abri sous-roche de Rozel (France, Manche): un habitat de la phase récente du Paléolithique moyen dans son contexte géomorphologique. Quaternaire 17: 207–258.

LITOSTRATYGRAFIA I SEDYMENTOLOGIA HOLOCEŃSKICH OSADÓW JASKINIOWYCH JURY POLSKIEJ (PD. POLSKA) I JEJ ZNACZENIE DLA IDENTYFIKACJI SEKWENCJI INTERGLACJALNYCH

LITHOSTRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY OF HOLOCENE CLASTIC CAVE SEDIMENTS IN POLISH JURA (SOUTHERN POLAND) AND IMPLICATIONS FOR THE IDENTIFICATION OF INTERGLACIAL SEQUENCES

Maciej T. Krajcarz

Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Poland, mkrajcarz@twarda.pan.pl

Caves and similar landforms (sinkholes, rock shelters) are among few terrestrial sediment traps. They have a unique ability to record long time intervals, including consecutive glacials and interglacials. Therefore, cave sediments are valued as important reference profiles in Quaternary stratigraphy (Madeyska, 2002; Lindner and Marks, 2012). Cave profiles are widely regarded as representative interglacial records, including caves of Polish Jura (e.g. Nietoperzowa Cave) and other regions of Poland (e.g. Kozi Grzbiet Cave). However, identification of interglacial sequences among cave sediments is challenging and even within the best-studied caves, such as Biśnik Cave, the identification of the last interglacial and penultimate interglacial positions was controversial and climatostratigraphy has changed several times (Cyrek et al., 2010; Krajcarz et al., 2014; Mirosław-Grabowska, 2002). There are several reasons behind this difficulty; one of them is a lack of referencial and representative interglacial sequence that could serve as lithologic and sedimentologic indicator. Following the actualistic approach, the Holocene sequences may be regarded as a model of an interglacial series; especially the sediments of the Lower/Middle Holocene, weakly affected by human activity, may be used for such approach. Moreover, the excavations in the recent years have shown that the Holocene cave sequences in Polish Jura show great scientific potential. In these sediments we find a record of climate change during several millennia, geomorphic processes, and changes in fauna and vegetation.

Nearly each excavated cave and rock shelter in Polish Jura delivered Holocene clastic deposits. Only few of them, however, were well-preserved stratified series: Żytnia Skała Rockshelters, W Zalasie Cave, Nad Mosurem Starym Duża Cave, Zegar Cave, Jasna Strzegowska Cave, Shelter in Udorka Valley I, Shelter in Smoleń III, Żarska Cave, Cave above the Słupska Gate, and Perspektywiczna Cave, and only the last six of them were studied in terms of detail chronology. In this paper, I evaluate these key sequences of the Holocene near-entrance facies of cave deposits from Polish Jura. I search for common (thus, regional) and atypical (local) features in the sedimentary records. I try to track correlations to formulate a regional lithostratigraphy, which can be used as a model of the interglacial sedimentary sequence.

Exemplary profiles of representative sites are presented in Fig. 1. Among the common sedimentological and lithological features, that can be regarded as lithostratigraphic markers, are:

- An abrupt, erosional contact with Upper Pleistocene sediments, usually being one among a series of several closely situated unconformities;
- Sediments of relatively high energy environment (Unit A in Fig. 1), filling erosional forms and with sedimentary structures (trough bedding, lamination, inclination); these sediments of Lower Holocene age typically contain re-deposited Pleistocene material;
- Massive and rusty-color sediments in the middle part of the sequence, with higher amount of clay than under- and overlying strata; this part records the optimum climatic conditions and is connected with the Middle Holocene (Unit B in Fig. 1);
- Grayish or brownish massive humiferous silty or sandy loams, recording the lower part of the Upper Holocene (Unit C in Fig. 1);
- Blackish, humic sandy sediments or debris, building the topmost part of the sequence, often with Middle Age archaeological material or anthropogenically disturbed (Unit D in Fig. 1); these sediments are usually the only record of the Holocene at most sites.

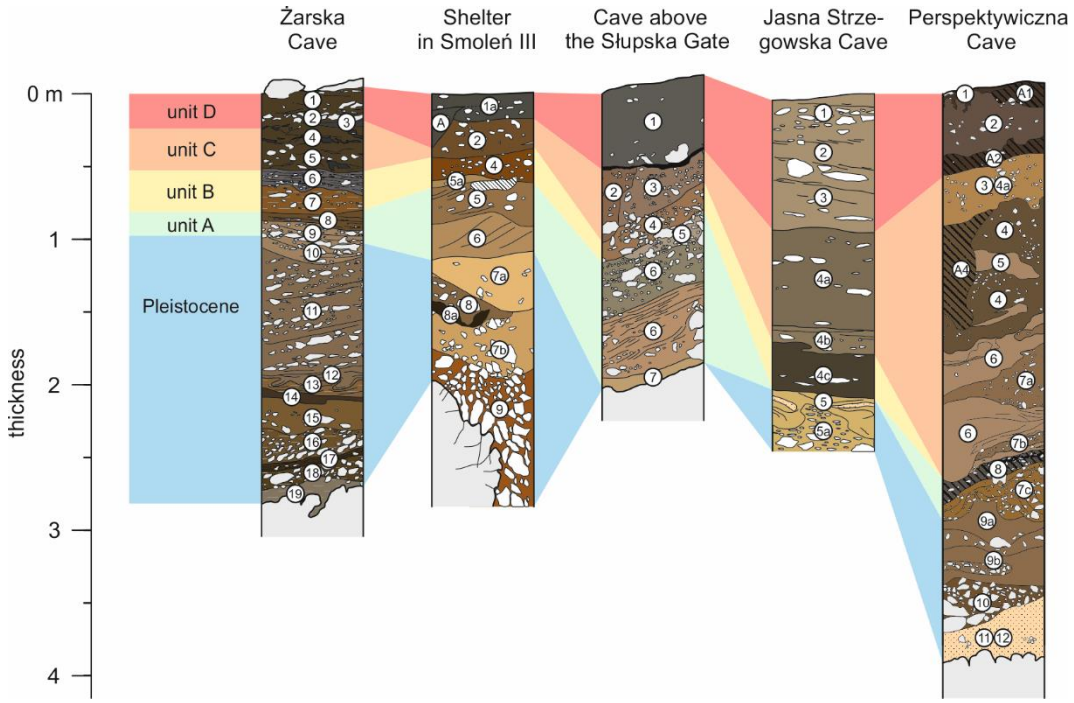


Fig. 1. A proposal of litho-stratigraphic correlation of Holocene clastic cave sediments in selected sites of Polish Jura.

This litho-, allo- and climatostratigraphic sequence can serve as a model of an interglacial series and be applied to the Pleistocene sequences in a search for analogous records. Of our particular interest are long profiles of Biśnik Cave, Nietoperzowa Cave, Ciemna Cave and Tunel Wielki Cave, where one may expect sediments from several interglacials (including MIS 5e, MIS 7, and MIS 9).

This research was supported by the Institute of Geological Sciences PAS, an internal statutory task "Jaskinie" (2020–2023).

Cyrek, K., Socha, P., Stefaniak, K., Madeyska, T., Mirosław-Grabowska, J., Sudoł-Procyk, M., Czyżewski, Ł., 2010. Palaeolithic of Biśnik Cave (Southern Poland) within the Environmental Background. Quaternary International 220 (1–2): 5–30.

Krajcarz, M.T., Bosák, P., Šlechta, S., Pruner, P., Komar M., Dresler J., Madeyska, T., 2014. Sediments of Biśnik Cave (Poland): Lithology and Stratigraphy of the Middle Palaeolithic Site. Quaternary International 326–327: 6–19.

Lindner, L., Marks, L., 2012. O Podziale Klimatostratygraficznym Kompleksu Środkowopolskiego w Plejstocenie Polski. Przegląd Geologiczny 60 (1): 36–45.

Madeyska, T., 2002. Evidence of Climatic Variations in Loess and Cave Palaeolithic Sites of Southern Poland and Western Ukraine. Quaternary International 91 (1): 65–73.

Mirosław-Grabowska, J., 2002. Geological Value of Biśnik Cave Sediments. Acta Geologica Polonica 52 (1): 97–110.

CEMENTACJE WĘGLANOWE W OSADACH CZWARTORZĘDOWYCH SW WIELKOPOLSKI

CARBONATE CEMENTATION IN QUATERNARY DEPOSITS IN THE SW WIELKOPOLSKA REGION

Bogusz Kulus

Wydział Geologii UW, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, b.kulus@student.uw.edu.pl

Zjawisko cementacji węglanowej w utworach czwartorzędowych Niżu Polskiego było przedmiotem wielu opracowań literaturowych (m. in. Kolski, 1904; Gąsiorowski, 1924; Nowicki i Radlicz, 1961; Skompski i Nowak, 1965; Biernacka, 1993). Niniejsze opracowanie traktuje o występowaniu scementowanych osadów w południowo-zachodniej Wielkopolsce (okolice Leszna i Kościana), w pobliżu strefy maksymalnego zasięgu fazy leszczyńskiej zlodowacenia Wisły (Marks i in., 2016). Produktów cementacji poszukiwano w 25 stanowiskach, z czego w 5 wykonano dokładniejsze badania. Wśród form koncentracji węglanu wapnia wyróżniono: naskorupienia, cementacje w spągu głazików, piaskowce i zlepieńce, konkrecje (w glinach), a także formy biogeniczne – ryzolity (struktury węglanowe powstałe wokół korzeni roślin – Klappa, 1980). Profile w pięciu badanych stanowiskach opróbowano. Pobrany z nich materiał poddano analizie granulometrycznej oraz analizie zawartości węglanu wapnia metodą Scheiblera (Myślińska, 1998). Z form zlityfikowanych wykonano 6 płytek cienkich, które obserwowano pod mikroskopem petrograficznym, a także w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM). Utwory scementowane są zróżnicowane pod kątem występujących w nich cementów, co wynika z różnej sytuacji geologicznej w jakiej powstawały. Zaobserwowano w nich cementy mikrytowe, mikrosparytowe i sparytowe o różnej architekturze – m.in. cementów meniskowych i pierścieniowych. Cementacja osadów zachodziła głównie na skutek działalności wód meteorycznych, przede wszystkim poprzez infiltrację. Jest ona związana z ługowaniem węglanu wapnia z wyższych partii osadu w dół profilu (Biernacka, 1993; Kłysz, 1992, 1999; Ciborowski i Jankowski, 2007) oraz wytrącaniem go w porach niżejległych osadów na skutek zmian porowatości (Nowicki i Radlicz, 1961). Inny typ genezy należy przypisać ryzolitom, których powstanie związane jest z działalnością korzeni roślin oraz mikroorganizmów z nimi współwystępujących (Łącka i in., 2007).

Biernacka, J., 1993. Zjawisko cementacji kalcytowej osadów fluwioglacjalnych w Starym Puszczykowie k. Poznania. Przegląd Geologiczny 41: 269–272.

Ciborowski, T., Jankowski, M., 2007. Cementacja węglanowa osadów piaszczystych klifu w Gdyni-Orłowie. Przegląd Geologiczny 55 (2): 140–144.

Gąsiorowski, H., 1924. Formy zlepienia piaskowca dyluwialnego w Mechowie pod Puckiem. Przegląd Geograficzny 4: 161–164.

Klappa, C.F., 1980. Ryzoliths in terrestrial carbonates classification, recognition, genesis and significance. Sedimentology 27: 613–629

Kłysz, P., 1992. Osady czwartorzędowej cementacji węglanowej w okolicy Czaplinka na Pojezierzu Drawskim. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Seria A, Geografia Fizyczna 44: 93–101.

Kłysz, P., 1999. Problem czwartorzędowej cementacji węglanowej na przykładzie osadów w rejonie Lipowej Góry (okolice Czaplinka) na Pojezierzu Drawskim. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Seria A, Geografia Fizyczna 50: 73–83.

Kolski, J., 1904. O piaskowcach płockich. Wszechświat 25 (23): 385–390.

Łącka, B., Łanczont, M., Madeyska, T., 2007. Formy morfologiczne autogenicznych węglanów i ich skład izotopowy (trwałe izotopy węgla i tlenu) w lessach Podkarpacia i Podola. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska. Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia 62: 89–111.

Marks, L., Dzierżek, J., Janiszewski, R., Kaczorowski, J., Lindner, L., Majecka, A., Makos, M., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek, A., Woronko, B., 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. Acta Geologica Polonica 66 (3): 403–427.

Myślińska, E., 1998. Laboratoryjne badania gruntów, Wydawnictwo Naukowe PWN. Wydanie II. Warszawa.

Nowicki, A.J., Radlicz, K., 1961. O występowaniu i genezie zlepieńca czwartorzędowego. Kwartalnik Geologiczny 5 (4): 915–929.
Skompski, S., Nowak, J., 1965. Piaskowce i zlepieńce czwartorzędowe. Przegląd Geologiczny 13 (4): 145–148.

OSADY KOMPLEKSU ŚRODKOWOPOLSKIEGO PLEJSTOCENU (MIS 8–MIS 6) W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH – IMPLIKCJE PALEOGEOGRAFICZNE

DEPOSITS OF THE MIDDLE PLEISTOCENE COMPLEX (MIS 8–MIS 6) IN THE SOUTHERN PART OF THE HOLY CROSS MOUNTAINS – PALEOGEOGRAPHIC IMPLICATIONS

Małgorzata Ludwikowska-Kędzia

Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, ul. Uniwersytecka 7, 25-406 Kielce, malgorzata.ludwikowska@ujk.edu.pl

Kompleks osadów glacigenicznych (GLG) w południowej części Gór Świętokrzyskich, został udokumentowany w facji plejstocenu wyżynnego i dolinnego, z uwzględnieniem hierarchizacji przestrzeni morfologicznej obszaru, w granicach jego indywidualnych domen litologiczno-morfostrukturalnych (Ludwikowska-Kędzia, 2018).

GLG jest reprezentowany przez osady środowiska glacjalnego (serii diamiktonów, serii piaszczystych i żwirowych), glacifluwialnego (serii piaszczystych, piaszczysto-żwirowych rzek roztokowych) oraz glacilimnicznego (rytmitów pylasto-ilastych jeziorek z zatamowania). Jest to zespół osadów allochtonicznych, wprowadzonych do wnętrza Gór Świętokrzyskich podczas glacjacji obszaru, czyli w okresie zaburzeń funkcjonowania ich lokalnego środowiska lito- i morfogenetycznego, wywołanych obecnością lodu lodowcowego. GLG jest więc nową jakością lito- i morfogenetyczną, ale w odziedziczonych, „starych" ramach morfostrukturalnych, których cech nie zmienił, a raczej dopasował się do nich.

GLG od podścielających go kompleksów osadów autochtonicznych (tj. kompleksu zwietrzelin lokalnych skał podłoża paleozoicznego – WB, fluwialno-zbiornikowego – FR, fluwialno-eolicznego – FA), odróżnia skład petrograficzny (udział skał skandynawskich i/lub skał miocenu, mezozoiku), dominacja piroksenów i amfiboli w zespole minerałów ciężkich oraz wzrost lub stale wysoki udział ziaren genezy fluwialnej, pękniętych i grupy INNYCH. Szczególne znaczenie interpretacyjne należy przypisać kompleksowi FA, który poprzedza akumulację GLG ale i oddziela GLG od kompleksów WB lub FR, najstarszych osadów autochtonicznych. FA dokumentuje warunki sprzyjające długotrwałemu funkcjonowaniu procesów eolicznych w środowisku Gór Świętokrzyskich.

Osady GLG w okresie wychodzenia z zaburzenia (jakim była obecność lodu lodowcowego w Górach Świętokrzyskich, czyli w okresie przejściowym (MIS 5–MIS 1) (Ludwikowska-Kędzia, 2018) są uruchamiane w różnych środowiskach morfogenetycznych i włączane w kompleks osadów fluwialno-stokowo-eolicznych (FSA). Badania litogenetyczne i litostratygraficzne FSA pozwoliły na rewizję wieku przypisywanego dotychczas osadom czwartorzędowym w południowej części Gór Świętokrzyskich, m.in. zrewidowano pozycję mułków zastoiskowych przypisywanych „okresowi zlodowaceń południowopolskich" i ustalono (palinologicznie, ^{14}C, TL) czas ich akumulacji na Vistulian i holocen (Ludwikowska-Kędzia, 2000), zweryfikowano także czas formowania i pochodzenie „wysokich teras środkowopolskich" na Vistulian i stokowo-fluwialną genezę (Ludwikowska-Kędzia, 2013, 2022). Wykazano także, że liczba cykli "ocieplenie-ochłodzenie" zarejestrowanych w osadach kompleksu FSA jest tego samego rzędu, co w zapisach rdzeni lodowych (Michczyńska i in., 2022).

Kompleks osadów glacigenicznych (GLG), według wskaźnika wieku (TL, OSL) był formowany w okresie od 319 ka do 147 ka (Ludwikowska-Kędzia i Pawelec, 2014; Ludwikowska-Kędzia i in., 2015; Ludwikowska-Kędzia, 2018), co przy uwzględnieniu nowych ustaleń litostratygraficznych osadów kompleksu FSA w południowej części Gór Świętokrzyskich, pozwala na korelację GLG z kompleksem środkowopolskim plejstocenu (MIS 8–MIS 6) (por. Lindner, 2004; Lindner i Marks 2012). Ustalenia te stawiają w nowej perspektywie zagadnienie dokumentacji kompleksu południowopolskiego plejstocenu w południowej części Gór Świętokrzyskich.

Lindner, L., 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach 13: 7–31.
Lindner, L., Marks, L., 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. Przegląd Geologiczny 60 (1): 36–45.
Ludwikowska-Kędzia, M., 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacjale i holocenie. Wydawnictwo Akademickie Dialog, Warszawa: 1–200.
Ludwikowska-Kędzia, M., 2013. The assemblages of transparent heavy minerals in Quaternary sediments of the Kielce-Łagów Valley (Holy Cross Mountains, Poland). Geologos 19 (1–2): 95–129. doi.org/10.2478/logos-2013-0007.
Ludwikowska-Kędzia, M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. Instytut Geografii Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Kielce: 1–203.
Ludwikowska-Kędzia, M., 2021. "Middle Polish fluvial high terrace" in the river valleys of the Kielce-Łagów Depression (Holy Cross Mountains, Poland) – fact or myth? Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 55: 129–152.
Ludwikowska-Kędzia, M., Pawelec, H., 2014. Depositional environment of the glacigenic deposits from the Holy Cross Mountains (Poland) – interpretation based on macroand microstructure analyses. Geological Quarterly 58 (4): 807–826. DOI: doi.org/10.7306/gq.1200.
Ludwikowska-Kędzia, M., Pawelec, H., Adamiec, G., 2015. Sedimentological interpretation and stratigraphical position of glacigenic deposits in the Napęków area (Holy Cross Mountains, Poland). Geologos 21 (4): 261–284. doi.org/10.1515/logos-2015-0018.
Michczyńska, D., Dzieduszyńska, D., Petera-Zganiacz, J., Wachecka-Kotkowska, L., Krzyszkowski, D., Wieczorek, D., Ludwikowska-Kędzia, M., Gębica, P., Starkel, L., 2022. Climatic oscillations during MIS 3–2 recorded in sets of ^{14}C and OSL dates – a study based on data from Poland. Radiocarbon 64 (6): 1373–1386. doi:10.1017/RDC.2022.69.

STRATYGRAFIA LESSOWA I GLACJALNA W DOLINIE ŚRODKOWEGO DNIEPRU NA PODSTAWIE DANYCH Z PROFILI KLISZCZYNCI I WIELKA ANDRUSIWKA (ZBIORNIK KRZEMIEŃCZUCKI, UKRAINA)

LOESS AND GLACIAL STRATIGRAPHY IN THE MIDDLE DNIEPR RIVER BASED ON DATA FROM THE KLISHCHYNTSI and VELYKA ANDRUSIVKA SECTIONS (KREMENCHUK RESERVOIR, UKRAINE)

Maria Łanczont[1], Przemysław Mroczek[1], Maryna Komar[2], Jerzy Nawrocki[1,3], Karol Standzikowski[1], Oleksiy Krokhmal[4], Sergiy Prylypko[4]

[1]Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, maria.lanczont@mail.umcs.lublin.pl; przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl; karol.standzikowski@mail.umcs.pl

[2]Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych Nan Ukrainy, Kijów, Ukraina, maryna.kom@gmail.com

[3]Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, jnaw@pgi.gov.pl

[4]Instytut Nauk Geologicznych NAN Ukrainy, Kijów, Ukraina, krokhmal1959@gmail.com

Sekwencje lessowo-glebowe występujące nad środkowym Dnieprem, stanowią wartościowe lądowe archiwa dla korelacji zarówno regionalnych, jak też w znacznie szerszej skali odnoszącej się do obszaru Europy środkowo-zachodniej (północnoeuropejski pas lessowy). W obszarze środkowego Dniepru, który był objęty zasięgiem największego w Europie środkowo-wschodniej lądolodu Dniepru (=Saalian), sekwencje zazębiają się z osadami glacjalnymi, które stanowią wobec tego ważny wyznacznik (marker) dla stratygrafii lessowej. Sekwencje osadów plejstoceńskich widoczne w wysokich, aktywnie modelowanych klifach brzegowych w dolnej części Zalewu Krzemieńczuckiego, świadczą o wyraźnej – warunkowanej lokalną sytuacją paleomorfologiczną – zmienności przestrzennej typów i dynamiki procesów sedymentacji lessowej oraz postpozycyjnych przekształceń o charakterze glebowym bądź diagenetycznym, które działały bezpośrednio po ustąpienia lądolodu i w późniejszych cyklach interglacjalno-glacjalnych. Ten kopalny zapis jest znacznie zniwelowany przez współczesną, raczej wyrównaną rzeźbę, mającą założenia plejstoceńskie.

Nowe badania prowadzone w profilach Kliszczynci i Wielka Andrusiwka, usytuowanych po obu stronach zalewu (odległość ok. 50 km) oraz leżących blisko, lub w, strefie marginalnej lądolodu Dniepru, uzupełnione o wyniki badań wcześniejszych (m.in. profile Maksymiwka i Nahirne) umożliwiły identyfikację lokalnych wpływów środowiskowych na przebieg i tempo zarejestrowanych zjawisk. Profil Wielka Andrusiwka leży na prawym brzegu zalewu, w obrębie morenowo-lessowego plateau Wyżyny Dniepru, i tu glina lodowcowa podściela badaną sekwencją lessowo-glebową. Z kolei, profil Kliszczynci usytuowany jest na Nizinie Dniepru przy ujściu rzeki Suły i jest reprezentatywny dla terasy czwartej Dniepru; zawiera serie aluwialno-lessowo-glebowe rozdzieloną osadami lodowcowymi. Zastosowany zakres badań terenowych i laboratoryjnych pozwolił na oddzielenie zapisu zjawisk lokalnych/regionalnych od trendów o wymiarze globalnym. Ponadto, zbadano równoczasowość korelowanego zjawiska, co jest istotne dla zrozumienia przebiegu plejstoceńskich procesów przyrodniczych w wyznaczonym obszarze i jako punktu wyjścia do ich zsynchronizowania. Skorelowanie wyróżnionych jednostek z innymi profilami lessowymi o statusie regionalnego profilu podstawowego, które także leżą na równoleżniku ~49°N, na zachód od badanych stanowisk, po dorzecze Sanu (odległość skrajnych punktów to ~650 km), daje podstawy do włączenia się do dyskusji problemu, który jest wciąż daleki od rozstrzygnięcia i dotyczy różnic w podejściu do schematu stratygrafii plejstocenu Ukrainy, a dokładniej – kwestii różnego chronologicznego położenia gliny i lessu dnieprzańskiego (dn) powiązanych czasowo ze zlodowaceniem Dniepru oraz bezpośrednio młodszej jednostki glebowej Kaydaky (kd).

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

ZAPIS KLIMATYCZNY GÓRNEGO PLEJSTOCENU (MIS 6–MIS 2) W OSADACH LĄDOWYCH W STANOWISKU PARCHLINY (CENTRALNA POLSKA)

CLIMATIC RECORD OF THE UPPER PLEISTOCENE (MIS 6–MIS 2) IN TERRESTIAL SEDIMENTS AT THE PARCHLINY SITE (CENTRAL POLAND)

Aleksandra Majecka[1], Lucyna Wachecka-Kotkowska[2], Małgorzata Malkiewicz[3], Dariusz Wieczorek[4], Dariusz Krzyszkowski[5]

[1]*Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, a.majecka@uw.edu.pl*

[2]*Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl*

[3]*Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław, malgorzata.malkiewicz@uwr.edu.pl*

[4]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski im. Jana Czarnockiego, ul. Zgoda 21, 25-378 Kielce, dwie@pgi.gov.pl*

[5]*Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Zakład Geografii Fizycznej, ul. W. Cybulskiego 34, 50-205 Wrocław, dariusz.krzyszowski@uwr.edu.pl*

Górny plejstocen jest najmłodszą jednostką plejstocenu wyróżnioną w europejskim podziale stratygraficznym, reprezentującą przedział czasowy 130–11,7 ka BP, skorelowaną z morskimi stadiami izotopowymi (MIS) 5e–2 (por. Lisiecki i Raymo, 2005). Jednostka ta obejmuje ostatni interglacjał plejstoceński, czyli interglacjał eemski (130–115 ka BP) oraz ostatnie zlodowacenie skandynawskie (115–11,7 ka BP), tj. zlodowacenie Wisły (Vistulian). Dolną granicę górnego plejstocenu wyznacza schyłek stadiału Warty zlodowacenia Odry (MIS 6a), którego zapis pleoklimatyczny wciąż nie należy do najlepiej udokumentowanych.

Stratygrafia górnego plejstocenu została dobrze rozpoznana w wielu profilach lądowych Polski, także w rejonie Kotliny Szczercowskiej (Fig. 1A, B). Niestety większość profili, przede wszystkim z osadów jeziornych zawiera zapis fragmentaryczny, dlatego trudno jest znaleźć stanowisko wzorcowe dla stratygrafii tak długiego okresu. Udokumentowane w ostatnich latach profile „Parchliny 2012", „2014" i „2016" w KWB Bełchatów (centralne Polska) są zapisem zachodzących na siebie, ale ciągłych procesów sedymentacji w obrębie tego samego paleojeziora. Na podstawie danych paleobotanicznych, paleozoologicznych i geochemicznych prześledziliśmy rytm zmian paleośrodowiska od późnego glacjału zlodowacenia Odry przez interglacjał eemski do pleniglacjału (MIS 6–MIS 2) (Fig. 1C). W obrębie późnego glacjału zlodowacenia Odry (MIS 6a) wyróżniono trzy fazy zmian. Pierwsza faza związana była z szybkim topnieniem zakopanego w glinach zwałowych bloku martwego lodu i utworzeniem zbiornika jeziornego bez śladów szaty roślinnej. Druga faza była stopniowa, z mozaiką tundry skorelowaną ze stadiałem 1. Trzecia faza wskazuje na poprawę warunków klimatycznych, z nielicznymi borealnymi zbiorowiskami sosnowo-brzozowymi skorelowanymi z interstadiałem Zeifen, a następnie stadiałem Kattegat, wyrażającą się współistnieniem zbiorowisk leśnych i tundry parkowej. Udokumentowano interglacjał eemski w komplecie z dobrze zaznaczonym optimum klimatycznym – fazą dębu i leszczyny oraz wyraźnie zaznaczoną fazą grądów lipowo-świerkowo-jodłowych. Jednostki stadialne i interstadialne zostały uchwycone w obrębie wczesnego Vistulianu (MIS 5d–a) i plenivistulianu (MIS 4–MIS 2). Cechują je przejścia od subarktycznej roślinności tundry i łąk do borealnych zbiorowisk leśnych.

Udokumentowane palinologicznie oscylacje klimatyczne różnej rangi skonfrontowano z krzywą LR04 (Lisiecki i Raymo, 2005).

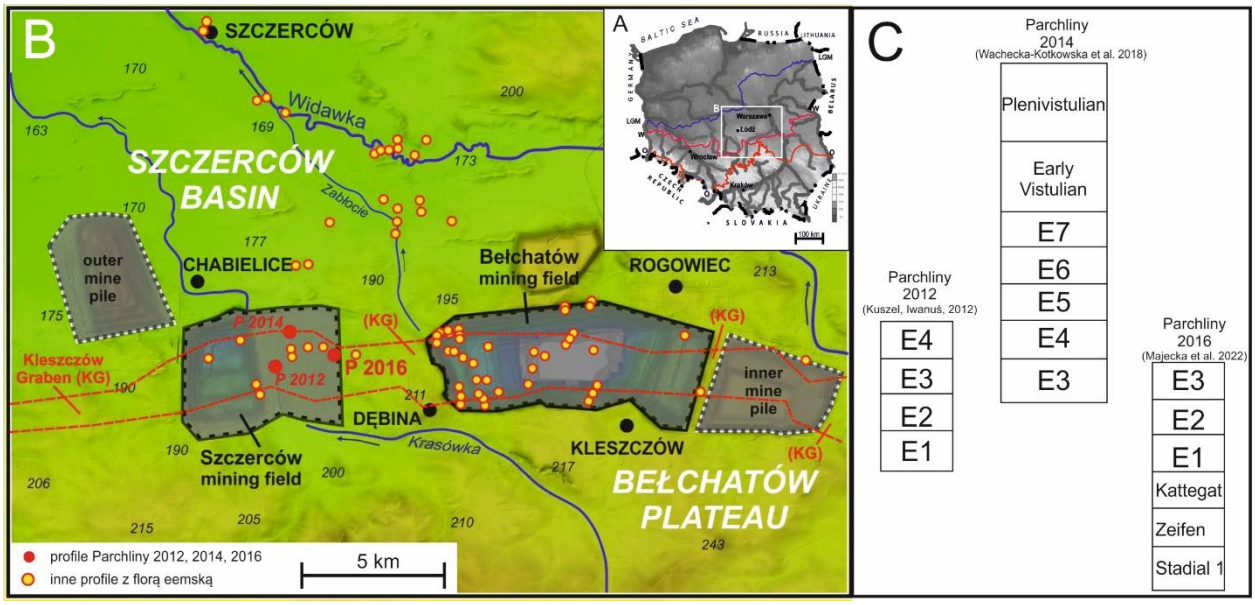


Fig. 1. A – Lokalizacja terenu badań na tle zasięgów zlodowaceń środkowopolskich, B – Mapa rozmieszczenia stanowisk z osadami górnego plejstocenu udokumentowanych z rejonie KWB Bełchatów, C – Stratygraficzna relacja udokumentowanych profili „Parchliny 2012", „2014" i „2016".

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. Paleoceanography 20, PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.

STRATYGRAFIA CZWARTORZĘDU POLSKI – OBECNY STAN BADAŃ

QUATERNARY STRATIGRAPHY OF POLAND, UPDATED

Leszek Marks[1], Zdzisław Jary[2]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, Warszawa, lmar@pgi.gov.pl*

[2]*Uniwersytet Wrocławski, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, pl. Uniwersytecki 1, Wrocław, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl*

Czwartorzęd w podziale stratygraficznym kenozoiku jest okresem równorzędnym z paleogenem i neogenem, ale jego nieporównywalnie krótszy czas trwania, badania skoncentrowane przede wszystkim na łatwiej dostępnych osadach lądowych o dużej rozdzielczości i decydująca rola zmian klimatu w ich powstawaniu spowodowały uzupełnienie listy stosowanych w geologii jednostek stratygraficznych. W badaniach czwartorzędu w Polsce wykorzystywane są jednostki różnych kategorii klasyfikacji stratygraficznej (Fig. 1): litostratygrafii (w tym pedostratygrafii i kriostratygrafii), morfostratygrafii, biostratygrafii (w tym palinostratygrafii, malakostratygrafii, teriostratygrafii i antropostratygrafii), magnetostratygrafii, chronostratygrafii i geochronologii oraz klimatostratygrafii powiązanej ze stratygrafią izotopową (por. Marks i in., 2014).

Główne kategorie klasyfikacji stratygraficznej	Jednostki stratygraficzne
Litostratygrafia - pedostratygrafia	formacja - gleba kopalna
Biostratygrafia - palinostratygrafia	poziom - sukcesja pyłkowa
Magnetostratygrafia	magnetozona magnetosubzona
Chronostratygrafia	system oddział pododdział piętro
Klimatostratygrafia	kompleks zlodowacenie – ochłodzenie interglacjał – ocieplenie

Fig. 1. Główne jednostki klasyfikacji litostratygraficznej, biostratygraficznej, magnetostratygraficznej, chronostratygraficznej i klimatostratygraficznej stosowane w podziale stratygraficznym czwartorzędu Polski, na podstawie Marks i in. (2014).

Terminologia chrono- i klimatostratygraficzna była często stosowana zamiennie, co utrudniało stworzenie jednolitego podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. Aby było to możliwe, jednostki stratygraficzne czwartorzędu powinny być wyróżniane na podstawie profili typowych (stratotypowych), a przy ich braku – obszarów typowych (stratotypowych). Dla ustanowienia takich profili i obszarów stratotypowych muszą być przeprowadzone wszechstronne badania, przede wszystkim lito- i biostratygraficzne, a osady powinny posiadać wiarygodne datowanie. Ogromna większość profili uważanych w Polsce za stratotypowe została jednostronnie lub bardzo słabo rozpoznana pod względem stratygraficznym, paleogeograficznym i paleoklimatycznym, a w szczególności nie są one umocowane geochronologicznie, natomiast zdefiniowanym w nich jednostkom stratygraficznym jest przyporządkowywana w sposób arbitralny określona pozycja w tabeli stratygraficznej.

Sedno nowoczesnej korelacji klimatostratygraficznej opiera się na synchronizacji lokalnych rejestrów lądowych i płytkomorskich (zwykle dość fragmentarycznych, ale o wysokiej rozdzielczości) z potencjalnie nieprzerwanymi sekwencjami głębokomorskimi (lecz o znacznie niższej rozdzielczości) i rdzeniami lodowymi. Zastosowanie teorii cykli orbitalnych Milankoviča do obliczenia wieku poszczególnych morskich stadiów izotopowych (MIS) i datowanie rdzeni lodowych umożliwiło korelację

jednostek klimato- i chronostratygraficznych, mimo diachroniczności zmian klimatycznych oraz opóźnienia czasu reakcji środowiska na te zmiany.

Zweryfikowana tabela podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski (Fig. 2) zawiera tylko te jednostki stratygraficzne, które w największym stopniu spełniają obecnie powszechnie akceptowane kryteria ich definiowania (por. http://quaternary.stratigraphy.org/stratigraphic-guide). Podział stratygraficzny okresów interglacjalnych oraz jednostki wyróżniane w obszarach ekstraglacjalnych wynikają z badań sekwencji lessowo-glebowych, osadów rzecznych i jeziornych.

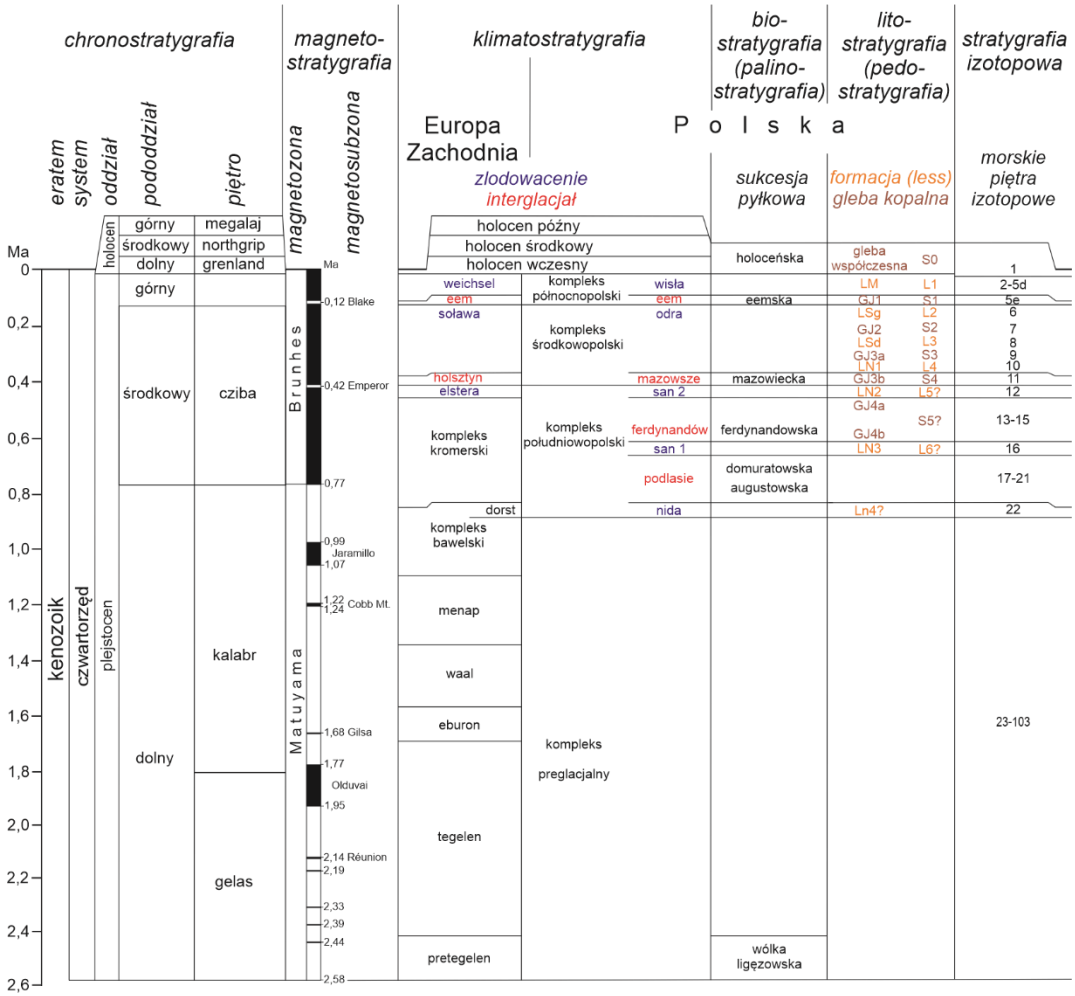


Fig. 2. Tabela stratygraficzna czwartorzędu Polski. Litostratygrafia sekwencji lessowo-glebowych oraz korelacja z podziałem klimatostratygraficznym czwartorzędu Europy i z morskimi stadiami izotopowymi (MIS) na podstawie Marks (2023) oraz Jary i Marks (2024), zmodyfikowane.

Sekwencje lessowo-glebowe zawierają hipotetycznie najbardziej ciągły, lądowy zapis stratygraficzny. Obszar Polski leży jednak w domenie lessów peryglacjalnych, w której depozycja lessów nie miała ciągłego charakteru i była rozdzielona okresami zdominowanymi przez procesy erozji/deflacji. Najbardziej perspektywiczne obszary występowania lessów środkowoplejstoceńskich znajdują się w południowo-wschodniej części Polski. Wyróżniono tam kilka jednostek lessów i gleb kopalnych interglacjalnych, jednak nie są one wystarczająco udokumentowane (i głównie na podstawie wierceń), więc wymagają dalszych badań, zarówno w kontekście ich wieku, jak i genezy. Należy również krytycznie ocenić fakt, że gleby/kompleksy glebowe plejstocenu środkowego są słabo rozpoznane pod względem pedologicznym. Dla wielu badaczy charakterystyka paleopedologiczna sekwencji lessowo-glebowych miała zdecydowanie mniejsze znaczenie niż interpretacja stratygraficzna oraz arbitralna korelacja z zapisem izotopowo-tlenowym, dokonywana głównie w oparciu o metodę TL.

W lessach ostatniego zlodowacenia, deponowanych w dynamicznie zmieniającym się środowisku proksymalnej części strefy ekstraglacjalnej, należy poszukiwać i rzetelnie dokumentować dowody występowania ekstremalnych zdarzeń, w celu obiektywnej rekonstrukcji tego okresu.

Połączenie podziałów stratygraficznych dla obszarów glacjalnych i ekstraglacjalnych należy do największych wyzwań w stratygrafii czwartorzędu Polski, ponieważ kluczowe profile osadów obejmują jedynie ograniczony przedział czasowy. Dotychczas najbardziej kompletny jest podział stratygraficzny dla holocenu i plejstocenu górnego, w mniejszym stopniu dla plejstocenu środkowego i bardzo niepełny dla plejstocenu dolnego.

Głównym kierunkiem badań stratygraficznych w Polsce powinno być wytypowanie potencjalnych stanowisk stratotypów regionalnych, w pierwszej kolejności dla głównych jednostek chronostratygraficznych (granice neogen/czwartorzęd, plejstocen dolny/środkowy, plejstocen środkowy/górny i plejstocen/holocen). Wśród nich, stanowisko Jezioro Gościąż jest najbliżej uzyskania statusu stratotypu regionalnego dla granicy plejstocen/holocen. W dalszej kolejności powinny być wybrane stanowiska wzorcowe dla jednostek biostratygraficznych, litostratygraficznych i klimatostratygraficznych (por. Fig. 2).

Stworzenie wiarygodnego podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski należy oprzeć na uznanych standardach międzynarodowych. Jest to konieczne nie tylko z powodu znaczenia osadów czwartorzędu w badaniach geologicznych, w tym w kartografii geologicznej, ale również w życiu społeczeństw ludzkich, ponieważ osady i procesy czwartorzędowe odegrały decydującą rolę w ukształtowaniu przypowierzchniowej budowy geologicznej i rzeźby terenu.

Jary, Z., Marks, L., 2024. Quaternary history. W: Migoń, P., Jancewicz, K. (red.), World Geomorphological Landscapes, Landscapes and Landforms of Poland. Springer, in press.
Marks, L., 2023. Quaternary stratigraphy of Poland – current status. Acta Geologica Polonica 73 (3), in press.
Marks, L., Ber, A., Lindner, L., (red.), 2014. Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu. Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu, Warszawa.

WYKORZYSTANIE MODELI Z OŚWIETLENIEM WIELOKIERUNKOWYM I ROZPROSZONYM DO DETEKCJI OSUWISK NA PRZYKŁADZIE OSUWISK W REJONIE CHRYSZCZATEJ GÓRY (BIESZCZADY ZACHODNIE)

THE USE OF MODELS WITH MULTI-DIRECTIONAL AND DIFFUSE LIGHTING FOR THR DETECTION OF LANDSLIDES ON THE EXAMPLE OF LANDSLIDES IN THE AREA OF CHRYSZCZATA GÓRA (WESTERN BIESZCZADY)

Anna Mitura[1], Dominik Łukasiak[2]

[1]Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, a.mitura@uw.edu.pl

[2]Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Prowadzenie w Karpatach badań osuwisk metodami tradycyjnymi takimi jak: prace terenowe, analiza zdjęć lotniczych i satelitarnych czy analiza rysunku poziomicowego na mapie topograficznej jest utrudnione ze względu na znaczne pokrycie roślinnością oraz duże zróżnicowanie w ukształtowaniu terenu. Zastosowanie w kartografii geologicznej numerycznych modeli terenu (NMT) o wysokiej rozdzielczości, wygenerowanych na podstawie chmury punktów pozyskanych z lotniczego skanowania laserowego (ALS) umożliwiło bardzo szczegółowe rozpoznanie różnego typu form morfologicznych, gdyż modele te odwzorowują ukształtowanie terenu pod pokrywą roślinną. Do detekcji osuwisk wykorzystywany jest przede wszystkim model cieniowany (hillshade) wygenerowany na bazie NMT. Najczęściej wykonywany jest on w odcieniach szarości z zastosowaniem oświetlenia jednokierunkowego, które pada z kierunku NW – azymut 315° i jest nachylone do oświetlanej powierzchni pod kątem 45°. Taki dobór parametrów powoduje uwypuklenie różnorodnych form rzeźby terenu, jednak rozpoznanie form równoległych do kierunku oświetlenia oraz położonych na stromych stokach jest utrudnione. W związku z tym, proponuje się uzupełnienie obserwacji prowadzonych na podstawie modelu z oświetleniem jednokierunkowym o analizę modeli wykorzystujących oświetlenie wielokierunkowe i rozproszone m.in.: hillshading from multiple directions, w którym światło pada pod kątem 35° do oświetlanej powierzchni z 16 kierunków; positive openness, w którym podkreślone są wypukłe formy terenu np. grzbiety między zagłębieniami, negative openness, w którym z kolei uwypuklone są najniższe partie obniżeń np. wąwozów czy sky-view factor, w którym określa się udział widzialnego nieba nad punktem obserwacyjnym.

KLASYFIKACJA OSUWISK ZMIENIAJĄCYCH PRZEBIEG DZIAŁÓW WODNYCH W KARPATACH ZEWNĘTRZNYCH

CLASSIFICATION OF LANDSLIDES MODIFYING THE COURSE OF WATERSHEDS IN THE OUTER CARPATHIANS

Anna Mitura[1], **Dominik Łukasiak**[2], **Barbara Woronko**[2]

[1]*Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, a.mitura@uw.edu.pl*

[2]*Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, bworonko@uw.edu.pl*

Osuwiska prowadzą do gwałtownych zmian w ukształtowaniu rzeźby terenu, powodując częste zniszczenia infrastruktury drogowej i obiektów budowlanych. Ich wykrywaniu, identyfikacji i klasyfikacji poświęca się bardzo dużo uwagi, natomiast zagadnienia dotyczące wpływu osuwisk na zmianę ukształtowania grzbietów górskich są traktowane marginalnie. Użycie numerycznego modelu terenu (NMT) i wygenerowanych na jego podstawie modeli pochodnych umożliwia rozpoznanie wpływu osuwisk na zmianę przebiegu działów wodnych w obszarach górskich. Szczegółowej analizie poddano obszar polskiej części Karpat Zewnętrznych, wykorzystując dane pochodzące z lotniczego skanowania laserowego (LiDAR) pozyskane w latach 2011–2021. Przeprowadzone na ponad 400 formach badania wskazują, że osuwisko może zmieniać położenie, długość i wysokość jednego lub więcej działów wodnych. Zaproponowano klasyfikacje osuwisk zmieniających działy wodne w oparciu o dwa kryteria: przebieg zmienionego działu wodnego względem elementów osuwiska (skarpa, koluwia) oraz liczba zmienionych działów wodnych (jeden lub minimum dwa).

ŚRODOWISKOWE ZNACZENIE PARAMETRÓW CHROMATYCZNOŚCI SEKWENCJI LESSOWO-GLEBOWYCH

ENVIRONMENTAL SIGNIFICANCE OF CHROMATICITY PARAMETERS OF LOESSES-PALAEOSOL SEQUENCES

Przemysław Mroczek, Maria Łanczont

Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl, maria.lanczont@mail.umcs.pl

Barwa jest jedną z podstawowych cech morfologicznych powszechnie dokumentowanych podczas opisu sekwencji lessowo-glebowych. Przede wszystkim jest ona określana bezpośrednio w terenie – jako konkretny kolor lub jako zapis literowo-cyfrowy zgodny z wzorcami zebranymi w *Munsell Soil Colour Chart*. W jednym i w drugim przypadku identyfikacja barwy jest wysoce subiektywna. Obiektywizm badaniom tego typu zapewniają cyfrowe analizy laboratoryjne barw mierzone w zunifikowany sposób na spektrofotometrach, bazujących na sproszkowanych, shomogenizowanych próbkach.

Analizy spektrofotometryczne przeprowadzono na kolekcji próbek górnoplejstoceńskich sekwencji lessowo-glebowych (L2-S1-L1-S0) ze środkowej i zachodniej Ukrainy. Celem analiz było określenie parametrów chromatycznych (m.in. jasność, zaczerwienienie, zażółcenie, chroma, R-index) reprezentatywnych dla poszczególnych warstw litologicznych i poziomów glebowych o różnej randze stratygraficznej. Baza danych o barwach posłużyła do ustalenia wzorców kolorystycznych dla poszczególnych warstw lessów i diagnostycznych poziomów glebowych. Analizy wykazały zmienność mierzonych parametrów barwnych. Ponadto, opracowano cyfrowy zapis barw zgodny ze skalą Munsella, eliminując w ten sposób, subiektywność odczytu zależnego od indywidualnych uzdolnień obserwatora. Wyniki tych analiz pokazują, że identyfikacja cyfrowa znacznie odbiega od „analogowego" określenia barw.

Laboratoryjnie zidentyfikowane parametry chromatyczności analizowanych sekwencji mają istotne znaczenie w badaniach środowiska związanego z akumulacją lessów, jak też ich postpozycyjnymi przekształceniami o charakterze glebowym bądź diagenetycznym. Dodatkowo, zastosowanie tuningu RGB pozwala na uatrakcyjnienie wizualizacji danych statystycznych. Ponadto, zauważalne jest, że krzywe pionowej zmienności niektórych parametrów chromatycznych odzwierciedlają zmienność geochemiczną badanych osadów. Przeprowadzone w wysokiej rozdzielczości analizy barw wykazały dużą czułość zmian, mających często skokowy charakter. Zmiany te odzwierciedlają wysoką dynamikę ewolucji środowiska przyrodniczego zarówno podczas stadium syn-, jak też postsedymentacyjnego.

Badania realizowane w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki jako projekt nr 2018/31/B/ST10/01507 pt. „Globalne, regionalne i lokalne czynniki warunkujące zapis paleoklimatyczny i paleośrodowiskowy w ukraińskich sekwencjach lessowo-glebowych wzdłuż doliny Dniepru – od obszarów proksymalnych do dystalnych strefy peryglacjalnej".

PROFIL JAROSŁAW JAKO KLUCZOWE STANOWISKO OSADÓW LESSOWYCH OSTATNIEGO CYKLU GLACJALNO-INTERGLACJALNEGO (POLSKA SE)

JAROSŁAW SECTION AS A KEYSITE FOR THE LAST GLACIAL-INTERGLACIAL CYCLE LOESS DEPOSITS (SE POLAND)

Przemysław Mroczek[1], Maria Łanczont[1], Jerzy Nawrocki[1,2], Karol Standzikowski[1], Bogdan Żogała[3], Dariusz Bobak[3], Marta Połtowicz-Bobak[4], Maryna Komar[5]

[1]Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin, przemyslaw.mroczek@mail.umcs.pl, maria.lanczont@mail.umcs.pl

[2]Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, jnaw@pgi.gov.pl

[3]Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, bogdan.zogala@us.edu.pl

[4]Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Akademickiego, ul. Moniuszki 10, 35-015 Rzeszów

[5]Instytut Archeologii, Uniwersytet Rzeszowski, ul. Moniuszki 10, 35-015 Rzeszów, marta.poltowicz@lithics.eu

[6]Muzeum Narodowe Nauk Przyrodniczych Nan Ukrainy, Kijów, Ukraina, maryna.kom@gmail.com

Profil lessowy w Jarosławiu usytuowany jest na północno-wschodnim skraju Wysoczyzny Kańczuckiej, regionu geomorfologicznego położonego w południowo-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. Wyrazista krawędź wysoczyzny opada bezpośrednio do dolinnej części kotliny. Wysoczyzna, jej skłon i terasa plejstoceńska (średnia) Sanu są przykryte wspólną pokrywą lessową o miąższości od ok. 2 do niemal 30 m, w większości pochodzącą z ostatniego glacjału.

Stanowisko lessowe, leżące w dolnej części skłonu wierzchowiny lessowej, na terenie cegielni na północno-zachodnich peryferiach Jarosławia i wzmiankowane po raz pierwszy w *Atlasie Geologicznym Galicji* (przełom XIX/XX w.), opisane zostało przez W. Laskowską-Wysoczańską (1971), a następnie badane przez H. Maruszczaka (1980, 1985, 1991) oraz Z. Frankowskiego (1991). Data TL 18.3 ka uzyskana z gleby holoceńskiej (Butrym i Maruszczak, 1989) wskazywała, że w rejonie cegielni najmłodszy less nie jest reprezentowany.

Nowe badania na stanowisku Jarosław prowadzone są przez nasz zespół od 2020 roku w dwóch punktach (profil I i profil II), usytuowanych we wschodniej części wyrobiska cegielni nieczynnej już od kilkunastu lat. Profil I, leżący w poeksploatacyjnej skarpie, od góry jest niekompletny, ponieważ w tym miejscu gleba holoceńska została zniszczona; bezpośrednio poniżej antropogenicznego nasypu występuje less węglanowy. Wyróżniono 3 podstawowe ogniwa osadów. Informację o ich wieku dała seria dat OSL. Ogniwo pierwsze (górne), głównie lessowe, skorelowane z MIS 2, jest dwudzielne. W górnej części występuje less węglanowy zróżnicowany stratygraficznie dzięki obecności dwóch inicjalnych poziomów glebowych, słabo rozwiniętych, ale wyraźnie czytelnych. W części dolnej tego ogniwa występuje pakiet lessu ilastego, który jest silnie zaburzony kriogenicznie z diapirami i pogrązami. Ogniwo drugie (środkowe) glebowo-lessowe ma skomplikowaną budowę. U góry występuje zespół gleb bagiennych typu interstadialnego (MIS 3) oddzielonych cienką warstwą lessu (MIS 4) od sekwencji gleb reprezentujących MIS 5. Są to kolejno: dwa poziomy glejowe typu interstadialnego oddzielone cienkim oglejonym lessem od interglacjalnej gleby płowej. Ogniwo trzecie (dolne), lessowe stanowi peryglacjalny rytmit pylasto-piaszczysty (MIS 6), horyzontalnie nieciągle warstwowany, ciemno- i jasnożółty.

Profil II, zlokalizowany jest w wykopie leżącym na południe od skarpy z profilem I. Na ścianie zachodniej wykopu uzyskano możliwość podjęcia badań fragmentu profilu ogniwa pierwszego zwieńczonego dobrze rozwiniętą późnoglacjalno-holoceńska glebą (MIS 1). Poniżej występuje zasadniczo podobny, jak w profilu I less węglanowy, który jednak w górnej części, tuż pod tą glebą, jest wyraźnie przekształcony przez procesy glebowe w środowisku zmarzlinowym. W spągu odsłonięcia występuje less ciemnożółtoszary słabo (plamiście) oglejony.

Dobre, pełne (?) wykształcenie lito- i pedologiczne sekwencji „nowego" profilu lessowego w Jarosławiu daje podstawy do uznania stanowiska za reperowe dla Polski SE. Sekwencja zawiera wszystkie ogniwa stratygraficzne identyfikowane w innych profilach tego regionu podkarpacko-karpackiego

(np. Radymno→Dybawka→Nehrybka). Ponadto, ma on duże znaczenie w badaniach lessów ostatniego cyklu glacjalnego reprezentatywnych dla całej południowej Polski i analizowanych w układzie równoleżnikowym (Biały Kościół→Złota→Tyszowce), jak też na terenach ościennych zachodniej Ukrainy (np. Kolodiiw→Halicz→Marynopil). Zastosowane metody badawcze pozwalają na wliczenie profilu Jarosław do studiów paleoklimatycznych realizowanych na międzyrzeczu Wisły i Dniepru.

Badania realizowane w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki jako projekt nr 2018/31/B/ST10/01507 pt. „Globalne, regionalne i lokalne czynniki warunkujące zapis paleoklimatyczny i paleośrodowiskowy w ukraińskich sekwencjach lessowo-glebowych wzdłuż doliny Dniepru – od obszarów proksymalnych do dystalnych strefy peryglacjalnej".

Butrym, J., Maruszczak, H., 1989. Chronologia termoluminescencyjna lessów z profilu Jarosław. Sprawozdania z bad. nauk. Kom. Badań Czwart. PAN 9, Warszawa.
Frankowski, Z., 1991. Właściwości geologiczno-inżynierskie lessów: profil Jarosław. W: Maruszczak H. (red.), Podstawowe profile lessów w Polsce, część B, UMCS: 111–111, Lublin.
Laskowska-Wysoczańska, W., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórza Karpat rejonu Rzeszowskiego. Studia Geologica Polonica 34: 109 ss., Warszawa.
Maruszczak, H., 1980. Profil lessów w Jarosławiu. W: Maruszczak H. (red.), Przewodnik Seminarium terenowego „Stratygrafia i chronologia lessów i utworów glacjalnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE", UMCS: 59–62, Lublin.
Maruszczak, H., 1985. Loess section at Jarosław. W: Maruszczak H. (red.), Guide-book of the International Symposium „Problems of the stratigraphy and palaeogeography of loesses", UMCS: 147–150, Lublin.
Maruszczak, H., 1991. Profil lessów w Jarosławiu. W: Maruszczak H. (red.) Podstawowe profile lessów w Polsce, część B, UMCS: 110–110, Lublin.

PALINOSTRATYGRAFIA EEMU I WCZESNEGO VISTULIANU W PROFILU ŻABIENIEC ŻA-19 (RÓWNINA GARWOLIŃSKA)

PALYNOSTRATIGRAPHY OF EEMIAN AND EARLY VISTULIAN IN THE ŻABIENIEC ŻA-19 PROFILE (GARWOLIN PLAIN)

Irena Agnieszka Pidek[1], Anna Hrynowiecka[2], Dorota Brzozowicz[3], Marcin Żarski[4]

[1]*Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2 d, 20-718 Lublin, irena.pidek@mail.umcs.pl*

[2]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk, ahry@pgi.gov.pl*

[3]*Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, dorota.brzozowicz@geo.uni.lodz.pl*

[4]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, mzar@pgi.gov.pl*

Multidyscyplinarne badania paleoekologiczne osadów interglacjału eemskiego wypełniających kopalne misy jeziorne na Równinie Garwolińskiej pozwalają przyjrzeć się zjawiskom ewolucji szaty roślinnej i zmienności warunków klimatycznych w czasie trwania tego interglacjału. Eemskie paleojeziora odkryto w tym regionie w trakcie reambulacji arkusza Garwolin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Żarski, 2020).

Pełna sukcesja eemska stwierdzona w najgłębszym paleojeziorze spośród trzech zbiorników akumulacji biogenicznej w Żabieńcu (profil Ża-19) zawiera 7 regionalnych poziomów zespołów pyłkowych E1–E7 Regional Pollen Assemblage Zones (RPAZ) wg schematu Mamakowej (1989). Szczególną uwagę poświęcono optimum klimatycznemu interglacjału eemskiego (RPAZ E3–E5) ze względu na obecność taksonów wskaźnikowych dla klimatu ciepłego i wilgotnego (m.in. pyłek *Hedera helix, Tilia tomentosa*). Przy zastosowaniu subzonacji opracowanej przez Kupryjanowicz i Granoszewskiego (2018) oraz dzięki wysokiej rozdzielczości badań palinologicznych zidentyfikowano poziomy i podpoziomy pyłkowe oraz uściślono, w których okresach występują przerwy w sedymentacji osadów biogenicznych. Największy hiatus widoczny jest w młodszym odcinku fazy grabowej (E5 RPAZ). Podczas przejścia E5/E6 RPAZ eutroficzny zbiornik uległ wypłyceniu i uformowało się torfowisko. Przy czym zaskakująco niewielka jest miąższość osadów reprezentujących E5 RPAZ, tj. fazę grabową, która wg Lauterbacha i in. (2012) była najdłuższą fazą interglacjału eemskiego. Następujący po niej okres telokratyczny (E6–E7 RPAZ) cechował się ponownym wzrostem wilgotności klimatu i wzrostem poziomu wody w uformowanych uprzednio torfowiskach. Przerwa sedymentacyjna na przejściu od E5 do E6 RPAZ była przypuszczalnie spowodowana zbieżnością czynników lokalnych (spadek poziomu wody) i ponadregionalnych (m.in. wzrost kontynentalizmu klimatu) u schyłku fazy grabowej interglacjału eemskiego.

Stanowisko Żabieniec wyróżnia się wśród eemskich stanowisk Równiny Garwolińskiej bardzo miąższą serią torfów przykrywających osady jeziorne. Wiek torfów oceniono metodami palinologicznymi na schyłek eemu i wczesny Vistulian.

Odcinek vistuliański profilu Ża-19 cechuje się bardzo dużą miąższością torfów (1,40–7,10 m), które dotychczas opracowano palinologicznie w rozdzielczości co 20 cm. Ich zapis palinostratygraficzny nie został więc jeszcze w pełni poznany. Widoczna jest obecność przynajmniej dwóch wahnień stadialno-interstadialnych tj. stadiałów Herning (EV1) i Redestall (EV3), interstadiałów Brörup (EV2) i Odderade (EV4) oraz bliżej niezidentyfikowanej dotychczas serii ponad osadami Odderade. Mogą one reprezentować środkowovistuliański stadiał Schalkholz (PV1), analogicznie jak w stanowisku Horoszki Duże (Granoszewski, 2003), jednak nie uchwycono jeszcze cech diagnostycznych, które by umożliwiały ich jednoznaczne przyporządkowanie do tego stadiału.

Badania finansowane w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki nr 2017/27/B/ST10/01905.

Granoszewski, W., 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, E Poland: a palaeobotanical study. Acta Palaeobotanica, Suppl. 4: 3–95.

Kupryjanowicz, M., Granoszewski, W., 2018. Detailed palynostratigraphy of the Eemian Interglacial in Poland. In: Kupryjanowicz, M., Nalepka, D., Madeyska, E., Turner, Ch. (Eds), Eemian History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 17–20.

Lauterbach, S., Brauer, A., Litt, T., Schettler, G., 2012. Re-evaluation of the Bispingen palaeolake record – a revised chronology for the Eemian in Northern Germany. In: EGU General Assembly 2012, held 22–27 April, 2012 in Vienna, Austria., 8613.

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.

Żarski, M., 2020. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Garwolin (566). Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

ISTOTA KINETOSTRATYGRAFII. STUDIUM Z REJONU KOTLINY PŁOCKIEJ

THE NATURE OF KINETOSTRATIGRAPHY. A STUDY FROM THE PŁOCK BASIN REGION

Małgorzata Roman

goskaroman@gmail.com; malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

Kinetostratygrafia odgrywa szczególną rolę w badaniach czwartorzędu, zaś polega na wydzieleniu serii osadów zaburzonych odpowiadających etapom deformacji zależnym od nasunięcia lądolodu(ów) z określonego kierunku i ustalenia względnego ich następstwa (Berthelsen, 1978; Aber i Ber, 2007). Serie te obejmują osady złożone i zdeformowane w czasie transgresji i postoju lądolodu, jak również mogą dotyczyć starszych utworów podłoża. W przypadku utworów wielokrotnie deformowanych i niemożności zastosowania standardowych metod, kinetostratygrafia stanowi podstawę ustalenia liczby i kolejności zdarzeń glacjalnych. Kompleks osadów zaburzonych wraz z gliną lodowcową złożoną przez lądolód zaburzający tworzą jednostkę kinetostratygraficzną. Jej wyróżnienie wymaga określenia kierunku transportu glacitektonicznego (analiza mezostrukturalna) oraz wykazania jego zgodności z kierunkiem transportu glacjalnego (wskaźniki sedymentologiczne, geomorfologiczne).

W rejonie Kotliny Płockiej wyróżniono trzy jednostki kinetostratygraficzne dotyczące odrębnych generacji zaburzeń glacitektonicznych: najstarszą (jednostka **I**), związaną z lądolodami zlodowaceń kompleksu południowopolskiego (Dorst-Elsterian); starszą (**II**), odpowiadającą nasunięciu lądolodu zlodowacenia Odry (Saale); oraz młodszą (**III**), reprezentującą zlodowacenie Wisły (Weichselian). Poszczególne jednostki różnią się skalą, rozprzestrzenieniem i stylem struktur deformacyjnych, a zwłaszcza kierunkiem kompresji glacitektonicznej (Roman, 2010, 2019; Roman i Żuk, 2019).

Jednostka **I** obejmuje kompleks wielkoskalowych struktur kompresyjnych o znacznej amplitudzie (do 100-150 m) i południowej wergencji (Roman i Żuk, 2019). Deformacje glacitektoniczne angażują osady neogenu oraz starszego czwartorzędu, nie mają one wyrazu w formach terenu, jednak na powierzchni podczwartorzędowej tworzą wyraźne pary: glacielewacja-glacidepresja. Główny mechanizm powstania deformacji to *gravity spreading* powodowany transgresją lodowca o znacznej miąższości (por. Pedersen, 2005), nasuwającego się z N/NE w okresie zlodowaceń południowopolskich.

Jednostka **II** dotyczy fałdów i nasunięć o zasięgu wgłębnym od kilkunastu do paru dziesiątek metrów, w które zaangażowane są osady plejstoceńskie (saaliańskie i starsze). Struktury jednostki **II** stanowią niekiedy trzpień najwyższych wzniesień morenowych (wzgórza Izbicy Kujawskiej), a co szczególne, osie tych struktur biegną skośne względem orientacji grzbietów moren. W rzeźbie obszaru struktury jednostki **II** są elementem przetrwałym, włączonym w młodsze formy polodowcowe (tzw. rzeźba palimpsestowa). Ich powstanie związane było z kompresją glacitektoniczną z NW ku SE.

Jednostka **III**, najlepiej poznana, obejmuje zdeformowane w różnym stopniu osady vistuliańskie, a sporadycznie także starsze utwory plejstoceńskie. Analiza strukturalno-kinematyczna wykazała znaczące różnice w rozwoju deformacji, pozwalając wydzielić dwie podjednostki: proglacjalną – **IIIp** i subglacjalną – **IIIs**. Podjednostka **IIIp** dotyczy struktur utworzonych w polu kompresji horyzontalnej przed czołem nasuwającego się lądolodu. Silnemu skróceniu uległy osady glacimarginalne, złożone uprzednio przez lądolód zaburzający. Pionowy zasięg zaburzeń nie przekracza kilkunastu metrów, zaś poziome rozprzestrzenienie struktur kompresyjnych jest strefowe, ograniczone do pasm moren pchniętych przekroczonych przez lądolód lub znaczących jego maksymalny zasięg. Podjednostkę **IIIs** reprezentują drobne struktury deformacyjne, wskaźnikowe dla ścinania w stopie poruszającego się lądolodu. Deformacje **IIIs** występują w strefie kontaktu najmłodszej gliny z podłożem i sięgają płytko, do 1,5 m poniżej spągu gliny. Ich kontinuum jest glina deformacyjna. Kierunki transportu glacitektonicznego odczytane na podstawie mezostruktur kompresyjnych **IIIp** oraz drobnych struktur ścięciowych **IIIs** są zgodne, a co istotne, potwierdzone w orientacji *clast fabric* w nadległej glinie oraz rys lodowcowych na powierzchniach bruku podglinowego. Glacitektonity (**IIIp** i **IIIs**) oraz związana z nimi glina dokumentują pojedyncze nasunięcie lądolodu podczas ostatniego zlodowacenia.

Aber, J.S., Ber, A., 2007. Glaciotectonism. Developments in Quaternary Science 6. Elsevier.

Berthelsen, A., 1978. The methodology of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology. Bulletin of the Geological Society of Denmark 27: 25–38.
Pedersen, S.A.S., 2005. Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectonic Complex, Vendsyssel, northern Denmark. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 8: 1–192.
Roman, M., 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. Acta Geographica Lodziensia 96: 1–171.
Roman, M., 2019. Ice flow directions of the Last Scandinavian Ice Sheet in central Poland. Quaternary International 501: 4–20.
Roman, M., Żuk, R., 2019. Large-scale deformations in Neogene deposits near Dobrzyń on Vistula (central Poland) – manifestation of thrusting from the N/NE or expression of valley-side glaciotectonics in the Płock Basin. Studia Quaternaria 36 (2): 147–159.

PÓŹNY GLACJAŁ NA SUWALSZCZYŹNIE – ŁĄCZNIK OSTATNIEGO ZLODOWACENIA I INTERGLACJAŁU

LATE GLACIAL IN THE SUWAŁKI REGION – THE TIME BRIGE BETWEEN THE LAST GLACIATION AND INTERGLACIAL

Joanna Rychel[1], Robert Sokołowski[2], Milena Obremska[3], Dominika Sieradz[1]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, joanna.rychel@pgi.gov.pl, dominika.sieradz@pgi.gov.pl*

[2]*Uniwersytet Gdański, Katedra Geofizyki, al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia, robert.sokolowski@ug.edu.pl*

[3]*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, mobremska@twarda.pan.pl*

Schyłek każdego zlodowacenia (glacjału) to czas niestabilności klimatu i środowiska, ciągłych i nierzadko gwałtownych zmian powodujących modyfikacje środowiska w różnych ekosystemach. Szczególnie wartościowym jest środowisko zbiornikowe (jeziorno-torfowiskowe) ze względu na duży potencjał zachowania zapisu wielokierunkowych zmian środowiskowych. Osady jeziorno-torfowiskowe zaczęły być gromadzone po stopieniu pokrywy lodowej i zarejestrowały zmiany środowiskowe i klimatyczne, m.in. litologię osadów jeziornych, zmienność roślinności (lądowej i wodnej) oraz zmiany warunków zbiornika takich jak, temperatura, stan troficzny, produkcja pierwotna, rozwój zooplanktonu, czy poziom wody. Analiza danych botanicznych, faunistycznych i geochemicznych z ostatnio udokumentowanych stanowisk północnej Suwalszczyzny, pozwoliła określić biologiczne i geochemiczne wskaźniki reakcji środowiska na zmieniający się klimat w okresie od najstarszego po młodszy dryas. Największej ilości informacji dostarczyły dwa stanowiska w Lipowie, ok. 15 km na N od Suwałk (Rychel i in., 2023). W odsłonięciu zlokalizowanym we wzniesieniu opisano profil osadów zbiornikowych o miąższości 1,5 m (torfy, gytie i mułek piaszczysty) nadbudowanych warstwą osadów glacigenicznych (diamiktony, żwiry, piaski, mułki) o miąższości do ok. 8 m. Wykonane analizy wielowskaźnikowe pozwoliły na rekonstrukcję zmian klimatu i środowiska w okresie od najstarszego dryasu po późny allerød, co potwierdziły również wyniki datowań OSL i ^{14}C. Przykrycie zbiornika materiałem mineralnym nastąpiło w rezultacie wytopienia brył martwego lodu z końcem allerødu. W celu rekonstrukcji kolejnych etapów ewolucji klimatu i środowiska wykonano sondowanie do głębokości 3,8 m w podmokłym obniżeniu, sąsiadującym z przebadanym wcześniej wzniesieniem. Na głębokości 3,55 m, bezpośrednio na warstwie żwiru udokumentowano 0,5 m warstwę torfu, nadbudowaną przez mułek piaszczysty o miąższości 1 m, a powyżej ponownie torf. Wykonane z dolnej serii osadów torfowych badania palinologiczne określiły czas jej formowania na późny allerød i młodszy dryas. Badane obniżenie powstało po wytopieniu brył martwego lodu i stanowi kontynuację procesów depozycyjnych sprzed ich wytopienia.

Rychel, J., Sokołowski, R.J., Sieradz, D., Hrynowiecka, A., Mirosław-Grabowska, J., Sienkiewicz, E., Niska, M., Szymanek, M., Zbucki, Ł., Ciołko, U., Rogóż-Matyszczak, A., 2023. Late Pleniglacial – Late Glacial climate oscillations detected in the organic lacustrine succession at the Lipowo site, north-eastern Poland. Journal of Quaternary Science 38: 186–207. DOI: 10.1002/jqs.3477.

NOWE STANOWISKA INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO NA PÓŁNOCNYM MAZOWSZU

NEW SITES OF THE EEMIAN INTERGLACIAL FROM NORTHERN MAZOVIA

Dominika Sieradz, Joanna Rychel

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, dominika.sieradz@pgi.gov.pl, joanna.rychel@pgi.gov.pl

W trakcie prac badawczych udokumentowano 3 nowe stanowiska z osadami z okresu interglacjału eemskiego. Są to: Stara Maryśka II (52°53'35,9"N, 20°12'41,7"E), Białe Błota (52°53'44,5"N, 20°13'06,1"E) oraz Srebrna (52°29'29,7"N, 20°12'11,6"E), (Fig.1).

Fig. 1. Mapa lokalizacyjna nowych stanowisk z rozpoznanymi osadami interglacjału eemskiego.

Pierwsze z nich o nazwie Stara Maryśka II położone jest we wsi o tej samej nazwie ok. 5 km na W od miejscowości Strzegowo przy drodze krajowej nr 7 oraz 3 km na NNE od miejscowości Unieck. W niewielkim zagłębieniu udokumentowano 1,3 m serię torfu ze szczątkami flory i fauny, którą nadbudowuje 1,5 m warstwa piasku drobnoziarnistego z pojedynczym żwirem. W torfach występuje pseudomorfoza po klinie lodowym wtórnie wypełniona materiałem drobnopiaszczystym. Dzięki badaniom palinologicznycm wydzielono 3 zony pyłkowe korelujące się z wydzielonymi przez Mamakową (1988) regionalnymi zonami E5, E6, E7 interglacjału eemskiego (Rychel i in., 2022).

Profil Białe Błota zlokalizowany jest również we wsi Stara Maryśka. Wiercenie wykonano w centralnej części niewielkiego, owalnego zagłębienia przy pomocy sondy udarowej Geoprobe. Otrzymano profil osadów organicznych o miąższości 4 m. Na podstawie badań palinologicznych rdzenia udokumentowano 12 zon palinologicznych, które korelowane są ze schyłkiem zlodowacenia Warty, interglacjałem eemskim, późnym glacjałem zlodowacenia Wisły i holocenem. Wyróżnione zony interglacjału eemskiego odpowiadają wszystkim regionalnym zonom palinologicznym dla tego okresu (Mamakowa, 1988).

Ostatni profil o nazwie Srebrna zlokalizowany jest ok. 2 km na E od miejscowości Srebrna oraz ok. 11 km od Czerwińska n. Wisłą. W osi obniżenia o przebiegu NWW-SEE wykonano wiercenie sondą Geoprobe do głębokości 6 m. Opisano osady należące do schyłkowej części interglacjału eemskiego oraz początku zlodowacenia Wisły przykryte 1,2 m warstwą osadów deluwialnych.

Badania zostały wykonane w ramach zadania pt. „Rekonstrukcja zmian klimatu w wybranych stanowiskach północnego Mazowsza w okresie od integlacjału eemskiego do vistulianu (MIS 5–MIS 2)" finansowanego z subwencji MEiN.

Mamakowa, K., 1988. Pollen Stratigraphy of Eemian and Adjoining Glacial Deposits Based on Continuous Sequences in Poland. Bulletin of Polisch Academy of Sciences Earth Sciences 36 (3–4): 303.
Rychel, J., Sieradz, D., Massalska, B., Standzikowski, K., Wasiluk, R., Woronko, B., Nawrocki, J., 2022. Rekonstrukcja zmian paleośrodowiskowych w eemskich zagłębieniach bezodpływowych przedpola lądolodu ostatniego zlodowacenia na przykładzie stanowiska Stara Maryśka II (Północne Mazowsze, Polska Centralna). Landform Analysis 41: 53–68.

INTERDYSCYPLINARNE BADANIA NAUKOWE NA STANOWISKACH OSADNICZYCH KULTURY SUDOWSKIEJ NA SUWALSZCZYŹNIE

INTERDISCIPLINARY SCIENTIFIC RESEARCH ON SUDOVIAN CULTURE SETTLEMENT SITES IN SUWAŁKI REGION

Artur Teodorski[1,2], Iwona Lewoc[3], Michał Pisz[4,5], Wojciech Belka

[1]Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Uniwersytet Warszawski, ul. Banacha 2c, 02-097 Warszawa, a.teodorski@student.uw.edu.pl

[2]Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

[3]Fundacja Terra Desolata, ul. Rembrandta 6/20, 03-531 Warszawa

[4]Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, michal.pisz@uw.edu.pl

[5]School of Archaeological and Forensic Sciences, University of Bradford, Richmond Road Bradford, BD7 1DP

Badania zostały przeprowadzone na trzech stanowiskach archeologicznych w rejonie Suwałk, zaliczanych do wytworów kultury sudowskiej. Dwa z nich znajdują się w miejscowości Osowa, zlokalizowanej 8 km na północny-wschód od Suwałk. Badaniom poddane zostały osada otwarta (Jaskanis, 1974) oraz cmentarzysko kurhanowe (Jaskanis, 1958). Trzecie stanowisko znajdujące się w Krzywólce, obecnie zlokalizowanej w granicach administracyjnych Suwałk, również jest osadą otwartą (Okulicz, 1955). Pod względem geomorfologicznym stanowiska znajdują się w obrębie Równiny Augustowskiej (Solon i in., 2018) i usytuowane są w obrębie szerokiej doliny odpływowej transportującej wody roztopowe z topniejącego lądolodu zlodowacenia Wisły (Marks i in., 2016). Obecnie dolinę wykorzystuje rzeka Czarna Hańcza.

W badaniach wykorzystano szereg metod, takich jak analiza numerycznego modelu rzeźby terenu (DEM), powierzchniowe badania magnetyczne, elektrooporowe i georadarowe. Wyniki badań geofizycznych zostały zweryfikowane przy pomocy sondowań i późniejszych badań laboratoryjnych. Laboratoryjne badania magnetyczne obejmowały pomiary podatności magnetycznej (MS), bezhisterezowej pozostałości magnetycznej (ARM) oraz izotermalnej pozostałości magnetycznej (IRM).

Na podstawie badań stwierdzono, że obie osady kultury sudowskiej zostały zlokalizowane na fragmentach wyższych tarasów fluwioglacjalnych, otoczonych niżej położonymi obszarami podmokłymi i usytuowane w bliskim sąsiedztwie Czarnej Hańczy (Lewoc i in., 2021, 2022). Taka lokalizacja osad najprawdopodobniej podyktowana była chęcią łatwego dostępu do wody pitnej oraz walorami obronnymi takiej lokalizacji. Na podstawie badań geofizycznych zinterpretowano szereg anomalii różnego typu, przede wszystkim magnetycznych, których część można interpretować jako obiekty archeologiczne, potwierdzone wynikami sondowań i badań laboratoryjnych. W przypadku obu osad najczęstsze były dwa typy anomalii magnetycznych – indukowane oraz termoremanetne. Utwory geologiczne występujące w obszarze tych anomalii charakteryzują się wyższymi wartościami podatności magnetycznej oraz pozostałości ARM i IRM w porównaniu z utworami otaczającymi obiekty archeologiczne. Zawierają również więcej drobnego magnetytu, co może być związane z działalnością glebowych bakterii magnetotaktycznych. Pierwszy typ anomalii związany jest z różnego rodzaju obiektami jamistymi takimi jak doły zasobowe lub zrzutowiska odpadów, czego potwierdzeniem mogą być znalezione w osadzie mineralnym fragmenty węgli drzewnych i być może spalonych kości oraz niewielkie fragmenty ceramiki. Drugi typ anomalii związany jest z prawdopodobnie silnie przepalonymi obiektami takimi jak spalone chaty, na co wskazują znalezione w osadzie fragmenty przepalonej polepy. Przeprowadzone prace badawcze pozwoliły na aktualizacje zasięgu istniejących stanowisk archeologicznych, a także na szersze rozpropagowanie nieinwazyjnych metod geofizycznych w badaniach archeologicznych.

Jaskanis, J., 1958. Sprawozdanie z badań w 1956 r. na cmentarzysku kurhanowym w miejscowości Osowa, pow. Suwałki. Wiadomości Archeologiczne 25: 75–98.

Jaskanis, J., 1974. Wstępne wyniki badań osady z okresu rzymskiego przeprowadzonych w Osowej, pow. suwalski w 1971 r. Rocznik Białostocki 12: 421–427.

Lewoc, I., Pisz, M., Teodorski, A., Belka, W., 2021. Sprawozdanie z badań archeologicznych stanowisk 1 i 2 w miejscowości Osowa (pow. suwalski). Fundacja Terra Desolata.
Lewoc, I., Pisz, M., Teodorski, A., Belka, W., 2022. Sprawozdanie z badań archeologicznych stanowisk w Dzierwanach oraz Krzywólce (pow. suwalski). Fundacja Terra Desolata.
Marks, L., Dzierżek, J., Janiszewski, R., Kaczorowski, J., Lindner, L., Majecka, A., Makos, M., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek, A., Woronko, B., 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. Acta Geologica Polonica 66 (3): 403–427.
Okulicz, J., 1955. Osada z wczesnej epoki żelaza w miejscowości Krzywólka, pow. Suwałki. Wiadomości Archeologiczne 22 (3–4): 366–367.
Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorczyk, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Krąż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A. Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S., Ziaja, W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. Geographia Polonica 91 (2): 143–170.

WIETRZENIE W SKALI MIKRO WE WSPÓŁCZESNEJ WARSTWIE CZYNNEJ WIELOLETNIEJ ZMARZLINY, NA PRZYKŁADZIE RÓWNINY KAFFIØYRA (NW SPITSBERGEN)

MICRO-SCALE WEATHERING IN THE CONTEMPORARY ACTIVE LAYER OF PERMAFROST, ON THE EXAMPLE OF KAFFIØYRA PLAIN (NW SPITSBERGEN)

Karolina Ulbin[1], Barbara Woronko[2], Ireneusz Sobota[3]

[1]Uniwersytet Warszawski, Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, k.ulbin@student.uw.edu.pl

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

[3]Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Lwowska 1, 87-100 Toruń, Polska, irso@umk.pl

Wietrzenie mrozowe zachodzi na obszarach nie tylko występowania wieloletniej zmarzliny, ale wszędzie tam gdzie notuje się cykliczne zmiany temperatury wokół 0˚C. Jednym z kluczowych parametrów wpływających na intensywność wietrzenia mrozowego, zarówno w skali makro, jak i mikro, jest liczba cykli zamarzania i rozmarzania, tzw. freeze-thaw. Zależy ona m.in. od głębokości w profilu, litologii osadów, pokrycia terenu, a przede wszystkim od warunków klimatycznych (e.g. Matsuoka, 2001; French, 2007). Obecnie, na skutek zmian klimatu, liczba FT wzrasta, szczególnie dotyczy to obszarów wysokich szerokości geograficznych, zwiększa się również miąższość warstwy czynnej.

Spitsbergen jest przykładem obszaru, gdzie wietrzenie mrozowe jest jednym z powszechnie działających procesów, ale także współcześnie podlegającym wyraźnym zmianom klimatu. Przedmiotem badań jest wietrzenie mrozowe, w skali mikro, powierzchni ziaren kwarcu frakcji piasku, pochodzących z warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny, rozwiniętej w osadach Równiny Kaffiøyra (NW Spitsbergen). Równina ta, zlokalizowana jest w północno-zachodniej część Spitsbergenu (Ziemia Oskara II), która jest największą wyspą tego archipelagu. Miąższość występującej tam warstwy czynnej, jest zmienna zarówno w przestrzeni, jak i w czasie, a maksymalne wartości w okresie letnim wykazują wyraźny wzrost w ostatnich latach. Analizie poddano 4 profile osadów różnej genezy: morena czołowa (Little Ice Age – LIA), osady jeziorne oraz osady wyniesionych tarasów morskich, uwzględniając ich zmienność litologiczną. Analizę mikrorzeźby powierzchni ziaren kwarcu frakcji piasku wykonano w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM). Dodatkowo, w celu określenia czynników wpływających na intensywność mikrowietrzenia mrozowego przeanalizowano skład granulometryczny osadów, ich pH, zawartość $CaCO_3$ oraz przewodność.

Wyniki wyraźnie wskazują, że najintensywniejsze mikrowietrzenie mrozowe na powierzchni ziaren kwarcu frakcji piasku zachodzi w stropie i spągu warstwy czynnej. W pierwszym przypadku, mogło być efektem dużej liczby przejść przez 0°C, natomiast w spągu, wspomagane było dostępnością wody gromadzącej się powyżej stropu permafrostu. Ponadto, zarejestrowano w obrębie współczesnej warstwy czynnej paleospąg warstwy, funkcjonującej na mniejszej głębokości, niż jest obecnie. Jest on podkreślony wyraźnym wzrostem mikrotekstur będących efektem wietrzenia mrozowego. Równocześnie, zaznacza się wyraźna zależność intensywności wietrzenia od litologii osadów, im drobniejszy jest osad, tym wietrzenie jest intensywniejsze. Jednocześnie, niezależnie od litologii profilu, głębokości i pH, wszędzie wietrzenie mrozowe ma charakter inicjalny, podkreślony dominacją mikrostruktur mrozowych, typu małe i duże przełamy muszlowe. Mikrostruktury mrozowe wskazujące na bardziej zaawansowany proces wietrzenia, tzn. małych i dużych mikroskupisk blokowych *(ang. breakage blocks; BB),* mają charakter podrzędny. Wyjątkiem jest spąg warstwy czynnej, gdzie każdorazowo rejestruje się największą liczbę mikrostruktur mrozowych, w tym również BB.

French, H., 2007. The periglacial Environment. Third Edition.

Matsuoka, N., 2001. Microgelivation versus Macrogelivation: Towards Bridging the Gap between Laboratory and Field Frost Weathering. Permafrost and Periglacial Processes 12: 299–313.

NOWE DANE DOTYCZĄCE STRATYGRAFII I ŚRODOWISK SEDYMENTACJI OSADÓW PÓŹNEGO PLEJSTOCENU NA POJEZIERZU SUWALSKIM

NEW DATA ON STRATIGRAPHY AND SEDIMENTATION ENVIRONMENTS OF LATE PLEISTOCENE DEPOSITS IN THE SUWAŁKI LAKELAND

[1]Wojciech Wysota, [1]Marek Chabowski, [1]Edyta Kalińska, [2]Helena Alexanderson, [1]Piotr Weckwerth, [1]Arkadiusz Krawiec

[1]Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, ul. Lwowska 1, 87-100 Toruń, wysota@umk.pl

[2]Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden

Rozpoznanie utworów plejstoceńskich na obszarze Pojezierza Suwalskiego było oparte niemal wyłącznie na wynikach analiz litologiczno-petrograficznych osadów w profilach wiertniczych wykonanych na potrzeby Szczegółowej mapy geologicznej Polski. Brak dostatecznie dużych wyrobisk w krawędziach wysoczyzn morenowych powodował, że nie prowadzono tu szczegółowych badań osadów plejstoceńskich w profilach odsłonięć. Takie możliwości pojawiły się ostatnio w związku z budową drogi ekspresowej S61 „Via Baltica" (odcinek Suwałki-Budzisko).

W latach 2020–2021 wykonano badania osadów plejstoceńskich odsłaniających się we wkopie drogowym Osinki, zlokalizowanym w krawędzi rynny subglacjalnej na północ od Suwałk. Obejmowały one identyfikację warstw i wydzielenie jednostek litostratygraficznych w profilach, analizę litofacjalną osadów, pomiary elementów kierunkowych w osadach (orientacje dłuższej osi klastów, struktur prądowych i deformacji) oraz analizy laboratoryjne (uziarnienie, obtoczenie, petrografia drobnych żwirów, AMS, mikromorfologia glin, datowanie metodą OSL).

W profilu osadów w stanowisku Osinki 2 wyróżniono sześć jednostek litostratygraficznych U1-U6 (od dołu ku górze), łącznie o miąższości ponad 20 m. W dolnej części profilu osadów występują piaski i żwiry glacifluwialne o miąższości kilku metrów (jednostka U1). Na jednostce tej zalega masywna subglacjalna glina morenowa, o miąższości do 3 m (U2). W osadach jednostki U1 stwierdzono liczne zaburzenia glacitektoniczne, głównie fałdy pochylone oraz nasunięcia i uskoki. Powyżej gliny U2 występuje jednostka glacifluwialna (U3) o miąższości do 12 m, zbudowana w przewadze ze średnio- i drobnoskalowych ławic żwirów i piasków, piasków oraz mułów piaszczystych i mułów w spągu, przeważnie masywnych albo warstwowanych poziomo, miejscami z deformacjami sedymentacyjnymi. Osady te intepretowane są jako utwory krótkiego transgresyjnego stożka glacimarginalnego.

W górnej części profilu (do głębokości 10 m od powierzchni terenu), powyżej jednostki U3, występują dwie ciągłe warstwy glin morenowych (jednostki U4 i U6) o cechach hybrydowych glin subglacjalnych. Gliny te rozdzielone są przez nieciągłe ogniwa piasków i żwirów glacifluwialnych oraz osadów jeziornych i piasków fluwialno-eolicznych z deformacjami typu konwolucji oraz klinami z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (jednostka U5). Pojedyncze kliny piaszczyste znaleziono także w stropie górnej gliny morenowej (U6), budującej powierzchnię wysoczyzny morenowej. Miejscami glina U6 przykryta jest przez masywne piaski eoliczne (jednostka U7).

Wstępne wyniki badań, w tym uzyskane rezultaty datowania OSL sugerują, że najpewniej cała sukcesja osadowa w stanowisku Osinki 2 jest wieku vistuliańskiego. Jednostki litostratygraficzne występujące w dolnej i środkowej części profilu (od U1 do U4) najprawdopodobniej związane są z obecnością lądolodu w środkowym vistulianie. Osady jeziorne i fluwialno-eoliczne ze strukturami peryglacjalnymi, rozdzielające gliny morenowe U4 i U6, reprezentują zimne warunki peryglacjalne środkowego vistulianu i wczesnej części późnego vistulianu. Najwyższa glina morenowa (U6) niewątpliwie powiązana jest z ostatnim nasunięciem lądolodu w stadiale głównym zlodowacenia wisły. Wieki OSL otrzymane dla osadów podścielających i przykrywających glinę U6 oraz piasków wypełniających kliny peryglacjalne sugerują znacznie młodszy wiek ostatniego nasunięcia lądolodu w północno-wschodniej Polsce niż sądzono dotychczas.

Prezentowane wyniki badań są rezultatem realizacji grantu Narodowego Centrum Nauki (nr 2018/31/B/ST10/00976) pt. „Dowody geomorfologiczne i implikacje paleogeograficzne katastrofalnych powodzi i szarży lodowcowych południowego sektora lądolodu skandynawskiego w późnym vistulianie (MEASSIS)".

REKONSTRUKCJA PALEOKLIMATU NA PODSTAWIE KOSMOGENICZNYCH DATOWAŃ MOREN I MODELOWANIA PRZEPŁYWU LODU

RECONSTRUCTION OF PALEOCLIMATE FROM COSMOGENIC DATING OF MORAINES AND ICE-FLOW MODELING

Marek Zreda

Department of Hydrology and Atmospheric Sciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, USA, marek.zreda@gmail.com

Past climates can be reconstructed from many geological proxy records. The proxy must be clearly related to the environment, for example to temperature or precipitation or both. Mountain moraines are one of the best proxies because mountain glaciers respond quickly and predictably to local variations in temperature and precipitation by adjusting their mass balances and hence their sizes. By combining glacial mass balance reconstruction from the moraine position with moraine ages from numerical dating, one can reconstruct the likely ranges of temperature and precipitation rates that allowed the glacier to reach the position marked by the moraines. Such reconstructions suffer from non-uniqueness as the same marginal position of ice could be caused by different combinations of temperature and precipitation. That non-uniqueness can be reduced, in principle at least, if reliable, independent, and compatible records of either temperature or precipitation are available. In such a case, a narrower range of values for the other variable can be computed. If, additionally, multiple moraines exist at different altitudes in the same valley, a time series of ice margin positions, the corresponding moraine ages, reconstructed temperature and/or precipitation, and rates of change in time of those reconstructed variables can be computed.

This presentation will use examples from literature to describe the process of reconstructing paleoclimate using the approach described above, evaluate uncertainties related to using multiple compatible paleoclimate proxy records, and describe one specific complication that arose from incompatibility of paleoclimate proxy records.

RZEŹBA I BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC CHĘCIN – PRZEWODNIK DO WYCIECZEK GEOLOGICZNYCH

Jan Dzierżek, Danuta Olszewska-Nejbert, Aleksandra Majecka, Artur Teodorski

Rzeźba i budowa geologiczna podłoża czwartorzędu (Jan Dzierżek)

Okolice Chęcin jak i całe Góry Świętokrzyskie to mekka dla pokoleń geologów różnych specjalności, nie tylko z wielu ośrodków naukowych Polski, ale i z zagranicy. Nic dziwnego, bowiem na stosunkowo małym obszarze można poznawać i badać unikatowe w skali europejskiej wykształcenie skał i zapis procesów geologicznych od prekambru po holocen. Odsłonięcia naturalne i sztuczne są liczne, a problematyka badawcza szeroka i zróżnicowana. Przez okolice Chęcin będziemy tu rozumieć obszar od dolnego odcinka Czarnej Nidy na południu po Miedziankę na północy oraz od Małogoszcza na zachodzie po Chęciny na wschodzie. Na mapie lokalizacyjnej (Fig. 1) zaznaczono punkty, które będą omówione w trakcie dwóch planowanych wycieczek geologicznych oraz inne ważne dla geologii obszaru stanowiska. Przed wyruszeniem w teren dobrze jest poznać główne elementy budowy geologicznej podłoża czwartorzędu (Fig. 2), współczesnej morfologii i najciekawsze fakty z najmłodszej historii obszaru. W niniejszym materiale wykorzystane będą wyniki najnowszych, często jeszcze nie publikowanych badań wykonanych specjalnie na Konferencję, ale też dobrze utrwalone w literaturze opracowania archiwalne. W tej liczbie znajdują się liczne prace Prof. Leszka Lindnera, dla którego obszar Gór Świętokrzyskich był ulubionym poligonem badawczym.

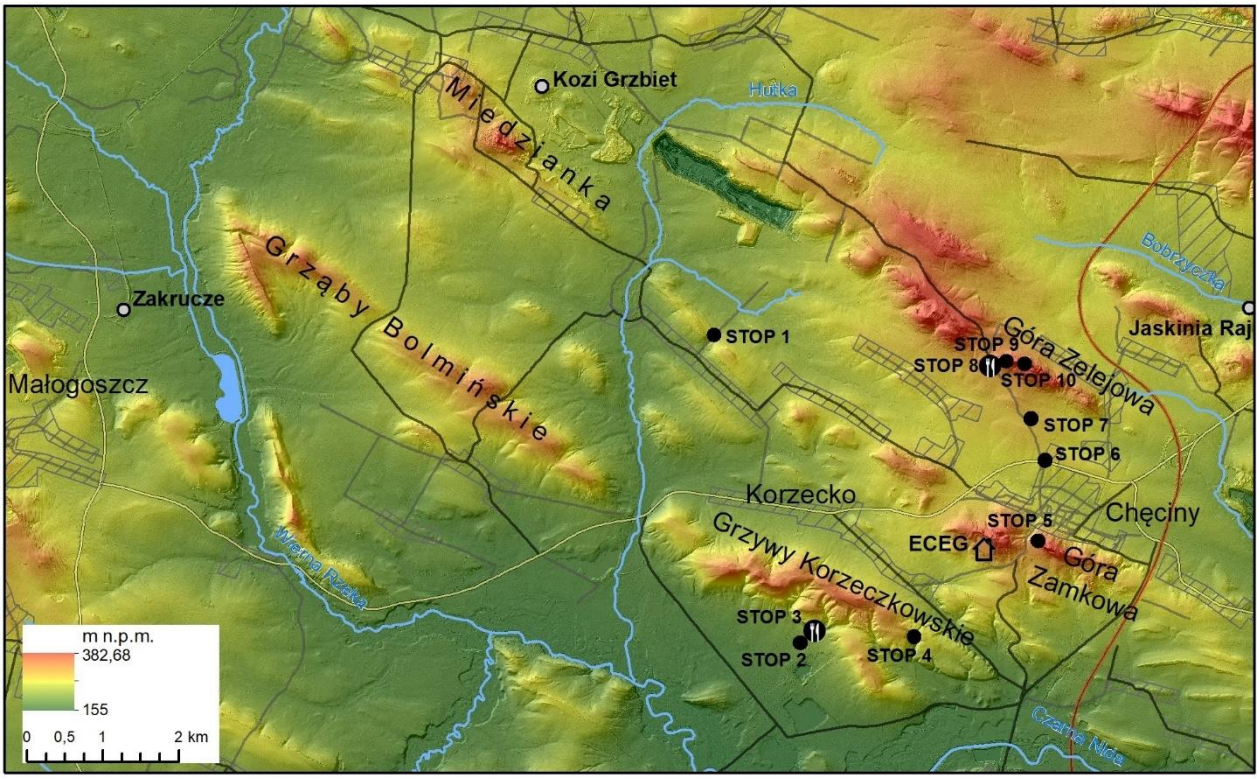


Fig. 1. Lokalizacja stanowisk geologicznych i punktów wycieczkowych (wyk. Łukasz Bujak).
Fig. 1. Location of the geological and excursions sites (by Łukasz Bujak).

Rzeźba tego obszaru, podobnie jak rzeźba całych Gór Świętokrzyskich, jest determinowana układem i litologią skał podłoża czwartorzędu i ma typowe cechy rzeźby strukturalnej (Klatka, 1965; Ludwikowska-Kędzia, 2018, 2019; Łajczak i in., 2020; Urban, 2014, 2019). Najwyższe wysokości powierzchni przypadają na wychodnie odpornych wapieni dewonu w paśmie Chęcińskim, z kulminacjami Góry Zamkowej (361 m n.p.m.), Rzepki (357 m n.p.m.) i Miedzianki (354 m n.p.m.), tworzące południowe skrzydło antykliny chęcińskiej. U stóp ściany dawnego kamieniołomu na Rzepce ulokowane jest Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej – duma Wydziału Geologii i Uniwersytetu Warszawskiego. Pasmo Zelejowskie z kulminacjami Góry Zelejowej (372 m n.p.m.), Góry Wsiowej (367 m n.p.m.) i Góry Piekło (352 m n.p.m.) stanowi drugie, północne skrzydło tej antykliny. W osiowej części antykliny chęcińskiej występują miąższe i sfałdowane łupki i piaskowce kambryjskie. Jest to przykład klasycznej inwersji rzeźby, spowodowanej niską odpornością skał kambryjskich (Fig. 3). Liczne uskoki zachwiały ciągłością profilu geologicznego skał

paleozoicznych. Po zewnętrznych stronach antykliny, na skałach środkowego i górnego dewonu leży w kontakcie erozyjnym charakterystyczny zlepieniec permski, rozpoczynający młodsze piętro strukturalne, tzw. obrzeżenie osłony permsko-mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. W kierunku południowym zapadają kolejno piaskowce, iły i wapienie triasu, a następnie gruby kompleks skał węglanowych górnej jury (Fig. 2, 3). Wapienie oolitowe kimerydu budują kulminacje ważnego pasma Grzyw Korzeczkowskich (336 m n.p.m.).

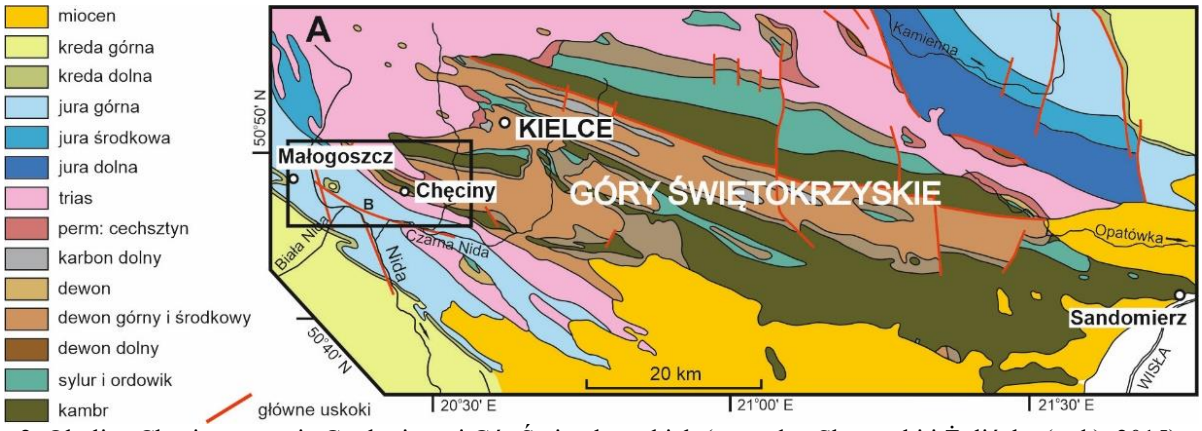


Fig. 2. Okolice Chęcin na mapie Geologicznej Gór Świętokrzyskich (na podst. Skompski i Żylińska (red.), 2015).
Fig. 2. Geology of the study area on the geological map of the Holy Cross Mountains (after Skompski and Żylińska (Eds), 2015; slightly modified).

W rozległych obniżeniach pomiędzy Pasmem Chęcińskim a Pasmem Małogoskim (na zachód od omawianego terenu) w powierzchni manifestują się rozległe kopułowate wzniesienia zbudowane z tzw. wapieni skalistych (bioherm). Piętro struktruralne kończą piaskowce kredy, odsłonięte m.in. na Grząbach Bolmińskich. Na stosunkowo krótkim odcinku od Chęcin do Małogoszcza skały podłoża czwartorzędu są ułożone w większe (synklina Bolmina) i mniejsze struktury fałdowe (synklina Rzepki), o osiach zgodnych z liniami szkieletowymi rzeźby (NW-SE). Uskoki i strefy dyslokacyjne o przebiegu zarówno zgodnym z układem struktur jak i poprzeczne do nich znajdują odbicie w przebiegu dolin rzecznych czy przełęczy w pasmach górskich (Fig. 2, 3).

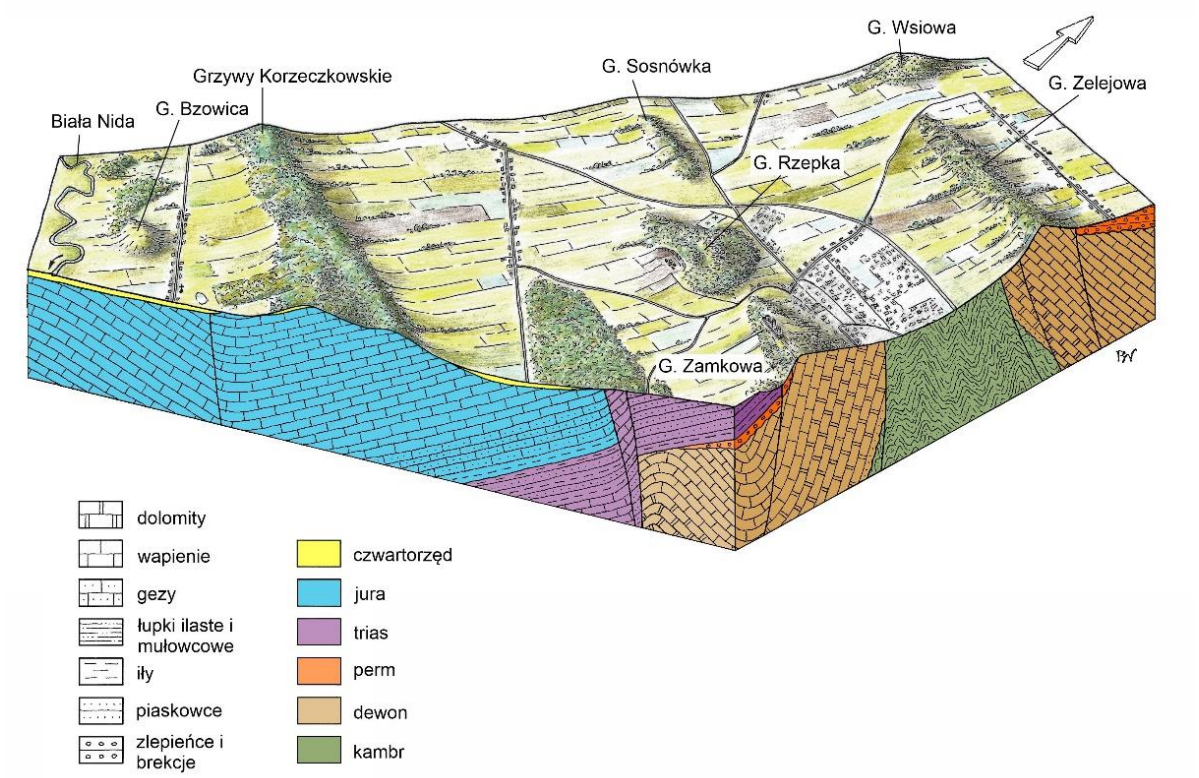


Fig. 3. Schemat budowy geologicznej okolic Chęcin (wyk. Bogusław Waksmundzki).
Fig. 3. Geological structure of the Chęciny area (by Bogusław Waksmundzki).

Okolice Chęcin to teren intensywnej eksploatacji wapieni dewońskich, kalcytów czy wreszcie słynnych zlepieńców zygmuntowskich. Od średniowiecza eksploatowano tu także kruszce: galenę (m.in. na górze Rzepka) czy rudy miedzi (Miedzianka). Samo miasto Chęciny zawdzięcza swój rozwój między innymi przemysłowi wydobywczemu.

Cały omawiany obszar należy do Chęcińsko-Kieleckiego Parku Krajobrazowego. Walory krajobrazowe z majestatycznym układem pasm górskich i obniżeń, z deniwelacjami przekraczającymi 160 m, i niezwykle ciekawa budowa geologiczna były podstawą do utworzenia szeregu rezerwatów i pomników przyrody nieożywionej (m.in. leje krasowe, skałki, ślady górnictwa kruszcowego (Urban, 2014).

Występowanie i cechy osadów czwartorzędowych okolic Chęcin (Jan Dzierżek)

W okolicach Chęcin osady czwartorzędowe są zróżnicowane genetycznie i wiekowo – od preglacjału po holocen (Lindner i Dzierżek, 2019; Złonkiewicz, 2021). Ich miąższość może dochodzić wyjątkowo do 100 m, ale zwykle jest mniejsza. Mamy tu gliny lodowcowe występujące nieregularnie na powierzchni oraz w wierceniach, najczęściej w dwóch poziomach, powszechnie występują także piaski i żwiry wodnolodowcowe, mułki zastoiskowe, osady stokowe, osady tarasów rzecznych i poziomów dolinnych (fluwioperyglacjalnych), osady wydmowe oraz płaty lessu (Fig. 4). Często występują tu również osady jaskiniowe. Znane z literatury stanowiska jaskiniowe na Kozim Grzbiecie i w Jaskini Raj stanowiły repery przy ustalaniu stratygrafii osadów czwartorzędowych, podobnie jak udokumentowane paleobotanicznie osady jeziorne zbiornika w Zakruczu, k. Małogoszcza (Fig. 1).

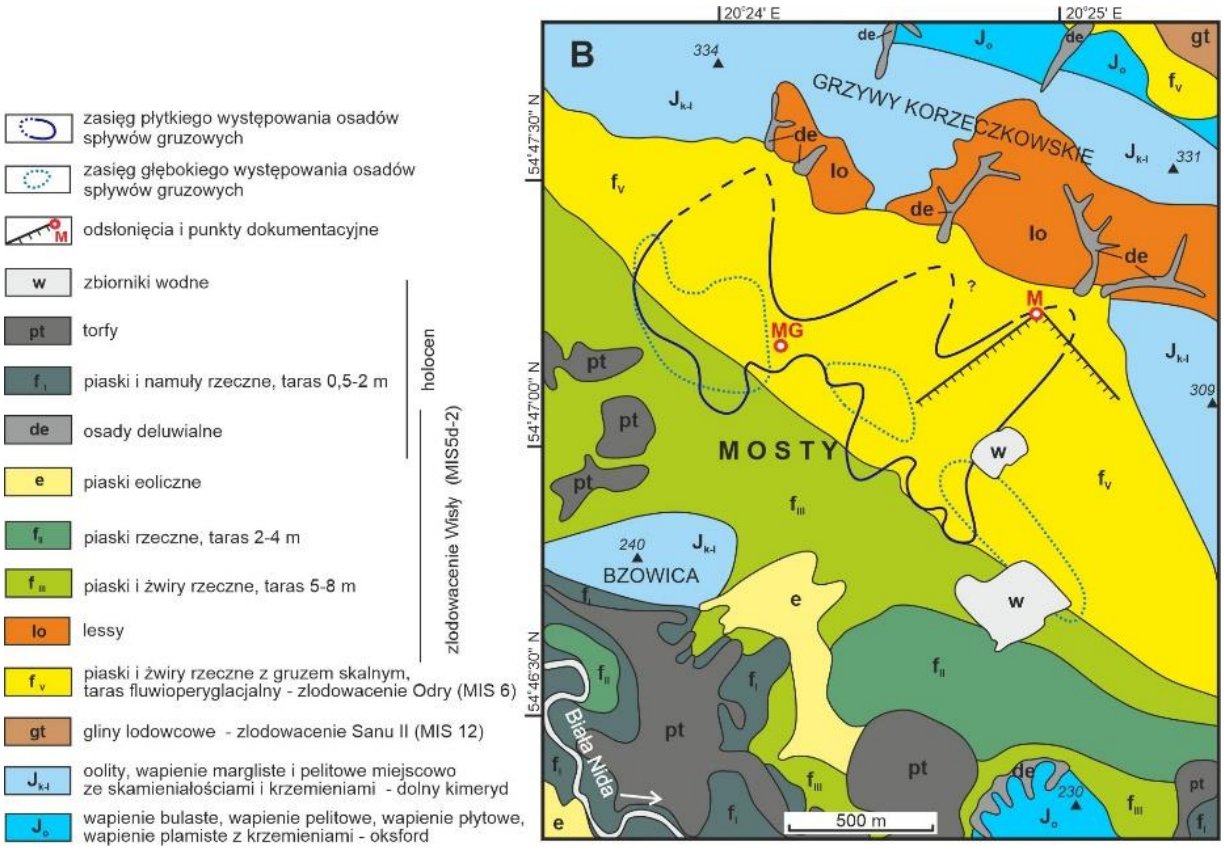


Fig. 4. Mapa osadów powierzchniowych okolic Mostów (na podst. Cabalski i in., 2021; Kurowski, 2021, zmodyfikowana).
Fig. 4. Detailed geological map of the Mosty area (based on Cabalski et al., 2021; Kurowski, 2021, modified).

Osady lodowcowe na omawianym obszarze reprezentują dwa zlodowacenia – Sanu 1 i Sanu 2, bo tylko wtedy wkroczył tu lądolód. Na północ od rejonu Chęcin w wierceniach udokumentowano glinę najstarszego zlodowacenia (Nidy) (Lindner i Dzierżek, 2019). Glina Sanu 1 spotykana jest w wierceniach, m.in. w Leśnicy Parcele, k. Małogoszcza i w Skibach, k. Chęcin, ale nie tworzy ciągłej pokrywy (Fig. 5). Ma ona miąższość 3–8 m, a rzadziej 13 m (Lindner i Rzętkowska-Orowiecka, 1998). Zawiera oprócz eratyków skandynawskich materiał lokalny, w tym kwarcyty kambryjskie, dewońskie wapienie oraz neogeńskie margle i wapienie litotamniowe. To jest dowód na transgresję lobów lodowcowych z kierunku E i SE (Czarnocki, 1931; Różycki, 1972).

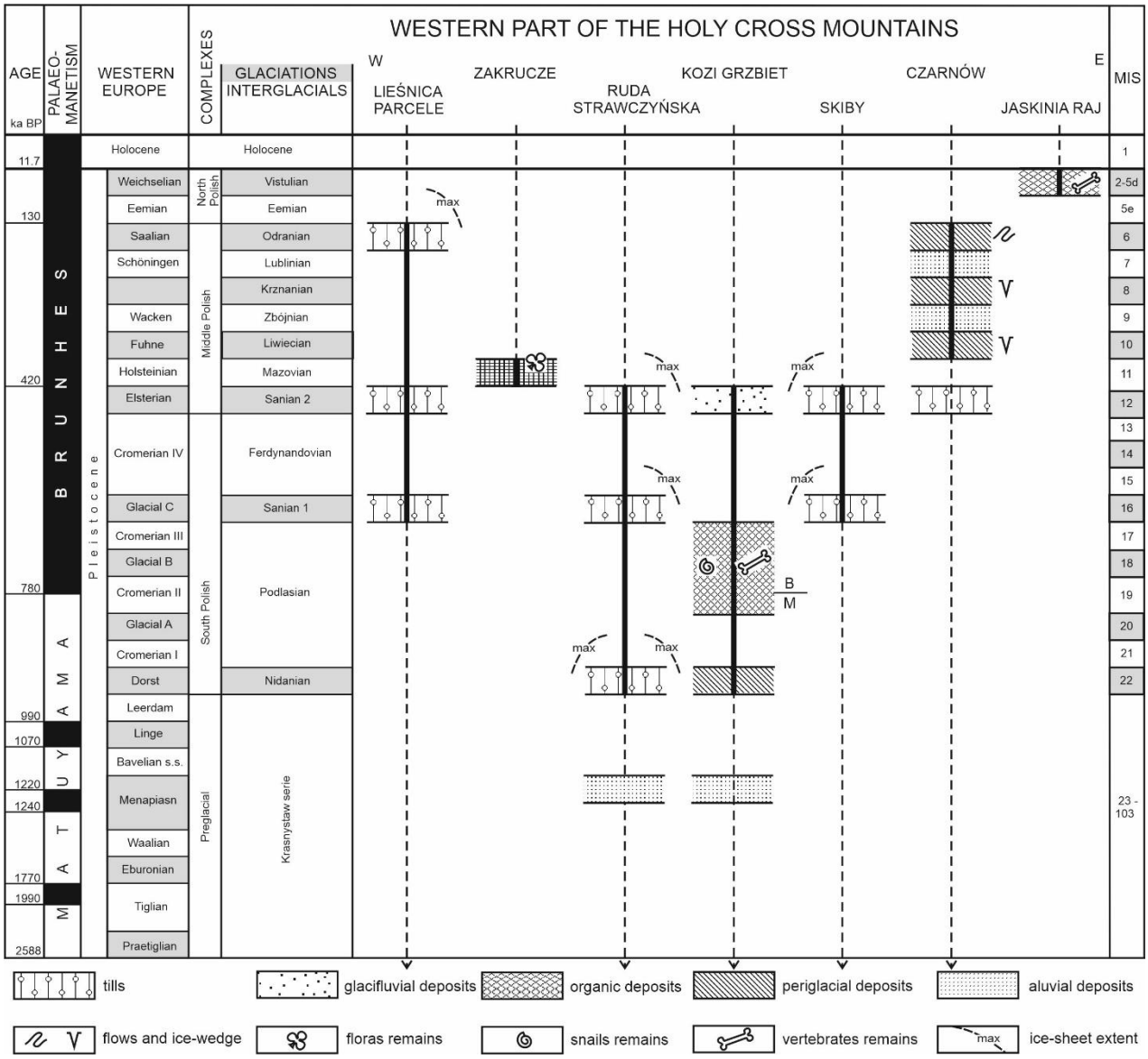


Fig. 5. Pozycja stratygraficzna osadów plejstoceńskich w wybranych stanowiskach zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Lindner i Dzierżek, 2019).
Fig. 5. Stratigraphic position of the Pleistocene deposits at selected sites of the western part of the Holy Cross Mountains (Lindner and Dzierżek, 2019).

W dolinach Nidy i Wiernej Rzeki glina Sanu 1 jest podścielona mułkami zastoiskowymi i piaskami rzecznymi z interglacjału podlaskiego, ale często występuje też bezpośrednio na stokach wzgórz lub zwietrzelinach skał podłoża. Prawdopodobnie z niszczenia tej gliny pochodzą głazy narzutowe znajdowane w czasie eksploatacji kruszywa w kopalni Mosty (Fig. 6).

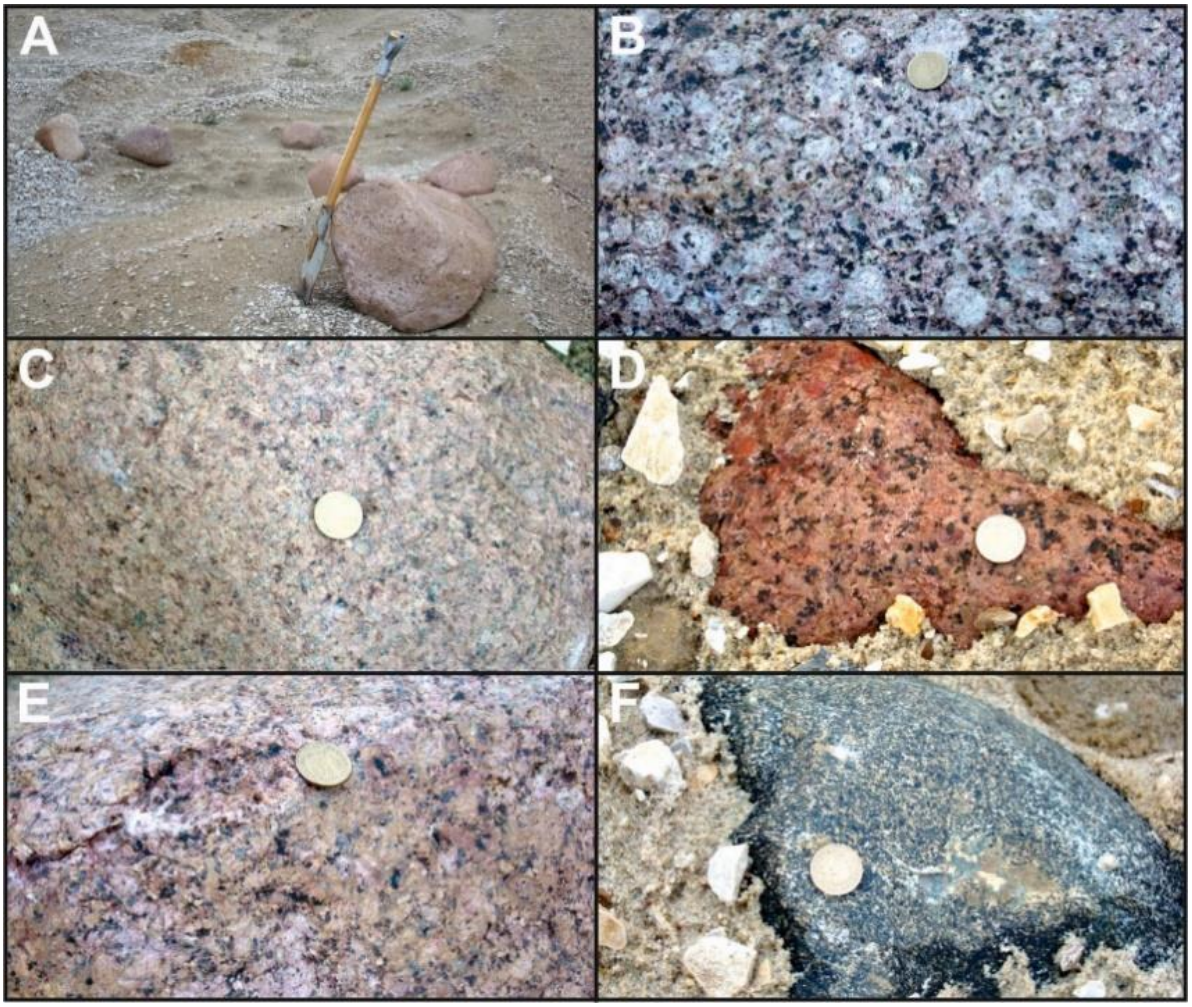


Fig. 6. Głazy narzutowe z glin kompleksu południowopolskiego w kopalni Mosty. A – materiał skandynawski w dnie wyrobiska; B – rapakiwi alandzkie; C – granit Haga; D – czerwony granit alandzki, E – granit alandzki; F – diabaz (inf. ustna dr Dariusz Gałązka w Cabalski i in., 2021).
Fig. 6. Scandinavian erratic boulders from the till of the South-Polish Complex in the Mosty sand pit. A – Scandinavian boulders in the floor of sand pit; B – Åland rapakiwi granite; C – Haga granite; D – red granite, Åland; E – granite, Åland; F – diabase. (pers. com. Dr. Dariusz Gałązka, in Cabalski et al., 2021).

Glina zlodowacenia Sanu 2 ma podobne cechy – kilkumetrową miąższość, obecność wśród eratyków materiału neogeńskiego, lecz można ją spotkać również na powierzchni terenu, m.in. w rejonie Korzecka czy Polichna (Złonkiewicz, 2021). W glinie tej w okolicach Kresów znaleziono kolejne otoczaki wapieni litotamniowych (Dzierżek i in., 2021), co było potwierdzeniem poglądu o SE kierunku lodu w czasie zlodowacenia Sanu 2. Występująca na powierzchni glina Sanu 2 jest najczęściej silnie zmieniona przez procesy denudacyjne. Wtedy przybiera cechy osadu pylastego z dużą zawartością frakcji żwirowej, pochodzenia skandynawskiego lub miejscowego. Zazwyczaj tworzy w terenie lekką wypukłość, z nagromadzeniem znacznej liczby głazików skandynawskich, o średnicy rzadko przekraczającej kilkanaście centymetrów. Glina lodowcowa występująca na kontakcie ze zwietrzelinami skał podłoża, często ma podobną do zwietrzelin barwę i bywa z nimi mylona. Między innymi dlatego dyskusja na temat genezy glin w Dolinie Chęcińskiej i przyczyn ich wyspowego występowania trwa od dawna (por. Stop 7). Na reambulowanej mapie szczegółowej w skali 1:50 000 (Złonkiewicz, 2021) takie cechy litologiczne omawianych osadów ujęto w jedno złożone wydzielenie: „gliny, piaski i żwiry z rumoszami skalnymi oraz gliny warstwowane peryglacjalne i zwietrzelinowe (eluwialne)". W wierceniach geologicznych gliny Sanu 2 podścielone bywają warstwą mułków zastoiskowych i niżej leżącymi piaskami wodnolodowcowymi (Lindner i Dzierżek, 2019).

Osady wodnolodowcowe powszechnie występują na tym terenie i dostępne są do bezpośrednich obserwacji. Są to przeważnie piaski drobnoziarniste warstwowane skośnie lub horyzontalnie,

z przewarstwieniami piasków różnoziarnistych i mułków. Tworzą rozległe płaty wysoko na zboczach tutejszych pasm górskich (tarasy kemowe), a nieraz i na przełęczach (limnoglacjalne, por. Stop 1), ale i w centralnych partiach obniżeń (fluwioglacjalne). W obrazie morfometrycznym lokują się w kilku przedziałach wysokościowych, a ich geneza wiąże się z zatamowaniem odpływu wód lodowcowych na kontakcie lód-zbocze górskie w czasie maksymalnej transgresji i etapowej recesji lądolodu Sanu 2 (por. rozdział Zarys paleogeografii…). Znane są one w całych Górach Świętokrzyskich, a najwyższe ich położenie notowane jest nawet powyżej 400 m n.p.m. (Lindner, 2015). Na południowym zboczu Miedzianki (Fig. 7) piaski te sięgają 316 m n.p.m., a ich miąższość wynosi około 6 m (Lindner i Kowalski, 1974).

Fig. 7. Taras kemowy ze zlodowacenia Sanu 2 na zboczach Miedzianki (fot. Leszek Lindner, 1977).
Fig. 7. Kame terrace from the San 2 Glaciation on the slopes of Miedzianka Hill (photo: Leszek Lindner, 1977).

Wyniki analiz piasków kemowych Miedzianki z wysokości 301 m n.p.m. pokazują umiarkowany stopień wysortowania (Fig. 8). Analiza powierzchnia ziaren kwarcu wykazała, że dominują ziarna pośrednie matowe EM/RM (ok. 60%), przy znacznym udziale (23–30%) ziaren matowych zaokrąglonych (RM) w górnej części profilu (Fig. 9). Udział ziaren błyszczących pośrednich (EM/EL) jest na poziomie 3–4% (Dzierżek i in., 2021). Cechy osadów wskazują na spokojne warunki sedymentacji w środowisku wodnym i znaczny wpływ procesów eolicznych w procesie ich depozycji.

Miedzianka	**Mi-1** 0.5-0.7	**Mi-2** 0.5-0.7	**Mi-2** 0.8-1.0	**Mi-2** 1.5-1.7	**Mi-2** 1.9-2.1	**Mi-2** 2.5-2.7	**Mi-2** 2.8-3.0	**Mi-2** 3.6-3.8
sediment name	fine sand	fine sand	medium sand	fine sand	fine sand	fine sand	fine sand	fine sand
mean grain size	2,63	2,38	2,05	2,23	2,25	2,34	2,14	2,48
standard deviation	0,66	0,81	0,73	0,79	0,85	0,84	0,84	0,76
skewness	-0,02	-0,09	0,20	0,02	0,06	-0,03	-0,09	-0,09
kurtosis	1,18	1,03	0,75	0,79	0,86	0,95	0,83	1,14
sorting	moderate well	moderate	moderate	moderate	moderate	moderate	moderate	moderate

Fig. 8. Cechy granulometryczne piasków limnoglacjalnych w stanowisku Miedzianka (Dzierżek i in., 2021).
Fig. 8. Grain size parameters of the limnoglacial sands in the Miedzianka site (Dzierżek et al., 2021).

site	sample	NU	EL	RM	EM/RM	EM/EL	Other	C	Sum
		fresh, angular	well-rounded, shiny	well-rounded, frosted	partially rounded, frosted	partially rounded, shiny		fractured	
Miedzianka	Mi-2 0.8-1.0	0	0	30	60	3	6	1	309
	Mi-2 2.8-3.0	1	0	33	57	4	4	1	313
	Mi-2 3.6-3.8	2	0	22	61	5	8	2	320

Fig. 9. Cechy ziaren kwarcu w piaskach limnoglacjalnych w stanowisku Miedzianka (Dzierżek i in., 2021).
Fig. 9. Quartz grains characteristic in the limnoglacial sands in the Miedzianka site (Dzierżek et al., 2021).

Na zboczu góry Grabki k. Małogoszcza piaski tarasu kemowego mają miąższość 12 m (Lindner, 1977) i są bardziej zróżnicowane litologicznie, tworzą „półkę" ok. 270 m n.p.m. Piaski wodnolodowcowe występują również na przełęczy w Polichnie, gdzie mają miąższość około 8 m. Na Grzywach Korzeczkowskich najwyżej położone piaski drobnoziarniste występują ok. 308 m n.p.m., blisko przełęczy w pobliżu Góry Glinianki. W dół stoku, w kierunku SW, można wyznaczyć jeszcze, co najmniej dwa poziomy piasków tarasów kemowych ze zlodowacenia Sanu 2.

Specjalnie na potrzeby Konferencji wykonano analizy ziaren kwarcu metodą Cailleux w piaskach Grzyw Korzeczkowskich (Fig. 10). Wynika z nich, że we wszystkich przebadanych próbkach, niezależnie od lokalizacji dominują ziarna typu EM/RM oraz RM, z mikrorzeźbą typową dla ziaren genezy eolicznej. W przypadku ziaren EM/RM obróbka eoliczna jest widoczna jedynie na najbardziej wypukłych ich fragmentach, podczas gdy ziarna RM mają całą matową powierzchnię. Statystyki dopełniają ziarna EM/EL oraz C (pęknięte) i inne (o genezie wietrzeniowej). Wysoki udział ziaren typu RM, które dopełniają ziarna EM/RM, wskazuje, że procesy eoliczne na tym terenie miały dogodne warunki do rozwoju. Najprawdopodobniej źródłem osadów były utwory wody płynącej, dla których charakterystyczne są ziarna EM/EL i EL. Wysoka obróbka eoliczna ziaren kwarcu we wszystkich poziomach Miedzianki i Grzyw Korzeczkowskich związana jest zapewne z wielokrotnie występującymi na tym terenie długotrwałymi warunkami peryglacjalnymi. Takie warunki panowały tu przez większą część plejstocenu – od zlodowacenia Sanu 2 do zlodowacenia Wisły.

site	sample	NU	EL	RM	EM/EL	EM/RM	Other	C	Sum
		fresh, angular	well-rounded,shiny	well-rounded, frosted	partially rounded, shiny	partially rounded, frosted		fractured	
Grzywy Korzeczkowskie	GK1	0	0	25	19	54	1	2	106
	GK2	0	0	17	3	76	1	4	163
	KG5 0,8-0,9	0	0	36	9	54	0	1	129
	KG5 1,3-1,5	0	0	40	4	56	0	1	198
	KG5 2,0-2,1	0	0	16	11	68	2	3	100
	GK6 1,1-1,2	0	0	21	7	66	1	5	194

Fig. 10. Cechy ziaren kwarcu w piaskach limnoglacjalnych na Grzywach Korzeczkowskich (wyk. Karolina Ulbin, 2023).
Fig. 10. Quartz grains characteristic in the limnoglacial sands in the Grzywy Korzeczkowskie Range (by Karolina Ulbin, 2023).

Osady wodnolodowcowe powstawały również w czasie zlodowacenia Odry, kiedy to na bezpośrednim przedpolu lądolodu funkcjonował odpływ wód proglacjalnych. W dolinach Wiernej Rzeki, Hutki, Białej Nidy śladami tej działalności fluwioperyglacjlnej (Hakenberg, 1974; Lindner, 1977) są dwa poziomy osadów piaszczysto-żwirowych z domieszką gruzu skał lokalnych: około 14–18 m n.p. rzeki – tzw. V poziom dolinny oraz około 8–14 m n.p. rzeki – IV poziom dolinny, jednak im dalej od lądolodu tym możliwość rozdzielenia poziomów jest trudniejsza (Dzierżek i in., 2019). Osady te najczęściej mają postać piasków różnoziarnistych, ze żwirem pochodzenia allochtonicznego i gruzem skał lokalnych. Seria piaszczysto-żwirowa podścielona jest zwykle pakietem mułków zastoiskowych związanych z zatamowaniem odpływu przez czoło lądolodu zlodowacenia Odry w czasie maksimum rozwoju lądolodu. W rejonie Mostów strop tych osadów występuje na około 30 m pod powierzchnią (por. Stop 2).

Osady rzeczne Wiernej Rzeki, Hutki, Bobrzy, Białej i Czarnej Nidy budują tu dwa tarasy nadzalewowe: taras III – 5–8 m n.p. rzeki i taras II – 2–4 m n.p. rzeki oraz jeden taras zalewowy I – 0,5–2 m n.p. rzeki (Hakenberg i Lindner, 1971; Dzierżek i in., 2019). Złonkiewicz (2021) podaje dla obszaru arkusza Chęciny Szczegółowej mapy geologicznej Polski nieco mniejsze wysokości tarasu nadzalewowego górnego – 4–6 m n.p. rzeki. Tarasy nadzalewowe utworzone są z piasków i żwirów, z okruchami skał lokalnych i mają maksymalną miąższość do 20 m (Fig. 11). Taras II zbudowany jest głównie z piasków z domieszką mułków, o miąższości wynoszącej najwyżej kilkanaście metrów. Akumulacja osadów tarasów nadzalewowych przypada na zlodowacenie Wisły i jego schyłek (Lindner i in., 2001). Taras zalewowy 0,5–2 m n.p. rzeki zbudowany jest głównie z piasków z domieszką żwirów, o maksymalnej miąższości 3 m (Złonkiewicz, 2021) oraz miejscami z piasków humusowych, namułów, mad oraz torfów, które wypełniają starorzecza i lokalne obniżenia w powierzchni najniższego tarasu (Fig. 4). Osady te powstały w holocenie (Fig. 11).

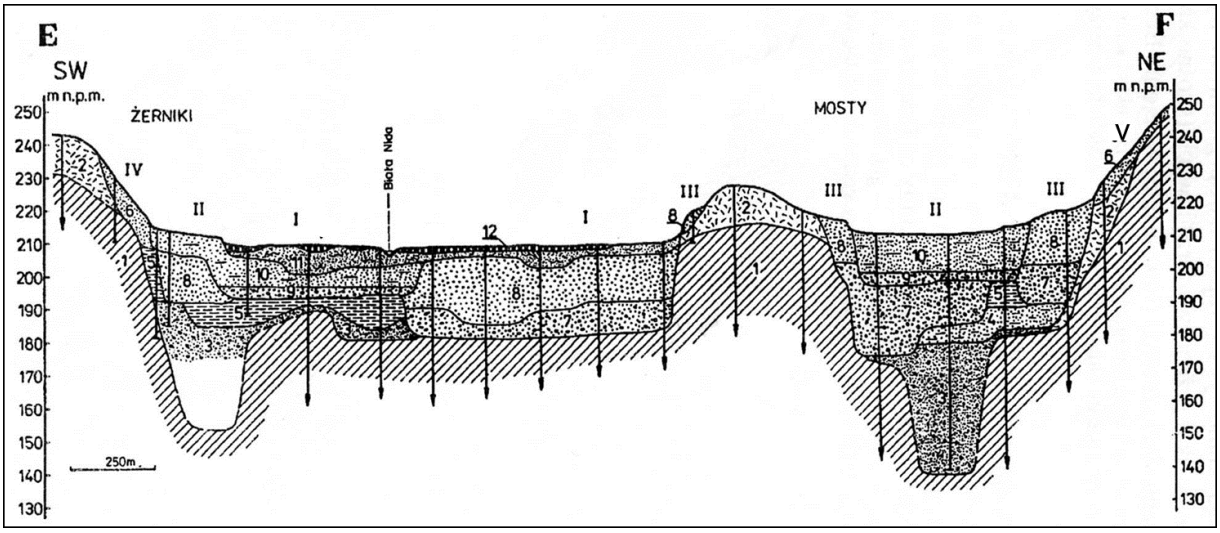


Fig. 11. Przekrój geologiczny przez Dolinę Białej Nidy (Lindner i Mastella, 2002). 1 – skały przedczwartorzędowe; 2 – rumosze i gliny zwietrzelinowe, kompleks południowopolski; 3 – żwiry i piaski rzeczne, interglacjał mazowiecki; 4–6 – piaski i mułki, zlodowacenie Odry (IV i V – poziom dolinny); 7 – piaski i żwiry rzeczne, interglacjał eemski; 8–10 – piaski, piaski ze żwirem, mułki tarasów nadzalewowych (II i III), zlodowacenie Wisły; 11 – piaski, żwiry i mułki tarasu zalewowego (I), holocen; 12 – namuły organiczne i torfy, holocen.

Fig. 11. Geological cross-section through the Biała Nida Valley (Lindner and Mastella, 2002). 1 – pre-Quaternary deposits; 2 – waste mantle and waste-clays, the South-Polish Complex; 3 – fluvial gravels and sands, Masovian Interglacial; 4–6 – fluvial sands and ice-dammed silts, Odranian Glaciation (IV and V valley levels); 7 – fluvial sands and gravels; Eemian Interglacial; 8–10 – sands, sands and gravels, silts of the upper river terraces (II and III), Vistulian Glaciation; 11 – sands, gravels and silts of the lowermost river terrace (I), Holocene; organic muds and peats, Holocene.

Osady jeziorne w okolicach Chęcin nie są często notowane w wierceniach ani na powierzchni. Istniejące tu zbiorniki wodne (m. in. w Bolminie, Mostach) mają charakter stawów poeksploatacyjnych. W Zakruczu, k. Małogoszcza (Fig. 1) udokumentowano (Lindner i Rzętkowska-Orowiecka, 1998) występowanie mułków na powierzchni i torfów płytko pod powierzchnią pochodzących z interglacjału mazowieckiego. Problematyka tego ważnego dla stratygrafii i paleogeografii regionu stanowiska omówiona będzie w dalszej części materiału. W najniższych miejscach den dolinnych, zwłaszcza w dolinie Nidy występują rozległe obszary wypełnione namułami organicznymi i torfami, o miąższości ponad 2 m (Złonkiewicz, 2021).

Osady zboczowe występują na tym terenie powszechnie, są zróżnicowane litologicznie i mają niekiedy kilkunastometrowe miąższości (Lindner, 1977). Powstawały w ciągu całego plejstocenu, ale ze zmienną intensywnością, na mniejszą skalą zachodzą również współcześnie. Można na nie trafić na powierzchni, w odsłonięciach oraz w wierceniach. Powstanie miąższych i zróżnicowanych litologicznie pakietów osadów zboczowych wynika z cech morfometrycznych i geologicznych terenu – duże deniwelacje, zróżnicowana odporność skał, skomplikowana tektonika, wielokrotne działanie procesów peryglacjalnych.

W wierceniach osady te są najczęściej opisywane jako gliniasto – kamieniste zwietrzeliny skał podłoża, miejscami z udziałem głazików skandynawskich. Na przekrojach geologicznych mogą występować zarówno w dnach obniżeń jak i na stokach (Fig. 11). W odsłonięciach osadów stokowych często widoczne są przejawy transportu grawitacyjnego lub soliflukcyjnego, a także ślady zaburzeń peryglacjalnych (Fig. 12) (por. Lindner i Bogucki, 2002; Ludwikowska-Kędzia, 2018; Ludwikowska-Kędzia i Olszak, 2004, 2008; Pawelec i Ludwikowska-Kędzia, 2016).

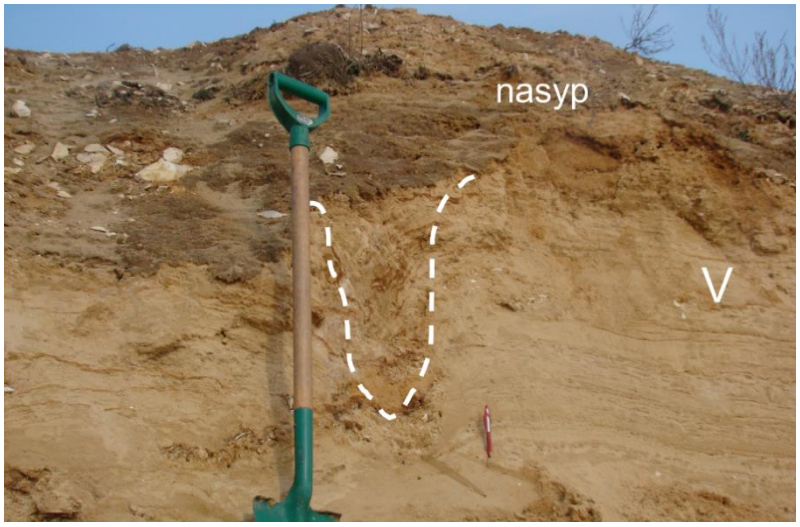


Fig. 12. Pseudomorfoza po klinie lodowym w osadach wyższego poziomu dolinnego (V) w Mostach (fot. Jan Dzierżek, 2011).
Fig. 12. Pseudomorphosis after an ice wedge in the sediments of the upper valley level (V) in the Mosty site (photo: Jan Dzierżek, 2011).

Niezwykle spektakularny zapis działania procesów stokowych w postaci spływów gruzowych (Fig. 13) udokumentowano w ścianach kopalni w Mostach (Cabalski i in., 2021), co opisane będzie w dalszej części.

Ostatni intensywny etap ruchów masowych miał miejsce w warunkach vistuliańskiego peryglacjału (Ludwikowska-Kędzia, 2018; Złonkiewicz, 2021). Obecnie, na gęsto zalesionych i utrwalonych roślinnością trawiastą pasmach górskich i w warunkach umiarkowanego (ocieplającego się) klimatu, produkcja i transport zwietrzelin jest ograniczony.

Fig. 13. Prof. Leszek Lindner w odsłonięciu spływu gruzowego w Mostach (fot. Jan Dzierżek, 2012).
Fig. 13. Prof. Leszek Lindner in the front of the debris flow in the Mosty site (photo: Jan Dzierżek, 2012).

Osady jaskiniowe okolic Chęcin mimo, że nie są łatwo dostępne do badań to występują często i dostarczyły szeregu informacji przy odtwarzaniu i interpretacji warunków paleośrodowiskowych. Na badanym terenie występuje kilkanaście jaskiń, a wśród nich: Kozi Grzbiet, Miedzianka, Piekło,

Ostrówka, Ołowianka, Korzecko, Zelejowa, Jaworznia i wiele innych (Urban, 2013). Oprócz walorów popularno-naukowych rozreklamowanej szaty naciekowej Jaskini Raj, zachowany jest w niej i w innych formach krasowych tego obszaru szeroki wachlarz osadów mineralnych – glin, mułków, piasków, brekcji ze szczątkami fauny i flory, czy narzędziami kamiennymi. Niektóre są doskonale przebadane i na trwale zakorzenione w literaturze naukowej (m.in. osady w jaskini Koziego Grzbietu, opisanej niżej). Inne są ciągle nie do końca poznane i stanowią przedmiot szczegółowych studiów paleośrodowiskowych i archeologicznych. Ostatnio dzięki analizie porównawczej minerałów ciężkich w piaskach wypełniających Jaskinię Pajęczą i Chelosiową Jamę z piaskami leżącymi na powierzchni w pobliżu wlotu do jaskiń udało się stwierdzić, że proces wypełniania miał miejsce w czasie intensywnego topnienia lądolodu Sanu 2 i zachodził, co najmniej dwuetapowo (Dzierżek i in., 2021).

Osady eoliczne (Artur Teodorski)

Osady eoliczne w okolicach Chęcin reprezentowane są przez lessy i osady wydmowe (Fig. 4). Lessy tworzą wyspę lessową w okolicach Korzecka (Fig. 14). Wyspa ta jest jedną z pięciu wysp lessowych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego (Lindner, 1967, 1971; Dzierżek i in., 2020).

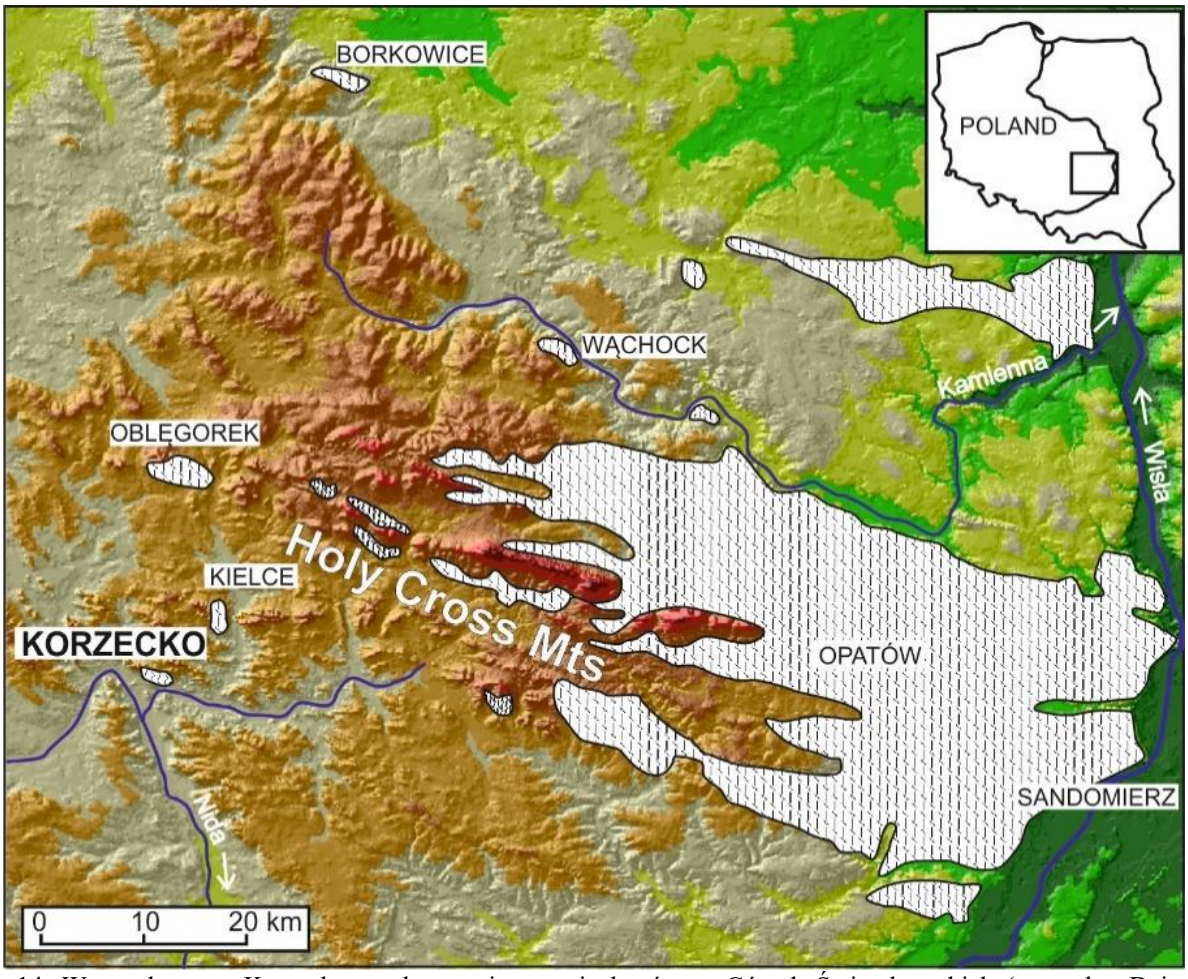


Fig. 14. Wyspa lessowa Korzecka na tle rozmieszczenia lessów w Górach Świętokrzyskich (na podst. Dzierżek i Lindner, 2020).
Fig. 14. Korzecko loess island in the context of loess occurrence in the Świętokrzyskie Mountains (based on Dzierżek and Lindner, 2020).

Wyspa lessowa Korzecka zlokalizowana jest na południowo-wschodnim zboczu Grzyw Korzeczkowskich. Lessy w rejonie Korzecka występują na wysokości 230–310 m n.p.m. Długość płata lessowego wynosi około 3 km, szerokość około 0,6 km, a miąższość lessów przekracza 10 m (Dzierżek i in., 2022). W ich podłożu znajdują się wapienie górnojurajskie (Hakenberg, 1973) oraz ich zwietrzeliny, spływy

gruzowe (Cabalski i in., 2021), gliny lodowcowe oraz piaski kemowe ze zlodowacenia Sanu 2, a także piaski i mułki ze zlodowacenia Odry (Lindner i Dzierżek, 2019). Na podstawie wykonanej wcześniej analizy minerałów ciężkich dla próbek lessów z centralnej części wyspy Korzecka wykazano w nich obecność amfiboli, granatów, cyrkonu, epidotów oraz muskowitu. W kierunku wschodnim maleje udział granatów na rzecz muskowitu w zestawieniu z leżącymi w pobliżu piaskami kemowymi (Chlebowski i Lindner, 1992). Stwierdzono również, że głównym materiałem źródłowym dla powstających lessów były lokalnie występujące zwietrzeliny okruchowych skał mezozoicznych, a także materiał z wietrzejących glin lodowcowych oraz piasków wodnolodowcowych ze zlodowacenia Sanu 2. Na podstawie analizy mineralogicznej można stwierdzić również, że akumulacja lessów wyspy Korzecka zachodziła przy udziale wiatrów zachodnich. Ze względu na podobieństwo litologiczne lessów Korzecka do innych stanowisk w regionie świętokrzyskim lessy można przyporządkować wiekowo do lessu młodszego górnego (LMg) powstałego w czasie zlodowacenia Wisły (Dzierżek i Lindner, 2020). Więcej szczegółów na temat tutejszych lessów w stanowisku wycieczkowym Stop 4. Korzecko.

Inicjalne wydmy znane są z obszaru tarasów nadzalewowych Białej Nidy w okolicach miejscowości Mosty (Fig. 4). Są to przeważnie wydmy nieregularne, nie wyróżniające się znacząco pod względem morfologicznym. Osiągają przeważnie około 1,5 m wysokości, w niewielu przypadkach dochodzą maksymalnie do 3 m wysokości (Kurowski, 2021). Wydmy powstały w schyłkowej fazie zlodowacenia Wisły (Złonkiewicz, 2021).

Jak pokazują wyniki badań ziaren kwarcu wspomniane wyżej należy pamiętać, że plejstoceńska działalność eoliczna zapisała się również w postaci podwyższonej obróbki piasków limnoglacjalnych i fluwioglacjalnych.

Stanowiska interglacjalne i interstadialne w okolicach Chęcin (Aleksandra Majecka)

Zakrucze

Stanowisko Zakrucze, położone 3 km na północny-wschód od Małogoszcza (Fig. 15), na północno-wschodnim stoku pasma Przedborsko-Małogoskiego, zostało udokumentowane po raz pierwszy na początku lat 70-tych XX wieku. W licznych otworach wiertniczych w obrębie niewielkiego obniżenia o genezie krasowej, udokumentowano osady jeziorne zalegające pod pokrywą rzecznych i deluwialnych osadów piaszczystych (Fig. 15). Wstępnie przeprowadzona analiza pyłkowa wskazywała eemski wiek paleojeziora (Lindner i Ziembińska-Tworzydło, 1974). Ponowny pobór ciągłego rdzenia o długości 11,2 m i zwiększenie rozdzielczości analizy (co 5 cm) wpłynęło na weryfikację wieku udokumentowanej sukcesji i powiązanie jej z interglacjałem mazowieckim (Lindner i Rzętkowska-Orowiecka, 1998).

Osady jeziorne interglacjału mazowieckiego stanowią czarny mułek ilasty z wkładkami łupków bitumicznych (gł. 11,2–7,1 m), torf z fragmentami drewna w spągu (gł. 7,1–3,9 m) oraz szary mułek ilasty (3,9–1,5 m) o łącznej miąższości 9,7 m. Osady te są przykryte 1,5–5 metrową warstwą piasku i żwiru stanowiących świadectwo procesów fluwialnych i deluwialnych w holocenie. Osady wodnolodowcowe i rzeczne wiązane z kompleksami środkowopolskim i północnopolskim występują w postaci wypełnień wąskich paleorynien/paleodolin przecinających poprzecznie północno-wschodnie stoki Pasma Przedborsko-Małogoskiego.

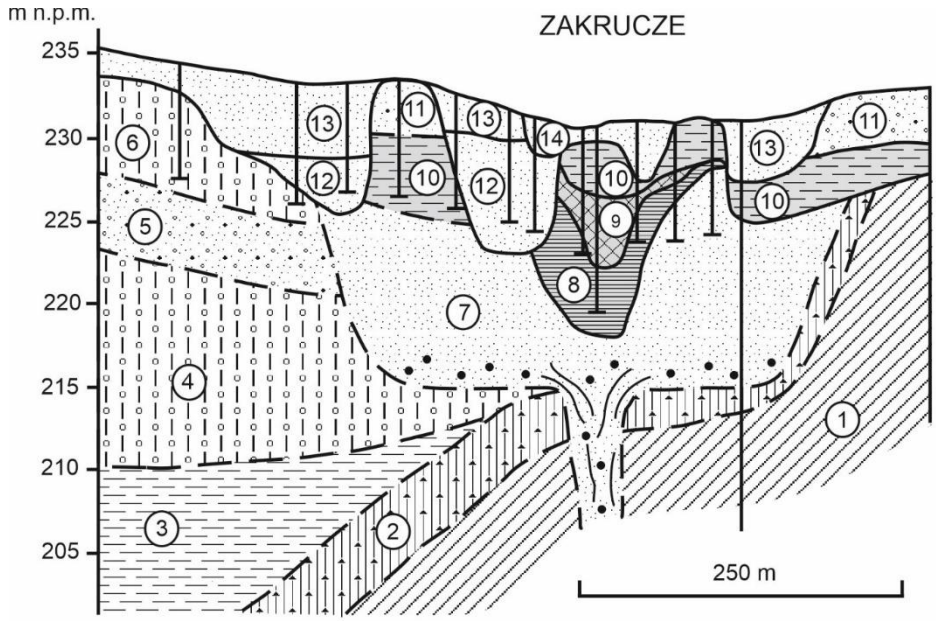


Fig. 15. Pozycja geologiczna osadów interglacjału mazowieckiego w Zakruczu, koło Małogoszcza (Lindner i Rzętkowska-Orowiecka, 1998, zmienione)
Jura górna: 1 – wapienie; kompleks południowopolski: 2 – zwietrzelina wapienna; 3 – mułek lodowo-zaporowy; 4 – glina lodowcowa, 5 – rzeczny(?) piasek ze żwirem; 6 – glina lodowcowa; 7 – piasek i żwir rzeczny zdeformowany przez zjawiska krasowe; interglacjał mazowiecki: 8 – mułek jeziorny z łupkami bitumicznymi; 9 – torf z kawałkami drewna; 10 – mułek jeziorny; kompleks środkowopolski i północnopolski: 11 – piasek i żwir wodnolodowcowy; 12 – piasek rzeczny; 13 – piasek rzeczny z rumowiskiem wapiennym; holocen: 14 – piasek rzeczny i deluwialny z domieszką żwiru.
Fig. 15. Geological position of the Mazovian Interglacial deposits in the Zakrucze site, near Małogoszcz (Linder and Rzętkowska-Orowiecka, 1998, modified)
Upper Jurassic: 1 – limestones; South-Polish Complex: 2 – weathering waste of limestones; 3 – ice-dam silt; 4 – glacial till, 5 – fluvial(?) sand with gravel; 6 – glacial till; 7 – fluvial sand and gravel deformed by karst phenomena; Masovian Interglacial: 8 – lake silt with bituminous shale; 9 – peat with pieces of wood; 10 – lake silt; Middle Polish and North Polish Complex: 11 – glaciofluvial sand and gravel; 12 – fluvial sand; 13 – fluvial sand with limestone debris; Holocene: 14 – fluvial and deluvial sand with admixture of gravel.

Na podstawie przeprowadzonej analizy pyłkowej osadów jeziornych z głębokości 11,2–1,5 m udokumentowane spektrum pyłkowe podzielono na 9 lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ) (Fig. 16), odpowiadających czterem okresom rozwoju roślinności w interglacjale mazowieckim (Szafer, 1953). Początek udokumentowanej sukcesji charakteryzuje się rozwojem zwartych lasów borealnych, sosnowo-brzozowych, ze znacznym, przekraczającym 10% udziałem świerka i rosnącym udziałem olszy (L PAZ Z-1 *Pinus-Betula*), która w kolejnym poziomie osiąga maksymalny udział 43% (L PAZ Z-2 *Picea-Alnus*). Wówczas zwarte już zbiorowiska leśne budują świerk, olsza, sosna, brzoza, jesion, dąb i leszczyna oraz pojawia się cis. Spektrum pyłkowe L PAZ Z-2 wskazuje na przejście od stadium protokratycznego do mezokratycznego interglacjału i klimat zbliżony do umiarkowanego. Okres świerkowo-olszowy, stanowiący cechę przewodnią sukcesji mazowieckiej, wyraża także poziom Z-3 *Picea-Taxus*, w którym zarówno świerk jak i cis, osiągają maksima udziału w zbiorowiskach. Obok licznych gatunków drzew liściastych o wysokich wymaganiach termicznych pojawiają się także gatunki wskaźnikowe dla optimum klimatycznego, jak na przykład jemioła *Viscum*. Wartości procentowe dębu i leszczyny są najwyższe w poziomie L-4 *Alnus-Quercus-Corylus*, jednocześnie następuje sukcesywny wzrost znaczenia grabu i wycofywanie się cisa. Kolejny okres diagnostyczny grabowo-jodłowy wyrażają poziomy Z-5 *Carpinus-Alnus*, z dominacją lasów mieszanych, w tym przede wszystkim maksymalnym udziałem grabu (48,5%), oraz L PAZ Z-6 *Abies-Carpinus*, w którym jodła osiąga maksimum wartości (31,5%). Na znaczeniu tracą sosna i świerk. Schyłek sukcesji interglacjalnej wyrażony jest w spektrach pyłkowych poziomów L PAZ Z-7 *Pinus-Abies*, z maksymalnym wzrostem znaczenia sosny w zbiorowiskach leśnych w całym profilu i zaznaczającym się stopniowym wzrostem udziału zbiorowisk zielnych, oraz L PAZ Z-8 *Betula-Pinus*, w którym następuje zanik gatunków drzew liściastych w zbiorowiskach leśnych i rozprzestrzenianie

zbiorowisk terenów otwartych z dominacją traw i bylicy. Spektrum pyłkowe poziomu L PAZ Z-9 *Poaceae-Cyperaceae* wskazuje na rozwój tundry i stanowi początek glacjału (Fig. 16).

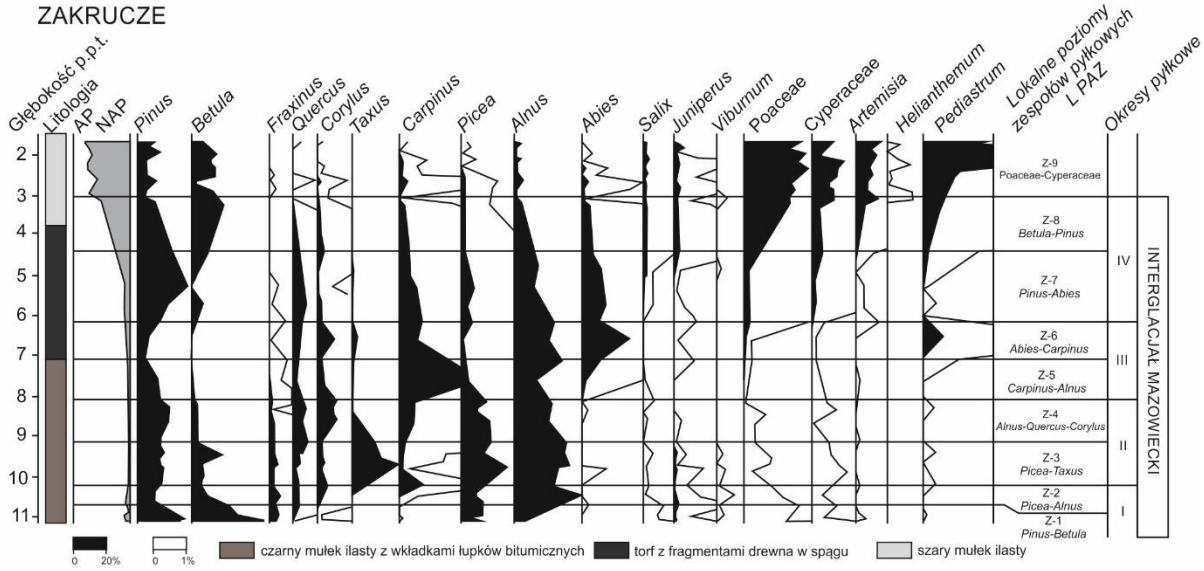


Fig. 16. Uproszczony diagram pyłkowy interglacjału mazowieckiego z profilu ZA-76 w Zakruczu (Lindner i Rzętkowska-Orowiecka, 1998, zmienione).

Fig. 16. Simplified pollen diagram of the Mazovian Interglacial from the ZA-76 profile in the Zakrucze site (Lindner and Rzętkowska-Orowiecka, 1998, modified).

Jaskinia Raj

Jaskinia Raj położona jest we wzgórzu Malik zbudowanym z organogenicznych wapieni żywetu. Wzgórze to jest blokiem tektonicznym wchodzącym w skład północnego skrzydła synkliny bolechowickiej. Od północy graniczy ono z rozwiniętą w strefie dyslokacji doliną strumienia Bobrzyczka (Fig. 17). Według Lindnera i Brauna (1974) system krasowy z jaskinią Raj rozwinął się w neogenie lub wczesnym czwartorzędzie, podczas gdy jego osady powstały po ostatnim interglacjale (Urban i in., 2019). Jaskinia Raj, odkryta w 1964 r., od początku stanowiła przedmiot badań geologicznych. W latach 1967–1972 w celu udostępnienia obiektu dla turystów zostały rozcięte przekopami następujące partie jaskini: Korytarz Wstępny, Komora Wstępna, Sala Wysoka, Komora Stalaktytowa i Sala Stalaktytowa. Od 1968 roku jaskinia i jej otoczenie objęte są ochroną jako rezerwat przyrody, natomiast zwiedzającym została udostępniona w 1972 r. Jaskinię cechuje bogata szata naciekowa, z dużą rozmaitością form stalaktytów, stalagmitów, kolumn i draperii, obecnością licznych mis naciekowych, nacieków grzybkowych, pizoidów i pizolitów (Madeyska, 1977). W związku z odkryciem śladów pobytu człowieka paleolitycznego, w jaskini zostały przeprowadzone prace wykopaliskowe, paleontologiczne i badania archeologiczne, przeprowadzone przez M. Kaczanowską i J. K. Kozłowskiego. Badania geologiczne osadów w celu określenia ich genezy przeprowadziła Madeyska (1972, 1974). W sekwencji sedymentacyjnej Korytarza Wstępnego wyróżniono następujące jednostki (17 B):

12 – naciek kalcytowy;

11 – uwarstwiony jasnobrązowy do czerwonawo-brązowego, piasek drobno- i średnioziarnisty z kruszywami węgla drzewnego (miąższość 20–50 cm);

10 – warstwowy szarobrązowy i zielonkawoszary pył lessowy z soczewkami piasku (40–60 cm);

9 – brązowy lub zielonkawobrązowy pył lessowy z graniastymi, rzadko częściowo zaokrąglone otoczaki wapienne o średnicy do 50 cm;

8 – czerwonobrązowa glina piaszczysta z kanciastym niezwietrzałym brukiem i soczewki z piasku (do 30 cm);

7 – ciemnobrązowe i czerwone soczewki i nieciągłe płaty piasku;

6 – ciemnobrązowa glina piaszczysta z soczewkami piasku i niewielką domieszką częściowo zwietrzałych wapieni i gruzu kalcytowego (do 50 cm); górny horyzont kulturowy bogaty w artefakty archeologiczne;
5 – szaro-płowe piaszczyste płaty i soczewki mułu (do 20 cm);
4 – brunatna i szarobrązowa glina piaszczysta z niewielką ilością gruzu wapiennego i bruku (do 20 cm); dolny horyzont kulturowy z artefaktami archeologicznymi;
3 – nieciągłe soczewki brązowego piasku z gruzem wapiennym i domieszką humusu (do 15 cm);
2 – szarobrązowa ilasta glina z dużą ilością gruzu wapiennego oraz drobnymi kryształami i agregatami kalcytu, w typie pereł jaskiniowych (50–80 cm);
1 – ciemnobrązowa glina z dużą domieszką materii organicznej; osad wypełnia szczeliny w skale, w wapiennym dnie jaskini (Madeyska, 1974).

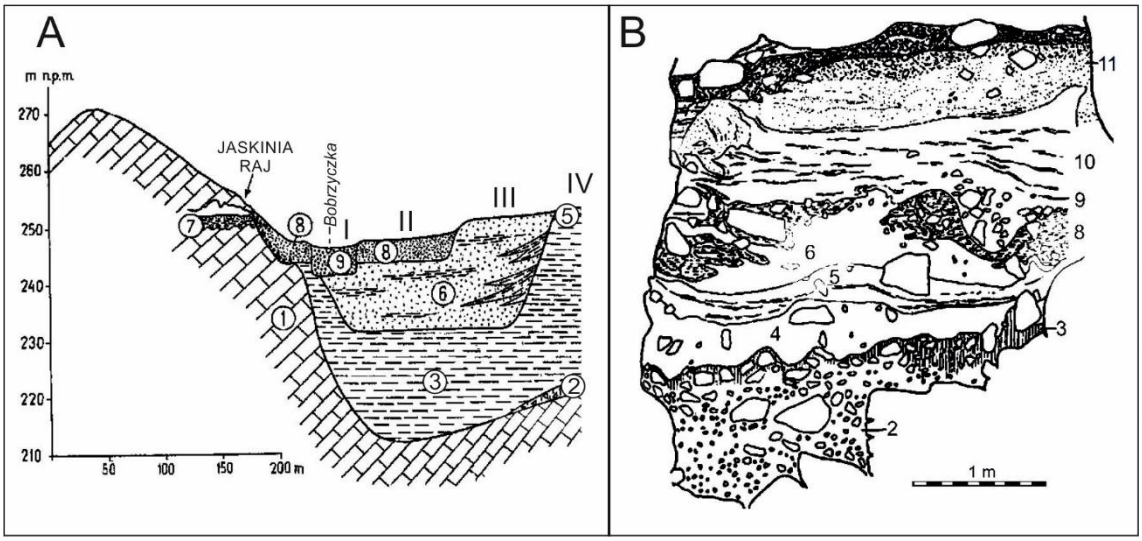


Fig. 17. A – Przekrój geologiczny przez osady czwartorzędowe wypełniające dolinę Bobrzyczki w sąsiedztwie Jaskini Raj (Madeyska, 1977 za Lindnerem i Braunem, 1974, zmienione): 1 – podłoże paleozoiczne, 2 – iły i gliny zwietrzelinowe (zlodowacenie Nidy), 3 – piaski i mułki zastoiskowe (zlodowacenie krakowskie), 4 – glina zwałowa (zlodowacenie krakowskie), 5 – piaski ze żwirem tarasu IV (zlodowacenie środkowopolskie), 6 – piaski, żwiry i mułki tarasu III (int. eemski, zlodowacenie Wisły), 7 – osady Jaskini Raj (zlodowacenie Wisły), 8 – piaski i mułki tarasu II (późny glacjał), 9 – piaski i namuły organiczne tarasu I (holocen) oraz B – Schematyczny przekrój poprzeczny osadów w Korytarzu Wstępnym Jaskini Raj (Urban i in., 2019 za Madeyska, 1974) – opis jednostek w tekście.
Fig. 17. A – Geological cross-section through the Quaternary sediments filling the Bobrzyczka valley in the vicinity of Raj Cave (Madeyska, 1977 after Lindner and Braun, 1974, modified): 1 – Paleozoic subsoil, 2 – clays and weathered clays (Nida Glaciation), 3 – sands and silts (Cracow Glaciation), 4 – glacial till (Cracow Glaciation), 5 – sands with gravel of terrace IV (Central Polish Glaciation), 6 – sands, gravels and silts of terrace III (Eemian Interglacial, Vistulian Glaciation), 7 – sediments of Paradise Cave (Vistulian Glaciation), 8 – sands and silts of terrace II (Late Glacial), 9 – sands and organic silts of terrace I (Holocene), and B – Schematic transversal cross-section of sediments in the Korytarz Wstępny (Entrance Passage) of Raj Cave (Urban et al., 2019 after Madeyska, 1974) – description of units in the text.

Charakterystyka litologiczna, petrograficzna, geochemiczna i paleontologiczna sekwencji osadów wskazuje na w większości vistuliański wiek osadów jaskiniowych. Jaskinia Raj dostarczyła obfitego materiału paleontologicznego i archeologicznego z okresu ostatniego zlodowacenia. Kości kręgowców znaleziono we wszystkich jednostkach, z wyjątkiem jednostki 7 i 12. Reprezentują ssaki, gady, płazy i rzadziej ryby. W jednostce 12 zidentyfikowano muszle ślimaków. Wśród szczątków najbardziej licznymi zwierzętami były owadożerne, nietoperze, gryzonie, drapieżniki, trąbowce (*Mammuthus primigenius*), nieparzystokopytne (głównie *Equus caballus*) i parzystokopytne (głównie *Bison priscus*). Na skutek redepozycji fluwialnej szczątki w części jednostek były przemieszane (Kowalski, 1972, 1974a).

Kości gryzoni (*Microtus agrestis, Microtus glitterolus, Castor fiber*), ryjówki (*Sorex araneus, Sorex minutus*) i niedźwiedzia brunatnego (*Ursus arctos*) występujące w jednostkach 1–3 wskazują na umiarkowany klimat i wilgotne środowisko łąkowo-leśne. Na podstawie kopalnych zespołów ptaków,

przypisane zostały do wczesnego Vistulianu (Lorenc, 2007). Ochłodzenie klimatu nastąpiło podczas osadzania jednostki 4 wiązanej z plenivistulianem. W warstwach 4 i 6 odkryto ślady osadnictwa środkowopaleolitycznego. Starszy zespół zabytków składa się z 345 wyrobów w tym 65 narzędzi krzemiennych i towarzyszących im szczątków konia (*Equus caballus*), renifera (*Rangifer tarandus*), bizona (*Bison*), nosorożca (*Coelodonta antiquitatis*) i wilka (*Canis lupus*) interpretowanych jako pozostałości łowieckie. W tej jednostce rozpoznano także dwa gatunki pardwy *Lagopus lagopus* i *Lagopus mutus* oraz susła *Spermophilus citelloides* – dawniej *Citellus citelloides*, taksonów typowych dla klimatu zimnego i niezalesionego środowiska (Kowalski, 1974a). Depozycja mułu (jednostka 5) związana była z okresowym zalewaniem jaskini, po którym udokumentowano warstwę ze śladami osadnictwa w jaskini (jednostka 6). Jednostki górne 7–10 powstały dzięki dostawie materiału mineralnego, piasku i mułu z rozmywania glin w okresie maksimum ochłodzenia w plenivistulianie i bezpośrednio po nim. Uwarstwiony jasnobrązowy do czerwonawo-brązowego, piasek drobno- i średnioziarnisty z kruszywami węgla drzewnego (jednostka 11) jest efektem depozycji z wód dopływających do jaskini w okresie korelowanym z powstaniem terasy wiślanej potoku Bobrzyczka, w sąsiedztwie wylotu jaskini (Lindner i Braun, 1974). W jednostce 11 udokumentowano kości ssaków typowych dla tundry (lemingi i nornik wąskogłowy) oraz gatunków leśnych, m.in. nornica ruda (*Myodes glitterolus*), wiewiórka, mysz, koszatka (*Glis glis*), nocek Bechsteina (*Myotis bechsteinii*) i żbika (*Felis silvestris*) (Kowalski, 1972; Kowalski, 1974a, b; Madejska, 1974).

Kozi Grzbiet

Stanowisko Kozi Grzbiet położone jest w odległości około 20 km na zachód od Kielc. Zostało odkryte w 1970 roku (Wódkowski, 1971) i szczegółowo przebadane w następnych dekadach (Głazek i in., 1976, 1977a, b; Głazek, 1989; Lindner i Marciniak, 2008). Położone jest w obrębie zniszczonej szczeliny krasowej, wykształconej w wapieniach dewońskich, na północnym stoku dawnego kamieniołomu. Szczegółowe badania geologicznie, paleontologiczne, mineralogiczno-petrograficzne, geochemiczne, geochronologiczne i paleomagnetyczne przede wszystkim glin jaskiniowych w stanowisku, dostarczyły pierwszych dowodów na nową klimatostratygrafię i klasyfikację zlodowaceń w Polsce.

W obrębie osadów wypełniających szczelinę wyróżniono następujące ogniwa litostratygraficzne (numeracja od najwyższej jednostki – Fig. 18) (Urban i in., 2019 za: Głazek i in., 1976, 1977a, b, zmienione):
1 – średnioziarnisty, żółto-różowy piasek z klastami wapieni, w dolnej części;
2 – trójdzielne gliny piaszczyste z fragmentami kości, muszle ślimaków, klasty wapienne i kalcytowe (nacieki);
2a – glina brązowo-żółta z licznymi klastami skalnymi;
2b – glina ciemnobrązowa z mniejszą ilością klastów skalnych, klasty mniejsze i częściowo zaokrąglone;
2c – glina jasnobrązowa z dużymi klastami skalnymi;
3 – wiśniowo-czerwona glina złożona z małych klastów iłowców;
4 – wiśniowo-czerwony piasek gliniasty (4a, 4c) na przemian z wiśniowo-czerwoną gliną piaszczystą (4b);
5 – glina żółto-brązowa, złożona głównie z kaolinitu, z konkrecjami węglanowymi;
6 – wiśniowy piasek ilasty z konkrecjami węglanowymi;
7 – ciemnożółta glina z węglanowymi konkrecjami, klastami skorodowanego wapienia i soczewkami wiśniowego piasku.

Pozycja klimatostratygraficzna osadów na stanowisku w Kozim Grzbiecie została ustalona w oparciu o biostratygrafię paleozoologiczną i pozycję litostratygraficzną. W obrębie glin jaskiniowych (ogniwo 2) udokumentowano bardzo liczny zespół faunistyczny reprezentowany przez szczątki ślimaków, płazów, gadów, ptaków i ssaków charakterystycznych dla siedlisk wilgotnych lasów liściastych, takich jak: zaskroniec (*Natrix natrix*), traszka grzebieniasta (*Triturus* cf. *cristatus*), wśród ssaków: ryjówki z rodzaju *Sorex*, nornica ruda (*Myodes glitterolus*), bóbr zwyczajny (*Castor fiber*), dziki knur (*Sus* cf. *scrofa*), łoś (*Alces* sp.) oraz taksonów ciepłolubnych, jak: Eskulapa wąż (*Zamenis longissimus*), jaszczurka zielona (*Lacerta* cf. *viridis*) i żmija (*Vipera* aff. *ammodytes*) (Urban i in., 2019). W obrębie jednostki 2, pododdziały nr. 2a i 2c różniły się od pododdziału nr. 2b w kolorze i składzie szczątków. W podjednostkach 2a i 2c

większość szczątków gryzoni, jak na przykład lemingi, odpowiadała taksonom żyjącym w chłodniejszym i bardziej suchym klimacie stepowym (Głazek i in., 1976; Urban i in., 2019).

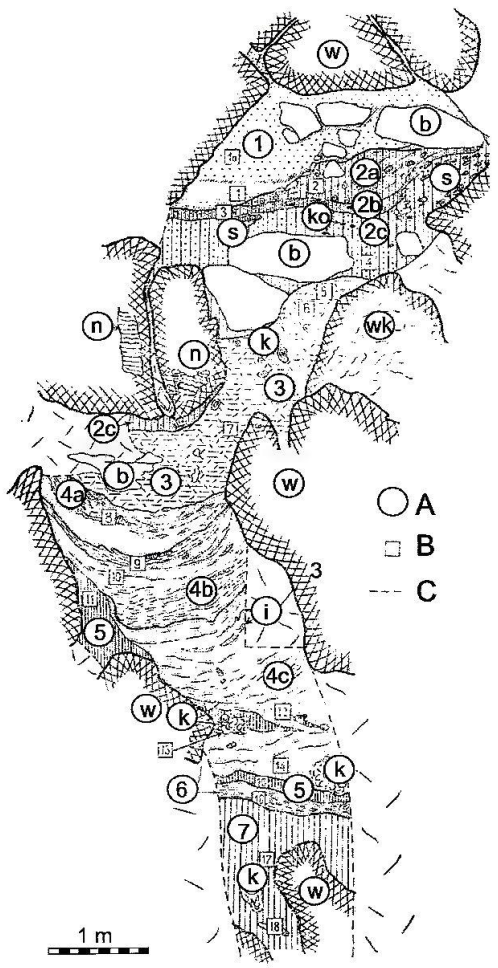


Fig. 18. Przekrój szczeliny i jej osadów w stanowisku Kozi Grzbiet (Urban i in. 2019 za Głazek i in., 1977b, zmienione). Objaśnienia symboli: A – symbole jednostek i inne elementy litologiczne, B – numery próbek, C – brzegi wykopu,1–7 – numery jednostek zgodnie z opisem w tekście, b – duży otoczak lub blok wapienny, i – glina, k – konkrecja węglanowa, ko – duża kość, n – naciek kalcytowy, w – wapień, wk – skorodowana powierzchnia wapienia.
Fig. 18. Cross-section of fissure and its sediments at the Kozi Grzbiet site (Urban et al., 2019 after Głazek et al., 1977b, modified). Explanations of symbols: A – symbols of units and other lithological elements, B – sample numbers, C – margins of the trench, 1–7 – unit numbers according to the description in the text, b – large limestone cobble or block, i – clay, k – carbonate concretion, ko – large bone, n – calcite flowstone, w – limestone, wk – corroded limestone surface.

Obecność szczątków fauny typowej dla klimatu umiarkowanego i środowiska leśnego w glinach jaskiniowych świadczy o depozycji osadów podczas ciepłej jednostki klimatostatygraficznej. Na podstawie datowania zębów *Mimomys savini* wykonanego metodą FCl/P wiek bezwzględny tego zespołu udokumentowano na 700-550 ka BP. W świetle dalszych badań porównawczych i analiz innych stanowisk (Lindner, 1991; Lindner i Wojtanowicz, 1997; Ber i in., 2007; Lindner i Marks, 2008; Lindner i in., 2013), stanowisko Kozi Grzbiet uznano za najważniejsze stanowisko dokumentujące interglacjał małopolski (Koziego Grzbietu), rozdzielający osady glacjalne zlodowaceń Nidy i Sanu 1 oraz za stratotyp dla formacji Kozi Grzbiet w polskiej plejstoceńskiej sukcesji depozycyjnej (Lindner i Marciniak, 2008; Gozhik i in., 2012; Lindner i in., 2013). Interglacjał ten nie ma jednak diagnostycznej sukcesji pyłkowej akceptowanej przez palebotaników (Mamakowa, 2003). Według najnowszej koncepcji rejestr ocieplenia klimatu na stanowisku Kozi Grzbiet utożsamiany jest z drugim/młodszym ociepleniem w małopolskiej jednostce interglacjalnej, korelowanej z morskim stadium izotopowym MIS 19, dokumentowanej przez dwie sukcesje roślinności: starszą sukcesję augustowską i młodszą domuratowską, charakteryzującą się ekspansją lasów z dominacją sosny, dębu, grabu, wiązu, lipy, olszy, jodły, klonu i ligustru (Marks i in., 2016). Pozycja chronostratygraficzna glin jaskiniowych Kozi Grzbiet jest poparta przez rejestr granicy paleomagnetycznej Brunhes-Matuyama w najwyższej części drugiego ocieplenia datowanym obecnie na 780 ka BP (Lindner i in., 2013; Marks i in., 2016).

Obecnie stanowisko Kozi Grzbiet jest zasypane i niedostępne. Kamieniołom z niewielkimi wychodniami wapienia wciąż istnieje i podlega ochronie jako Pomnik Przyrody. Zebrana kolekcja

szczątków paleofauny przechowywana jest w Instytucie Systematyki i Ewolucji Zwierząt Polskiej Akademii Nauk w Krakowie (Urban i in., 2019).

Zarys paleogeografii okolic Chęcin w czwartorzędzie (Jan Dzierżek)

We wczesnym plejstocenie na omawianym obszarze funkcjonował odpływ powierzchniowy systemu pra-Wiernej Rzeki i pra-Bobrzy założonego jeszcze w neogenie, czego dowodem są zachowane piaski i żwiry rzeczne, bez materiału skandynawskiego (Lindner, 1977). Lądolód zlodowacenia Nidy nie dotarł w okolice Chęcin. Jego czoło oparło się o północną część regionu, wchodząc lobami w obniżenia górnej części dolin Wiernej Rzeki i Bobrzy (Fig. 19).

Fig. 19. Zasięgi lądolodów Nidy i Odry w zachodniej części Gór Świętokrzyskich i ważne stanowiska geologiczne (Lindner i Dzierżek, 2019).
Fig. 19. Maximum extents of the Nidanian and Odranian Glaciations in the western part of the Holy Cross Mountains and the selected geological sites (Lindner and Dzierżek, 2019).

W czasie interglacjału podlaskiego obszar ponownie był miejscem akumulacji piasków i żwirów rzecznych, zachowanych w wierceniach w okolicach Rudy Strawczyńskiej (15 km na N od Chęcin) i w dolinach pra-Wiernej Rzeki i pra-Nidy (Lindner i Dzierżek, 2018). Jednak najlepsza dokumentacja tego interglacjału opracowana została w stanowisku osadów jaskiniowych na Kozim Grzbiecie (Głazek i in., 1976, 1977c). W czasie zlodowaceń Sanu 1 i Sanu 2 okolice Chęcin były pokryte lądolodem, czego dowodem są dwie warstwy gliny udokumentowane, m. in. w Skibach k. Chęcin (Fig. 5 i 19). Lądolód Sanu 1 przekroczył Góry Świętokrzyskie, zostawiając bez przykrycia główne pasma, by dalej wąskimi lobami wkroczyć w wyloty dolin karpackich (Marks i in., 2016). Natomiast lądolód Sanu 2 „opływał" przeszkodę morfologiczną Gór Świętokrzyskich i wkraczał w rozległe obniżenia strukturalne od NW (lob Radoszyc) i SE (lob Sandomierza), znowu pozostawiając najwyższe pasma górskie wolne od lodu (wklęsłe nunataki). Dalej dotarł do Podkarpacia. Argumentem na taki lokalny kierunek ruchu lodu są znajdowane w glinach lodowcowych otoczaki wapieni litotamniowych i margli sarmackich, których wychodnie znajdują się kilkadziesiąt kilometrów na SE od miejsca depozycji. W czasie maksimum zlodowacenia Sanu 2 wspomniane przeciwstawne loby lądolodu zetknęły się w okolicach Chęcin, Miedzianki, Padołu Strawczyńskiego uniemożliwiając odpływ wód lodowcowych (Fig. 20). W takich warunkach, na zboczach

górskich tworzyły się tarasy kemowe lub kemy, zbudowane z materiału drobnopiaszczystego. Tworzą one miejscami doskonale widoczne w morfologii półki na kilku wysokościach. Ich liczba i położenie odzwierciedla kolejne etapy zaniku lądolodu Sanu 2 (Dzierżek i in., 2021). Te osady są najlepiej poznane na zboczach Miedzianki (Lindner i Kowalski, 1974; Lindner, 1977), gdzie występują około 70 m ponad dnem pobliskich obniżeń.

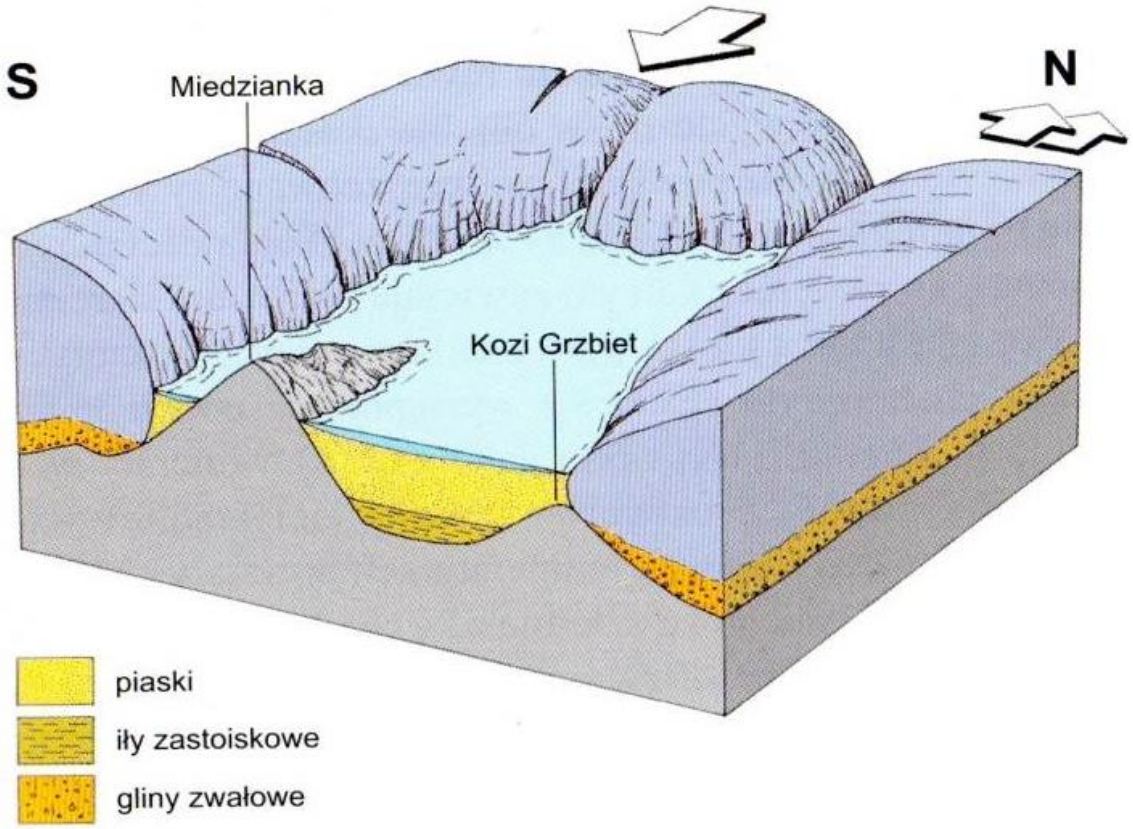


Fig. 20. Okolice Miedzianki w czasie maksimum zlodowacenia Sanu 2 (wyk. Bogusław Waksmundzki za Lindnerem i Kowalskim, 1974).
Fig. 20. The vicinity of Miedzianka Hill during the maximum phase of Sanian 2 Glaciation (by Bogusław Waksmundzki after Lindner and Kowalski, 1974).

Na omawianym obszarze nie zachowały się spektakularne ślady procesów geologicznych z okresu interglacjału ferdynandowskiego, oprócz piasków i żwirów rzecznych. Kolejny okres ciepły, interglacjał mazowiecki, ma dobrą dokumentację w postaci serii torfów i gytii, zbadanych palinologicznie w stanowisku Zakrucze koło Małogoszcza (Lindner i Rzętkowska-Orowiecka, 1998). Jak wynika z analizy sposobu występowania osadów rzecznych (Lindner i Mastella, 2002) wody w dolinach rzecznych interglacjału mazowieckiego płynęły w kierunku odwrotnym do współczesnego. Okolice Chęcin nie dostarczają dużo informacji na temat młodszej historii kompleksu środkowopolskiego. Dopiero okres zlodowacenia Odry, w czasie którego lądolód dotarł do okolic Gnieździsk i Małogoszcza (Fig. 19), zapisał się w rzeźbie i budowie geologicznej, zwłaszcza północnej części obszaru. Na bezpośrednim przedpolu lądolodu utworzył się zbiornik zastoiskowy, w którym osadziły się miąższe i powszechne w wierceniach mułki. Następnie w wyniku intensywnego topnienia lodu i gwałtownego przepływu wód proglacjalnych w kierunku południowym akumulowane były serie piaszczysto –żwirowe w dwóch poziomach wysokościowych (V i IV poziom dolinny wg Lindnera, 1977). Ze względu na bliskość czoła lądolodu i surowe warunki klimatyczne osady te były często nazywane fluwioperyglacjalnymi. W warunkach peryglacjalnych łatwo wietrzejące wapienie Grzyw Korzeczkowskich i systematyczna erozja dolnych partii stoków przez wody proglacjalne sprzyjały występowaniu spektakularnych spływów gruzowych (Cabalski i in., 2021). Wzmożona produkcja zwietrzelin i intensywne procesy stokowe zachodziły wtedy również w innych częściach (Pawelec i Ludwikowska-Kędzia, 2016; Ludwikowska-Kędzia, 2018). W czasie interglacjału eemskiego w pobliskich dolinach Nidy, Wiernej Rzeki, Hutki i Bobrzy zachodziły procesy głębokiego wcięcia (40 m), a potem

akumulacji materiału piaszczysto-żwirowego (Hakenberg i Lindner, 1971; Lindner i Dzierżek, 2019). Procesy te były kontynuowane również w czasie ostatniego zlodowacenia, co doprowadziło do powstania tarasu III, a później w czasie późnego glacjału tarasu II (Dzierżek i in., 2019). Na powierzchniach wyższych tarasów rozwijała się działalność eoliczna. Z warunkami peryglacjalnymi ostatniego zlodowacenia związana jest również akumulacja lessów na odsłoniętych powierzchniach w południowej części pasma Grzyw Korzeczkowskich (Złonkiewicz, 2021; Dzierżek i in., 2022).

Na zboczach wzniesień z różnym natężeniem rozwijała się działalność soliflukcyjna, prowadząca między innymi do modelowania stoków, jak też do powstania glin, m.in. w Dolinie Chęcińskiej (Sołtysik, 1998; Złonkiewicz, 2021).

Okres Vistulianu udokumentowany jest również w osadach jaskiniowych jaskini Raj, w których opisano nie tylko szczątki fauny, ale też narzędzia krzemienne świadczące o istnieniu człowieka paleolitycznego ok. 50 tys. lat (Madeyska, 1974; Urban i in., 2019).

W holocenie miała miejsce głównie akumulacja osadów tarasu zalewowego w dolinach rzecznych, sedentacja torfów oraz akumulacja fitogeniczno-mineralna w zagłębieniach terenu (Złonkiewicz, 2021). Lokalnie odbywała się działalność eoliczna, m. in. w dolinie Białej Nidy (Fig. 4), oraz na małą skalę działalność procesów stokowych.

WYCIECZKA GEOLOGICZNA I: Czwartorzęd Grzyw Korzeczkowskich

Trasa: ECEG-Polichno-Mosty-Korzecko I (Grzywy Korzeczkowskie)
Prowadzenie i tekst: Jan Dzierżek, Artur Teodorski, Danuta Olszewska-Nejbert

Wprowadzenie

Grzywy Korzeczkowskie wchodzą w skład południowo-zachodniego permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Fig. 2). W ich morfologii zaznaczają się cztery kulminacyjne punkty wysokościowe Grzyw: Chrostynia (284 m n.p.m.), Grzywy (333 m n.p.m.), Glinianki (336 m n.p.m.), Moskozala (307 m n.p.m.). Grzywy Korzeczkowskie tworzą wyraźną kuestę, która w kierunku NW przedłuża się w Grzęby Bolmińskie, a w kierunku SE w pasmo Leśnej Góry. Szczytowe partie Grzyw Korzeczkowskich zbudowane są z miąższego kompleksu wapieni oolitowych (ok. 50 m). Generalnie w południowej części Gór Świętokrzyskich na kompleks wapieni oolitowych składają się: skośnie warstwowane wapienie oolitowe (dolny oolit – ok. 10 m miąższości), nad nimi zespół (ok. 20 m) wapieni pelitowych przewarstwiających się z oolitami (wapień pasiasty), a powyżej ponownie skośnie warstwowane wapienie oolitowe (górny oolit – ok. 20 m miąższości). W górnym oolicie można znaleźć liczne skamieniałości lub ich fragmenty: jeżowce, rozgwiazdy, wężowidła, krynoidy, małże, ślimaki, korale kolonijne. Utwory budujące Grzywy Korzeczkowskie reprezentują górną jurę – kimeryd. W kimerydzie na obecnym obszarze Gór Świętokrzyskich zaznaczyły się tendencje regresywne w rozwoju morza późnojurajskiego, stąd obszar dzisiejszych gór stanowił płytką i rozległą platformę węglanową (Kutek, 1969; Matyja, 1977) z rozwiniętymi łachami i barierami ooidowymi w strefach wysokoenergetycznych i spokojniejszą sedymentacją mułu węglanowego na zapleczu tych barier, dających potem kompleksy wapieni oolitowo-płytowych czy płytowych, często z domieszką materiału marglistego (Kutek, 1968; Hakenberg, 1973).

Fig. 21. Widok z Góry Rzepki na Europejskie Centrum Edukacji Geologicznej i zalesione Grzywy Korzeczkowskie (fot. Maciej Maciejewski, 2020).
Fig. 21. View from Rzepka Mountain on the European Centre of Geological Education and the forrested Grzywy Korzeczkowskie Ranges (photo: Maciej Maciejewski, 2020).

Grzywy Korzeczkowskie oraz ich okolice są niezwykle interesującym poligonem badawczym nie tylko dla koneserów jury i tektoników, ale także dla miłośników najmłodszej historii geologicznej. Urozmaicona rzeźba pasma, ze zmieniającą się linią grzbietową, z asymetrią zboczy, licznymi głębokimi przełęczami i wąwozami jest wynikiem zmiennej litologii oraz skomplikowanego układu linii tektonicznych (Fig. 2, 3), a także działania czwartorzędowych procesów lodowcowych, peryglacjalnych, eolicznych, rzecznych. Postaramy się przybliżyć najważniejsze problemy czwartorzędowe tego obszaru w oparciu o najnowsze wyniki badań, w trzech stanowiskach wycieczkowych.

STOP 1. POLICHNO – Sytuacja geomorfologiczna i charakterystyka litologiczna piasków limnoglacjalnych

Odsłonięcie zlokalizowane jest za budynkiem szkoły podstawowej w Polichnie (8 km na NW od Chęcin), w przełęczy pomiędzy Górą Grabówka (286 m n.p.m.) i Górą Hutka, o podobnej kulminacji. U stóp obu gór od strony północnej odsłaniają się wapienie dewońskie południowego skrzydła antykliny chęcińskiej. Kulminacje Hutki i Grabówki zbudowane są z odpornych na niszczenie gruboławicowych wapieni dolnego wapienia muszlowego (Hakenberg, 1973; Złonkiewicz, 2021). W kierunku wsi Polichno w zboczach możemy napotkać wychodnie młodszych ogniw triasu, zwłaszcza słabo odpornych iłowców, występujących wzdłuż głównej drogi z Chęcin do Zajączkowa.

Fig. 22. Odsłonięcie piasków limnoglacjalnych w Polichnie (fot. Jan Dzierżek, 2011).
Fig. 22. Limnoglacial sands in the Polichno site (photo: Jan Dzierżek, 2011).

Piaskownia przyklejona jest do Góry Hutka na wysokości około 265 m n.p.m. (górna krawędź) i obecnie jest praktycznie całkowicie zapuszczona i niedostępna do bezpośredniej eksploracji. A jeszcze dwa lata temu w czterometrowej ścianie osłaniały się poziomo warstwowane piaski, głównie drobnoziarniste z przewarstwieniami mułków. W dnie piaskowni spod piasku wychodziły bloki wapieni podłoża. Wykonane w dnie piaskowni sondowanie wykazało, że na głębokości około 3,5 m osady piaszczyste przechodzą w piaski mułkowate, a niżej występują już skały podłoża. Wyniki dotychczas wykonanych badań granulometrycznych dla tych osadów przedstawiono na Fig. 23. Analiza sytuacji geomorfologicznej występowania tych piasków, ich litologia oraz niektóre cechy granulometryczne skłaniają do uznania ich za osady limnoglacjalne z okresu zlodowacenia Sanu 2 (Dzierżek i in., 2021).

Polichno	**P-1** 0.5-0.6	**P-1** 1.6- 1.7	**P-1** 2.0-2.2	**P-1** 2.5-2.7	**P-1** 3.0- 3.2	**P-1** 3.6- 3.7	**P-2** 0.6-0.7	**P-2** 1.2-1.4	**P-3** 0.4-0.5	**P-3** 0.8- 1.0	**P-3** 1.4- 1.5
sediment name	fine sand	fine sand	fine sand	very fine sand	medium sand	very coarse silt	medium sand	medium sand	medium sand	fine sand	medium sand
mean grain size	2,52	2,32	2,40	2,79	2,02	4,04	2,01	1,98	2,13	2,14	1,93
standard deviation	1,15	1,22	1,15	1,45	0,75	2,68	0,88	0,94	1,09	1,11	0,83
skewness	0,15	0,32	0,18	0,29	0,22	-0,47	0,34	0,26	0,35	0,22	0,21
kurtosis	1,16	1,12	1,17	1,11	0,75	1,43	0,93	1,02	1,13	1,08	0,77
sorting	poor	poor	poor	poor	moderate	very poor	moderate	moderate	poor	poor	moderate

Fig. 23. Cechy granulometryczne piasków limnoglacjalnych w Polichnie (Dzierżek i in., 2021).
Fig. 23. Grain size parameters of the limnoglacial sands in the Polichno site (Dzierżek et al., 2021).

Osady te na reambulowanej mapie szczegółowej w skali 1:50 000 (Złonkiewicz, 2021) interpretowane są jako osady fluwioperyglacjalne ze zlodowacenia Odry. Jednak ich wysokie położenie na przełęczy nie pozwala łączyć ich z piaskami fluwioglacjalnymi leżącymi w pobliskich dnach obniżeń, ok. 40 m niżej. Również litologia osadów wskazuje bardziej na limnoglacjalną genezę (Dzierżek i in., 2021). Pilotażowe badania piasków wykazały (Fig. 24), że w partiach przypowierzchniowych dominują tu ziarna matowe pośrednie (63%) i matowe obtoczone (27%). Duży udział działalności eolicznej w morfologii ziaren może przemawiać za starszym ich wiekiem. Próbki pobrane z głębokości około 3,7 m poniżej dna piaskowni wykazały gorsze wysortowanie piasków i malejącą średnicę ziaren. Również i w tym wypadku dominują ziarna typu EM/RM – 64% z udziałem matowych obtoczonych ziaren na poziomie 30% (Dzierżek i in., 2021). W porównaniu z wyżej położonymi osadami drobnoziarnistymi na pobliskiej Miedziance (por. Lindner i Kowalski, 1974; Lindner, 2015) należy traktować piaski w Polichnie jako niższy, młodszy poziom (taras) limnoglacjalny z okresu recesji lądolodu Sanu 2.

site	**sample**	**NU** **fresh, angular**	**EL** **well-rounded, shiny**	**RM** **well-rounded, frosted**	**EM/RM** **partially rounded, frosted**	**EM/EL** **partially rounded, shiny**	**Other**	**C** **fractured**	**Sum**
Polichno	P-1 0.5-0.6	0	0	27	63	3	6	1	310
	P-1 2.0-2.2	0	0	32	61	1	5	1	288
	P-1 3.6-3.7	0	0	29	64	1	5	1	261
	P-2 0.6-0.7	0	0	27	62	2	8	1	293

Fig. 24. Cechy ziaren kwarcu w piaskach limnoglacjalnych w stanowisku Polichno (Dzierżek i in., 2021).
Fig. 24. Quartz grains characteristic in the limnoglacial sands in the Polichno site (Dzierżek et al., 2021).

Stojąc na przełęczy w Polichnie za szkołą albo jeszcze lepiej na szycie Hutki, Grabówki czy Miedzianki łatwiej sobie wyobrazić te okolice w czasie transgresji lądolodu Sanu 2 (por. Fig. 20), kiedy to obniżenia wypełnione były lodem, a wody krążyły pomiędzy lodem a wysokimi pasmami górskimi, zostawiając listwy drobnego piasku wysoko na zboczach i na przełęczach. Niższe „półki" na stoku świadczą o kolejnych etapach obniżania się powierzchni lodu i podparcia dla wód lodowcowych. Ostateczne ustąpienie lodu pozostawiło gliny lodowcowe oraz piaski fluwioglacjalne ze żwirem w centralnych częściach obniżeń w okolicach Polichna i w sąsiednich obniżeniach.

STOP 2. MOSTY[1] – Paleospływy gruzowe z Grzyw Korzeczkowskich

Czasy, gdy wyludniony, senny przysiółek Mosty położony gdzieś za Grzywami Korzeczkowskimi, bez asfaltowej drogi dojazdowej, bez infrastruktury, planowany do zalania pod hydrobudowę, skończyły się w latach 80. XX w. Dziś Mosty to przede wszystkim prężna kopalnia piasku zaopatrująca w surowiec szereg okolicznych inwestycji drogowych i budowlanych, na której rozwoju skorzystała i sama wieś. W latach 70. wykonano tu szereg opracowań geologicznych, geoinżynierskich i geofizycznych, w związku z niezrealizowanym projektem budowy zapory na Nidzie. Wyniki tych prac dostarczyły informacji

[1] Autorzy pragną gorąco podziękować zarządowi spółki ZWP MOSTY za przychylność, udostępnienie kopalni do eksploracji geologicznych i doskonałą wieloletnią współpracę.

o budowie geologicznej tego obszaru, zwłaszcza o rodzaju i sposobie występowania osadów czwartorzędowych (Hakenberg, 1973; Hakenberg i Lindner, 1971; Lindner i Mastella, 2002) (Fig. 11).

Bezpośrednie obserwacje struktury i tekstury osadów odsłoniętych w piaskowni ukazały zaskakujące fakty i skłoniły do dalszych badań, a nazwa wsi Mosty znów pojawiła się w literaturze branżowej (Lindner i Dzierżek, 2019; Majdański i in., 2019; Owoc i in., 2019; Cabalski i in., 2021).

Stanowisko zlokalizowane jest na równinie zbudowanej z piasków drobnoziarnistych z domieszką żwiru i gruzu wapiennego budujących taras fluwioperyglacjalny (V poziom dolinny wg Lindnera, 1977). W morfologii można tu wyodrębnić także nieco niższy taras rzeczny (III) z położonymi na jego powierzchni zabudowaniami wsi Mosty (Fig. 4). W tym z pozoru typowym obrazie obniżenia dolinnego nic nie zapowiada rewelacji ukrytych pod powierzchnią. W monotonnej płaskiej powierzchni na południe od Grzyw Korzeczkowskich wyodrębniają się jedynie bardzo subtelne, płaskie kulminacje oraz niewielkie nabrzmienia powierzchni. Choć na ich powierzchni występuje licznie drobny gruz wapienny w towarzystwie żwiru skał pochodzenia skandynawskiego, to jednak takie subtelności wymykają się z obrazu kartograficznego (Hakenberg, 1973; Złonkiewicz, 2021). Na kursach kartowania geologicznego dla studentów Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego miejsca te były opisywane jako „zwietrzelina skał podłoża *in situ*", albo „rezidua glin lodowcowych". Dopiero rozcięcie jednej z takich górek przez ścianę piaskowni pokazało właściwy obraz budowy równiny u stóp Grzyw Korzeczkowskich (Fig. 13).

W miarę eksploatacji w kolejnych latach ukazują się w piaskowni w Mostach nieco inne szczegóły budowy geologicznej równiny, ale generalnie dominują dwie zasadnicze serie osadów. Wyższa seria, do około 5–6 m od powierzchni, zawiera osady piaszczyste w poziomych warstwach, rzadziej zdarzają się pakiety piasków średnioziarnistych przekątnie warstwowanych, oraz szereg pakietów, soczewek lub nieregularnych warstw drobnego gruzu wapiennego (kilka centymetrów średnicy) z domieszką piasku kwarcowo-skaleniowego, z pojedynczymi żwirami i głazikami pochodzenia skandynawskiego (około 1%). Warstwy z przewagą gruzu wapiennego mają miąższość od kilkunastu centymetrów do 1,5 m. Ich strop i spąg tworzą regularne linie (Fig. 25), ale też mogą wypełniać rynny czy kanały w osadach piaszczystych.

Fig. 25. Naprzemianległe warstwy piasków, mułków i gruzu wapiennego w górnej serii osadów w Mostach (fot. Jan Dzierżek, 2023).
Fig. 25. Alternating layers of sand, silt and limestone debris in the upper sedimentary series in the Mosty site (photo: Jan Dzierżek, 2023).

Pod względem petrograficznym są to głównie wapienie pelitowe, margliste, rzadziej oolitowe (Fig. 26). Zdarzają się także przykuwające uwagę obserwatora krzemienie pasiaste.

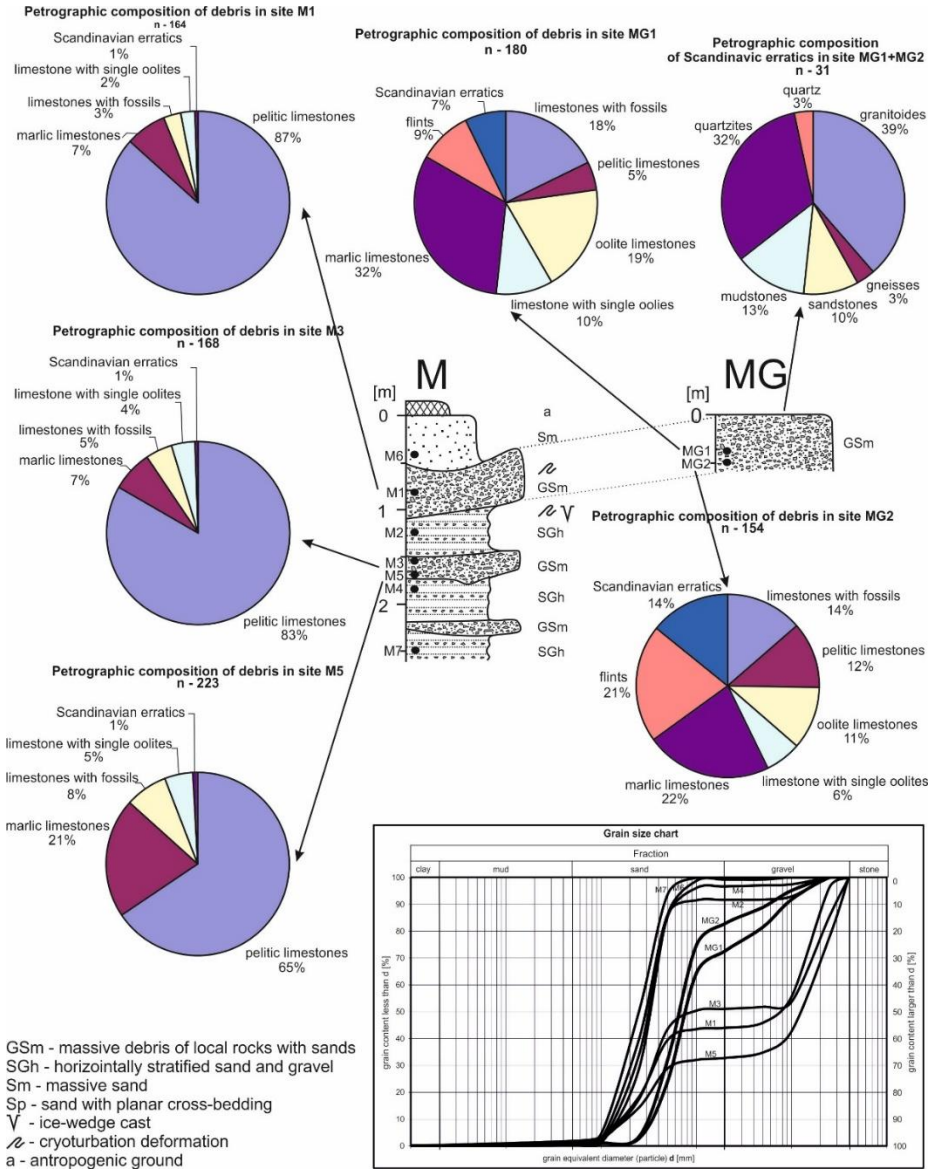


Fig. 26. Cechy litologiczne i petrograficzne osadów przypowierzchniowych w Mostach (M i MG, lokalizacja na Fig. 31), (Cabalski i in., 2021).
Fig. 26. Sedimentological logs M and MG (for location see Fig. 31) of the subsurface deposits in the Mosty site with results of petrographic and grain-size characteristic (Cabalski et al., 2021).

W 2012 r. ściana NW dokumentowała pakiet drobnego gruzu wapiennego o miąższości 8 m, ścinającego poziomo warstwowane osady piaszczysto-żwirowe. Charakterystyczne było podgięcie ku górze warstw gruzu i ułożenie dłuższych osi klastów (Fig. 27 B, C), świadczące o dynamice depozycji masy gruzowo-piaszczystej. Analiza petrograficzna materiału budującego pobliską górkę (MG) pokazuje zwiększony udział materiału skandynawskiego (nawet 15%) i nieco inne proporcje wśród typów litologicznych skał lokalnych. Jest więcej dość odpornych na niszczenie wapieni oolitowych (do 19%), z których zbudowane są najwyższe partie Grzyw Korzeczkowskich.

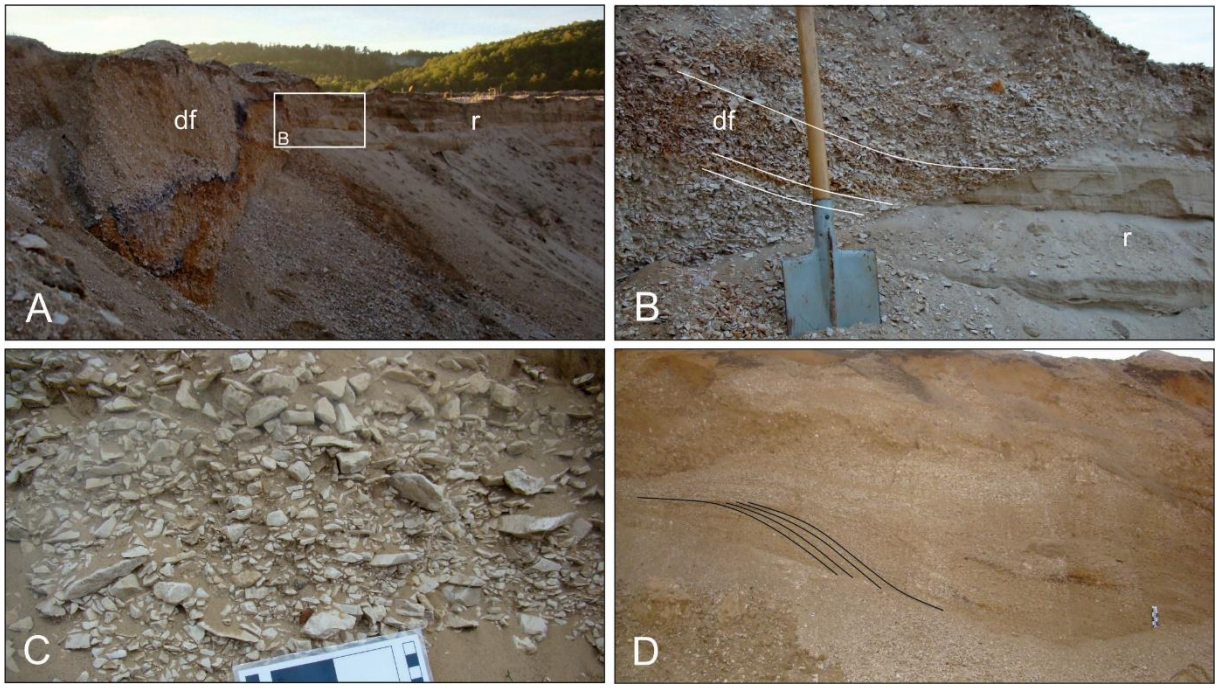


Fig. 27. Wykształcenie osadów w NW ścianie odkrywki w Mostach (Cabalski i in., 2021). A, B – kontakt pakietu gruzowego (df) z poziomami piasków i żwirów z gruzem poziomu V (r); C, D – tekstura osadów gruzowych.
Fig. 27. Geological setting of the analysed deposits in the Mosty sand pit (Cabalski et al., 2021). A, B – truncated contact of the limestone debris flow packet (df) with a layer of horizontally-bedded fluvial sand, gravel sands, with debris of the upper valley level V (r); C, D – texture of subsurface debris flow deposits.

Obecnie w ścianach kopalni widoczna jest duża zmienność litologiczna, a miąższości warstw gruzowych są zdecydowanie mniejsze. Widoczne są za to liczne struktury peryglacjalne, głównie kliny i żyły, wypełnione piaskiem drobnoziarnistym, a w miejscach rozszerzeń – gruzem, który ułożony jest zgodnie z nachyleniem ściany klina. Co ważne ze względów paleogeograficznych kliny i inne struktury peryglacjalne występują na kilku wysokościach, a pojedyncze struktury wykazują cechy form syngenetycznych (Fig. 28).

Fig. 28. Pseudomorfoza po syngenetycznym klinie lodowym (fot. Barbara Woronko, 2023).
Fig. 28. Pseudomorphosis after syngenetic ice wedge (photo: Barbara Woronko, 2023).

Niżej leżąca seria (do głębokości 8–10 m) jest generalnie bardziej drobnoziarnista. Składa się z poziomo zalegających piasków drobno- i średnioziarnistych z domieszką żwiru, przewarstwionych licznymi cienkimi warstwami piasku ze znaczną ilością gruzu wapiennego. W porównaniu z serią górną w dolnej serii udział frakcji gruzowej jest mniejszy, a całość sprawia wrażenie sedymentacji w cyklicznie zmieniających się warunkach.

Interpretacja gęstej siatki wierceń geologicznych pokazała, że obraz ze ściany potwierdza się w całej omawianej okolicy, choć nie jest tak szczegółowy. Warstwy z podwyższoną zawartością materiału gruzowego występują w dwóch (co najmniej) przedziałach wysokościowych: przypowierzchniowych (płytkich) i na głębokości kilku, kilkunastu metrów (Fig. 29). Niżej zalega konsekwentnie warstwa szarych mułków, występująca poniżej dolnej serii widocznej w odsłonięciu.

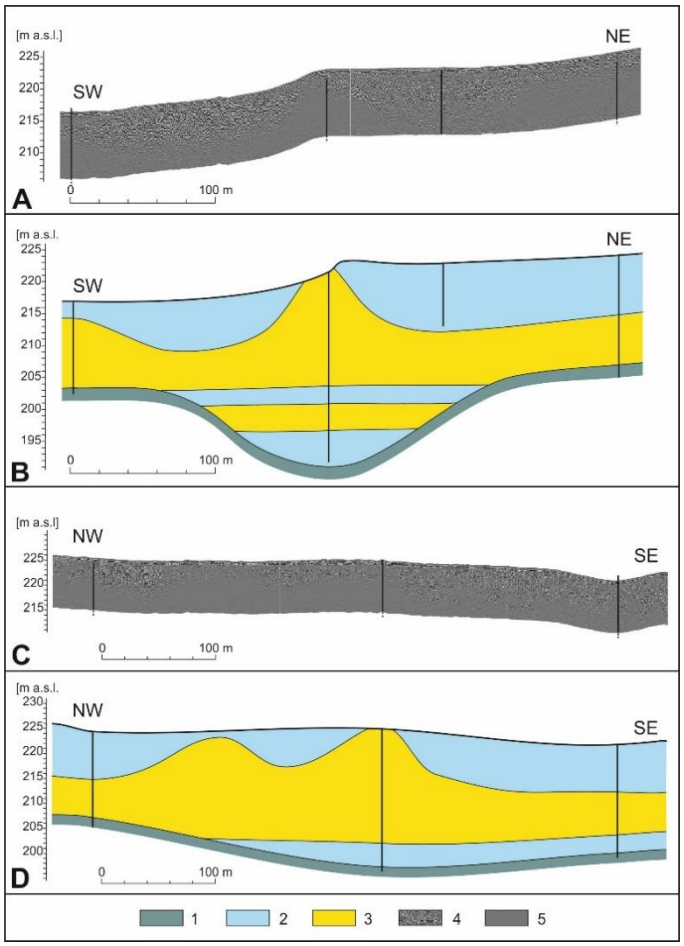


Fig. 29. Echogramy (A, C) i przekroje geologiczne (B, D) przez okolice Mostów (Cabalski i in., 2021). Linie przekrojów na Fig. 31. 1 – mułek; 2 – gruz wapienny z piaskiem i żwirem; 3 – piasek z domieszką gruzu i żwiru; 4 – warstwa gruzu w obrazie GPR; 5 – warstwa piasku w obrazie GPR.
Fig. 29. Echograms and geological cross-sections in the Mosty site (Cabalski et al., 2021). For location of cross-sections and survey lines see Fig. 31. 1 – silt; 2 – limestone debris with sand and gravels; 3 – sand with admixture of limestone debris and gravels; 4 – image of debris layer in GPR graph; 5 – image of sand layer in GPR graph.

Interpretację wierceń potwierdzają wyniki badań geoelektrycznych. Natomiast tak wybitnie różne litologicznie ośrodki rozchodzenia się fal akustycznych: gruz wapienny – piasek ze żwirem – nie były dostatecznie zróżnicowane w badaniach sejsmicznych (Owoc i in., 2019; Majdański i in., 2019). W badaniach sejsmicznych określono za to miąższość całego pakietu osadów klastycznych i synklinalny układ stropu osadów twardych (jurajskich), ze strefami nieciągłości (Fig. 30).

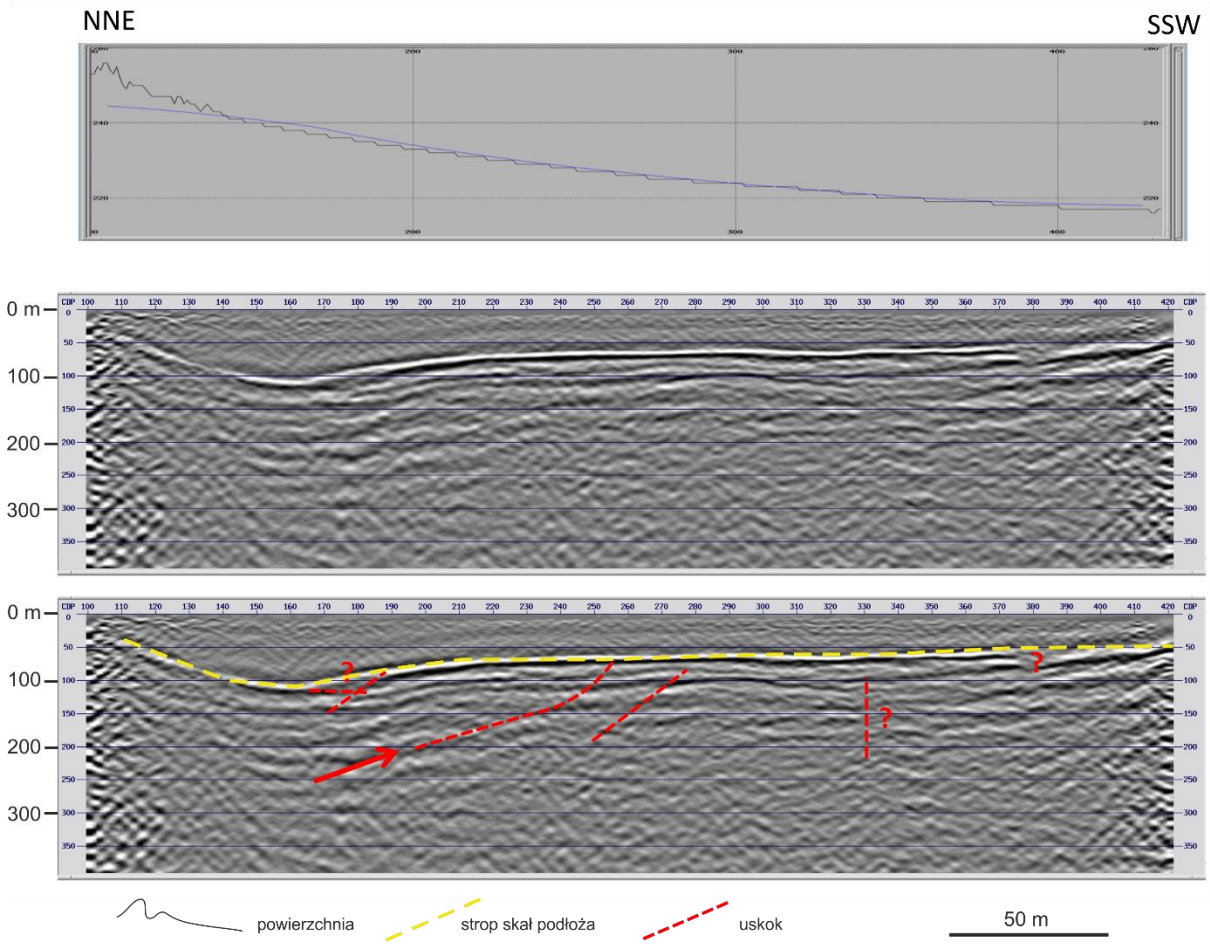


Fig. 30. Profil sejsmiczny przez okolicę Mostów (Owoc i in., 2019).
Fig. 30. Seismic section through the vicinity of the Mosty (Owoc et al., 2019).

Interpretacja genetyczna i paleogomorfologiczna

Kontrast morfologiczny omawianej powierzchni z pasmem Grzyw Korzeczkowskich jest imponujący – deniwelacje przekraczają 110 m. Numeryczny model terenu pokazuje istnienie przełęczy w paśmie górskim, od których na obie strony rozchodzą się głębokie wąwozy lessowe. Powstanie przełęczy uwarunkowane jest prawdopodobnie aktywnością uskoków w podłożu mezozoicznym (Fig. 31). Jak wynika z interpretacji wierceń pakiety gruzu w osadach tarasu fluwioperyglacjalnego występują w dość skomplikowanym układzie u wylotu tych wąwozów. Rozprzestrzenienie jak i cechy teksturalne nagromadzeń osadów gruzowych wskazują dość jednoznacznie na związek z litologią i rzeźbą Grzyw Korzeczkowskich.

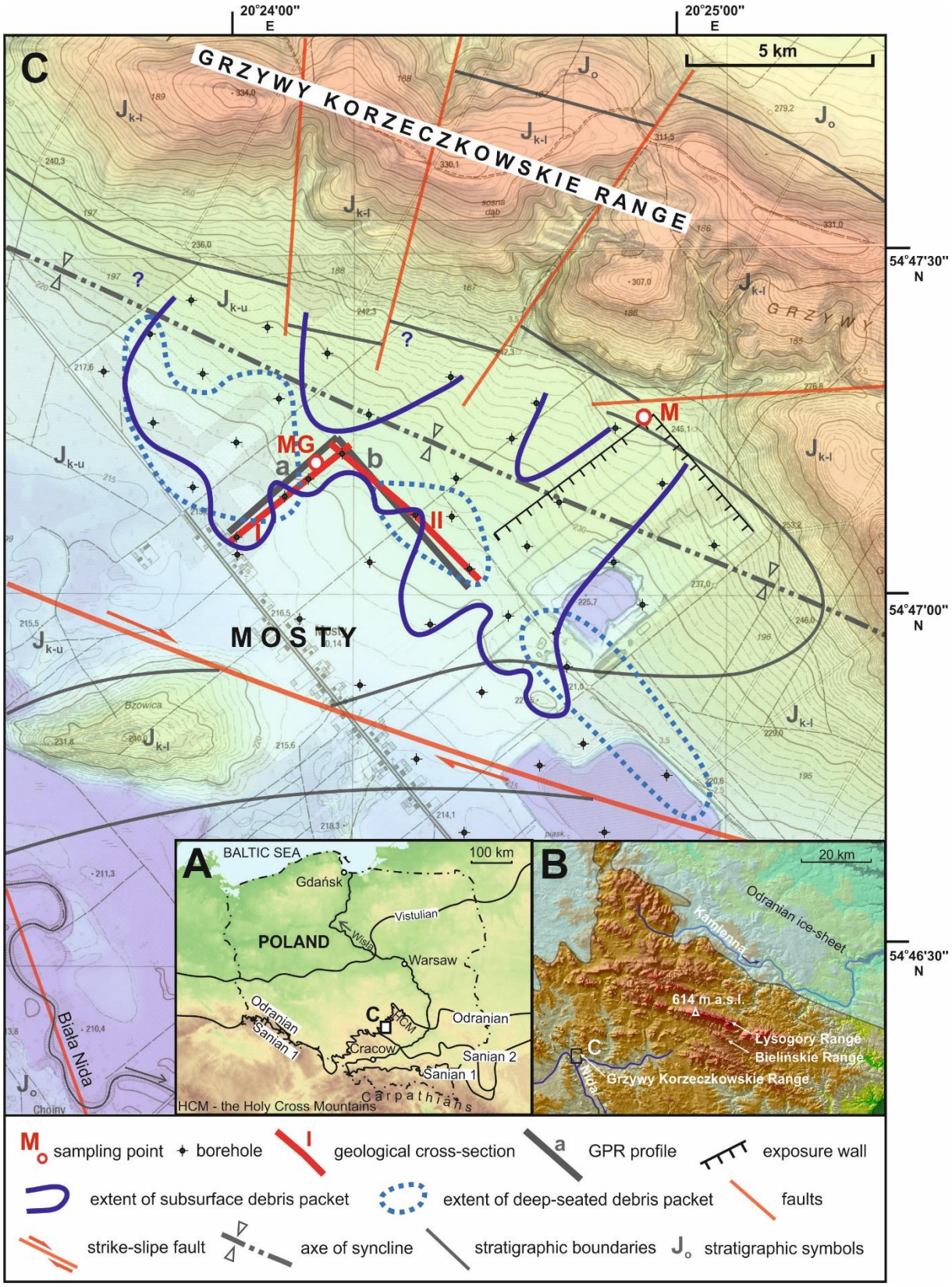


Fig. 31. Lokalizacja stanowiska Mosty na tle zasięgów zlodowaceń (wg Marksa i in., 2016) (A), hipsometrii Gór Świętokrzyskich z maksymalnym zasięgiem lądolodu zlodowacenia Odry (B) oraz hipsometrii okolic Mostów z elementami tektoniki (wg Lindnera i Mastelli, 2002) wraz z zasięgami spływów gruzowych (C). Symbole stratygraficzne: J_o – jura oksford, J_{k-l}, dolny kimeryd, J_{k-u} – górny kimeryd (Cabalski i in., 2021).

Fig. 31. Location of the Mosty site in relation to the maximal extents of Pleistocene ice-sheets in Poland (after Marks et al., 2016) (A), hypsometric map of the Holy Cross Mts. with the maximal extent of Odranian ice sheet (MIS 6) (B) and hypsometric map of the Mosty area with survey documentation on the background of generalised tectonic sketch-map (after Lindner and Mastella, 2002) (C). J_o – Oxfordian; J_{k-l} – Lower Kimmeridgian; J_{k-u} – Upper Kimmeridgian (Cabalski et al., 2021).

Osady te można zatem uznać za spływy gruzowe, a właściwie paleospływy gruzowe, bo nie dotyczą procesów współczesnych i na dużych obszarach są przykryte warstwą osadów piaszczystych, maskujących ich pierwotną rzeźbę. Istnienie cieńszych warstw lub soczew gruzu wapiennego w zestawie osadów piaszczysto-żwirowych można traktować jak ślad rozmycia pakietów spływu gruzowego. Wynika z tego, że spływy gruzowe o charakterze katastrofalnym zachodziły na przemian (albo równoczasowo) z sedymentacją w płytkiej i rozległej rzece, zasilanej wodami lodowcowymi. Struktury peryglacjalne (w tym syngenetyczne kliny) świadczą o okresowym i powtarzającym się procesie zamarzania powierzchni. Odległość spływów gruzowych od podnóża pasma Grzyw Korzeczkowskich wynosząca nawet 900 m może wskazywać na transport gruzu po zamarzniętym rozlewisku rzecznym. Na tak spektakularny zapis procesu złożyło się kilka czynników, m.in. duże deniwelacje, budowa wzgórza z cienkopłytkowych, marglistych wapieni, być może aktywność tektoniczna, obecność wody płynącej u podnóża stoku i warunki peryglacjalne na bliskim przedpolu czoła lądolodu. Z ogólnej analizy geologicznej (por. rodz. Zarys paleogeografii…) wynika, że główna aktywność procesów zboczowych miała miejsce w czasie maksimum zlodowacenia Odry. Czoło lądolodu stacjonowało 16–18 km na NW od stanowiska (Fig. 19) tworząc rozległe zastoisko, w którym osadzały się mułki rozpoznane na przekrojach (Fig. 29). Wraz z topnieniem lodu zwiększał się przepływ i transport materiału. Była to sedymentacja cykliczna, która zapisana jest w dolnej części profilu odsłonięcia w postaci pakietów mułków piaszczystych i piasków miejscami z cienkimi warstwami gruzu wapiennego. Produkcja gruzu na okolicznych nagich, wietrzejących zboczach zachodziła już wtedy, a gruz był rozwlekany od podnóża stoku na znaczne odległości. Dalsza recesja lądolodu skutkowała zmniejszonym przepływem w dnie doliny w okolicach Mostów i akumulacją materiału piaszczystego z większą zawartością gruzu. Możliwe jest także okresowe ustanie przepływu i rozwój wiecznej zmarzliny na powierzchniach świeżego złożonego materiału (struktury peryglacjalne w obrębie profilu osadów). Okresowo intensywne rozmarzanie stoków (np. w sezonie wiosennym) powodowało uruchamianie potężnych spływów gruzowych, tnących osady piaszczysto-żwirowe poziomu V i późniejsze ich przykrycie przez kolejną fazę przepływu i akumulację piasków maskujących powierzchnię (Fig. 32).

Sytuacja osadów zboczowych w Mostach przypomina nieco te opisane przez Ludwikowską-Kędzię (2018; Ludwikowska-Kędzia i Olszak, 2004; 2008) w Paśmie Bielińskim, gdzie aktywność procesów zboczowych wyznaczały daty z zakresu zlodowacenia Odry i Wisły. Również Złonkiewicz (2021) widzi możliwość intensywnych procesów stokowych w czasie ostatniego zlodowacenia. Zatem i na Grzywach Korzeczkowskich można zakładać aktywność procesów w warunkach peryglacjału vistuliańskiego, ale prawdopodobnie już nie tak potężnych, jak w czasie zlodowacenia Odry (Cabalski i in., 2021).

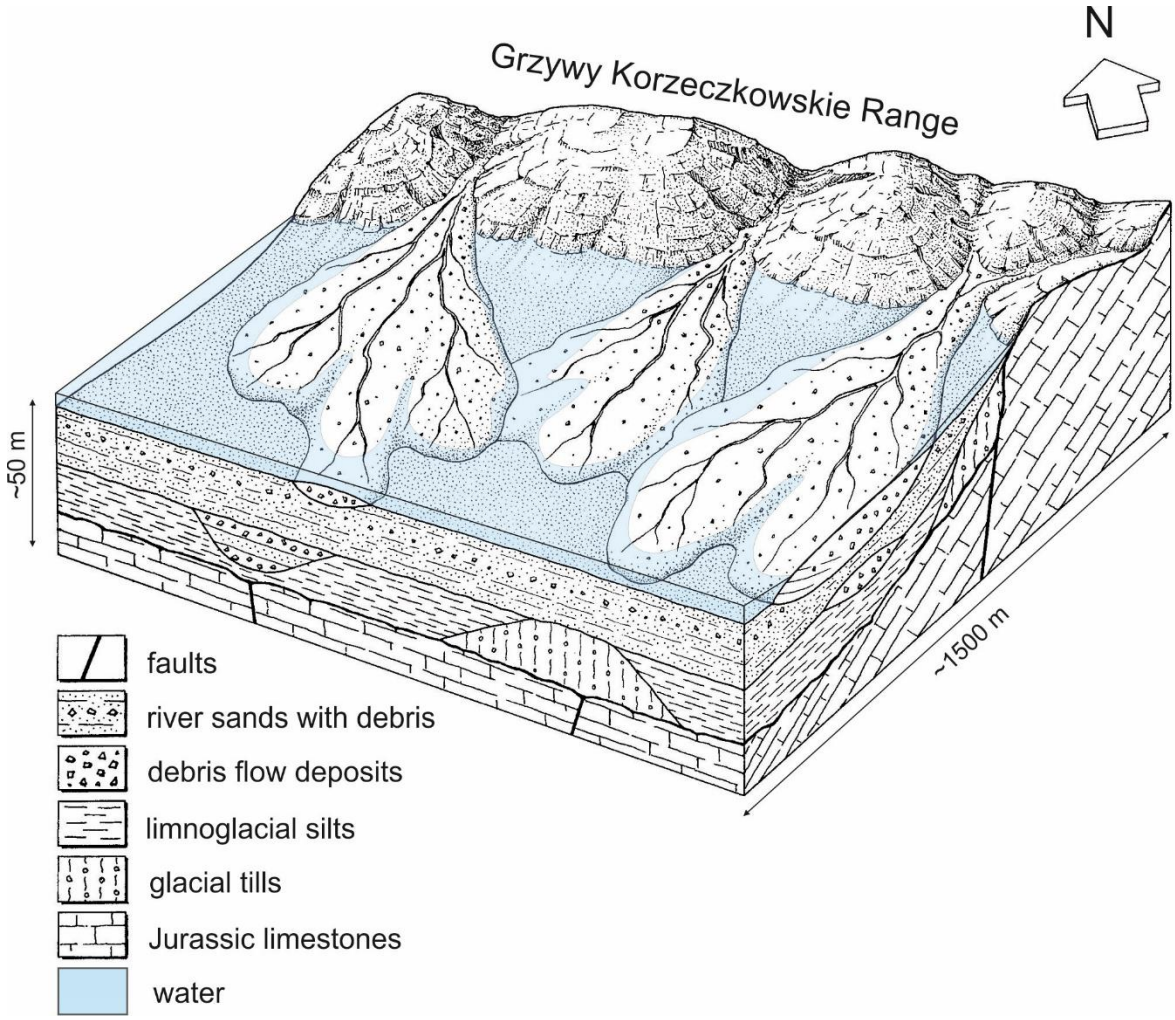


Fig. 32. Rekonstrukcja paleorzeźby u stóp Grzyw Korzeczkowskich (wyk. Bogusław Waksmundzki, Cabalski i in., 2021).
Fig. 32. Reconstruction of Pleistocene palaeorelief at the foot of Grzywy Korzeczkowskie (by Bogusław Waksmundzki, in Cabalski et al., 2021).

Ze względu na wagę informacji i łatwość dostępu do osadów czwartorzędowych w odsłonięciu stanowisko w Mostach wymaga dalszych szczegółowych badań w celu odtworzenia warunków sedymentacji osadów, analizy struktur peryglacjalnych, paleośrodowiska i paleogeografii regionu w plejstocenie.

STOP 3. PIKNIK Z KOJĄCYM WIDOKIEM

Po tak intensywnej pracy przy ścianach wielkiej odkrywki czas na regenerację organizmu. Punkt regeneracyjny zlokalizowany jest u stóp Grzyw Korzeczkowskich z widokiem na łagodną, zieloną równinę tarasu fluwioperyglacjalnego i ukrytymi pod jego powierzchnią potężnymi paleospływami gruzowymi. Wystarczy usiąść tyłem do słońca (i kopalni), zapomnieć na chwilę o nierozwiązanych problemach geologicznych wyniesionych z kopalni i oddać się urokowi tej pięknej krainy i... drobnej konsumpcji.

STOP 4. KORZECKO I – Od lessów po gliny lodowcowe – nowy profil osadów czwartorzędowych na Grzywach Korzeczkowskich

Omawiane stanowisko zlokalizowane jest w południowo-wschodniej części pasma Grzyw Korzeczkowskich i dokumentuje budowę tzw. wyspy lessowej Korzecka (Fig. 33).

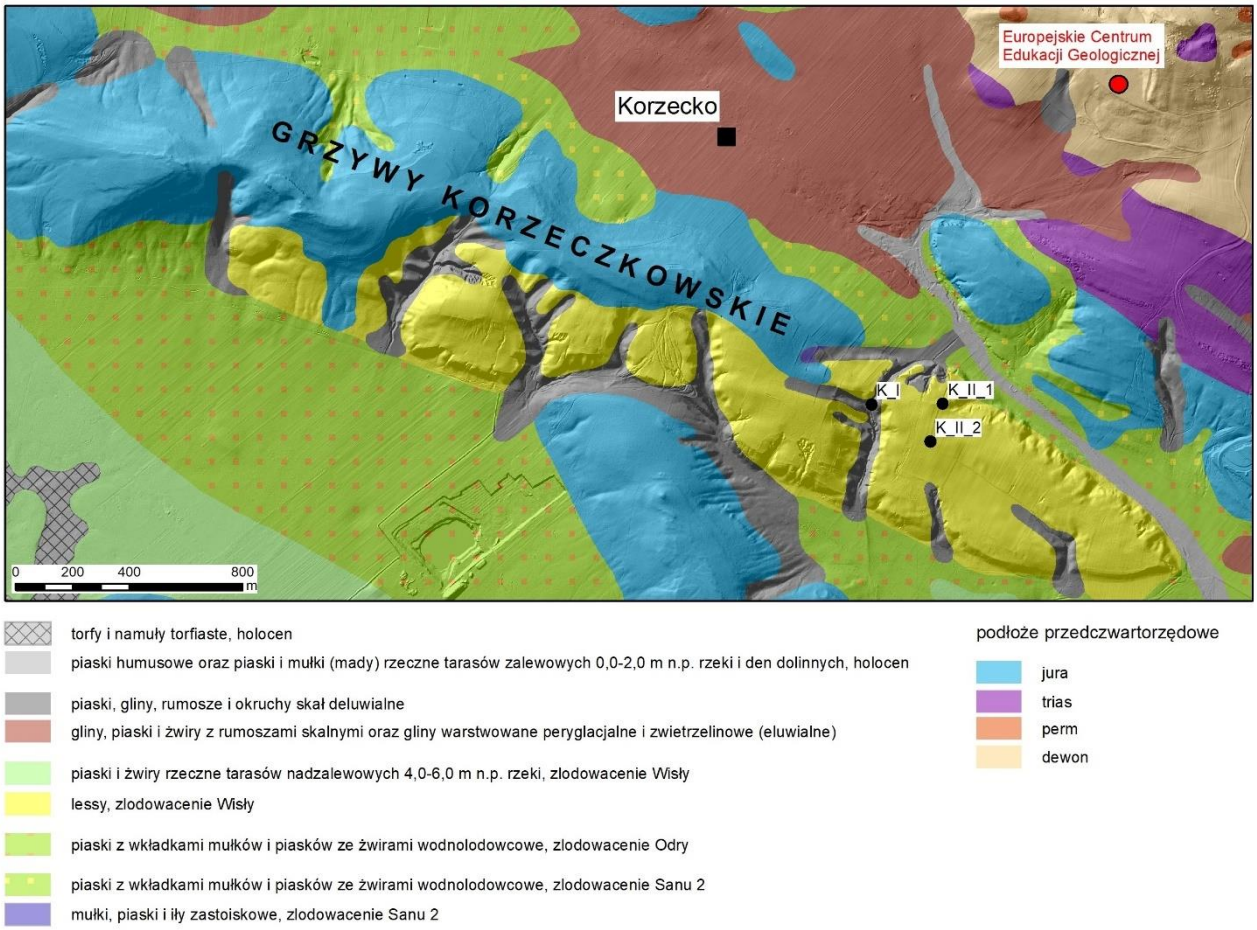


Fig. 33. Rozprzestrzenienie lessów w okolicach Korzecka wraz z lokalizacją opisywanych stanowisk (wyk. Łukasz Bujak na podst. Złonkiewicz, 2021).
Fig. 33. Occurrence of loess in the vicinity of Korzecko, with the location of the sites described (by Łukasz Bujak based on Złonkiewicz, 2021).

W ścianie wąwozu (punkt K I) znajdującego się w południowo-wschodniej części Grzyw Korzeczkowskich odsłaniają się lessy o miąższości 3,5 m (Dzierżek i in., 2022). W stropowej części odsłonięcia, do głębokości 0,3 m występuje pył piaszczysty luźny (warstwa nr 1 na Fig. 34). Poniżej do głębokości 1 m występują warstewki lessu gliniastego o miąższości do 0,4 m (warstwa 2). Charakteryzuje się on zawartością frakcji ilastej na poziomie około 25% oraz frakcji piaskowej drobnoziarnistej do około 20% (Fig. 35). Warstewki lessu gliniastego przewarstwione są cieńszymi warstewkami luźnego piasku pylastego. Do głębokości 2 m występuje less ciemnożółty (warstwa 3). Charakteryzuje się zawartością frakcji ilastej wynoszącej około 18% i frakcji piaskowej wynoszącej około 15%. Less ciemnożółty przewarstwiony jest brązowym lessem gliniastym, którego warstewki są wyraźnie wygięte w kierunku wschodnim. Poniżej występuje warstwa żółtego lessu masywnego (warstwa 4). Udział frakcji piaskowej w tej warstwie waha się w przedziale 8–18%, przy czym zawartość tej frakcji maleje wraz z głębokością. Udział frakcji ilastej waha w przedziale 14–18%.

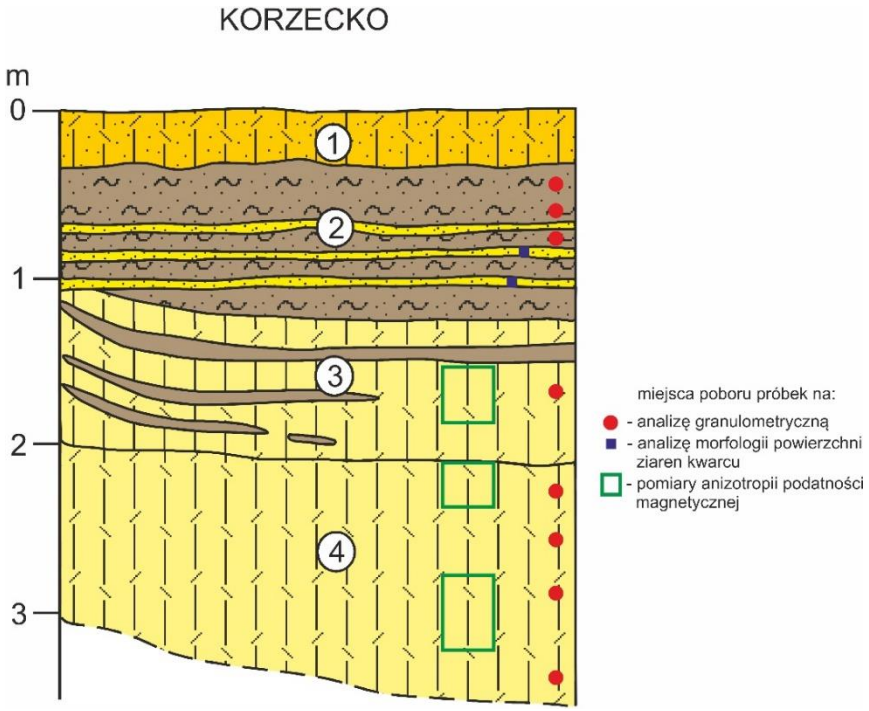


Fig. 34. Profil osadów lessowych w stanowisku K I wraz z lokalizacją poboru próbek do badań laboratoryjnych. Objaśnienia warstw w tekście.
Fig. 34. Loess section in the Korzecko KI site with location of sampling points for: grain-size analysis – red dot, quartz grain analysis – blue square, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) – green frame. Explanations for lithological symbols and colours in the text.

Większość odsłaniających się lessów jest odwapniona, za wyjątkiem dolnej części profilu, gdzie zawartość węglanu wynosi od 2,4% do 6,7% (Fig. 35). W badanych lessach nie stwierdzono malakofauny. Zaobserwowano liczne występowanie drobnych ryzolitów.

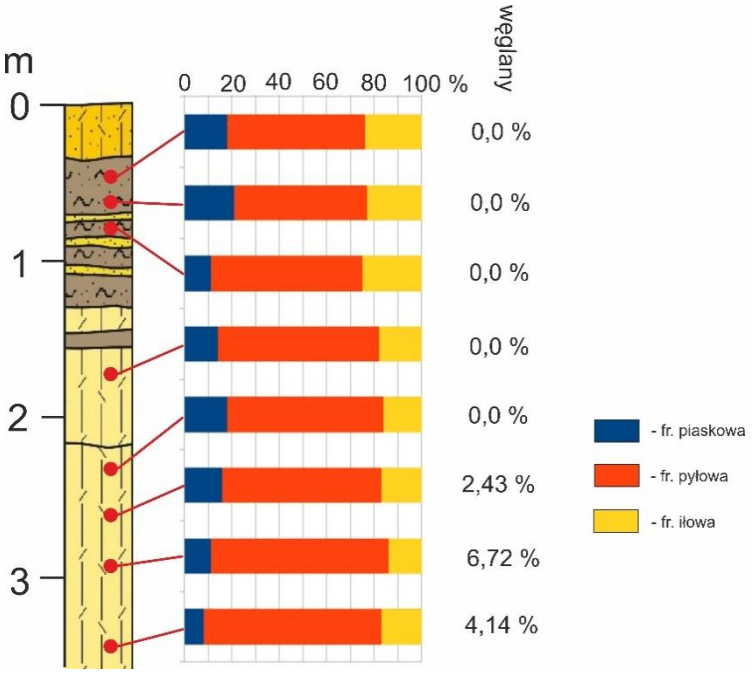


Fig. 35. Wyniki badań granulometrycznych oraz procentowa zawartość węglanów w lessach ze stanowiska K I w Korzecku.
Fig. 35. Results of grain-size analysis and carbonate content of loess from site K I in the Korzecko site. Dark blue – sand, red – dust, yellow – clay.

Lessy występujące w ścianie odsłonięcia zostały poddane pomiarom anizotropii podatności magnetycznej (AMS). W stanowisku K I opróbowano lessy należące do warstwy 3 i 4. Średnia podatność magnetyczna wynosi $2{,}51 \times 10^{-4}$ m^3/kg (Fig. 36). W badanych próbkach przeważa foliacja (T=0,399). Średnia orientacja osi maksymalnej podatności magnetycznej 41/13° i wskazuje na depozycję lessów przy udziale wiatrów północno-wschodnich. Duży kąt imbrykacji osi minimalnej podatności magnetycznej, wynoszący powyżej 20°, może sugerować depozycję lessów na stoku, co może wpływać na prawidłowość odczytu kierunku transportu materiału eolicznego. Jednak dane AMS pochodzące z niewielkiego odsłonięcia w punkcie K II-1 wskazują na podobny kierunek transportu materiału pylastego, z NE. Średnia orientacja osi

maksymalnej podatności magnetycznej w tym punkcie wynosi 222/1°. Podobne wartości pozostałych parametrów, takich jak średnia podatność magnetyczna (K_m = 2,43x10^{-4} m^3/kg) oraz parametr kształtu elipsoidy anizotropii (T=0,318) w tych badanych odsłonięciach wskazuje, że mamy do czynienia z tą samą warstwą lessów.

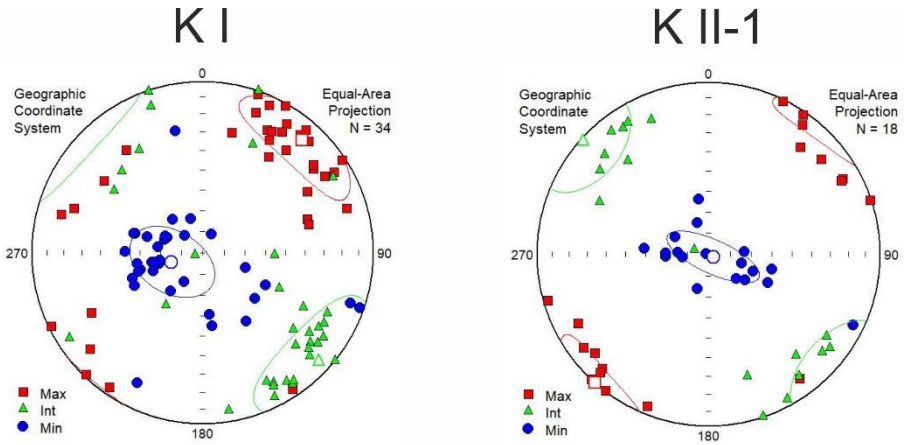


Fig. 36. Wyniki badań anizotropii podatności magnetycznej lessów w stanowiskach K I i K II-1. Projekcje stereograficzne na dolną półsferę przedstawiają orientację głównych osi podatności magnetycznej: Max – maksymalnej; Int – pośredniej; Min – minimalnej.
Fig. 36. Results of the anisotropy of magnetic susceptibility measurements for loess in K I and K II-1 sites. Stereographic projections on the lower hemisphere of the principal magnetic susceptibility axes: Max – maximum susceptibility; Int – intermediate susceptibility; Min – minimum susceptibility.

Oprócz badań w dostępnych odsłonięciach dokonano kilku sondowań w celu określenia miąższości lessów występujących na Grzywach Korzeczkowskich. Pierwsze z nich wykonano u podnóża ściany wąwozu, w bliskim sąsiedztwie stanowiska K I. W tym punkcie nawiercono około 2,5 m lessów, przy czym w dolnej części zawierają one okruchy wapieni (Fig. 37). Poniżej znajduje się cienka 0,1 m warstwa piasków drobnoziarnistych. Następnie nawiercono 0,2 m miąższości warstwę gliny, być może lodowcowej, zawierającej okruchy wapieni. Następnie występuje kolejno warstwa 0,9 m miąższości piasków drobnoziarnistych gliniastych, warstwa mułków o grubości około 1 m i ponownie 0,5 m grubości warstwa piasków drobnoziarnistych. Piaski te przykrywają glinę lodowcową ze zlodowacenia Sanu 2, której nie przewiercono podczas sondowania. Z gliny lodowcowej znajdującej się w spągowej części wiercenia pobrano próbkę do badań petrograficznych frakcji żwirowej o średnicy 5–10 mm.

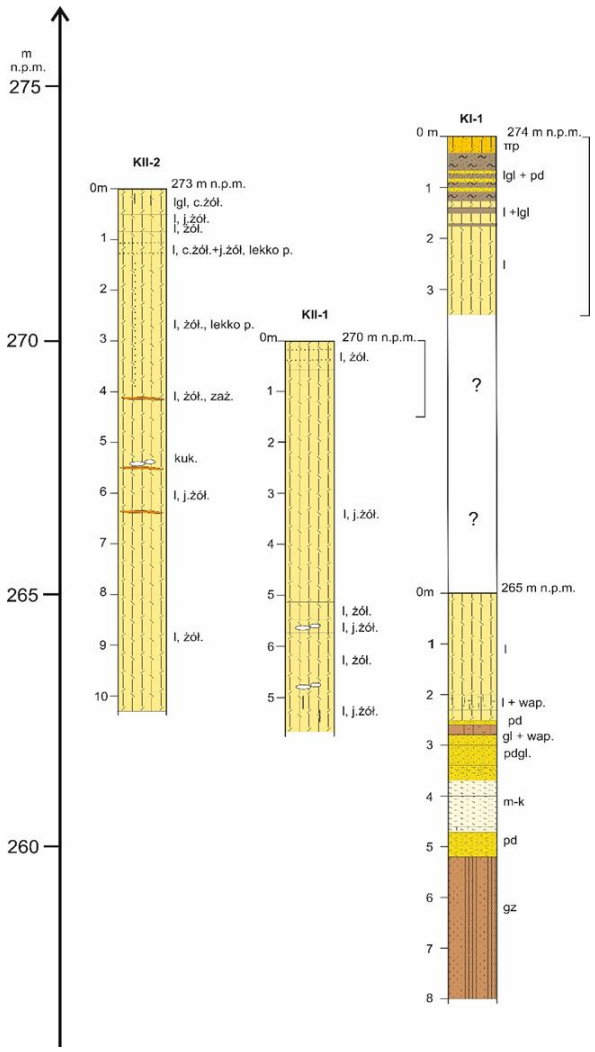


Fig. 37. Zestawienie profili litologicznych w stanowisku Korzecko. Klamrą zaznaczono osady występujące w odsłonięciach. Poszczególne symbole objaśnione są w tekście.
Fig. 37. Compilation of lithological sections at the Korzecko site. The brackets indicate outcropped sediments. Individual symbols are explained in the text.

Na podstawie badań stwierdzono, że we frakcji żwirowej przeważają skały lokalne (57%) nad skałami północnymi (43%) (Fig. 38). W skałach lokalnych przeważają wapienie (47%), następnie piaskowce i mułowce. Domieszkę stanowią gezy, kwarcyty i piaskowce kwarcytowe. W materiale północnym przeważają skały krystaliczne (48%). Znaczący składnik stanowią wapienie i piaskowce. Przewaga skał lokalnych nad skałami północnymi może wynikać z dwóch przyczyn. Po pierwsze w regionie świętokrzyskim w wielu miejscach odsłaniają się skały paleozoiczne, a w szczególności mezozoiczne, które mogły być źródłem materiału skalnego. Po drugie Góry Świętokrzyskie stanowiły swoistego rodzaju przeszkodę dla transgredującego lądolodu powodując, że materiał północny w dużej ilości deponowany był na przedpolu Gór Świętokrzyskich (Lindner i in., 2011).

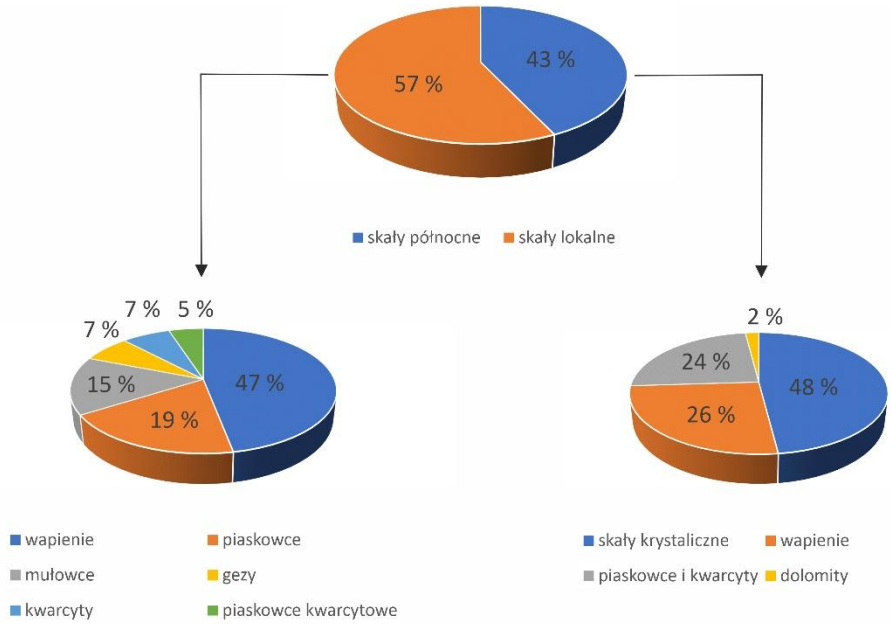


Fig. 38. Skład petrograficzny frakcji żwirowej (5–10 mm) gliny lodowcowej ze zlodowacenia Sanu 2 w stanowisku K I w Korzecku.

Fig. 38. Petrographic composition of the gravel fraction (5–10 mm) of glacial till from the San 2 Glaciation at site K I in Korzecko. Upper diagram: blue – scandynavian material; orange – local material; left diagram: blue – limestones, grey – mudstones, light blue – quartzites, orange – sandstones, yellow – gaizes; green – quartzitic sandstones; right diagram: blue – crystalline rocks; grey – sandstones and quartzites, orange – limestones, yellow – dolomites.

Kolejne sondowanie zostało wykonane w punkcie K II-1. W tym miejscu nawiercono ponad 7 m lessów o barwie żółtej lub jasnożółtej, nie przewiercając ich. Na głębokości 5,5 m i 6,8 m stwierdzono występowanie kukiełek lessowych. Trzecie sondowanie zostało wykonane w punkcie K II-2. W tym miejscu nawiercono ponad 10 m lessów, również nie przewiercając ich. W części stropowej stwierdzono występowanie 0,5 m warstwy lessów gliniastych o barwie ciemnożółtej. Poniżej występują lessy o barwie żółtej lub jasnożółtej. W interwale głębokości 1,1–4,1 m lessy są lekko piaszczyste. Na głębokości 4,2 m, 5,5 m oraz 6,4 m występują lessy zażelazione. Nad poziomem lessów zażelazionych na głębokości 5,5 m występują kukiełki lessowe.

Z powyższych danych wynika, że lessy Grzyw Korzeczkowskich, budujące jedną z pięciu wysp lessowych w zachodniej części regionu świętokrzyskiego, są unikatowymi osadami występującymi w okolicach Chęcin. Osiągają tutaj powyżej 10 m miąższości. Występujące w lessach przewarstwienia piaszczyste jak i większy udział frakcji piaskowej w lessach wskazują na okresy działania silniejszego wiatru. Występujące w badanych osadach zażelazienia i zaglinienia można powiązać z przerwami w akumulacji. Na podstawie analizy anizotropii podatności magnetycznej stwierdzono, że lessy akumulowane były przy udziale wiatrów z NE. Jednak kierunek ten należy traktować jako lokalny, związany między innymi z lokalnymi prądami wstecznymi wynikającymi z urozmaiconej morfologii tej części Gór Świętokrzyskich (Chlebowski i Lindner, 1992; Dzierżek i Lindner, 2020). Na podstawie dotychczasowych badań w lessach nie stwierdzono występowania gleb kopalnych, co utrudnia określenie ich pozycji stratygraficznej. Wstępnie badane lessy można przyporządkować do czasu akumulacji lessu młodszego górnego (LMg) (por. Dzierżek i Lindner, 2020). Opisywane lessy niewątpliwie stanowią interesujący obiekt naukowy i wymagają dalszych kompleksowych badań.

WYCIECZKA GEOLOGICZNA II: Geoturystycznie przez antyklinę chęcińską

Trasa piesza: ECEG-Góra Zamkowa-Dolina Chęcińska-Góra Zelejowa-ECEG
Prowadzenie i tekst: Danuta Olszewska-Nejbert, Jan Dzierżek, Krzysztof Nejbert

Wprowadzenie

Dwa pasma: Chęcińskie i Zelejowskie, zbudowane z odpornych na wietrzenie dewońskich skał węglanowych stanowią dwa skrzydła antykliny i obrzeżają rozległe obniżenie – Dolinę Chęcińską (Fig. 39). Sama dolina wypreparowana jest w miękkich, głównie łupkowych, utworach dolnego kambru, które budują jądro antykliny. Jest to zatem przykład doliny, założonej na formie strukturalnej jaką jest antyklina, przy czym skały najstarsze znalazły się w najniższym położeniu omawianej formy czyli w osi doliny (Fig. 3). Jest to książkowy przykład antykliny, która uległa inwersji morfologicznej. Całe Góry Świętokrzyskie charakteryzują się tzw. budową pasmową, gdzie stosunkowo długie, ale wąskie pasma górskie są rozdzielone szerokimi dolinami (Fig. 1 i 40). Ta budowa jest odzwierciedleniem różnej odporności skał, z których zbudowane są pasma górskie i doliny oraz procesów tektonicznych, które nadały styl i kierunek obecnie istniejącym fałdom.

Fig. 39. Panorama Doliny Chęcińskiej i Pasma Zelejowskiego, widziana z północnego zbocza Góry Zamkowej (fot. Jan Dzierżek, 2011).
Fig. 39. View from the northern slope of the Zamkowa Hill towards the Chęcińska Valley and Zelejowa Hill (photo: Jan Dzierżek, 2011).

Fig. 40. Widok z Miedzianki na antyklinę Chęcińską (fot. Anna Mikołajewska, 2020).
Fig. 40. View from Miedzianka Hill to the Chęciny Anticline (photo: Anna Mikołajewska, 2020).

STOP 5. GÓRA ZAMKOWA – Budowa geologiczna południowego skrzydła antykliny chęcińskiej w Kamieniołomie Zachodnim

Góra Zamkowa (361 m n.p.m.), u podnóża której położone jest miasto Chęciny, stanowi jeden z najbardziej charakterystycznych punktów w Górach Świętokrzyskich. Na szczytach zachodniej strony wzgórza znajdują się ruiny średniowiecznego zamku królewskiego (XIII w.), obecnie dobrze dostosowane do ruchu turystycznego. Po zachodniej stronie pasma Góry Zamkowej znajduje się nieduży kamieniołom, w którym odsłaniają się grubo-, średnio- i cienkoławicowe wapienie barwy szarej. Wiek tych wapieni to środkowy i górny dewon – piętra żywet i fran. Należą do tzw. formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (Narkiewicz, 1990; Racki, 1993). Warstwy wapieni są stromo nachylone w kierunku południowym (Fig. 41), w niektórych strefach kamieniołomu przyjmują prawie pionowe ustawienie. Nachylenie to sprawia, że południowe konsekwentne zbocze Góry Zamkowej jest stosunkowo strome, w przeciwieństwie do zbocza północnego, które łagodnie opada w kierunku miasta Chęciny i jest w dużym stopniu zabudowane. Pod odpornymi na wietrzenie wapieniami występują starsze od nich dolomity (dewon – eifel i żywet) mniej odporne na wietrzenie, stąd łagodność zbocza północnego Góry Zamkowej. Strukturalnie Góra Zamkowa stanowi południowe skrzydło antykliny chęcińskiej (Fig. 3).

Fig. 41. Ustawione prawie pionowo ławice wapieni w Kamieniołomie Zachodnim, Góra Zamkowa (fot. Maciej Maciejewski, 2020).
Fig. 41. Almost vertical inclined limestone beds in the Western Quarry, Zamkowa Hill (photo: Maciej Maciejewski, 2020).

W kamieniołomie możemy rozpoznać kilka typów skał: wapienie z masywnymi stromatoporoidami i gałązkowymi amfiporoidami; wapienie ziarniste z detrytusem krynoidowymi, rzadkimi ramienionogami i przeławiceniami redeponowanych koralowców; laminowane wapienie pelitowe (laminity); muszlowce z licznymi ramienionogami (atrypidami) zachowanymi w pozycjach przyżyciowych; wapienie pelitowe; rogowce i dolomity (Fig. 42).

Fig. 42. Cienka warstwa rogowca (czerwona strzałka) pomiędzy ławicami szarego wapienia pelitowego, Kamieniołom Zachodni, Góra Zamkowa (fot. Tomasz Segit, 2023).
Fig. 42. Thin layer of bedded cherts (arrowed) between layers of grey pelitic limestone, Western Quarry, Zamkowa Hill (photo: Tomasz Segit, 2023).

Skamieniałości i cechy wapieni świadczą o tym, że powstawały one w zmiennych warunkach hydrodynamicznych – od stosunkowo wysokoenergetycznych (pokruszone krynoidy i korale, poprzewracane stromatoporoidy) do warunków o niskiej hydrodynamice (laminity, muszlowce ramienionogowe z atrypidami i innymi skamieniałościami w pozycjach przyżyciowych). Cechy zespołu wapieni budujących Górę Zamkową pokazują, że w dewonie obszar ten znajdował się w nieco głębszej strefie platformy węglanowej. Od północy i wschodu graniczył z obszarem płycizn płytkowodnej platformy węglanowej zasiedlanej przez liczne gąbki wapienne – stromatoporoidy (Fig. 43) i koralowce. Falowanie działające destrukcyjnie na front rafy niszczyło ją, a materiał okruchowy znoszony z płycizn został osadzony w głębszej części basenu, tej, którą teraz reprezentuje zespół wapieni z Kamieniołomu Zachodniego Góry Zamkowej.

Fig. 43. Stromatoporoid w wapieniu dewońskim okolic Chęcin (fot. Danuta Olszewska-Nejbert, 2023).
Fig. 43. Stromatoporoid in Devonian limestone near Chęciny (photo: Danuta Olszewska-Nejbert, 2023).

Góra Zamkowa to nie tylko wapienie. W okolicy Chęcin od XIV do XVII wieku eksploatowano rudy ołowiu i miedzi. Liczne zagłębienia po szybach górniczych, gdzie poszukiwano i wydobywano kruszce, są widoczne na północno-zachodnich i zachodnich zboczach Góry. Z punktu widzenia historycznego, wapienie stały się atrakcyjnym towarem, dopiero w momencie, kiedy kończyły się kruszce. Rejon Chęcin był na tyle bogaty w różne odmiany wapieni, że skały tu pozyskiwane nazwano „marmurami chęcińskimi". Wapienie rejonu Chęcin charakteryzują się niezwykłymi parametrami technicznymi. W czasie obróbki kamieniarskiej przyjmują wysokiej klasy „poler", co sprawia, że można w nim się przejrzeć jak w lustrze, stąd skojarzenie z marmurami. W grupie skał osadowych przyjmowanie „poleru" to stosunkowo rzadka cecha.

STOP 6. DOLINA CHĘCIŃSKA „PRZY KRZYŻU" – Wykształcenie i tektonika skał kambru w jądrze antykliny

Dolina Chęcińska jest wypreparowana w miękkich, głównie łupkowych, słabo odpornych na wietrzenie fizyczne utworach dolnego kambru. Kambr dolny w całej dolinie jest wykształcony jako szarozielone (w stanie świeżym oliwkowe) łupki ilasto-mułowcowe z cienkimi przeławiceniami drobnoziarnistych piaskowców kwarcytycznych i pyłowców. Praktycznie utwory te w dolinie są w całości zabudowane lub zarośnięte roślinnością, stąd ich obserwacja jest utrudniona. W środkowej części Doliny Chęcińskiej, np. w rowach technicznych przy drodze lub w wykopach pod fundamenty budynków, można zaobserwować obecność łupków kambryjskich i podobnej barwy ciemnych piaskowców (Fig. 44). Z wieloletnich obserwacji prowadzonych w Dolinie Chęcińskiej wynika, że łupki i piaskowce dolnego kambru mają bardzo zróżnicowane i zmienne upady, zarówno jeśli chodzi o kąt i kierunek nachylenia. Zwykle utwory te zapadają pod dużymi kątami. Co więcej ich biegi są dość zmienne, ale generalnie trzymają się kierunku WNW-ESE. Kontakt łupków kambryjskich z młodszymi utworami dewonu, tj. emsu (piaskowce) lub eiflu (dolomity) jest tektoniczny. W zachodniej części Doliny Chęcińskiej mamy zatem bardzo dużą lukę stratygraficzną, gdyż brakuje tu utworów środkowego i górnego kambru, ordowiku, syluru i przedemskiego dolnego dewonu. Warto nadmienić, że we wschodniej części doliny pojawiają się łupki z graptolitami reprezentujące basenowe utwory ordowiku i syluru.

Fig. 44. Dolnokambryjskie szarozielone łupki ilasto-mułowcowe z cienkimi przeławiceniami drobnoziarnistych piaskowców kwarcytycznych. Przyosiowa części Doliny Chęcińskiej (fot. Jan Dzierżek, 2011).
Fig. 44. Lower Cambrian grey-green siltstone shales with thin interbedding of fine-grained quartzitic sandstones. Axial part of the Chęcińska Valley (photo: Jan Dzierżek, 2011).

STOP 7. DOLINA CHĘCIŃSKA – Zagadkowe gliny w dnie Doliny Chęcińskiej

W odróżnieniu od innych obniżeń w okolicach Chęcin (Dolina Hutki, Dolina Nidy, rejon Mostów), gdzie na powierzchni występują rozległe i miąższe nawet na kilkadziesiąt metrów pokrywy piasków fluwioglacjalnych, mułków, a także kilkumetrowej miąższości pakiety glin lodowcowych i eratyki, w dnie doliny chęcińskiej najczęściej na powierzchni występują gliny ilaste, z materiałem lokalnym (głównie okruchy piaskowców kambryjskich), o barwie szarozielonkawej czy żółtobrunatnej (Fig. 45).

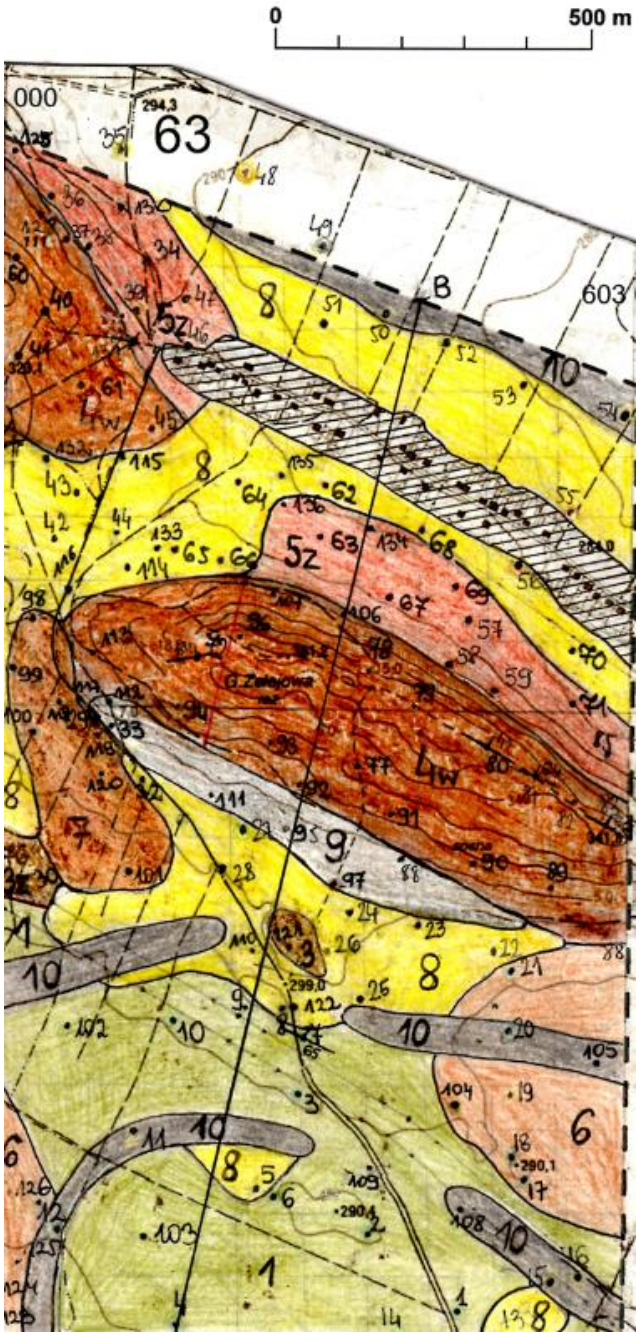


Fig. 45. Robocza mapa utworów powierzchniowych Doliny Chęcińskiej (niepublikowane materiały studenckie, 2011). Wybrane objaśnienia: 1 – łupki i piaskowce kambryjskie; 6 – rezidua glin lodowcowych; 7 – gliny lodowcowe; 8 – piaski fluwioglacjalne.
Fig. 45. Sketch map of surface deposits of the Chęcińska Valley (unpublished student materials, 2011). Selected explanations: 1 – Cambrian siltstone shales and sandstones; 6 – glacial till residues; 7 – glacial tills; 8 – fluvioglacial sands.

W kontekście występowania w podłożu zwietrzałych łupków i piaskowców kambryjskich, wietrzejących na gliny, o barwie szarozielonej lub gliniastych zwietrzelin wychodni wapieni i dolomitów dewońskich, o barwie brązowoszarej, interpretacja genezy czwartorzędowych osadów powierzchniowych nastręcza badaczom niemałych trudności (Fig. 46).

Fig. 46. Niewielkie odsłonięcie osadów w Dolinie Chęcińskiej. Є – zwietrzelina łupków i piaskowców kambryjskich; D – zwietrzelina wapieni dewonu; Q – piaski czwartorzędowe (fot. Jan Dzierżek, 2011).
Fig. 46. A small outcrop in the Chęcińska Valley. Є – weathered Cambrian shales and sandstones; D – weathered Devonian limestones; Q – Quaternary sands (photo: Jan Dzierżek, 2011).

Co więcej na powierzchni osiowej części doliny niezwykle rzadko można znaleźć eratyki czy choćby żwiry z domieszką materiału skandynawskiego. W związku z tym dyskusja odnośnie genezy tych osadów toczy się od wielu lat (Czarnocki, 1923; Filonowicz, 1980; Hakenberg, 1973, 1974; Sołtysik, 1998). Z problemem tym stykają się kolejne roczniki studentów Wydziału Geologii, którzy w trakcie wykonywania mapy osadów powierzchniowych w tym rejonie muszą rozstrzygnąć ten niełatwy problem na podstawie badań makroskopowych w terenie (Fig. 45). Podstawowe pytania dotyczą genezy i wieku tych osadów. Jeśli jest to glina lodowcowa to dlaczego nie zawiera materiału skandynawskiego, dlaczego występuje w formie szczątkowej, a jeśli jest to reziduum to jaki proces przyczynił się do usunięcia z doliny większości osadu. Jeśli zaś jest to zwietrzelina skał podłoża *in situ* albo przemieszczona, to co się stało z gliną lodowcową, skoro obszar był zlodowacony w czasie zlodowacenia Sanu 1 i Sanu 2 (Lindner, 1977; Dzierżek i in., 2021) i kiedy doszło do powstania tego osadu. Najdokładniej tym zagadnieniem zajął się do tej pory Sołtysik (1998). Na podstawie analizy profilu litologicznego w odsłonięciach w osiowej części Doliny Chęcińskiej zauważył ciągłość profilu od łupków kambryjskich po materiał gliniasty, w którym systematycznie malała zawartość okruchów podłoża w górę profilu (Fig. 47). Brak materiału allochtonicznego (skandynawskiego i pochodzącego z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) pozwolił mu na stwierdzenie, że są to peryglacjalne gliny zwietrzelinowe w pozycji *in situ.* Wykonane datowanie TL tych osadów jednoznacznie wskazało na vistuliański wiek tych zwietrzelin.

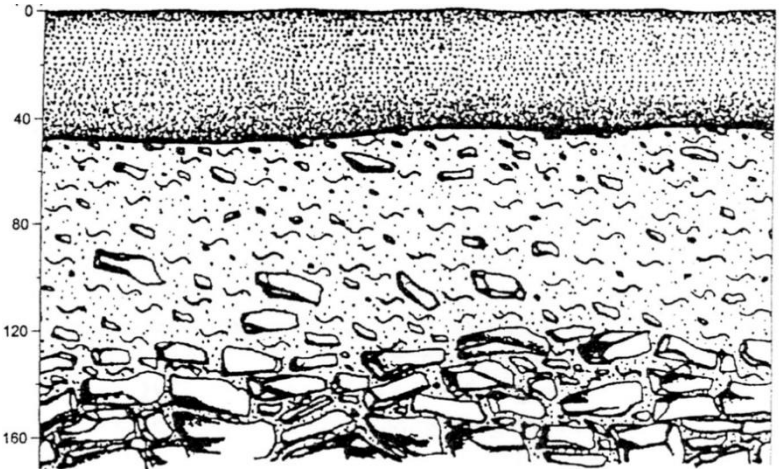


Fig. 47. Profil litologiczny przez osady powierzchniowe Doliny Chęcińskiej (Sołtysik, 1998). 165–120 cm – zwietrzelina łupków i piaskowców kambryjskich; 120–45 cm – glina peryglacjalna z okruchami skał kambryjskich; 45–0 cm – piasek pokrywowy eoliczny.
Fig. 47. Lithological section through the surficial sediments of the Chęcińska Valley (Sołtysik, 1998). 165–120 cm – weathered Cambrian shales and sandstones; 120–45 cm – periglacial clays with crumbs of Cambrian rocks; 45–0 cm – aeolian cover sand.

Tak definitywne stwierdzenie nie rozwiewa jednak wątpliwości paleogeograficznych. Abstrahując od wiarygodności wyników datowania glin metodą TL, pytanie: co się stało z glinami (z większością glin) Sanu 1 i Sanu 2, pozostaje nadal bez odpowiedzi. W nawiązaniu do potwierdzonej ostatnio (Dzierżek i in., 2021) hipotezy Lindnera (1977) o wkraczaniu na ten teren lądolodu Sanu 2 od SE, tzw. lobem sandomierskim, można przyjąć dwa scenariusze zdarzeń sprzed 500 000 lat. Po pierwsze, lądolód skoro nie pokrył pasm Zelejowej i Zamkowej (Marks i in., 2016) to jest prawdopodobne, że przestrzeń wolna od lodu (pomiędzy czołami lobu Radoszyc i Sandomierza) w czasie maksymalnej transgresji lądolodu mogła być większa niż nam się wydaje (por. Dzierżek i in., 2021). W takim zamknięciu mogły akumulować osady ilaste tworzące dzisiejsze sporne gliny. Po drugie, nawet jeśli lód pokrył Dolinę Chęcińską w czasie zlodowacenia Sanu 2 to „idąc" od południowego wschodu mógł być cieńszy i na pewno nie zawierał dużo materiału morenowego, zwłaszcza skandynawskiego. To tłumaczyłoby niewielką miąższość i nietypowe cechy osadu lodowcowego. Przedstawione scenariusze pozostają w sferze rozważań teoretycznych i z pewnością wymagają podjęcia prób ich weryfikacji w przyszłości, choć z drugiej strony pokazują, że mimo ponad 100 lat badań czwartorzędu okolic Chęcin obszar ten skrywa szereg nierozwiązanych tajemnic naukowych.

STOP 8. PIKNIK POD WIATĄ

Każdy, nawet najbardziej twardy geolog terenowy musi zregenerować siły. Punkt regeneracyjny zlokalizowany bardzo blisko wychodni piasków fluwioglacjalnych ze zlodowacenia Sanu 2 doskonale się nadaje do tego aby nabrać nowych sił. Stół i ławki zapewnią trochę komfortu, a gładka powierzchnia wapienia dewńskiego może służyć za dodatkowe siedzisko lub stolik. Zatem jest to doskonała pora na umiarkowany posiłek i luźne dyskusje. Wzmocnienie organizmów z pewnością przyda się przed atakiem na okoliczne kamienioły oraz wąską lecz piękną grań Pasma Zelejowskiego.

STOP 9. GÓRA ZELEJOWA – Spektakularna mineralizacja skał dewonu i budowa północnego skrzydła antykliny chęcińskiej

Góra Zelejowa to malownicze, wydłużone w kierunku WNW-ESE wzgórze, należące do Pasma Zelejowskiego. Ma ona trzy kulminacje: 361 m n.p.m. po stronie zachodniej; 372 m n.p.m. to najwyższy środkowy punkt pasma i 326,5 m n.p.m. po stronie wschodniej. Pasmo to jest przecięte trzema charakterystycznymi, wąskimi, ale głębokimi kamieniołomami, poprzecznymi w stosunku do pasma. Kamieniołomy te założono na strefach tektonicznych, gdzie doszło do intensywnej mineralizacji kalcytem. Kalcyt ten, wyjątkowo spektakularny i nazywany „różanką zelejowską", eksploatowano w owych kamieniołomach.

Po zachodniej stronie pasma Góry Zelejowej znajduje jeden, ze wspomnianych kamieniołomów nazywany Kamieniołomem Zachodnim (Fig. 48). Przy wejściu do kamieniołomu od stronu południowej odsłaniają się grubo- i średnioławicowe wapienie barwy szarej. W samym kamieniołomie, powyżej kompleksu wapieni uławiconych, mamy odsłaniający się kompleks wapieni masywnych nieuławiconych. Wiek tych wapieni to górny dewon – piętro fran. Wapienie masywne są bogate w stromatoporoidy, amfiporoidy i koralowce. Wapienie te, podobnie jak na Górze Zamkowej, należą do tzw. formacji dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali, tylko na Górze Zelejowej mamy bogatszy ilościowo zespół stromatoporoidów, a mniej składników organodetrytycznych.

Fig. 48. Geoturyści w Kamieniołomie Zachodnim, Góra Zelejowa, odsłonięcie wapieni, górny dewon (fot. Maciej Maciejewski, 2020).
Fig. 48. Geotourists in the Western Quarry, Zelejowa Hill, outcrop of the Upper Devonian limestones (photo: Maciej Maciejewski, 2020).

W Kamieniołomie Zachodnim na Górze Zelejowej występują: wapienie masywne stromatoporoidowe; wapienie z koralowcami; wapienie pelitowe; krzemienie; kalcyt żyłowy („różanka zelejowska").

Bogaty zespół skamieniałości (zachowane dobrze, niepokruszone masywne stromatoporoidy, gałązkowe amfiporoidy, koralowce, ślimaki) budujące masywny wapień świadczą o tym, że w dewonie obszar ten znajdował się w płytszej strefie platformy węglanowej (Szulczewski, 1995), gdzie panowały doskonałe warunku do rozwoju organizmów budujących rafy czy kopce mułowe. Od południa graniczył z obszarem głębszych stref platformy węglanowej stąd zapewne falowanie niszczące rafy produkowało materiał okruchowy, a ten był znoszony w postaci materiału organodetrytycznego w głębsze części basenu, czyli w stronę obecnej Góry Zamkowej, skąd znamy takie wapienie organodetrytyczne z kamieniołomu Zachodniego Góry Zamkowej.

W ścianach kamieniołomu możemy zaobserwować obecność licznych przecinających się żył kalcytowych kilku generacji. Niektóre żyły osiągają grubość kilkudziesięciu centymetrów (Fig. 49). Żyły te charakteryzują się spektakularną gamą barw od białych, kremowych poprzez różowe, czerwone, nawet brązowe. Żyły kalcytowe tworzyły się w wyniku krystalizacji kalcytu z roztworów hydrotermalnych w otwierających się szczelinach tektonicznych. Rozwieranie się szczelin było procesem wielokrotnym, stąd powstające nowe szczeliny tektoniczne rozwierały się nie tylko w litej skale, ale też w już wykształconych żyłach kalcytowych starszych generacji. W żyłach kalcyt krystalizował od ścian otwartej szczeliny tektonicznej ku środkowi. Kryształy kalcytu wzrastając od ścianek szczeliny spotykały się mniej więcej w środkowej części uprzednio wolnej przestrzeni i w ten sposób całkowicie wypełniały przestrzeń tworząc żyłę (żyły o takiej budowie nazywamy syntaksjalnymi), nie pozostawiając wolnego miejsca. Z jednym ze stadiów krystalizacji hydrotermalnej związana była mineralizacja kruszcowa, w tym czasie powstały żyły kalcytowo-galenowe (Kotański, 1959), zaś w szerszym kontekście regionalnym, np. w niedaleko położonej Górze Miedziance, także inne minerały kruszcowe (Balcerzak i in., 1992). Cały kamieniołom został założony w miejscu, gdzie Górę Zelejową przecinała w poprzek kilkumetrowej szerokości żyła kalcytowa o złożonej

budowie. Żyła ta zorientowana była mniej więcej prostopadle do biegu warstw. Po wydobyciu zasadniczej części kalcytu eksploatację mniejszych żył, jako nieopłacalną zarzucono.

Fig. 49. Żyły kalcytowe, tzw. „różanka zelejowska" w kamieniołomie Zachodnim, Góra Zelejowa (fot. Maciej Maciejewski, 2020).
Fig. 49. Calcite veins, so-called 'różanka zelejowska' in the Western Quarry, Zelejowa Hill (photo: Maciej Maciejewski, 2020).

Warto jeszcze nadmienić, że na ściance zachodniej, w lewym rogu wyrobiska znajduje się lej krasowy. Zachowała się niewielka ilość czerwonego osadu będąca wypełnieniem leja. W pierwszej chwili mamy skojarzenie, że może to być *terra rosa*, czyli skała wietrzeniowa powstająca w wyniku krasowienia wapieni. Dokładna analiza skały pokazuje, że nie są to jedynie minerały ilaste zabarwione wodorotlenkami żelaza. W skale tej występuje piasek kwarcowy, w dużych ilościach połyskujący (jak brokat) muskowit, można też spotkać otoczaki czarnych lidytów, kwarcu żyłowego i kwarcytów. Utwory te reprezentują tzw. fację pstrego piaskowca, które zostały napławione do leja (Waksmundzki, 2012).

Poza kamieniołomem, warstwy wapieni są stromo nachylone w kierunku północnym, co można łatwo zaobserwować w grani Góry Zelejowej. Nachylenie to sprawia, że północne konsekwentne zbocze Góry Zelejowej jest stosunkowo strome, w przeciwieństwie do obsekwentnego zbocza południowego, które łagodnie opada w kierunku szerokiej Doliny Chęcińskiej. Mamy zatem symetryczny obraz budowy strukturalnej w stosunku do Góry Zamkowej. Strukturalnie Góra Zelejowa stanowi północne skrzydło antykliny chęcińskiej i południowe skrzydło synkliny gałęzickiej.

Z Kamieniołomu Zachodniego wspinamy się na grań Góry Zelejowej i przemieszczamy się w kierunku wschodnim. W grani Góry Zelejowej możemy zaobserwować obecność licznych współcześnie rozwijających żłobków krasowych. Idąc granią widzimy też, że nasza ścieżka nie jest prosta, co kilkanaście metrów musimy nieco zmieniać azymut marszu. Zawdzięczamy to licznym uskokom, tnącym poprzecznie grań Zelejowej i przesuwającym jej najbardziej odporne na wietrzenie najwyższe punkty.

W środkowej części Pasma Zelejowej przechodzimy obok kamieniołomu „Szczerba". Kamieniołom ten jest otwarty w kierunku północnym. Tu również eksploatowano „różankę zelejowską", a urobek był transportowany do wsi Zelejowa. Na dnie kamieniołomu znajduje się porzucony blok „różanki zelejowskiej", co daje nam wyobrażenie o sposobie eksploatacji kopaliny w kamieniołomie (Fig. 50). Z prawej strony kamieniołomu możemy zaobserwować lej krasowy z blokami krzemionkowo-żelazistego

piaskowca kwarcowego wykształconego w facji pstrego piaskowca. Mijamy kamieniołom „Szczerba” i ponownie wchodzimy na grań Góry Zelejowej (Fig. 51).

Fig. 50. Odsłonięcie wapieni górnego dewonu na Górze Zelejowej, w Kamieniołom „Szczerba”. Na dnie kamieniołomu leży porzucony blok „różanki zelejowskiej” (fot. Anna Mikołajewska, 2020).
Fig. 50. Outcrop of Upper Devonian limestones on Zelejowa Hill, in the 'Szczerba' Quarry. At the bottom of the quarry lies an abandoned block of ' różanka zelejowska' (photo: Anna Mikołajewska, 2020).

Fig. 51. Przejście granią Góry Zelejowej (fot. Anna Mikołajewska, 2020).
Fig. 51. Route of the ridge of Zelejowa Hill (photo: Anna Mikołajewska, 2020).

STOP 10. GÓRA ZELEJOWA – Walory geoturystyczne Pasma Zelejowej

Za kamieniołomem „Szczerba" znajduje się jeden z najwyższych punktów Pasma Zelejowej. Rozpościerają się stąd malownicze panoramy na północ i południe. W kierunku północnym widzimy Dolinę Gałęzicką z Grzbietem Bolechowickim, gdzie patrząc od prawej strony widzimy Czerwoną Górę z zarysem nieczynnego kamieniołomu „Zygmuntówka", Miejską Górę z budynkiem szpitala i całkowicie zalesioną Górę Okrąglicę. Grzbiet Bolechowicki zbudowany jest z wapieni dewonu i przykrywających je niezgodnie permskich zlepieńców nazywanych regionalnie zlepieńcem zygmuntowskim. Tenże zlepieniec eksploatowany był na Czerwonej Górze. Swoją regionalną nazwę zawdzięcza faktowi, że pierwszy trzon kolumny króla Zygmunta III Wazy był wyciosany właśnie z tego zlepieńca (Fig. 52).

Fig. 52. Zlepieniec permski w kolumnie Zygmunta na Zamku Królewskim w Warszawie (fot. Danuta Olszewska-Nejbert, 2023).
Fig. 52. Permian conglomerate (Zygmuntówka conglomerate) in the Sigismund's column at the Royal Castle in Warsaw (photo: Danuta Olszewska-Nejbert, 2023).

Za Grzbietem Bolechowickim możemy podziwiać Pasmo Zgórskie z najwyższym wzniesieniem Patrol (388 m n.p.m.), zbudowane z utworów kambryjskich. W kierunku południowym rozpościera się Dolina Chęcińska. Po jej drugiej stronie widzimy Rzepkę i Górą Zamkową z ruinami zamku.

Z grani Zelejowej cofamy się w kierunku „Szczerby" i dalej czerwonym szlakiem kierujemy się na południe w dół, w stronę Doliny Chęcińskiej i miasta Chęciny.

Balcerzak, E., Nejbert, K., Olszyński, W., 1992. Nowe dane o paragenezach kruszcowych w żyłach siarczków pierwotnych złoża Miedzianka (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny 40: 659–663.
Ber, A., Lindner, L., Marks, L., 2007. Proposal of stratigraphic subdivision of the Quaternary of Poland. Przegląd Geologiczny 55 (2): 115–118.
Czarnocki, J., 1923. O preglacjalnych glinach wietrzeniowych w Górach Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytuty Geologicznego 8: 11–12.
Czarnocki, J., 1931. Diluvium der Święty Krzyż Gebirge. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 85–105.
Cabalski, K., Dzierżek, J., Kowalczyk, S., 2021. Middle Pleistocene debris flows in the low mountains: geological and georadar surveys at the Mosty site (Holy Cross Mountains, Poland). Quaternary International 589: 25–38.
Chlebowski, R., Lindner, L., 1992. Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego 32: 15–50. Warszawa.
Dzierżek, J., Lindner, L., 2020. Stratigraphy and conditions of accumulation of the younger loesses (Vistulian) in the Holy Cross Mountains area, Poland. Studia Quaternaria 37 (2): 109–120.
Dzierżek, J., Lindner, L., Cabalski, K., 2019. Quaternary valley levels and river terraces in the western part of the Holy Cross Mountains. Studia Quaternaria 36 (2): 109–118.
Dzierżek, J., Lindner, L., Kleindienst, U., Szymanek, M., Teodorski, A., 2022. Wyspa lessowa Korzecka koło Chęcin; charakterystyka i warunki akumulacji lessu. W: Łanczont, M., Hołub, B., Mroczek, P. (red.), Mat. XXI Terenowe Seminarium Korelacja lessów i osadów glacjalnych Polski i Ukrainy.

Interdyscyplinarne Seminarium Naukowe Glacjał i peryglacjał Europy środkowej pod tytułem: Metodyka rekonstrukcji zmian klimatu i środowiska zapisanych w pokrywach lessowych. Jarosław, 6–8.10.22. Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej: 29–31.
Dzierżek, J., Lindner, L., Cabalski, K., Urban, J., Cyglicki, J., 2021. The maximum ice sheet extent and its retreat in the western part of the Holy Cross Mountains, Poland, during the Sanian 2 Glaciation/MIS 12 based on geological data and analysis of karst phenomena. Acta Geologica Polonica 71 (2): 199–218.
Dzierżek, J., Lindner, L., Nawrocki, J., 2020. The loess section in Wąchock as the key site of Vistulian loesses and paleosols in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly 64 (2): 252–262.
Filonowicz, P., 1980. Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali l : 200 000, ark. Kielce. Wydawnictwa Geologiczne.
Głazek, J., 1989. Paleokarst of Poland. In: Bosak, P., Ford, D.C., Głazek, J., Horaček, I. (Eds), Paleokarst: 77–105. Academia, Praha.
Głazek, J., Lindner, L., Wysoczański-Minkowicz, T., 1976. Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica 26 (3), 337–393.
Głazek, J., Kowalski, K., Lindner, L., Młynarski, M., Stworzewicz, E., Wysoczański-Minkowicz, T., 1977a. Kozi Grzbiet. Stratigraphic subdivision of the older part of the Cracovian Glaciation (Mindel) as a result of investigation of the interglacial fauna site of Cromerian type. W: Lindner, L., Michalska, Z. (red.), Przewodnik sympozjum terenowego "Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego", Warszawa-Kielce 6–10.06.1977: 15–24. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
Głazek, J., Lindner, L., Wysoczański-Minkowicz, T., 1977b. Old Pleistocene cave deposits with fauna at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts., central Poland) – a geological interpretation. Kras i Speleologia 1 (10), 13–28.
Głazek, J., Kowalski, K., Lindner, L., Młynarski, M., Stworzewicz, E., Tuchołka, P., Wysoczański-Minkowicz, T., 1977c. Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts., Central Poland) with vertebrate and snail fauna of the Mindelian I/Mindelian II Interglacial and their stratigraphic correlations. Proccedings 7th International Speleological Congress, Sheffild: 211–214.
Gozhik, P., Lindner, L., Marks, L., 2012. Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. Quaternary International 271: 31–37.
Hakenberg, M., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali l : 50 000, ark. Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne.
Hakenberg, M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski l:50 000, ark. Chęciny. Wydawnictwa Geologiczne.
Hakenberg, M., Lindner, L., 1971. Quaternary deposits of the middle Nida valley. Acta Geologica Polonica 21 (2): 241–264.
Klatka, T., 1965. Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. Roczniki Gleboznawcze 15: 129–162.
Kowalski, K., 1972. Fossil fauna. In: Studies on Raj cave near Kielce (Poland) and its deposits. Folia Quaternaria 41: 45–60.
Kowalski, K., 1974a. Restes des animaux dans les sédiments de la grotte de Raj. W: Rubinowski, Z. (red.), Badania i udostępnienie jaskini Raj: 101–128. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
Kowalski, K., 1974b. Fauna archeologicznych stanowisk jaskiniowych w Polsce. Przegląd Zoologiczny 18 (1): 39–42.
Kotański, Z., 1959. Przewodnik Geologiczny po Górach Świętokrzyskich, t. I i II. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
Kurowski, P., 2021. Analiza morfometryczna numerycznego modelu terenu okolic Chęcin, Góry Świętokrzyskie, w środowisku GIS. Praca inżynierska. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii.
Kutek, J., 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. Acta Geologica Polonica 18: 493–586.
Kutek, J., 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. Acta Geologica Polonica 19: 221–321.
Lindner, L., 1967. Wyspa lessowa Borkowic koło Przysuchej. Acta Geologica Polonica 17 (3): 443–462.
Lindner, L., 1971. Wyspa lessowa Oblęgorka koło Kielc. Acta Geologica Polononica 21 (2): 265–278.

Lindner, L., 1977. Pleistocene glaciations in the western part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Studia Geologica Polonica 53: 1–123.
Lindner, L., 1991. Stratigraphy of main Pleistocene loess horizons and paleosols in mid-eastern Europe. Acta Geologica Polonica 41: 85–100.
Lindner, L., 2015. Quaternary. W: Skompski S., Żylińska A. (red.) The Holy Cross Mountains – 25 journeys through Earth history: 30–33. University of Warsaw, Faculty of Geology, Warszawa.
Lindner, L., Bogucki, A., 2002. Pozycja wiekowa środkowo i późnoplejstoceńskich zjawisk peryglacjalnych w środkowo-wschodniej Europie. W: II Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne n.t. „Peryglacjał plejstoceński w osadach i rzeźbie obszaru Polski", Jodłowy Dwór pod Świętym Krzyżem, 9–11.05.2002: 33–35. Kielce.
Lindner, L., Braun, J.J., 1974. Morphologique de la vallée de la Bobrzyczka stratigraphie du Quaternaire et développement aux environs de la grotte de Raj. W: Rubinowski, Z. (red.), Badania i udostępnienie jaskini Raj: 131–139. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa (in Polish with French summary).
Lindner, L., Chlebowski, R., Giżejewski, J., Roszczynko, W., 2011. O przykładach szybkich strumieni lodowych w lodowcach współczesnych i lądolodzie plejstoceńskim. W: Гляціал і перигляціал Українського Перед. ЛНУ імені Івана Франка: 186–194. Lviv.
Lindner, L., Dzierżek, J., 2018. Osady plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich. W: Ludwikowska-Kędzia, M., Wiatrak, M. (red.), XXV Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski – Plejstocen Gór Świętokrzyskich, Huta Szklana, 3–7 września 2018 r.: 34–37.
Lindner, L., Dzierżek, J., 2019. Pleistocene deposits in the western part of the Holy Cross Mountains. Studia Quaternaria 36 (2): 75–85.
Lindner, L., Kowalski, W.R., 1974. Czwartorzędowe zasypanie rejonu Miedzianki koło Chęcin. Acta Geologica Polonnica 24 (2): 415–424.
Lindner, L., Marciniak, B., 2008. Proposal of interglacial stratotype sites for the Middle Pleistocene of Poland. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 428: 35–54.
Lindner, L., Marks, L., 2008. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine). Geochronometria 31: 31–37.
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.
Lindner, L., Mastella, L., 2002. Geneza i wiek przełomu Wiernej Rzeki (Łososiny) w rejonie Bocheńca, SW obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej w Kielcach 6: 21–46. Kielce.
Lindner, L., Mastella, L., Semil, J., 2001. Evolution of the Mid- to Late Pleistocene river network in the southern part of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly 45 (4): 387–395.
Lindner, L., Rzętkowska-Orowiecka, A., 1998. New data on interglacial sediments at Zakrucze near Małogoszcz, the Holy Cross Region. Geological Quarterly 42 (2): 201–208.
Lindner, L., Wojtanowicz, J., 1997. Outline of correlation of stratigraphical subdivisions of the Pleistocene in the South Polish Uplands. Przegląd Geologiczny 45 (1): 76–80.
Lindner, L., Ziembińska-Tworzydło, M., 1974. The Eemian Interglacial deposits at Zakrucze, near Małogoszcz (western part of the Świętokrzyskie Mts) (in Polish with English summary). Kwartalnik Geologiczny 18 (3): 636–646.
Lorenc, M., 2007. Reconstruction of the Vistulian palaeotemperatures based on the fossil bird assemblages. Wydawnictwa Nauk. Uniwersytetu A. Mickiewicza. Poznań.
Ludwikowska-Kędzia, M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Kielce.
Ludwikowska-Kędzia, M., 2019. Zarys morfogenezy południowej części trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich – założenia metodologiczne. W: Urban, J. (red.), VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej „Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Ponidzia – stan badań i perspektywy badawcze". Streszczenia referatów i posterów, przewodnik sesji terenowych, UJK, Kielce: 13–17.
Ludwikowska-Kędzia, M., Olszak, I., 2004. Litologia i stratygrafii peryglacjalnych osadów stokowych Pasma Bielińskiego w rejonie Huty Starej Koszary. W: Ludwikowska-Kędzia, M., Wiatrak, M. (red.), Znane

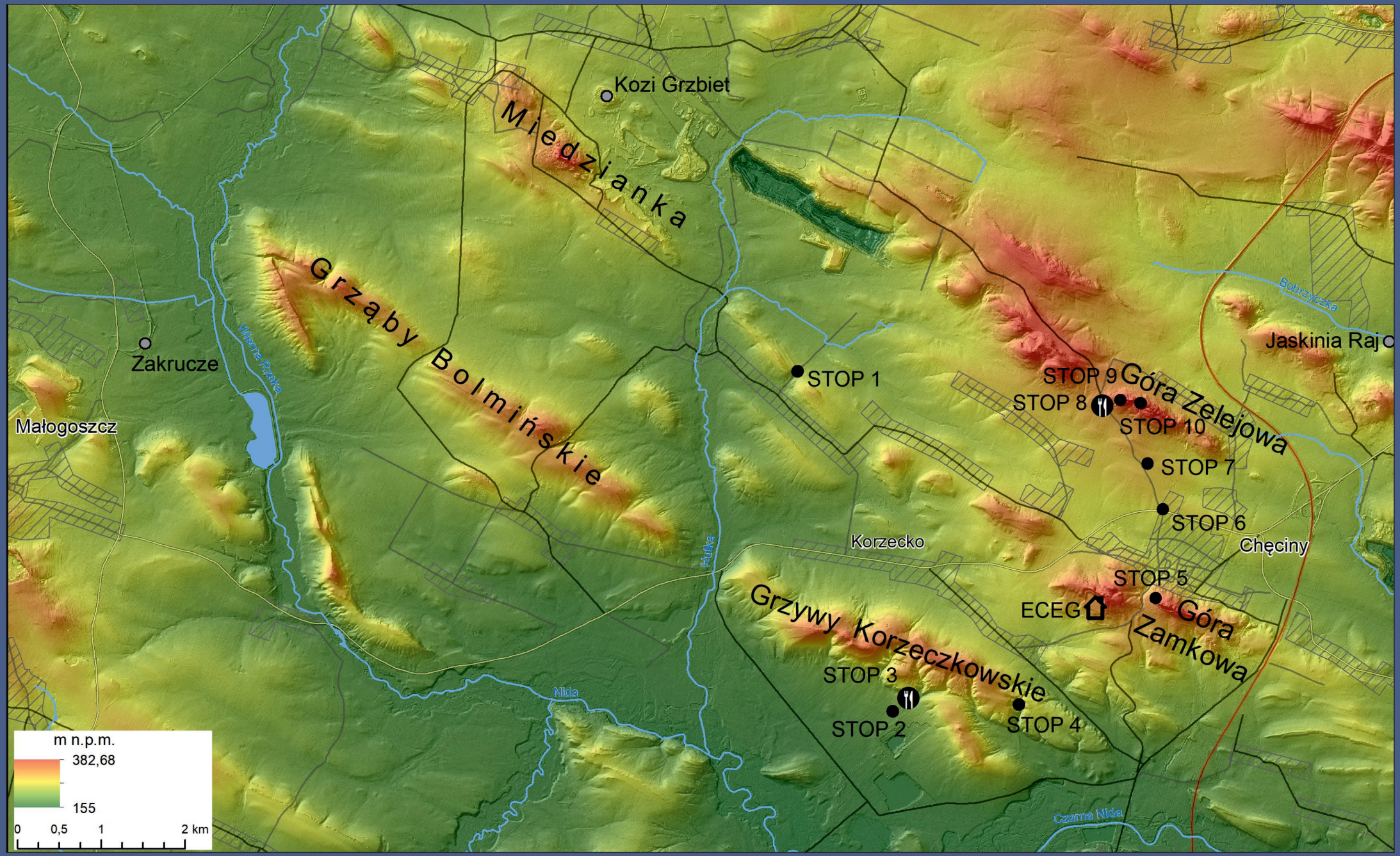
fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich. Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach: 75–89.
Ludwikowska-Kędzia, M., Olszak, I., 2008. Lithostratigraphy of slope deposits of the Bielińskie Range in the Koszary site (the Holy Cross Mountains). Mat. XV Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski: Plejstocen Tatra i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie, Zakopane, 1–5.06.2008: 111–113.
Łajczak, A., Urban, J., Rączkowska, Z., Wałek, G., 2020. Rzeźba strukturalna obszaru Świętokrzyskiego Parku Narodowego. Przegląd Geologiczny 68 (2): 102–111.
Madeyska, T., 1972. A stratigraphical and sedimentological study of the deposits. In: Studies on Raj cave near Kielce (Poland) and its deposits. Folia Quaternaria 41: 17–44.
Madeyska, T., 1974. Lithologie et stratigraphie des sediments dans la grotte de Raj. W: Rubinowski, Z. (red.), Badania i udostępnienie jaskini Raj: 61–92. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa.
Madeyska, T., 1977. Górnoplejstoceńskie osady jaskiniowe; stanowisko paleolityczne. W: Lindner, L., Michalska, Z. (red.), Przewodnik sympozjum terenowego Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego, Warszawa-Kielce 6–10.06.1977: 45–53. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
Majdański, M., Marciniak, A., Owoc, B., Kowalczyk, S., Dzierżek, J., 2019. Uncertainty driven multi-method seismic analysis in near-surface imaging – case studies. Geophysical Research Abstracts 21, EGU2019-6607, 2019 EGU General Assembly.
Mamakowa, K., 2003. Plejstocen. W: Dybova-Jachowicz, S., Sadowska, A. (red.), Palinologia. Wyd. IB PAN Kraków: 235–265.
Marks, L., Dzierżek, J., Janiszewski, R., Kaczorowski, J., Lindner, L., Majecka, A., Makos, M., Szymanek, M., Tołoczko-Pasek, A., Woronko, B., 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. Acta Geologica Polonica 66 (3): 403–427.
Matyja, B.A., 1977. The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica 27 (1): 41–64.
Narkiewicz, M., 1990. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich – dyskusja. Przegląd Geologiczny 39 (7–8): 327–330.
Owoc, B., Marciniak, A, Dzierżek, J., Kowalczyk, S., Majdański, M., 2019. Seismic imaging of the Mesozoic bedrock relief and geological structure under Quaternary sediment cover: The Bolmin Syncline (SW Holy Cross Mountains, Poland). Geosciences 9 (447): 1–13.
Pawelec, H., Ludwikowska-Kędzia, M., 2016. Macro- and micromorphologic interpretation of relict periglacial slope deposits from the Holy Cross Mountains. Permafrost and Periglacial Processes 27: 229–247.
Racki, G., 1993 Evolution of bank to reef-complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica 37: 87–182.
Różycki, S.Z., 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wydanie 2. Państwowe Wydawnictwa Naukowe, Warszawa.
Skompski, S., Żylińska, A. (red.), 2015. The Holy Cross Mountains – 25 journeys through Earth history. University of Warsaw, Faculty of Geology, Warszawa.
Sołtysik, R., 1998. Peryglacjalna zwietrzelina gliniasta Doliny Chęcińskiej w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny 46 (5): 456–458.
Szafer, W., 1953. Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 22 (1): 1–60.
Szulczewski, M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. Geological Quarterly 39 (4): 471–488.
Urban, J., 2013. Zapis lądowych etapów historii geologicznej Gór Świętokrzyskich w osadach i formach krasowych – wybrane przykłady. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 454: 77–102.
Urban, J., 2014. Cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich oraz południowo-wschodniej części Niecki Nidziańskiej. Przegląd Geologiczny 62 (1): 44–50.
Urban, J., 2019. Podstawowe cechy rzeźby strukturalnej Gór Świętokrzyskich i Ponidzia – stan badań i wyzwania badawcze. W: Urban, J. (red.), VII Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej „Rzeźba strukturalna Gór Świętokrzyskich i Ponidzia – stan badań i perspektywy badawcze". Streszczenia referatów i posterów, przewodnik sesji terenowych, UJK, Kielce: 9–12.

Urban, J., Hercman, H., Ochman, K., Kasza, A., 2019. Record of the Pleistocene at karst sites of the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains region – a review. Studia Quaternaria 36 (2): 87–108.
Waksmundzki, B., 2012. Antyklina chęcińska – od Góry Zamkowej do Góry Miedzianki W: Skopmski, S. (red.), Góry Świętokrzyskie, 25 najważniejszych odsłonięć geologicznych: 64–72. Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Warszawa.
Wódkowski, A., 1971. Fragment jaskini z fauną czwartorzędową w okolicach Miedzianki – Góry Świętorzyskie. Speleologia 6 (1–2). Warszawa.
Złonkiewicz, Z., 2021. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny, reambulacja. Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

Lista uczestników:

Albertas Bitinas, prof. dr, adres e-mail: albertas.bitinas@gamtc.lt
Marek Bogucki, mgr, adres e-mail: mbogucki@mewo.eu
Andriy Bogucki, profesor, adres e-mail: andriy.bogucki@lnu.edu.ua
Andreas Börner, dr, adres e-mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de
Łukasz Bujak, dr, adres e-mail: l.bujak3@uw.edu.pl
Monika Czajkowska, mgr, adres e-mail: m.wasaznik@student.uw.edu.pl
Jan Dzierżek, prof. dr hab., adres e-mail: j.dzierzek@uw.edu.pl
Ewa Falkowska, dr hab., prof. UW, adres e-mail: ewa.falkowska@uw.edu.pl
Tomasz Falkowski, prof. dr hab., adres e-mail: tomasz_falkowski@sggw.edu.pl
Maria Górska-Zabielska, dr hab., prof. UJK, adres e-mail: maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl
Irena Granacka, mgr, igranacka@uw.edu.pl
Kamila Janus, mgr, adres e-mail: kjan@pgi.gov.pl
Zdzisław Jary, prof. dr hab., adres e-mail: zdzislaw.jary@uwr.edu.pl
Marie-Anne Julien, dr., adres e-mail: marie-anne.julien@mnhn.fr
Joanna Kalinowska, lic., adres e-mail: j.kalinowska9@student.uw.edu.pl
Maryna Komar, prof. dr hab., adres e-mail: maryna.kom@gmail.com
Maciej Krajcarz, dr hab., adres e-mail: mkrajcarz@twarda.pan.pl
Tomasz Krzywicki, dr, adres e-mail: boreasz52@yahoo.com
Bogusz Kulus, lic., adres e-mail: b.kulus@student.uw.edu.pl
Mirosława Kupryjanowicz, prof. dr hab., adres e-mail: m.kupryjanowicz@uwb.edu.pl
Leszek Lindner, prof. dr hab.
Małgorzata Ludwikowska-Kędzia, dr hab., prof. UJK, adres e-mail: ludwikowska.malgorzata@ujk.edu.pl
Maria Łanczont, prof. dr hab., adres e-mail: maria.lanczont@mail.umces.pl
Aleksandra Majecka, dr, adres e-mail: a.majecka@uw.edu.pl
Leszek Marks, prof. dr hab., adres e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl
Joanna Mirosław-Grabowska, dr hab., adres e-mail: jmirosla@twarda.pan.pl
Anna Mitura, mgr, adres e-mail: a.mitura@uw.edu.pl
Wojciech Morawki, dr hab., adres e-mail: w.morawsi105@gmailcom
Przemysław Mroczek, dr hab., adres e-mail: przemysław.mroczek@mail.umcs.pl
Krzysztof Nejbert, dr, adres e-mail: knejbert@uw.edu.pl
Jerzy Nitychoruk, prof. dr hab., adres e-mail: jerzy.nitychoruk@akademiabialska.pl
Dorota Obarowska, mgr, adres e-mail: dorota.obarowska@pgi.gov.pl
Danuta Olszewska-Nejbert, dr hab, prof.UW, adres e-mail: don@uw.edu.pl
Jędrzej Patejko, mgr inż., adres e-mail: jedrzejpatej@gmail.com
Irena Agnieszka Pidek, prof. dr hab., adres e-mail: irena.pidek@mail.umcs.pl
Jan Piotrowski, profesor, adres e-mail: jan.piotrowski@geo.au.dk
Katarzyna Pochocka-Szwarc, dr, adres e-mail: katarzyna.pochocka-szwarc@pgi.gov.pl
Małgorzata Roman, dr hab., adres e-mail: goskaroman@gmail.com
Joanna Rychel, dr, adres e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl
Anna Rzętkowska-Orowiecka, mgr, adres e-mail: orowiec@go2.pl
Dominika Sieradz, mgr inż., adres e-mail: dsier@pgi.gov.pl
Kacper Sładkiewicz, mgr, adres e-mail: ksladkiewicz@mewo.eu
Agata Spiżewska, mgr inż., agata.spizewska95@gmail.com
Robert Spiżewski, mgr inż., adres e-mail: biuro@geokompleks.pl
Halina Szalewicz, mgr, adres e-mail: h.szal@hotmail.com
Janusz Szporer, mgr inż., jszporer@gmail.com
Marcin Szymanek, dr hab., prof. UW, adres e-mail: m.szymanek@uw.edu.pl
Artur Teodorski, mgr, adres e-mail: a.teodorski@uw.edu.pl
Olena Tomeniuk, dr, adres e-mail: olena.tomeniuk@lnu.edu.ua
Karolina Ulbin, mgr, adres e-mail: k.ulbin@student.uw.edu.pl

Lucyna Wachecka-Kotkowska, dr hab., adres e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl
Dariusz Wieczorek, mgr, adres e-mail: dwie@pgi.gov.pl
Maciej Włodek, mgr, adres e-mail: mgeol@poczta.onet.pl
Barbara Woronko, prof. dr hab., adres e-mail: bworonko@uw.edu.pl
Wojciech Wysota, prof. dr hab., adres e-mail: wysota@umk.pl
Katarzyna Zalewska, lic., adres e-mail: k.zalewska11@student.uw.edu.pl
Edyta Zawisza, dr hab., adres e-mail: ezawisza@twarda.pan.pl
Marek Zreda, professor, PhD, adres e-mail: marek.zreda@gmail.com
Marcin Żarski, dr, adres e-mail: mzar@pgi.gov.pl
Rafał Żuk, mgr, adres e-mail: zukrafal@gmail.com
Vaida Šeiriene, dr, adres e-mail: vaida.seiriene@gamtc.lt



ISBN: 978-83-955918-3-9