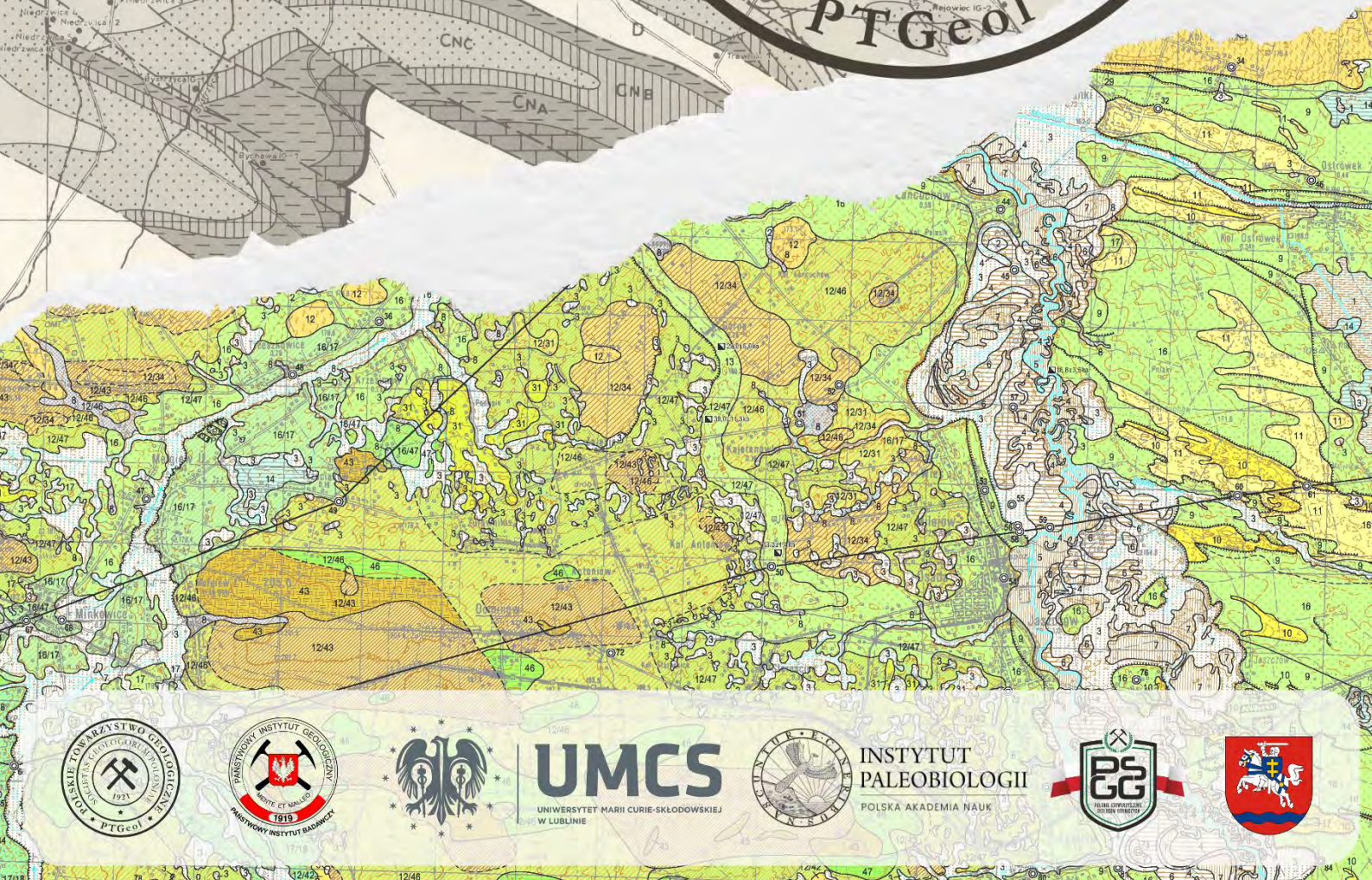
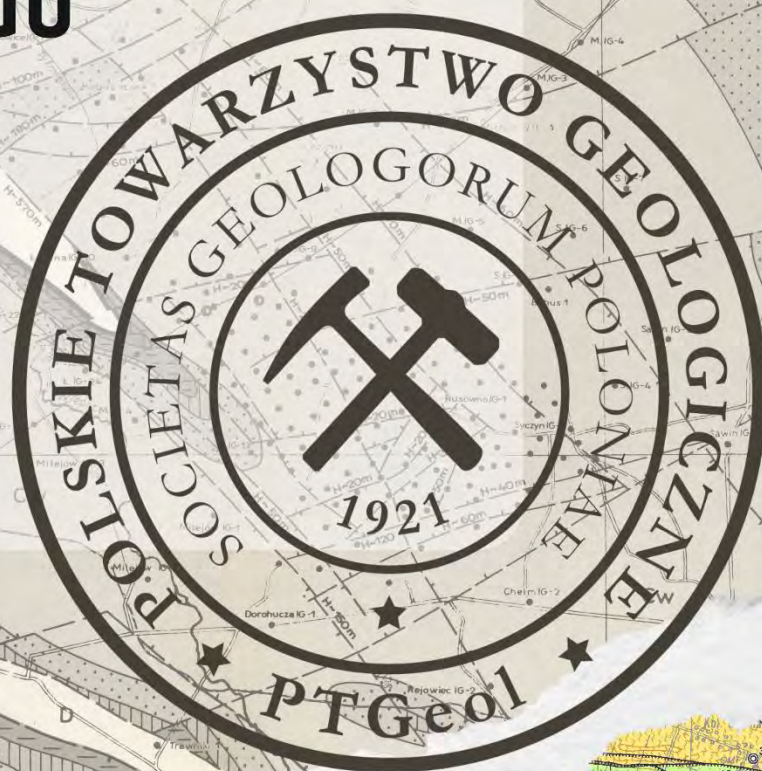


90. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

27-29.05.2026
LUBLIN

MATERIAŁY
ZJAZDOWE



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



INSTYTUT
PALEOBIOLOGII
POLSKA AKADEMIA NAUK



Organizator:



Współorganizatorzy:



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



INSTYTUT
PALEOBIOLOGII
POLSKA AKADEMIA NAUK



Patronaty honorowe:



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska

PATRONAT HONOROWY
WOJEWODA LUBELSKI
KRZYSZTOF KOMORSKI



Patronat Honorowy
Marszałka Województwa Lubelskiego
Jarosława Stawiarskiego

PATRONAT
HONOROWY



PREZYDENT MIASTA LUBLIN
KRZYSZTOF ŻUK



Starosta Puławski
Teresa Gutowska



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE

Mecenat:



Sponsorzy główni:



Sponsorzy:



Partnerzy:

Patronat medialny:



Partner sesji terenowej:



Urząd Marszałkowski
Województwa Lubelskiego
w Lublinie



Lubelskie
Smakuj życie!

PATRONAT HONOROWY

Ministerstwo Klimatu i Środowiska
Wojewoda Lubelski Krzysztof Komorski
Marszałek Województwa Lubelskiego Jarosław Stawiarski
Prezydent Miasta Lublin Krzysztof Żuk
Starosta Puławski Teresa Gutowska
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej

PATRONAT MEDIALNY

Przegląd Geologiczny

MECENAT

KOPIPOL

SPONSORZY GŁÓWNI

ORLEN
LW Bogdanka S.A.

SPONSORZY GŁÓWNI

GTPRO sp. z o.o.
Grupa PBI
Kruszywa Niemce S.A.

PARTNERZY

Stellarium Sp. z o.o.
GeoLogicznie Grzegorz Chwesiuk
Urząd Marszałkowski Województwa Lubelskiego
w Lublinie

PARTNER SESJI TERENOWEJ

Urząd Miasta Rejowiec Fabryczny

KOMITET HONOROWY

Dyrektor PIG-PIB **prof. dr hab. Krzysztof Szamałek**
Prezes PTGeol **dr Rafał Sikora**
Prezes PSGG **mgr inż. Jarosław Mgłosiek**
Rektor UMCS **prof. dr hab. Radosław Dobrowolski**
Rektor AB **prof. dr hab. Jerzy Nitychoruk**
Prorektor Pol. Lubelskiej **prof. dr hab. inż. Wojciech Franus**
Dyrektor ING PAN **prof. dr hab. Stanisław Mazur**
Geolog Wojewódzki, Lublin **mgr inż. Joanna Policha**

KOMITET NAUKOWY

Przewodniczący:

prof. dr hab. Radosław Dobrowolski, UMCS

Członkowie:

prof. dr hab. Krzysztof Galos, MKiŚ
dr Olimpia Kozłowska, PIG-PIB
dr Regina Kramarska, PIG-PIB)
dr hab. inż. Piotr Krzywiec, ING PAN
prof. dr hab. Marcin Machalski, IP PAN
prof. dr hab. Stanisław Mikulski, PIG-PIB
mgr Maciej Młynarczyk, MKiŚ
dr hab. Przemysław Mroczek, UMCS
prof. dr hab. Jerzy Nawrocki, UMCS, PIG-PIB
dr hab. Jolanta Paczeńska, PIG-PIB
prof. dr hab. Tadeusz Peryt, PIG-PIB
dr Izabela Ploch, PIG-PIB
dr Rafał Sikora, PIG-PIB
prof. dr hab. Stanisław Skompski, UW
dr Paweł Urbański, PIG-PIB
dr hab. Maria Waksmundzka, PIG-PIB
dr inż. Albin Zdanowski, PIG-PIB

KOMITET ORGANIZACYJNY

Koordynatorzy:

dr Katarzyna Pióro, PIG-PIB
dr Rafał Sikora, PIG-PIB
dr hab. Przemysław Mroczek, UMCS
dr inż. Joanna Krasuska, PIG-PIB
dr Izabela Ploch, PIG-PIB

Sekretariat:

mgr Wiktoria Brzezińska-Paciorek, PIG-PIB
mgr inż. Aleksandra Czul, PIG-PIB

Członkowie:

mgr inż. Kamila Broda, PIG-PIB
dr hab. Stanisław Chmiel, UMCS
mgr Monika Cyrkiewicz, PIG-PIB
mgr Ewa Dąbrowska-Jędrusik, PIG-PIB
mgr Maciej Duda, SP w Puławach
dr hab. Artur Dyczko, PIG-PIB
dr Lucjan Gazda, PANS
mgr Paweł Jaskóła, PIG-PIB
mgr inż. Dawid Kołomański, LW Bogdanka S.A.
prof. dr hab. Marcin Machalski, IP PAN
mgr inż. Dariusz Orłowski, Geodar
dr Jarosław Pietruczuk, UMCS
prof. dr hab. Jan Rodzik, UMCS
dr Magdalena Suchora, UMCS
dr hab. Sławomir Terpiłowski, UMCS
prof. dr hab. Wojciech Zgłobicki, UMCS

Redakcja: Agata Jarzynka, Tadeusz Peryt

Projekt graficzny i typografia: Aleksandra Czul
I strona okładki: Aleksandra Czul

Wydawca: Polskie Towarzystwo Geologiczne,
Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

*Autorzy ponoszą wyłączną odpowiedzialność za treść
abstraktów i przewodników sesji terenowych*

Słowo wstępne

Zjazdy Naukowe Polskiego Towarzystwa Geologicznego, poprzez 90 ich edycji, zapisują się w historii nauk geologicznych jako jedno z najstarszych cyklicznych, z założenia corocznych, konferencji w Europie i na świecie. Jest to duże osiągnięcie, które podkreśla wagę badań geologicznych w Polsce i rolę Towarzystwa w integrowaniu środowiska polskich geologów wokół szerokiego spektrum zagadnień związanych nie tylko z naukami o Ziemi, ale również z wieloma dziedzinami pokrewnymi.

Z punktu widzenia społecznego najbardziej istotny jest fakt, że przez te wszystkie lata wśród członków Towarzystwa wciąż znajdują się chętni, aby organizować kolejne zjazdy i ciekawe sesje terenowe, w których bierze udział liczne grono uczestników. Dbłość Zarządów PTGeol o kontakty branżowe powoduje, że wydarzenia otrzymują znaczące wsparcie od współorganizatorów, patronów, sponsorów i partnerów, co przyczynia się do utrzymania przystępnych kosztów dla uczestników, przy zachowaniu właściwej oprawy socjalnej. Wszystkim zaangażowanym i wspierającym należą się słowa podziękowania, bowiem dzięki ich pasji i postawie idea organizacji zjazdów ma przed sobą bardzo dobre perspektywy.

90. Zjazd Naukowy w Lublinie potwierdza, że warto powracać w miejsc cenne geologicznie

*i prezentować najnowsze osiągnięcia geologii w regionie, ale też prezentować jego dziedzictwo młodszemu pokoleniu geologów. Wydarzenie zbiega się z **70. rocznicą rozpoczęcia badań** nad rozpoznaniem złóż węgla na Lubelszczyźnie i **55. rocznicą udokumentowania** pierwszego złoża węgla kamiennego „Łęczna”. Celem Zjazdu jest prezentacja aktualnego stanu badań geologicznych regionu oraz uwarunkowań oraz perspektyw poszukiwań i eksploatacji surowców. Tym samym, mając na względzie dotychczasowe dokonania polskiej geologii, staramy się patrzeć w przyszłość, która ze względu na rozwój gospodarczy państwa wymaga odpowiedniej gospodarki zasobami geologicznymi.*

Serdecznie dziękuję Koleżankom i Kolegom, z którymi zorganizowaliśmy tegoroczny Zjazd, Patronom, Mecenatowi, Sponsorom i Partnerom za wsparcie, a uczestnikom za zgłoszone referaty i postery.

Życzę Państwu spełnienia oczekiwań merytorycznych oraz towarzyskich, a także pozytywnych wrażeń, które będą impulsem nie tylko do stałego uczestniczenia, ale również aktywnego angażowania się w wydarzenia organizowane przez Polskie Towarzystwo Geologiczne.

Rafał Sikora

**Prezes Zarządu Głównego
Polskiego Towarzystwa Geologicznego**

SPIS TREŚCI

► WYSTĄPIENIA

ANCZKIEWICZ A.A., ŚRODOŃ J., DUNKL I. – Historia termiczna osadów ediakaru i kambru na platformie wschodnioeuropejskiej w świetle niskotemperaturowej termochronologii	9
BAJDA T. – Geomateriały – materiały mineralne stosowane w inżynierii środowiska	9
BECKER A. – Problem pogranicza permu i triasu oraz cechsztynu i pstrego piaskowca na Lubelszczyźnie na przykładzie otworu Maciejowice IG 1.....	10
BOLEK M. – Ocena potencjału geotermalnego utworów niskiej entalpii w zapadlisku przedkarpackim w świetle badań Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB	11
BRACŁAWSKA A., HABRYN R., BOLEK M., CZARNIAK P., LASKOWICZ R., NOWAK J., PETECKI Z. – Nowe dowody na ewolucję tektoniczną strefy uskokuwej Kraków – Lubliniec i jej potencjał metalogeniczny: najnowsze dane z otworu wiertniczego Bibiela PIG 1 oraz profilu sejsmicznego 2D Sosnowiec – Starcza.....	12
CIESIELCZUK J., WŁODYKA R., PAULO A., SIKORSKA M., GAIDZIK K., ŻABA J., RACKI G. – Wydarzenia geologiczne w środkowych Andach zarejestrowane przez automorficzne skalenie i towarzyszące im minerały w wapieniach formacji Ashua, Peru	12
CIOŚMAK H. – Udokumentowanie i pierwsza eksploatacja bursztynu w złożu „Górka Lubartowska – Niedźwiada” Kopalnia „GLN-STELLARIUM”	13
CZUB M., PAWŁOWSKI A. – Siarczki żelaza (FeS ₂) w węglach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego: znaczenie mineralogiczne, technologiczne i środowiskowe	15
CZUL A., BRZEZIŃSKA-PACIOREK W. – Gromadzenie i udostępnianie informacji geologicznej w Centralnym Archiwum Geologicznym	15
DURKOWSKI K., GŁUSZYŃSKI A. – Tektonika południowo-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle danych sejsmicznych i wiertniczych – południowo-zachodnia Polska, synklina Bolesławca.....	16
FELDMAN-OLSZEWSKA A. – Utwory jury środkowej na obszarze basenu lubelskiego: charakterystyka litologiczno-facjalna.....	17
FLORJAN S., KAJDAS B. – Kolekcje paleontologiczne w zbiorach geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego zgromadzonych w Centrum Edukacji Przyrodniczej UJ	18
JARZYŃKA A. – Rewizja środkowojurajskiej flory gliniek grojeckich: historia badań, kolekcje archiwalne i nowe perspektywy badań.....	19
KAMIŃSKI M. – Modele geofizyczne ERT tarasu rzecznyego Wieprza: od porównania protokołów do przestrzennej interpretacji 3D	20
KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I. – Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna i diagenetyzacja skał wulkanoklastycznych w basenie lubelskim: wybrane przykłady ze skał wieku missisipi z rdzeni otworów wiertniczych oraz aspekty surowcowe	21
KOZŁOWSKA O. – Realne perspektywy surowcowe Lubelszczyzny w świetle wymogów ochrony zasobów biotycznych	22
ŁUSIAK R. – Zatopiony kamieniołom margli „Rejowiec” w rejonie Lublina.....	23
MACHALSKI M. – Granica kreda-paleogen na Lubelszczyźnie na tle zapisu globalnego	24
MAŁOLEPSZY Z., CHEŁMIŃSKI J., NOWACKI Ł., SZYNKARUK E., GOGOŁEK T. – Trójwymiarowy model geologiczny basenu lubelskiego – dekada doświadczeń i perspektywy nowych badań.....	25
MIKOŁAJCZAK M., KONON A., PAKTARMANI Z. – Dwudomenowy model aktywnego przesuwczego pasma deformacji Shotori w centralnym Iranie w świetle interpretacji danych pól potencjalnych oraz sejsmiczności naturalnej	26
MISA R., SROKA A., TAJDUŚ K., MROCHEŃ D., SZMIGIEL A., SYPNIEWSKI R. – Geologiczne kryteria doboru lokalizacji dla bezpiecznego składowania odpadów radioaktywnych w głębokich strukturach podziemnych.....	26
NIEDŹWIEDZKI R. – Geoturystyczny potencjał miast polskich na wybranych przykładach.....	27
NOWAK J., ZACHARSKI J., BOLEK M., LASKOWICZ R., HADRO J. – Koncesje na Lubelszczyźnie w trakcie poszukiwań surowców energetycznych	28
PACYNIA G., FLORJAN S., SETLIK A., BIAŁEK J. – Rewizja górnokredowej flory z okolic Kluczborka (Śląsk Opolski).....	28
PIECHOTA Z., JANEK M., FRANUS W. – Badania wpływu dodatku łupka przywęglowego z „Lubelskiego Węgla Bogdanka” na właściwości wybranych cementów	29
PIOTROWSKI A., DYCZKO A., ZDANOWSKI A. – Pamięć, która buduje przyszłość. Od odkrywców Lubelskiego Zagłębia Węglowego do strategicznych horyzontów działalności Oddziału Górnośląskiego PIG-PIB.....	30
PŁOCH I., KOWALCZYK A., WOŹNICKA M., PRZYŁUCKA M., RUBINKIEWICZ J., WOJCIECHOWSKI T., UŚCINOWICZ G., GRANOWSZEWSKI W. – Rola danych geologicznych w adaptacji do zmian klimatu – monitoring, analiza i kierunki rozwoju	31
POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., GÓRECKA A., HRYNOWIECKA A., STACHOWICZ-RYBKA R., SKOCZYLAŚ-ŚNIAZ S., STACHOWICZ K. – Polesie Zachodnie. Nowe spojrzenie na budowę geologiczną osadów czwartorzędowych i ich podłoża	31
RACZYŃSKI P., KAWAŁKO J., PAWLIK W., RADZEVIČIUS S., PERYT T.M., PERYT D. – Gość z daleka – nietypowy otoczek w żwirowni Mokreszów	33

90. Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Lublin 27-29 maja 2026 r.

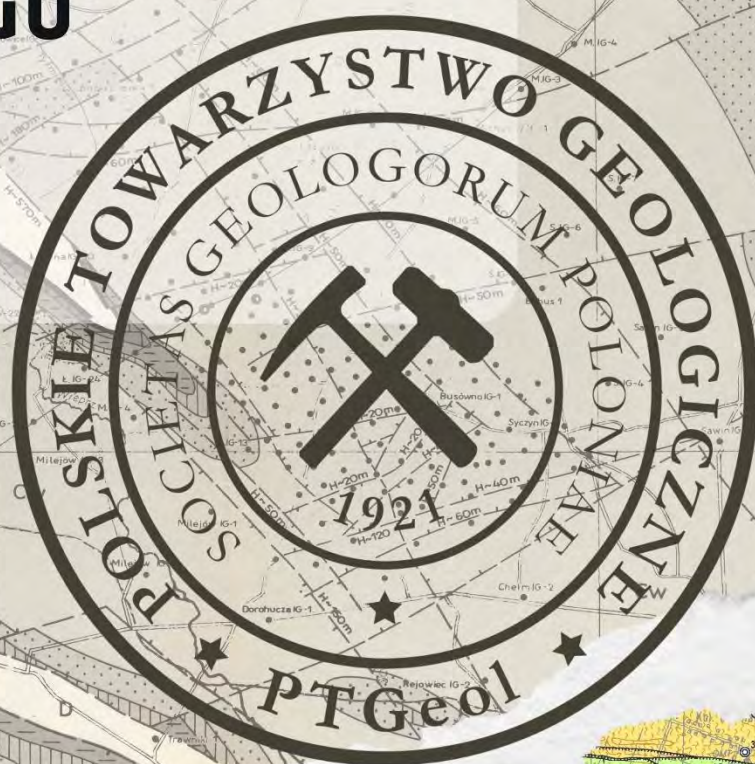
RYŁKO-FROCISZ J., MOROZ M., BLADUSIAK P., KOZŁOWSKI A., GAŚIENICA A., SIWEK P., DŁUGOSZ D., BIEŃKO K. – Stan realizacji prac kartografii geologicznej na budowie drogi ekspresowej S19, w województwie podkarpackim	34
SIKORA R., DAS S., MIKOŁAJCZAK M., HALACZEK K. – Zastosowanie metody Fracture-Induced Electromagnetic Radiation (FEMR) w badaniach osuwiska w kamieniołomie Łodygowice (Beskid Mały, Karpaty Zewnętrzne)	35
SŁODKOWSKA B. – Bursztyn lubelski w badaniach Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB	36
URBAŃSKI P. – Złoże węgla brunatnego Trzydnik na Lubelszczyźnie – charakterystyka geologiczna i znaczenie surowcowe	37
WAKSMUNDZKA M.I. – Wpływ zmienności środowisk sedymentacji utworów karbonu lubelskiego na jego potencjał surowcowy	38
WOROBIEC E., GEDL P., WOROBIEC G., GRANOSZEWSKI W. – Paleośrodowisko i paleoklimat wschodnich peryferii Morza Północnego we wczesnym oligocenie: zapis palinologiczny z otworu Grabówka PIG 1 (północna Polska)	39
WOROBIEC G., WOROBIEC E. – Kopalne grzyby z rodzaju <i>Potamomyces</i> jako wskaźniki paleośrodowiska w badaniach palinologicznych neogenu Europy i Ameryki Północnej	39
WYSOCKA I.A. – Najnowsze zdjęcie geochemiczne obszaru Lublina i okolic	40
ZALEWSKI J., NIEDŹWIEDZKI R., ŚWIŁO M., POZAUC F., BĄCALP., SULEJ T. – Najstarsze na świecie słodkowodne rekiny Neoselachii z triasu Lisowic-Lipia Śląskiego	41
ZARĘBA A., MACIĄG Ł. – Mineral carbonation (MC) – modern cement industry tool in carbon capture, utilization and storage (CCUS)	42
ZAWADZKI D. – Serpentytynowe wulkany błotne – budowa, geneza, rozmieszczenie	43

► SESJE TERENOWE

SESJA TERENOWA A	45
SESJA TERENOWA B	66
SESJA TERENOWA C	87
SESJA TERENOWA D	106

90. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

27-29.05.2026
LUBLIN



ABSTRAKTY WYSTĄPIEŃ



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



**INSTYTUT
PALEOBIOLOGII**
POLSKA AKADEMIA NAUK



Historia termiczna osadów ediakaru i kambru na platformie wschodnioeuropejskiej w świetle niskotemperaturowej termochronologii

Aneta A. ANCZKIEWICZ¹, Jan ŚRODOŃ¹ i Istvan DUNKL²

¹*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków – ndstruzi@cyf-kr.edu.pl*

²*Sedimentology and Environmental Geology, Geoscience Center, University of Göttingen, Goldschmidtstrasse 3, D-37077 Göttingen, Germany*

Dotychczasowe badania osadów ediakarsko-kambryjskich platformy wschodnioeuropejskiej (EEC) oparte na ocenie stopnia dojrzałości materii organicznej wykazały niski stopień dojrzałości termicznej oraz niski stopień diagenety (Goryl i in., 2018, 2019; Liivamägi i in., 2018; Pehr i in., 2018; Środoń i in., 2019; Radkovets i in., 2021). Jednakże, pomiary porowatości mułowców oraz stopnia illityzacji smektytu sugerują znacząco wyższe maksymalne paleotemperatury niż te uzyskane wskaźnikami organicznymi (Derkowski i in., 2021).

W celu wyjaśnienia tej rozbieżności oraz bardziej szczegółowej rekonstrukcji historii termicznej osadów zachodniej i centralnej części EEC przeprowadziliśmy datowania (U-Th)/He cyrkonów (ZHe) oraz analizę trawową apatytów (AFT). Obie te techniki są czułymi rejestratorami paleotemperatur, a ponadto dostarczają informacji wiekowych. W oparciu o wyniki naszych analiz przeprowadziliśmy modelowanie historii termicznej.

Na obszarze Podola wieki ZHe są częściowo zresetowane, a wieki AFT całkowicie zresetowane, co wskazuje na maksymalne paleotemperature około 160–200°C, zbliżone do tych szacowanych za pomocą stopnia illityzacji smektytu. Modelowanie historii termicznej warstw ediakarsko-kambryjskich z regionu Podola wskazuje na rozpoczęcie chłodzenia w karbonie. Podobnie w wewnętrznej części platformy (Wołyń, Białoruś i Litwa) datowania AFT dały wieki całkowicie lub częściowo zresetowane, co sugeruje paleotemperature ok. 120°C, zgodne z szacunkami opartymi na stopniu illityzacji smektytu. Stosunkowo krótkie średnie długości traw mierzonych dla całego badanego

obszaru ($13,6 \pm 0,4$ do $10,8 \pm 0,4 \mu\text{m}$) i ich zróżnicowane wartości odchylenia standardowego (2,1–0,9) wskazują na powolną ekshumację w strefie częściowego zablizniania (PAZ).

Literatura:

- DERKOWSKI A., ŚRODOŃ J., GORYL M., MARYNOWSKI L., SZCZERBA M., MAZUR S. 2021 – Long-distance fluid migration defines the diagenetic history of unique Ediacaran sediments in the East European Craton. *Basin Research*, 33, 570–593.
- GORYL M., MARYNOWSKI L., BROCKS J.J., BOBROVSKIY I., DERKOWSKI A. 2018 – Exceptional preservation of hopanoid and steroid biomarkers in Ediacaran sedimentary rocks of the East European Craton. *Precambrian Research*, 316, 38–47.
- GORYL M., BANASIK K., SMOLAREK-LACH J., MARYNOWSKI L. 2019 – Utility of Raman spectroscopy in estimates of the thermal maturity of Ediacaran organic matter: an example from the East European Craton. *Geochemistry*, 79(3), 467–474.
- LIIVAMÄGI S., ŚRODOŃ J., BOJANOWSKI M.J., GERDES A., STANEK J.J., WILLIAMS L., SZCZERBA M. 2018 – Paleosols on the Ediacaran basalts of the East European Craton: A unique record of paleoweathering with minimum diagenetic overprint. *Precambrian Research*, 316, 66–82.
- PEHR K., LOVE G.D., KUZNETSOV A., PODKOVIYOV V., JUNIUM C.K., SHUMLYANSKY L., SOKUR T., BEKKER A. 2018 – Ediacara biota flourished in oligotrophic and bacterially dominated marine environments across Baltica. *Nature Communications*, 9(1), 1807.
- RADKOVETS N., PAVLYUK M., YAREMCHUK Y., KOLTUN Y. 2021 – Ediacaran organic-rich Kalus Beds of western Ukraine and NW Moldova: mineralogy, total organic carbon content and hydrocarbon potential. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 70(4), 210–223.
- ŚRODOŃ J., KUZMENKOVA O., STANEK J.J., PETIT S., BEAUFORT D., GILG H.A., LIIVAMÄGI S., GORYL M., MARYNOWSKI L., SZCZERBA M. 2019 – Hydrothermal alteration of the Ediacaran Volyn-Brest volcanics on the western margin of the East European Craton. *Precambrian Research*, 325, 217–235.

Geomateriały – materiały mineralne stosowane w inżynierii środowiska

Tomasz BAJDA

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – bajda@agh.edu.pl

Polska dysponuje znaczącym potencjałem surowców mineralnych, które poza tradycyjnymi zastosowaniami w budownictwie czy przemyśle surowcowym mogą stanowić podstawę nowoczesnych technologii

środowiskowych. W ostatnich latach rośnie zainteresowanie tzw. geomateriałami, czyli naturalnymi lub modyfikowanymi materiałami mineralnymi wykorzystywanymi do rozwiązywania problemów środowisko-

wych, takich jak oczyszczanie wód i ścieków, usuwanie zanieczyszczeń gazowych, immobilizacja metali ciężkich czy odzysk cennych pierwiastków z odpadów i roztworów technologicznych. Szczególną rolę w tym obszarze mogą odegrać surowce mineralne występujące na terenie Polski, których właściwości sorpcyjne, jonowymienne, katalityczne oraz strukturalne predysponują je do zastosowań w inżynierii środowiska.

Do najważniejszych grup takich materiałów należą minerały ilaste, diatomity, różnego typu osady żelaziste, czy zeolity. Wśród nich szczególne znaczenie mają zeolity klinoptilolitowe, które dzięki wysokiej pojemności jonowymiennej i rozwiniętej mikroporowatej strukturze mogą być stosowane do usuwania jonów amonowych, metali ciężkich oraz wybranych związków organicznych z roztworów wodnych. Skąły ilaste, takie jak bentonity, wykazują natomiast zdolność do adsorpcji kationów metali oraz związków organicznych, a także mogą pełnić funkcję materiałów uszczelniających i barierowych w systemach zabezpieczania składowisk odpadów. Diatomity, dzięki swojej wysokiej porowatości i rozwiniętej powierzchni właściwej, znajdują zastosowanie jako materiały filtracyjne oraz nośniki dla sorbentów i katalizatorów środowiskowych.

Istotnym kierunkiem rozwoju jest również modyfikacja naturalnych surowców mineralnych w celu nadania im nowych właściwości funkcjonalnych. Poprzez modyfikacje chemiczne lub kompozytowe możliwe jest zwiększenie selektywności sorpcji oraz zdolności do usuwania specyficznych zanieczyszczeń, takich jak farmaceutyki, pestycydy, barwniki organiczne czy mikro- i nanoplastiki. Przykładem mogą być materiały mineralno-organiczne oparte na zeolitach lub biowęglach, funkcjonalizowane polimerami lub związkami zawierającymi grupy aminowe, karboksylowe lub fosfonowe, które wykazują wysoką skuteczność w sorpcji związków organicznych oraz metali ciężkich.

Geomateriały mogą być również stosowane w technologiach oczyszczania gazów, w tym biogazu

i gazów przemysłowych. Naturalne minerały żelaziste oraz materiały zawierające tlenki żelaza mogą efektywnie usuwać siarkowodor, natomiast odpowiednio modyfikowane zeolity i materiały porowate mogą służyć do selektywnej adsorpcji CO₂ lub innych gazów śladowych. W ostatnich latach coraz większą uwagę zwraca się także na możliwość wykorzystania materiałów mineralnych w procesach katalitycznych, np. w reakcjach utleniania zanieczyszczeń organicznych lub rozkładu lotnych związków organicznych.

Rozwój technologii opartych na geomateriałach wpisuje się w koncepcję gospodarki o obiegu zamkniętym oraz zrównoważonego wykorzystania zasobów naturalnych. Zastosowanie lokalnych surowców mineralnych umożliwia ograniczenie kosztów transportu i przetwarzania, a jednocześnie pozwala na tworzenie materiałów o wysokiej efektywności środowiskowej i potencjale wdrożeniowym. Dodatkowo wiele z tych materiałów może być regenerowanych lub wykorzystywanych wtórnie, co zwiększa ich atrakcyjność w praktycznych zastosowaniach technologicznych.

Przedstawione zostaną przykłady badań nad wykorzystaniem polskich surowców mineralnych jako geomateriałów stosowanych w inżynierii środowiska, ze szczególnym uwzględnieniem naturalnych zeolitów, minerałów ilastych, diatomitów oraz materiałów żelazistych. Omówione zostaną ich właściwości fizykochemiczne, możliwości modyfikacji oraz potencjalne zastosowania w procesach oczyszczania wód, ścieków i gazów. Szczególna uwaga zostanie zwrócona na rozwój funkcjonalnych kompozytów mineralno-organicznych oraz na możliwości wykorzystania krajowych surowców mineralnych jako podstawy innowacyjnych technologii środowiskowych o znaczeniu praktycznym i gospodarczym.

Badania zostały sfinansowane przez Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie, w ramach grantu 16.16.140.315.

Problem pogranicza permu i triasu oraz cechsztynu i pstrego piaskowca na Lubelszczyźnie na przykładzie otworu Maciejowice IG 1

Anna BECKER

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – anna.becker@pgi.gov.pl

Spąg triasu zdefiniowany został przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną w morskich osadach południowych Chin na pierwszym wystąpieniu konodonty *Hindeodus parvus* (Yin i in., 2001; Ogg i in., 2020). Tak zdefiniowana granica trudna jest do odnalezienia w skrajnie płytkowodnym, w przeważającej części triasu lądowym, basenie środkowej Europy (np. Nawrocki, 2004; Becker, 2014; Scholze, 2021). Tradycyjnie w literaturze europejskiej przyjmowano spąg

pstrego piaskowca za spąg triasu, co było związane z powstaniem pojęcia „triasu” jako trójdzielnego systemu skalnego zbudowanego z pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru (von Alberti, 1864). Sytuację komplikuje z kolei fakt, że granica między pstrym piaskowcem i leżącym niżej cechsztynem definiowana jest w obrębie stosunkowo podobnych, głównie czerwonych, osadów klastycznych.

Problem szczególnie nasila się w przypadku interpretacji sukcesji z obrzeży basenu, gdzie zarówno najwyższy cechsztyń, jak i najniższy pstry piaskowiec, były deponowane w systemach fluwialnych (Jewuła i in., 2020; Ravida i in., 2022) oraz w przypadku interpretacji profili wiertniczych o niskim stopniu rdzenia. Otwór Maciejowice IG 1 na Lubelszczyźnie jest tego przykładem. Można w nim wskazać sześć powierzchni na pograniczu cechsztynu i pstrego piaskowca, które z punktu widzenia stratygrafii genetycznej mogłyby przybliżyć granicę systemów (Becker, 2023). Jedną z nich ma charakter walnej powierzchni erozyjnej, którą można by korelować z powierzchnią transgresji, interpretowaną jako granica permu i triasu przez Pieńkowskiego (1991). Dwie kolejne to potencjalne poziomy sebhyy przybrzeżnej również korelowane z powierzchnią transgresji w centrum basenu (Becker, 2023; Pieńkowski, 2023). Jedną z proponowanych granic opiera się na przesłankach mineralogicznych wskazujących na potencjalną zmianę klimatu na pograniczu systemów. Najniższy i najwyższy z rozważanych poziomów rozdzielają sukcesje o wyraźnie odmiennych stylach wykształcenia litologicznego. Najniższy rozdziela sukcesję węglanowo-ewaporatową od sukcesji zdominowanej przez skały silikoklastyczne i jest to strop cechsztynu *sensu stricto* – diachroniczny w skali basenu (Wagner, 1994; Peryt i Skowroński, 2021). Najwyższa rozdziela osady fluwialno-eoliczne/sebhyy od sukcesji deponowanej we fluwialnym systemie roztokowym (por. Jewuła i in., 2021). Problem wskazania granicy systemów permu i triasu na Lubelszczyźnie wymaga dalszych badań regionalnych oraz oddzielenia go od rozważań litostratygraficznej granicy cechsztynu i pstrego piaskowca.

Literatura:

von ALBERTI F.A. 1834 — Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die

Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart und Tübingen, Verlag der J.G. Cotta'schen Buchhandlung.

BECKER A. 2014 — Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu – rzeczywistość czy mit? Przegląd Geologiczny, 62, 4, 184–189.

BECKER A. 2023 — Trias. Litologia, stratygrafia i zarys przebiegu sedimentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167, 154–160.

JEWUŁA K., TRELA W., FIJAŁKOWSKA-MADER A. 2020 — The Permian–Triassic boundary in Continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157, 1767–1780.

JEWUŁA K., TRELA W., FIJAŁKOWSKA-MADER A. 2021 — Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian–Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 564, 110154.

NAWROCKI J. 2004 — The Permian–Triassic boundary in the Central European Basin: magnetostratigraphic constraints. Terra Nova, 16, 139–145.

OGG J.G., CHEN Z.-Q., ORCHARD M.J., JIANG H.S. 2020 — The Triassic Period. W: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. 2020. Geologic Time Scale, Volume 2, 903–953. Elsevier B.V.

PERYT T., SKOWROŃSKI L. 2021 — The stratigraphy of Zechstein strata in the East European Craton of Poland: an overview. Geological Quarterly, 65, 48, 1–27.

PIENKOWSKI G. 1991 — Facies criteria for delimitating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. Zentralblatt Geologie und Paläontologie Teil I, 4, 893–912.

PIENKOWSKI G. 2023 — Perm. Charakterystyka sedimentologiczna utworów pogranicza permu i triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167, 153–154.

RAVIDA D.C.G., CARACCILO L., HENARES S., JANSEN M., STOLLHOFEN H. 2022 — Drainage and environmental evolution across the Permo–Triassic boundary in the south-east Germanic Basin (north-east Bavaria). Sedimentology, 69, 501–536.

SCHOLZE F. 2021 — A 11. Die Wende Perm/Trias. W: Hauschke N., Franz M., Bachmann G.H. 2021. Trias. Aufbruch in das Erdmittelalter. 1, 158–163. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, Monachium.

WAGNER R. 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146, 1–71.

YIN H., ZHANG K., TONG J., YANG Z., WU S. 2001 — The global stratotype section and point (GSSP) of the Permian–Triassic boundary. Episodes, 24/2, 102–114.

Ocena potencjału geotermalnego utworów niskiej entalpii w zapadlisku przedkarpackim w świetle badań Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB

Marcin BOLEK

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec – mbo@pgi.gov.pl

Przedmiotem opracowania jest analiza możliwości wykorzystania energii geotermalnej zgromadzonej w utworach niskiej entalpii na obszarze zapadliska przedkarpackiego. W oparciu o najnowsze dane państwowej służby geologicznej dokonano oceny parametrów hydrogeologicznych i termicznych kluczowych poziomów wodonośnych, wskazując na ich potencjał dla rozwoju ciepłownictwa sieciowego. Szczególną

uwagę zwrócono na uwarunkowania geologiczne determinujące wydajność ujęć oraz perspektywy kaskadowego wykorzystania wód termalnych w regionie. Wyniki badań stanowią fundament dla optymalizacji lokalizacji przyszłych inwestycji geotermalnych, wpisując się w strategię transformacji energetycznej południowo-wschodniej Polski.

Nowe dowody na ewolucję tektoniczną strefy uskokowej Kraków – Lubliniec i jej potencjał metalogeniczny: najnowsze dane z otworu wiertniczego Bibiela PIG 1 oraz profilu sejsmicznego 2D Sosnowiec – Starcza

Agnieszka BRACŁAWSKA¹, Ryszard HABRYN¹, Marcin BOLEK¹, Paweł CZARNIAK², Rafał LASKOWICZ¹, Jacek NOWAK¹ i Zdzisław PETECKI²

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec – abra@pgi.gov.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Prowadzone na przestrzeni ostatnich 30 lat systematyczne badania geologiczne w obszarze Górnego Śląska i zachodniej Małopolsce istotnie wpłynęły na konstruowanie coraz to lepszych modeli budowy geologicznej tej części Polski. Wykazano tu istnienie dwóch regionalnych jednostek tektonicznych – bloku górnośląskiego i bloku małopolskiego – oddzielonych wąską strefą uskokową Kraków – Lubliniec, różniących się budową prekambryjskiego fundamentu oraz cechami rozwoju paleogeograficznego i paleotektonicznego osadów paleozoicznych w ich obszarze (np. Buła i in., 2015).

Wyniki wykonanego otworu badawczego Bibiela PIG 1 (Habryn i in., 2023), w którym po raz pierwszy w północnej części bloku górnośląskiego nawiercono skały starsze od górnego ordowiku, ujawniły nowe możliwości interpretacyjne geotektonicznej pozycji tego obszaru. Stwierdzone asocjacje mineralne wykazały też, że górotwór rozpoznany tym otworem znalazł się w strefie słabych oddziaływań hydrotermalnych związanych z magmatyzmem waryscyjskim, niosących polimetaliczną mineralizację kruszcową.

W latach 2019–2023 dokonano próby reinterpretacji budowy geologicznej północnej części bloku górnośląskiego w oparciu o nowe dane geologiczne. Dla ich

pozyskania zaprojektowano i zrealizowano profil sejsmiczny 2D Sosnowiec-Starcza, wzdłuż którego wykonano kompleksową integrację danych sejsmicznych, grawimetrycznych, magnetycznych i magnetotellurycznych. Uzyskane wyniki wskazują, że przedmiotowy obszar badań jest o wiele bardziej skomplikowany niż pierwotnie zakładano. Wyniki badań magnetotellurycznych ujawniły dwie strefy interesujące z punktu widzenia geologii złożowej.

Uzyskane wyniki badań rekomendują konieczność prowadzenia dalszych prac badawczych zmierzających do opracowania nowego modelu strukturalnego wschodniej, krawędziowej części bloku górnośląskiego. Otwierają też dyskusję o skali ujawnionego nasunięcia i jego znaczeniu dla sformułowania nowych przesłanek poszukiwawczych złóż surowców mineralnych.

Literatura:

BUŁA Z., HABRYN R., JACHOWICZ-ZDANOWSKA M., ŻABA J. 2015 – The Precambrian and lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. *Geological Quarterly*, 59 (1), 123–134.
HABRYN R., PACZEŚNA J., TEODORSKI A. (red.) 2023 – Bibiela PIG 1. Profil głębokich otworów wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 163.

Wydarzenia geologiczne w środkowych Andach zarejestrowane przez automorficzne skalenie i towarzyszące im minerały w wapieniach formacji Ashua, Peru

Justyna CIESIELCZUK¹, Roman WŁODYKA¹, Andrzej PAULO², Magdalena SIKORSKA³, Krzysztof GAIDZIK¹, Jerzy ŻABA¹ i Grzegorz RACKI¹

¹Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec – justyna.ciesielczuk@us.edu.pl

²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

³Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

W późnokredowej silikoklastyczno-węglanowo-ewaporatowej formacji Ashua w południowym Peru zostały znalezione liczne automorficzne (euhedralne) kryształy skaleń. Możliwe są trzy hipotezy dotyczące genezy tego rodzaju rzadkich wystąpień: (1) autige-

niczna, w basenie węglanowym, krystalizująca bezpośrednio z roztworu bogatego w sód; (2) metasomatyczna regeneracja detrytusów oraz (3) dostawa pierwotnych piroklastów lub epiklastów z pobliskiego centrum magmowego do osadu węglanowego, gdzie

ziarna skaleni uległy powszechnej diagenecie i transformacjom epigenetycznym.

Geologiczne obserwacje terenowe, w połączeniu z metodami laboratoryjnymi, takimi jak dyfrakcja rentgenowska, skaningowa mikroskopia elektronowa sprzężona ze spektrometrią dyspersji energii promieniowania rentgenowskiego, mikrosonda elektronowa, spektroskopia Ramana oraz katodoluminescencja zostały wykorzystane do rozwiązania złożonego problemu pochodzenia automorficznych skaleni oraz towarzyszących im krzemianów i glinokrzemianów zidentyfikowanych w wapieniach formacji Ashua i w ich zmetamorfizowanych odmianach krystalicznych. W celu podkoncentrowania rezydium, pomierzenia parametrów ziaren skaleni oraz identyfikacji i określenia ilości innych faz mineralnych, jedną próbkę wapienia krystalicznego rozpuszczono w 7,2% HCl. Analiza rezydium wykazała, że większość obecnych w nim kryształów o pokroju skaleni jest pseudomorfozami kwarcowymi, w których zachowały się relikty albitu i stilbitu oraz ich łupliwość.

Wydłużenie kryształów, rodzaj zbliźniaczeń, indeks SI wykluczają autigeniczne pochodzenie skaleni. Udowodniono, że automorficzne skalenie występujące w wapieniach formacji Ashua to głównie epiklasty pochodzące z erozji wcześniejszych formacji wulkaniczno-osadowych, prawdopodobnie głównie z dolnokredowej formacji Matalaque. Jako detrytus wulkaniczny albity były obficie dostarczane do silikoklastycznych osadów formacji Ashua, a czasami również do basenu morskiego, częściowo hypersalinarnego, w którym wytrącały się wapienie, a w nich celestyn, baryt i opal. A zatem byłby to przypadek odpowiadający trzeciej hipotezie.

Dwie najstarsze generacje skaleni (albity A i B), wraz z serycytem i adularą, powstawały głównie w środowisku postmagmowym, a obwódka regeneracyjna C, o składzie albitowo-oligoklazowym i o różnej orientacji krystalograficznej, powstała w paleogenie pod wpływem hypabyssalnej intruzji dacytu Chejol, nadając skaleniom automorficzny pokrój. W aureoli metamorficznej tej intruzji, pod wpływem niskotemperaturowych roztworów, których temperatura rzadko przekraczała 250°C, nastąpiła wymiana metasomatyczna i krystalizacja zeolitów, autigenicznego kwarcu, Al-tytanitu, chlorytu magnezowego i talku oraz pseudomorficzne zastąpienie albitu lub stilbitu kwarcem. Intruzja dacytu Chejol była najprawdopodobniej trójfazowa i miała miejsce głównie w eocenie (Ciesielczuk i in., 2026). W celu lepszej charakterystyki i interpretacji sukcesji mezozoiku i kenozoiku w Andach Środkowych konieczne jest ustalenie dokładnej chronologii zdarzeń sedymentacyjnych, wulkanicznych i tektono-termicznych.

Badania te były częściowo finansowane przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu nr 2020/39/B/ST10/00042.

Literatura:

CIESIELCZUK J., WŁODYKA R., PAULO A., SIKORSKA M., GAIDZIK K., MEZA P., ŻABA J., RACKI G. 2026 – Geological events recorded by automorphic feldspars and associated minerals in Cretaceous Ashua limestones and the metamorphic zone of the Chejol dacite intrusion, Peru. Geological Society of America Bulletin <https://doi.org/10.1130/B38538.1>.

PAULO A., CIESIELCZUK J., RACKI G., ŻABA J., GAIDZIK K. 2019 – Środowisko sedymentacji i domniemane źródło materiału detrytycznego w górnokredowej formacji red-bed Ashua (Peru). Przegląd Geologiczny, 67, 189–191, <https://doi.org/10.7306/2019.17>.

Udokumentowanie i pierwsza eksploatacja bursztynu w złożu "Górka Lubartowska – Niedźwiada" Kopalnia „GLN-STELLARIUM"

Henryk CIOŚMAK

STELLARIUM Sp. z o.o. Niedźwiada – Kolonia 27C, 21-104 Niedźwiada – stellarium@stellarium.com.pl stytut

Kilka słów wstępu z okresu 2014–2017 o dokumentacji przedkoncesyjnej dla eksploatacji glaukonitu i bursztynu. Najpierw prace rozpoznawcze do dokumentacji geologicznej złoża „Górka Lubartowska – Niedźwiada” prowadzono tradycyjnie stosując koronkę rdzeniową o średnicach wewnętrznych: 93, 146 i 174 mm. Nie dało nam to większego rozpoznania niż w istniejącej dokumentacji kategorii D dla złoża bursztynu „Górka Lubartowska”, którego częścią jest przedmiotowe złożo (GLN). Zastosowano więc wiercenia z zastosowaniem świrdrów rurowych o średnicy wewnętrznej 1350 mm a zewnętrznej 1500 mm. Specjalnie skonstruowana dla nas przez niemiecką firmę

Bauer rura powoli skrawała materiał ruchem obrotowym. Po napełnieniu urobkiem określonej przestrzeni roboczej tzw. „wiadra” następowało zamknięcie dolnej przestrzeni aby uniemożliwić wydostanie się pobranej próby z części otworu, która potem tworzyła cały profil geologiczny badanego otworu. Ostatecznie rozpoznanie ww. złoża przeprowadzono na podstawie 84 takich otworów geologicznych o głębokościach do 29,5 m.

W marcu 2017 r. Marszałek Województwa Lubelskiego zatwierdził dokumentację geologiczną złoża piasków skaleniowo-kwarcowych i kopalni towarzyszących: glaukonitu i bursztynu „Górka Lubartowska – Niedźwiada”, sporządzoną przez zespół geologów

z firmy pod kierownictwem dr. inż. Albina Zdanowskiego. Następnie do końca 2017 roku zespół z Wydziału Geoinżynierii AGH w Krakowie pod przewodnictwem prof. Zbigniewa Kasztelewicza opracował projekt zagospodarowania tego złoża. PZZ ten został złożony jako załącznik do wniosku koncesyjnego w dniu 28 grudnia 2017 r. Decyzję środowiskową otrzymano 18 kwietnia 2018 r., a więc po czterech miesiącach. Później, po pięciu miesiącach, dnia 10 maja 2018 r. uzyskano decyzję koncesyjną. W lipcu 2018 r. Dyrektor OUG w Lublinie wydał decyzję zatwierdzającą plan ruchu zakładu górniczego „GLN-GLAUKO”. Tegoż roku w listopadzie wbito pierwszą przysłowiową łopatę w złoża i rozpoczęto eksploatację piasku w warstwie suchej – jednego z trzech poziomów eksploatacyjnych. Rok 2019 to historia z wodą, którą trzeba było odizolować od operatywnych zasobów geologicznych. Pomysł suchej eksploatacji polegał na wybudowaniu pionowej bariery hydroizolacyjnej wokół wyrobiska górniczego. Pierwsza część bariery typu TopJet to typowe palowanie z mieszaniem gruntu. Otwory o średnicy 80 cm, w ilości 1400 sztuk wiercono do głębokości 12 m. Powierzchnia tej bariery – 10560 m² izoluje dopływ wód czwartorzędowych do wyrobiska górniczego. Budowa bariery trwała 2 miesiące. Druga część bariery na głębokości od 12 do 25 m wykonana została metodą iniekcji wysokociśnieniowej. Wywiercono 467 otworów i uzyskano powierzchnię bariery równą 13940 m². Budowa bariery trwała około 3 miesiące. W sumie zamknięto zasoby geologiczne obwodem bariery hydroizolacyjnej o długości około 980 m powierzchniowego rzępa wodnego. Wybudowano również system rowów odwadniających do tego rzępa, wałów barierowych, tarasów zatrzymujących nanoszenie piasku do rzępa w osadzie glaukonitowym. Także funkcjonował zrzut wody do cieku wodnego poprzez zbiornik osadowy na sąsiedniej działce. W tym roku rozpoczęto także eksploatację glaukonitu z rzępa wodnego. Nadawa osadu glaukonitowego posłużyła do rozpoczęcia testów produkcyjnych i projektowania zakładu przerobczego. W lutym 2020 r. eksploatacja glaukonitu prowadzona była metodą punktowo-kominową. Po przerwaniu prac wydobywczych na noc komin zalewał się wodą i zamulał, a eksploatacja w głąb warstwy glaukonitowej powodowała napływanie w to miejsce piasku ze skarp piaskowych wyrobiska górniczego, które sukcesywnie erodowały wszcz. Podjęto więc czynności rekultywacyjne skarp oraz wykopano rowy opaskowe, a za nimi wały podtrzymujące stopy skarpy. Celem dodatkowego osuszenia poziomu glaukonitowego wywiercono cztery studnie głębinowe na przedpolu frontu eksploatacyjnego, aby wspomóc osuszanie złoży. Wybudowano również nową alternatywną sieć rur wodnych o zwiększonych średnicach. Wodę pompowano równocześnie dwoma niezależnymi pompami o dużych wydajnościach. Jednak problem udostep-

nienia złoża w docelowej suchej eksploatacji glaukonitu nie leżał w zwiększeniu ilości pompowanej wody, lecz było to zaciskanie się glinki glaukonitowej na pogłębianym rzępie. Warstwa glaukonitowa była płynna i trudno było ją osuszyć. Im głębiej eksploatowano glaukonit tym bardziej następowało zaciskanie się górotworu przy kopaniu glaukonitu. W kwietniu 2020 r. nastąpił krytyczny moment w udostępnianiu eksploatacji glaukonitu metodą na sucho. Pompowanie wody z wydobytej przestrzeni, ani wspomaganie osuszania studniami głębinowymi nie przyniosło efektu. Zastanawiano się nad zakończeniem projektu.

W maju 2020 r. zaczęto wdrażać nowy pomysł dosuszania eksploatowanego złoża zaczerpnięty z branży budowlanej. Dodatkowe osuszenie złoża polegało na wkluciu igłofiltrów i utworzeniu pierścienia wokół wybranej sekcji eksploatacyjnej. Po zastosowaniu igłofiltrów w krótkim czasie pokazuje się sucha ściana na froncie eksploatacyjnym. Skuteczność dosuszenia igłofiltrowego widoczna była już po tygodniu. Zakład przeróbki otrzymał suchą nadawę glaukonitową z głębszych pokładów, pojawiło się też coraz więcej bursztynu. Osad glaukonitowy okazał się być bardzo zasobny w drobną frakcję bursztynu, co wymusiło rozbudowę linii technologicznej zakładu przerobczego do separacji tych frakcji. Czerwiec 2020 roku jest już miesiącem ciągłej eksploatacji glaukonitu i bursztynu metodą na sucho, nastąpił koniec udostępniania złoża, historycznie zaistniała wtedy pierwsza w Polsce i Unii Europejskiej eksploatacja przemysłowa glaukonitu i bursztynu.

Osuszanie igłofiltrowe działa poprawnie w następnych miesiącach eksploatacji. KRZG zatwierdził dokumentację odwodnienia opartą na doświadczeniu z ruchem.

Na ścianie eksploatacyjnej coraz widoczniej rysują się dwie warstwy osadu glaukonitowego. Dolna przypągowa o barwie ciemnozielonej z dużą zawartością glaukonitu i bursztynu o miąższości 5–7 m oraz górna jasnozielona – piasek eoceński z bardzo małą zawartością glaukonitu i bursztynu o miąższości 1,5–3 m. Metoda eksploatacji na sucho potwierdziła się w rzeczywistości. Firma dostosowała też zakład przeróbki glaukonitu w którym, głównie technologią wodną, odseparowano bursztyn z glaukonitu. Przedmiotowe wyrobisko doświadczało o powierzchni 4,8 ha opasane barierą hydroizolacyjną wyeksploatowano do końca 2022 r. i wydobyto ok. 40 ton bursztynu. Koszty tego przedsięwzięcia były zbyt duże, aby dalej eksploatować w ten sposób. Zatrzymano eksploatację, a wyrobisko górnicze zapełniło się wodą w związku z zaprzestaniem pompowania.

Nowe perspektywy dla eksploatacji lubelskiego bursztynu sprawdzoną metodą odkrywkową na sucho otworzyły się w 2025 r., kiedy to spółka uzyskała decyzję zatwierdzającą nową dokumentację hydrogeologiczną w której oparto się na wytworzeniu leja depresji

wodnej podczas prowadzenia eksploatacji taką metodą. Ten moment to przełom dla całego bursztynowego zagłębia na Lubelszczyźnie, który pozwoli na

opracowanie i urzędowe zatwierdzenie wzorca wydobywania tego szlachetnego surowca.

Siarczki żelaza (FeS_2) w węglach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego: znaczenie mineralogiczne, technologiczne i środowiskowe

Maciej CZUB¹ i Adam PAWŁOWSKI²

¹*Instytut Mechaniki Górotworu PAN, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków – maciej.czub@imgpan.pl*

²*Politechnika Krakowska, ul. Warszawska 24, 31-155 Kraków*

Siarczki żelaza, reprezentowane w węglach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego głównie przez pirit i markasyt, należą do najważniejszych składników mineralnych wpływających na zawartość siarki, właściwości technologiczne węgla oraz skalę jego oddziaływania na środowisko. Minerale te występują w zróżnicowanych formach morfologicznych i genetycznych, obejmujących m.in. framboidy, formy euhedralne, skupienia masywne oraz wypełnienia szczelinowe, co odzwierciedla zarówno warunki sedymentacji torfu, jak i późniejsze procesy diagenetyczne oraz epigenetyczne. Ich obecność ma istotne znaczenie dla jakości paliwa, ponieważ wpływa na zawartość popiołu, wartość opałową, podatność na wzbogacanie oraz przebieg procesów spalania. Szczególnie ważny jest związek siarczków żelaza z emisją SO_2 oraz z koncentracją wybranych pierwiastków śladowych, które mogą być uwalniane podczas użytkowania węgla. Równo-

ześnie pirit i markasyt odgrywają kluczową rolę środowiskową, ponieważ ich utlenianie może prowadzić do generowania kwaśnych wód kopalnianych oraz mobilizacji metali w odpadach pogórnich i skałach towarzyszących. W warunkach Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, charakteryzującego się znacznym zróżnicowaniem litologicznym, facjalnym i tektonicznym, szczegółowe rozpoznanie form występowania FeS_2 ma znaczenie nie tylko mineralogiczne, ale również praktyczne. Celem posteru jest syntetyczne przedstawienie form występowania piryty i markasytu w węglach GZW oraz omówienie ich znaczenia dla parametrów jakościowych węgla, emisji zanieczyszczeń i zagrożeń środowiskowych. Wskazano także główne luki badawcze, obejmujące brak systematycznych porównań między pokładami i kopalniami oraz niewystarczające powiązanie cech mineralogicznych siarczków z ich konsekwencjami technologicznymi i środowiskowymi.

Gromadzenie i udostępnianie informacji geologicznej w Centralnym Archiwum Geologicznym

Aleksandra CZUL i Wiktoria BRZEZIŃSKA-PACIOREK

Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – aleksandra.czul@pgi.gov.pl, wiktoria.brzezinska-paciorek@pgi.gov.pl

W obliczu rosnących wyzwań związanych z transformacją energetyczną, ochroną środowiska oraz zapewnieniem bezpieczeństwa surowcowego, kluczową rolę odgrywa dostęp do informacji geologicznej. Stanowi ona fundament zarówno dla badań naukowych, jak i dla racjonalnego planowania przestrzennego oraz realizacji inwestycji infrastrukturalnych i surowcowych. Zgodnie z ustawą Prawo geologiczne i górnicze (Dz. U. 2026, poz. 69 t.j.), zadania w zakresie gromadzenia, przetwarzania i udostępniania informacji geologicznej realizowane są przez państwową służbę

geologiczną, pełnioną przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy. Kluczowym elementem krajowego systemu informacji geologicznej jest Centralne Archiwum Geologiczne (CAG), które stanowi zintegrowaną infrastrukturę archiwizacji danych i próbek geologicznych. Zasoby CAG obejmują szeroki zakres materiałów, w tym dokumentację geologiczną, hydrogeologiczną, złożową i geofizyczną, mapy oraz dane cyfrowe, pochodzące zarówno z działalności państwowej służby geologicznej, administracji geologicznej, jak i sektora prywatnego.

Istotnym zasobem CAG są próbki geologiczne archiwizowane w jednostkach terenowych w postaci rdzeni wiertniczych, prób okruszowych oraz innych form materiału badawczego. Zasoby te stanowią podstawę dalszych analiz, interpretacji oraz modelowania procesów geologicznych.

Integralną częścią systemu jest Archiwum Cyfrowe, umożliwiające digitalizację materiałów analogowych oraz rozwój nowoczesnych narzędzi dostępu do danych. Cyfryzacja zasobów znacząco zwiększa ich dostępność oraz efektywność wykorzystania w badaniach naukowych, administracji publicznej i działalności gospodarczej. Udostępnianie informacji geologicznej realizowane jest w różnych formach – od usług

sieciowych, przez wgląd na miejscu w Czytelniach oraz Archiwach Próbek Geologicznych CAG, po pełne udostępnienie materiałów na podstawie wniosku – z zachowaniem zasad określonych przepisami prawa. System ten uwzględnia zarówno potrzebę otwartości danych, jak i ograniczenia wynikające z ochrony interesów skarbu państwa oraz podmiotów finansujących prace geologiczne.

Centralne Archiwum Geologiczne pełni zatem nie tylko funkcję repozytorium danych, lecz stanowi istotne narzędzie wspierające rozwój nauk o Ziemi, zrównoważone gospodarowanie zasobami oraz podejmowanie świadomych decyzji inwestycyjnych i środowiskowych.

Tektonika południowo-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle danych sejsmicznych i wiertniczych – południowo-zachodnia Polska, synklina Bolesławca

Karol DURKOWSKI¹ i Andrzej GŁUSZYŃSKI²

¹KGHM CUPRUM sp. z o.o. Centrum Badawczo-Rozwojowe, ul. Gen. Wł. Sikorskiego 2-8, 53-659 Wrocław – karol.durkowski@kghmcuprum.com

²Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – mailAGLU@pgi.gov.pl

Synklinorium północnosudeckie to złożona struktura synklinalna, której dzisiejsza budowa i kształt zostały znacząco przebudowane w wyniku późniejszych procesów. Basen północnosudecki był wypełniany osadami od najwyższego karbonu po kredę. W okresie od permu po kredę był on od zachodu połączony z basenem niemiecko-polskim, stąd wypełnienie obu basenów posiada cechy wspólne. W wyniku procesów laramijskich doszło do powstania licznych wtórnych jednostek tektonicznych, czego przykładem jest położona we wschodniej części synklina bolesławiecka, będąca przedmiotem niniejszego abstraktu.

W ostatnich latach w rejonie synkliny Bolesławca wykonano 22 otwory wiertnicze oraz 23 profile sejsmiczne 2D. Uzyskane dane sejsmiczne i otworowe poddano analizom w celu polepszenia stanu rozpoznania tektoniki tego obszaru. Punktem wyjściowym interpretacji przebiegu stref uskokowych jest prawidłowo rozpoznany profil górotworu pod kątem litologicznym i stratygraficznym. We wszystkich wspomnianych otworach najlepiej rozpoznany poziom był cechsztyń. Możliwe to było dzięki ciągłości rdzeniowania warstw wspomnianego poziomu. Pozostałe poziomy litostratygraficzne były rdzeniowane jedynie w 6 otworach wiertniczych. W interpretacji strukturalnej obszaru badań kluczową rolę odegrała interpretacja sejsmiki powierzchniowej 2D oraz geofizyki otworowej, w szczególności profilowanie upadu warstw

(PUW). Wyniki strukturalnej interpretacji danych sejsmicznych wykazały obecność zarówno struktur ekstensyjnych w postaci uskoków normalnych, jak i struktur kompresyjnych reprezentowanych przez nasunięcia i fałdy. Analogiczne struktury deformacyjne – drobne uskoki, zafałdowania, wstęgi deformacyjne (komplementarne strefy kataklazy) – zaobserwowano w rdzeniach wiertniczych. Struktury deformacyjne obu typów genetycznych wykazują rozciągłość NW-SE.

Dotychczasowe obserwacje wskazują, że największa intensywność deformacji zaznacza się przy granicy z blokiem przedsudeckim i maleje ku SW, w kierunku osi synklinorium północnosudeckiego. Dane otworowe wskazują na obecność tektonicznych powtórzeń osadów cechsztyńu i triasu, o czym świadczą anomalne miąższości osadów, towarzyszące im struktury deformacyjne oraz powtórzenia poziomów litostratygraficznych stwierdzone w rdzeniach wiertniczych, a także dane geofizyki wiertniczej. Wzajemne relacje rozpoznanych struktur tektonicznych wskazują, że pierwszy etap deformacji, pomiędzy środkowym triasem a wczesną kredą(?), doprowadził do powstania struktur ekstensyjnych. W kolejnym, głównym etapie deformacji, powstały struktury kompresyjne (uskoki odwrócone, nasunięcia, fałdy). Etap ten należy wiązać z inwersją basenu polsko-niemieckiego na przełomie kredy i paleogenu.

Utwory jury środkowej na obszarze basenu lubelskiego: charakterystyka litologiczno-facjalna

Anna FELDMAN-OLSZEWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – anna.feldman-olszewska@pgi.gov.pl

Jura środkowa występuje na znacznym obszarze Lubelszczyzny; brak jej we wschodniej części obszaru oraz częściowo w części centralnej, na południe i wschód od Lublina, gdzie stwierdzono obszary „wyspowe” pozbawione tych utworów. W podłożu występują zazwyczaj utwory paleozoiczne – karbon na obszarze centralnej i wschodniej części rowu mazowiecko-lubelskiego oraz dewon w strefie elewacji radomsko-kraśnickiej oraz antyklinie zrębowej Kocka. Młodsze utwory w podłożu, należące do triasu górnego, stwierdzono tylko w NW części obszaru, a do jury dolnej – na pograniczu niecki puławskiej i płockiej. W stropie jurę środkową przykrywają utwory oksfordu.

Jura środkowa reprezentowana jest tylko przez utwory batonu (głównie górnego) i keloweju. Ich miąższość na większości obszaru wynosi od 0,5 do 57,0 m. Wyraźnie wzrasta ona jedynie na skrajnie północno-zachodniej części wyniesienia radomsko-kraśnickiego oraz na antyklinie Pionek, gdzie wynosi 75-114 m. W południowo-wschodniej części wyniesienia kraśnickiego osiąga 55-80 m.

Początek sedymentacji jury środkowej na obszarze Lubelszczyzny wiąże się z transgresją batońskiego morza epikontynentalnego na rozległe denudowane obszary lądowe. Początkowo dominowała sedymentacja silikoklastyczna, a następnie węglanowa. Profil litologiczny jury środkowej ulega zmianie w miarę przemieszczania się od południowego-zachodu i zachodu ku wschodowi oraz w górę profilu ku coraz młodszym osadom. W zachodniej, południowej i wschodniej części Lubelszczyzny są to początkowo utwory terygeniczne, o miąższości nie przekraczającej zazwyczaj 20 m, w pojedynczych lokalizacjach może dochodzić ona do 40 m. Miejscami w spągu występuje poziom zlepieńca kilkudziesięciocentymetrowej miąższości. Utwory terygeniczne reprezentowane są głównie przez piaskowce od grubo- do drobnoziarnistych, które wykazują warstwowanie przekątne, rynnowe, są masywne, ze smugami ilastymi lub warstwowane faliście albo smużyście. Występuje w nich rozproszony żwirek kwarcowy, obtoczone klasty ilaste, konglomeraty pirytowe, obfity detryt zwęglonej flory lub sieczki roślinnej, muskowi, niekiedy rozproszony limonit, liczne małże, niekiedy można zaobserwować skamieniałości śladowe *Bergaueria* isp. *Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp., *Asterosoma* isp. Rzadko występują mułowce i iłowce, laminowane lub masywne, niekiedy ze spirytyzowaną sieczką roślinną oraz zawiera-

jące nieliczne otwornice. Utwory te powstały w różnych środowiskach: górnego przybrzeża morza epikontynentalnego, lagunowym, deltowym i rzeczonym.

W wyższym odcinku profilu, o miąższości od kilku do 30 metrów, a także w całym profilu centralnej i północnej części obszaru dominują wapienie organodetrytyczne. Są to greinstony i pakstony liliowcowo-mszywiolowe, barwy rdzawej, które zinterpretowane zostały jako osad środkowej rampy węglanowej. Poza bardzo licznymi płytkami szkarłupni i mniej licznymi mszywiolami zawierają też nieliczne kolce jeżowców, fragmenty muszli małży, rzadko otwornice oraz rurki serpul. Ziarna kwarcu występują w różnej ilości, od pojedynczych ziaren do znaczącego udziału procentowego. W skale często rozproszony jest limonit powodujący charakterystyczną rdzawą barwę wapieni. W niektórych otworach licznie występują ooidy żelaziste wielkości do 3 mm. Badania na mikroskopie elektronowym wykazały, że są one zbudowane z wodorotlenku żelaza (getytu), który tworzy zazwyczaj gruby korteks o regularnej laminacji. Jedynie sporadycznie występują wśród nich pojedyncze laminy kalcytowe. W jądrach tych ooidów występują ziarna kwarcu, bioklasty oraz fragmenty skał. Wodorotlenki żelaza często również impregnują bioklasty rozproszone w wapieniu. Dodatkowo, w niektórych wierceniach, poza ooidami żelazistymi stwierdzono również polewy utworzone także z wodorotlenków żelaza.

W NE części obszaru wapienie organodetrytyczne przechodzą w wapienie piaszczyste reprezentujące środowisko rampy wewnętrznej/laguny, a w najbardziej zachodniej części w piaskowce wapieniste płytkiego szelfu węglanowo-klastycznego. W SW części wyniesienia radomsko-kraśnickiego w profilu dominują utwory silikoklastyczne, głównie piaskowce, powstałe w środowisku deltowym.

W niektórych odcinkach profilu stwierdzono dolomityzację, zarówno skał węglanowych, jak i piaskowcowych. Jej stopień jest różny, od pojedynczych kryształów dolomitu obserwowanych w płytkach cienkich po całkowitą dolomityzację skały pierwotnej.

Na przełomie jury środkowej i górnej transgresja jurajska osiągnęła maksymalny swój zasięg, we wschodniej części Lubelszczyzny morze wkroczyło częściowo na obszary wcześniej lądowe. Wschodnia część Lubelszczyzny przez cały czas trwania jury środkowej pozostawała obszarem lądowym podlegającym denudacji.

Rozkład facji, w powiązaniu ze strefami nieciągłości w podłożu paleozoicznym, wskazuje na wpływ aktywności tektonicznej niektórych tych stref na sedymentację środkowej jury na badanym obszarze.

Kolekcje paleontologiczne w zbiorach geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego zgromadzonych w Centrum Edukacji Przyrodniczej UJ

Sławomir FLORJAN i Bartłomiej KAJDAS

Centrum Edukacji Przyrodniczej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 5, 30-387 Kraków –
slawomir.florjan@uj.edu.pl; bartlomiej.kajdas@uj.edu.pl

Skamieniałości roślin i zwierząt gromadzono na Uniwersytecie Jagiellońskim od końca XVIII wieku. Historia tych zbiorów zaczyna się wraz z początkiem działalności Gabinetu Historii Naturalnej Szkoły Głównej Koronnej i trwa aż po obecną działalność naukową Instytutu Nauk Geologicznych UJ, Instytutu Botaniki UJ oraz działalność naszej placówki. Od kilkunastu lat większość uniwersyteckich zbiorów geologicznych znajduje się w Centrum Edukacji Przyrodniczej UJ (CEP UJ) będącym pozawydziałową jednostką uczelni pełniącą rolę muzeum historii naturalnej, w którym zbiory przyrodnicze są przechowywane, konserwowane, eksponowane i udostępniane do badań naukowych.

Skamieniałości pozyskiwano w trakcie prowadzenia badań terenowych oraz w drodze zakupów dokonywanych w licznych znanych europejskich kantorach (np. A. Krantz czy *Mineralien Comptoir in Heidelberg*). Starano się wtedy kupować okazy z nowo odkrytych stanowisk i taksonów, jak ponad dwumetrowa płyta ze szkieletem ichtiozaura i ponad 1,5 metrowa płyta z liłowcami z utworów jury (toark) okolic Holzmaden. Niektóre okazy zostały też подарowane do zbioru uniwersyteckiego przez różne osoby.

Najstarsze w historii zbiorów obiekty pochodzą z kolekcji Baltazara Hacqueta (1739–1815). Inne istotne zarówno z naukowego, jak i historycznego punktu widzenia to między innymi kolekcje Alojzego Altha (1819–1886), skamieniałości roślinne opracowywane przez Mariana Raciborskiego (1863–1917) i Jana Zerndta (1894–data śmierci nieznana) oraz zbiór skamieniałości śladowych z licznymi holotypami Mariana Książkiewicza (1906–1981).

Zgromadzone w CEP UJ zbiory skamieniałości roślin i zwierząt obejmują kilkadziesiąt tysięcy obiektów. Część z nich ma swoje karty w elektronicznym systemie bazodanowym umożliwiającym szybki dostęp do całości posiadanych o nich informacji wraz z dokumentacją fotograficzną.

Około 1500 okazów znajduje się na naszej ekspozycji obrazującej kompletną historię życia na Ziemi od

najstarszych jego śladów z prekambriu przez organizmy z ediakaru i wszystkich kolejnych okresów geologicznych.

W zbiorach Centrum znajdują się skamieniałości z większości głównych grup systematycznych roślin i zwierząt. Do największych kolekcji należą zbiory skamieniałości mięczaków z jury, kredy, paleogenu i neogenu z Polski i innych krajów oraz skamieniałości roślin karbońskich i miocenów z Polski. Jedną z kolekcji jest też część dokumentacji materiałowej monitoringu aerobiologicznego prowadzonego na Uniwersytecie, który rozpoczęto dzięki rozwojowi badań paleontologicznych nad materiałem kopalnym.

W zbiorach Centrum znajduje się szereg obiektów unikatowych np. jedyna w Polsce czaszka syreny morskiej, unikatowy, prawie kompletny szkielet nosorożca włochatego spod Pragi (Czechy), szczątki wszystkich stadiów rozwojowych kozioroga dębosza zachowane w czarnym dębie czy czaszka mamuta z Bzianki (Rzeszów), którego kompletną rekonstrukcję wykonaną w oparciu o skan 3D czaszki można zobaczyć na ekspozycji.

Zbiory są stale powiększane. Między innymi w ostatnich latach do CEP UJ zakupione zostały kolekcje skamieniałości jurajskich z Łukowa, środkowomiocenów z Korytnicy liczącą wiele tysięcy okazów oraz kolekcję zmineralizowanych drewn z okolic Kolbuszowej. Do Centrum trafiają też skamieniałości po zakończeniu badań naukowych prowadzonych na UJ.

Z nauczaniem paleontologii związane są – mające wartość historyczną – gipsowe pomoce naukowe, np. duże odlewy skamieniałości kręgowców czy wyprodukowany w USA zbiór modeli otwornic.

Niektóre wymagające tego skamieniałości zostały w ostatnich latach poddane zabiegom konserwatorskim w tym prowadzonym w pracowniach konserwacji dział sztuki jak m.in. zakupione w XIX w. duże płyty z okolic Holzmaden.

Nasze zbiory paleontologiczne służą zarówno do badań naukowych, jak i szeroko pojętej dydaktyki i popularyzacji wiedzy prowadzonej w różnorodny sposób. Z pełną charakterystyką tych działań i dostępnych dla wszystkich aktywności można się zapoznać

na stronie internetowej Centrum
(<https://cep.uj.edu.pl/>).

Część naszych zbiorów nadal wymaga oznaczenia lub jego rewizji, w związku tym zapraszamy serdecznie do współpracy naukowej przy ich opracowaniu.

Rewizja środkowojurajskiej flory glinek grojeckich: historia badań, kolekcje archiwalne i nowe perspektywy badań

Agata JARZYŃKA

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków – a.jarzynka@ingpan.krakow.pl

Śródkowojurajska flora glinek grojeckich z rejonu Grojca, Poręby i Mirowa należy do najważniejszych historycznych zespołów makroflory mezozoicznej z obszaru Polski. Jej badania rozpoczęły się w XIX wieku: pierwsze rozpoznanie opublikował Dionys Stur (Stur, 1888), natomiast pełnym opracowaniem tej flory, obejmującym 72 taksony, stała się monografia Mariana Raciborskiego z 1894 r. (Raciborski, 1894).

Systematyczna rewizja flory glinek grojeckich została podjęta w latach 2010–2016 i objęła materiały pochodzące z kilku historycznych kolekcji: okazów zebranych i opisanych przez Raciborskiego, materiałów Stura przechowywanych w Geological Survey of Austria oraz niepublikowanych wcześniej okazów z kolekcji Uniwersytetu Jagiellońskiego. Celem tych badań była krytyczna ocena całej flory z glinek grojeckich, oparta na ponownym opracowaniu makroszczątków roślinnych, uwzględniającym zmienność morfologiczną.

Dotychczas opublikowane części rewizji objęły rośliny skrzypowe (Jarzyńska i Pacyna, 2015) oraz paprocie z rzędu Osmundales (Jarzyńska, 2016). W przypadku skrzypowych wykazano obecność *Neocalamites lehmannianus*, *Equisetites* cf. *columnaris* oraz opisano nowy gatunek *Neocalamites grojecensis*. Jednocześnie *Phyllothea* (?) *leptoderma* została uznana za *nomen dubium*. Rewizja Osmundales wykazała natomiast, że znaczna część taksonów *Cladophlebis* opisanych przez Raciborskiego (19 taksonów) odzwierciedla zmienność morfologiczną kilku szeroko rozprzestrzenionych gatunków jurajskich (*Cladophlebis*

denticulata, *C. haiburnensis*, *C. roessertii*). Utrzymano gatunki Raciborskiego: *Cladophlebis aurita* i *C. bartonecii*, potwierdzono także występowanie gatunków *Osmundopsis sturii*, *Todites williamsonii* i *T. princeps*.

Znaczenie tej rewizji wykracza poza uporządkowanie nomenklatury. Flora glinek grojeckich, zdominowana przez paprocie, dokumentuje roślinność rozwijającą się w wilgotnych siedliskach związanych z brzegami rzek i jezior, obszarami okresowo zalewanymi oraz dolnymi piętrami zbiorowisk leśnych. Nowy impuls do kontynuacji badań dało odnalezienie w 2023 r. kolejnej części kolekcji, obejmującej rośliny szpilkowe, sagowce i benetyty. Materiał ten otwiera możliwość dalszego uzupełnienia rewizji całej flory grojeckiej oraz pełniejszej rekonstrukcji składu, struktury i zróżnicowania środkowojurajskich ekosystemów roślinnych południowej Polski.

Literatura:

- JARZYŃKA A. 2016 – Fossil flora of Middle Jurassic Grojec clays (southern Poland). Raciborski's original material reinvestigated and supplemented. II. Pteridophyta. Osmundales. Acta Palaeobotanica, 56 (2), 183–221.
JARZYŃKA A., PACYNA G. 2015 – Fossil flora of Middle Jurassic Grojec clays (southern Poland). Raciborski's original material reinvestigated and supplemented. I. Sphenophytes. Acta Palaeobotanica, 55 (2), 149–181.
RACIBORSKI M. 1894 – Flora kopalna ogniotrwałych glinek krakowskich. Część I. Rodniowce (Archaeogoniatae). Pamiętniki Matematyczno-Przyrodnicze Akademii Umiejętności, 18, 1–101.
STUR D. 1888. Über die Flora der feuerfesten Thone von Grojec in Galizien. Verhandlungen der K. K. Geol. Reichsanst., 4, 106–108.

Modele geofizyczne ERT tarasu rzeczny Wieprza: od porównania protokołów do przestrzennej interpretacji 3D

Mirosław KAMIŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – miroslaw.kaminski@pgi.gov.pl

W pracy przedstawiono wyniki badań elektrooporowych ERT wykonanych w obrębie tarasu rzeczno- Wieprza. Celem badań było rozpoznanie płytkiej budowy geologicznej tarasu, ze szczególnym uwzględnieniem relacji między przypowierzchniową pokrywą organiczną, osadami piaszczysto-zailonowymi oraz kompleksem piasków i żwirów rzecznych. Zastosowano podejście wieloskalowe, obejmujące zarówno porównanie różnych protokołów pomiarowych na jednej linii referencyjnej, jak i opracowanie przestrzennego modelu 3D na podstawie równoległych profili ERT.

Na wybranym odcinku tarasu wykonano cztery profile ERT o długości 80 m i rozstawie elektrod 2 m, prowadzone wzdłuż tej samej linii pomiarowej. Zastosowano cztery konfiguracje elektrodowe: Gradient, Wenner, Dipol–dipol oraz Schlumberger. Modele inwersyjne osiągnęły głębokość rozpoznania około 14 m. Dodatkowo wykonano sześć równoległych profili ERT o długości 80 m, również przy rozstawie elektrod 2 m, rozmieszczonych co 4 m. Dane te połączono w jeden zbiór i poddano inwersji 3D w programie RES3DINV. Uzyskany model wykorzystano następnie do budowy modelu gridowego 3D oraz wizualizacji w środowisku GoCad. Uzupełnieniem rozpoznania był profil Dipol–dipol o długości 400 m, wykonany z rozstawem elektrod 5 m, który posłużył jako kontekst dla interpretacji szerszej budowy geologicznej tarasu.

Interpretację litologiczną oparto na lokalnie przyjętych zakresach oporności oraz profilu litologicznym z dokumentacji hydrogeologicznej, zlokalizowanym około 23 m od obszaru pomiarowego. Wartości 17–24 Ωm przypisano torfom, namułom torfiastym i strefie płytkiego zawodnienia, zakres 24–35 Ωm piaskom zailonym, zakres 35–50 Ωm piaskom, natomiast wartości powyżej 50 Ωm piaskom i żwirom. Profil litologiczny wskazuje obecność torfów do głębokości 2,3 m, piasków zailonych w przedziale 2,3–8 m oraz piasków i żwirów poniżej 8 m, co stanowiło podstawę do kalibracji interpretacji geofizycznej.

Porównanie czterech protokołów ERT wykazało dużą zgodność głównych elementów budowy elektrycznej. We wszystkich modelach rozpoznano przypowierzchniową strefę niskooporową, interpretowaną jako torfy i osady organiczne, poniżej której występuje strefa oporności pośrednich odpowiadająca piaskom zailonym i piaskom. Dolna część przekrojów charakteryzuje się wyższymi opornościami, interpretowanymi jako kompleks piasków i żwirów rzecznych. Różnice między protokołami dotyczą przede wszystkim geometrii strefy przejściowej oraz lokalnych zmian bocznych, szczególnie w miejscach wypłymania osadów wysokooporowych.

Modele po inwersji sprowadzono do wspólnej siatki interpolacyjnej, co umożliwiło opracowanie zintegrowanego modelu medianowego, mapy zgodności protokołów oraz mapy rozbieżności oporności. Dodatkowo zastosowano nienadzorowaną klasyfikację

Gaussian Mixture Model oraz analizę stref nietypowych metodą Isolation Forest. Wyniki uczenia maszynowego potraktowano jako narzędzie wspomagające interpretację ekspercką, pozwalające wskazać przestrzenny rozkład oporności skał oraz strefy o podwyższonej niepewności.

Inwersja 3D danych z sześciu równoległych profili pozwoliła przejść od interpretacji pojedynczych przekrojów do przestrzennego modelu budowy tarasu. Model 3D potwierdza warstwowość układu elektrooporowy. Szczególnie istotnym wynikiem są izopowierzchnia 50 Ωm i izopowierzchnia 23 Ωm . Pierwsza interpretowana jako przybliżony strop lub zasięg kompleksu piaszczysto-żwirowego, a druga jak spąg torfów. Uzyskane wyniki wskazują, że integracja wieloprotokółowych profili 2D, inwersji 3D równoległych linii ERT oraz klasyfikacji wspomaganą uczeniem maszynowym stanowi użyteczne narzędzie do rozpoznania budowy geologicznej tarasów rzecznych.

Literatura:

- BRIDGE J.S. 2003 – Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Publishing.
- CHAMBERS J.E., KURAS O., MELDRUM P.I., OGILVY R.D., HOLANDS J. 2006 – Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *Geophysics*, 71, B231–B239. DOI: 10.1190/1.2360184.
- DAHLIN T. 2001 – The development of DC resistivity imaging techniques. *Computers & Geosciences*, 27, 1019–1029. DOI: 10.1016/S0098-3004(00)00160-6.
- DAHLIN T., LOKE M.H. 1998 – Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 38, 237–249. DOI: 10.1016/S0926-9851(97)00030-X.
- DAHLIN T., ZHOU B. 2004 – A numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379–398. DOI: 10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x.
- DAHLIN T., ZHOU B. 2006 – Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging. *Near Surface Geophysics*, 4, 113–123. DOI: 10.3997/1873-0604.2005037.
- DELFORGE D., WATLET A., KAUFMANN O., VAN CAMP M., VANCLOOSTER M. 2021 – Time-series clustering approaches for subsurface zonation and hydrofacies detection using a real time-lapse electrical resistivity dataset. *Journal of Applied Geophysics*, 184, 104203. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2020.104203.
- GRIFFITHS D.H., BARKER R.D. 1993 – Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 211–226. DOI: 10.1016/0926-9851(93)90005-J.
- HUBERT L., ARABIE P. 1985 – Comparing partitions. *Journal of Classification*, 2, 193–218. DOI: 10.1007/BF01908075.
- JONES A.F., BREWER P.A., JOHNSTONE E., MACKLIN M.G. 2007 – High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1574–1592. DOI: 10.1002/esp.1505.
- KHABAZ Z.T., GHANATI R., BÉRUBÉ C.L. 2024 – Uncertainty quantification in electrical resistivity tomography inversion: hybridizing block-wise bootstrapping with geostatistics. *Geophysical Journal International*, 239, 1576–1596. DOI: 10.1093/gji/ggae347.
- KOWALCZYK S., ŻUKOWSKA K., MENDECKI M.J., ŁUKASIAK D. 2017 – Application of electrical resistivity imaging (ERI) for the assessment of peat properties: a case study of the Całowanie Fen, Central Poland. *Acta Geophysica*, 65, 223–235. DOI: 10.1007/s11600-017-0018-9.
- LIU F.T., TING K.M., ZHOU Z.H. 2008 – Isolation Forest. *Proceedings of the 8th IEEE International Conference on Data Mining*, 413–422. DOI: 10.1109/ICDM.2008.17.

LOKE M.H., BARKER R.D. 1996 – Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44, 131–152. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x.

LOKE M.H., ACWORTH I., DAHLIN T. 2003 – A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34, 182–187. DOI: 10.1071/EG03182.

LOKE M.H., CHAMBERS J.E., RUCKER D.F., KURAS O., WILKINSON P.B. 2013 – Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95, 135–156. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2013.02.017.

MARTORANA R., CAPIZZI P., D'ALESSANDRO A., LUZIO D. 2017 – Comparison of different sets of array configurations for multichannel 2D ERT acquisition. *Journal of Applied Geophysics*, 137, 34–48. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2016.12.012.

MCLACHLAN G., PEEL D. 2000 – *Finite Mixture Models*. Wiley. DOI: 10.1002/0471721182.

MIALL A.D. 1996 – *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer.

PASSALACQUA P., BELMONT P., STALEY D.M., I IN. 2015 – Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: a review. *Earth-Science Reviews*, 148, 174–193. DOI: 10.1016/j.earsci-rev.2015.05.012.

PEDREGOSA F., VAROQUAUX G., GRAMFORT A. I IN. 2011 – Scikit-learn: Machine Learning in Python. *Journal of Machine Learning Research*, 12, 2825–2830.

SINICYN G., KACZMAREK Ł., GRODZKA-ŁUKASZEWSKA M., I IN. 2025 – Electrical resistivity imaging data for hydrological and soil investigations of virgin Rospuda River peatland, North-Eastern Poland. *Geoscience Instrumentation, Methods and Data Systems*, 14, 103–117. DOI: 10.5194/gi-14-103-2025.

VINH N.X., EPPS J., BAILEY J. 2010 – Information theoretic measures for clusterings comparison: variants, properties, normalization and correction for chance. *Journal of Machine Learning Research*, 11, 2837–2854.

WHITELEY J.S., CHAMBERS J.E. I IN. 2021 – Rapid characterisation of landslide heterogeneity using Gaussian Mixture Models and geophysical data. *Engineering Geology*, 290, 106190.

Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna i diagenetyzacja skał wulkanoklastycznych w basenie lubelskim: wybrane przykłady ze skał wieku missisipi z rdzeni otworów wiertniczych oraz aspekty surowcowe

Aleksandra KOZŁOWSKA i Maria I. WAKSMUNDZKA

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – akoz@pgi.gov.pl

Materiał badawczy pochodzi z 24 otworów wiertniczych zlokalizowanych w różnych rejonach basenu lubelskiego. Analizowane osady reprezentują ogniwo Kłodnicy i należą do sekwencji depozycyjnych 1, 2 i 3 (Kozłowska, Waksmundzka, 2020; Waksmundzka i in., 2021). Dla sekwencji 1 przyjęto wiek górnoturajski, a dla sekwencji 2 i 3 – górnowizeński (Waksmundzka i in., 2021; 2024). Wyróżniono tufy oraz wulkanoklastyczne zlepieńce i piaskowce (Kozłowska i Waksmundzka, 2023; 2024). Tufy są reprezentowane przez odmiany drobnopopiołowe wulkanoklastyczne i krystaloklastyczne oraz grubopopiołowe krystaloklastyczne (Kozłowska i Waksmundzka, 2023; 2024; Kozłowska i in., 2025). Tufy drobnopopiołowe zbudowane są z popiołu i szkliwa wulkanicznego przeobrażonego w minerały ilaste, głównie kaolinit oraz minerały mieszanopakietowe illit/smektyt i illit, jak również występuje serpentyn i chloryty. Tufy grubopopiołowe, krystaloklastyczne zbudowane są głównie z fragmentów szkliwa wulkanicznego, litoklastów (andezytu, bazaltu, ryolitu, pumeksu) oraz kwarcu pochodzenia wulkanicznego, które spojone są kaolinitem, będącym produktem przeobrażenia pyłu i szkliwa wulkanicznego. W tufach, minerały węglanowe reprezentowane są przez syderyt, syderoplesyt i Fe/Mn-kalcyt. Po wszechnie występuje hematyt, anataz, a lokalnie obserwowano pirit i jarosyt.

Zlepieńce wulkanoklastyczne należą do drobno- i bardzo drobnoziarnistych parazlepieńców polimiktycznych. Materiału wielkości >2 mm reprezentują

fragmenty skał głównie wulkanicznych (ryolitu, trachitu, andezytu, bazaltu, dacytu), szkliwa wulkaniczne, kwarc oraz skalenie, które spojone są materiałem piaszczysto-mułkowo-ilastym i cementem. Zlepieńce sekwencji 1 zawierają większą różnorodność okruchów skał wulkanicznych w porównaniu ze zlepieńcami sekwencji 2 i 3. Występujące w spoiwie autigeniczne minerały ilaste są reprezentowane przez: chloryty, minerały mieszanopakietowe illit/smektyt (>85% illitu) i illit włóknisty oraz kaolinit i serpentyn. Z minerałów węglanowych występują: syderyt i syderoplesyt, Fe/Mn kalcyt oraz rodochrozyt. Ponadto obserwowano pirit.

Piaskowce wulkanoklastyczne reprezentują drobno- do gruboziarnistych arenity lityczne i sublityczne oraz waki sublityczne i kwarcowe. Głównymi składnikami szkieletu ziarnowego są kwarc, okruchy skał najczęściej wulkanicznych, szkliwa wulkaniczne i skalenie. Piaskowce sekwencji 2 i 3 nie zawierają okruchów skał wulkanicznych, które występują w piaskowcach sekwencji 1. Wśród autigenicznych minerałów ilastych zidentyfikowano: kaolinit, chloryty, illit, minerały mieszanopakietowe illit/smektyt (>80% illitu) i serpentyn. Minerały węglanowe reprezentowane są przez syderyt, syderoplesyt, Fe/Mn-kalcyt, ankeryt, oraz węglan lantanu i neodymu (Kozłowska i Waksmundzka, 2023, 2024; Kozłowska i in., 2025). Ponadto występują: kwarc autigeniczny, hematyt, pirit, jak również anataz.

W składzie skał wylewnych i piroklastycznych turneju spotykane są produkty wulkanizmu bimodalnego,

zarówno o charakterze kwaśnym, jak i zasadowym (Waksmundzka i in., 2024). Natomiast skład tufów wieku wizeńskiego wskazuje na kwaśny wulkanizm, jaki miał miejsce w basenie lubelskim. Na podstawie wstępnego szacowania stwierdzono, że badane skały mogą być przedmiotem zainteresowania surowcowego ze względu na znaczną zawartość Al_2O_3 , jak również na wzbogacenie w pierwiastki ziem rzadkich (węglan lantanu i neodymu) (Kozłowska i in., 2025).

Literatura:

KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I. 2020 – Diagenesis, sequence stratigraphy and reservoir quality of the Carboniferous deposits of the southeastern Lublin Basin (SE Poland). *Geological Quarterly*, 64, 422–459.

KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I. 2023 – Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna nowo rozpoznanych horyzontów tufowych z ognia Kłodnicy (turnej, wizen) w basenie lubelskim oraz

towarzyszących im zlepieńców i piaskowców wulkanoklastycznych. *Przegląd Geologiczny*, 71, 207–211.

KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I. 2024 – Skały wulkanoklastyczne turneju i wizeny w basenie lubelskim – charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna oraz aspekty surowcowe. IV Polski Kongres Geologiczny w Poznaniu, Streszczenia referatów i posterów, 83.

KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I., SZCZERBA M. 2025 – Newly found tuffic horizons in the Visean deposits of the Lublin Basin, SE Poland: petrological characteristics, origin and stratigraphic significance. *Geological Quarterly*, 96, 19.

WAKSMUNDZKA M.I., KOZŁOWSKA A., PAŃCZYK M. 2021 – A putative Tournaisian and Visean volcanic-sedimentary succession in the Lublin Basin, SE Poland: depositional processes, petrological characteristics and sequence stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 71, 305–344.

WAKSMUNDZKA M.I., KOZŁOWSKA A., PAŃCZYK M. 2024 – Utwory turneju w basenie lubelskim: środowiska sedymentacji, wulkanizm bimodalny, charakterystyka petrograficzna i stratygrafia sekwencji. IV Polski Kongres Geologiczny w Poznaniu, Streszczenia referatów i posterów, 163.

Realne perspektywy surowcowe Lubelszczyzny w świetle wymogów ochrony zasobów biotycznych

Olimpia KOZŁOWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – olimpia.kozłowska@pgi.gov.pl

Lubelszczyzna, jako region o istotnym potencjale surowcowym, dysponuje zróżnicowanymi zasobami kopalin, obejmującymi m.in. węgiel kamienny, surowce wapienne, kredowe, ilaste, piaski i żwiry, a także perspektywiczne złoża bursztynu. Występowanie bursztynu w osadach południowo-wschodniej Polski otwiera nowe możliwości gospodarcze, jednak uruchamianie inwestycji wydobywczych związanych zarówno z eksploatacją tradycyjnych surowców, jak i nowych zasobów, napotyka na liczne bariery środowiskowe i formalnoprawne. Szczególnie istotne są kolizje planowanych przedsięwzięć z elementami środowiska biotycznego, obejmującymi cenne siedliska przyrodnicze, obszary leśne, torfowiska, korytarze ekologiczne oraz tereny objęte ochroną w ramach parków narodowych, krajobrazowych i sieci Natura 2000.

Celem referatu jest wskazanie rzeczywistych problemów związanych z rozwojem inwestycji wydobywczych na Lubelszczyźnie w kontekście konfliktów pomiędzy gospodarczym wykorzystaniem zasobów mineralnych a koniecznością ochrony zasobów biotycznych. Zaprezentowane zostaną najważniejsze ograni-

czenia wynikające z regulacji środowiskowych, procedur oceny oddziaływania na środowisko, presji społecznej oraz wymogów ochrony różnorodności biologicznej. Jednocześnie podkreślona zostanie potrzeba wdrożenia regionalnych polityk surowcowych, uwzględniających bilans popytu, podaży, dostępnych zasobów oraz zasady racjonalnej gospodarki kopalinami. Takie podejście jest niezbędne dla zapewnienia bezpieczeństwa surowcowego oraz zachowania dostępności zasobów mineralnych zarówno dla obecnych, jak i przyszłych pokoleń.

Zasoby kopalin, jako integralny element środowiska naturalnego, wymagają szczególnej ochrony, ponieważ mają charakter nieodnawialny, a ich utrata lub nieracjonalne wykorzystanie prowadzi do nieodwracalnych konsekwencji gospodarczych i środowiskowych. Przedstawione rozważania wskazują, że przyszłość gospodarki surowcowej Lubelszczyzny zależy od skutecznego integrowania polityki surowcowej, ochrony zasobów biotycznych oraz długofalowego, przemyślanego i odpowiedzialnego zarządzania nieodnawialnym kapitałem naturalnym regionu.

Zatopiony kamieniołom margli „Rejowiec” w rejonie Lublina

Rafał ŁUSIAK

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Zakład Hydrogeologii i Geologii Regionalnej w Lublinie, ul. Anny Walentynowicz 10, 20-328 Lublin – rafal.lusiak@pgi.gov.pl

Problem rekultywacji terenu po zakończonej eksploatacji odkrywkowej stanowi ważne zagadnienie związane z przywróceniem walorów i nadaniem nowego przeznaczenia terenom przekształconym przez eksploatację górnictwem.

Głównym celem przeprowadzonych badań jest analiza położenia zwierciadła wody w trakcie eksploatacji kopalni margla w Rejowcu Fabrycznym oraz po jej zakończeniu i dokonaniu rekultywacji odkrywki w kierunku rolnym i wodnym.

Obszar badań znajduje się we wschodniej części województwa lubelskiego w powiecie chełmskim w gminie i mieście Rejowiec Fabryczny. Eksploatowane w okolicy Rejowca Fabrycznego złoża margli kredowych „Rejowiec” stanowiące stropową część utworów kredowych wypełniających rozległą strukturę niecki lubelskiej (Hakenberg i Świdrowska, 2001). Występujące tu margle stratygraficznie należą do środkowego poziomu górnego mastrychtu, wykorzystywane były do produkcji klinkieru przez działającą od 1924 roku cementownię. W wyniku działalności górniczej powstało wyrobisko o powierzchni ponad 220 ha. W celu umożliwienia eksploatacji margli w kopalni było prowadzone odwodnienie, którego głównym celem było obniżenie zwierciadła wody w obrębie odkrywki. Realizowane ono było przy pomocy pomp powierzchniowych odprowadzających wody do rowu melioracyjnego zasilającego „Stawy Kańskie” (Żołądź i Orłowski, 2007). W wyniku prowadzenia odwodnienia doszło do obniżenia zwierciadła wód podziemnych wokół wyrobiska i wytworzenia się leja depresji, którego powierzchnia wyznaczona na Mapie hydrogeologicznej Polski w skali 1: 50 000 główny użytkowy poziom wodonośny (GUPW) wynosiła 15,52 km² (Kopacz i Zezula, 2000; Krajewski i Binder, 1998). Następnie zasięg leja depresji został zaktualizowany w trakcie opracowania Mapy hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 pierwszy poziom wodonośny – występowanie i hydrodynamika (PPW-WH) i wynosił 10,45 km² (Albrycht i Pietruszka, 2006; Zezula i Pietruszka, 2008). Ostatnia aktualizacja zasięgu leja depresji dla MhP GUPW i MhP PPW-WH nastąpiła w 2022 roku i wykazała znaczne zmniejszenie się leja depresji do 4,43 km² (Łusiak i Pióro, 2022).

W celu monitorowania powrotu zwierciadła wód podziemnych wokół kopalni margla do stanu naturalnego prowadzony był w latach 2022–2024 monitoring badawczy realizowany w ramach zadania państwowej służby geologicznej. Monitorowano główny kredowy poziom wodonośny będący jednocześnie pierwszym poziomem wodonośnym na omawianym obszarze. Objętych monitoringiem było łącznie 14 obiektów hydrogeologicznych. Częstotliwość pomiarów wynosiła jeden pomiar w roku. Obniżenie zwierciadła wody w momencie wyłączenia pomp (IX 2021 r.) wynosiło ok. 13 m (rzędna 182 m n.p.m.) od stanu pierwotnego a powrót zwierciadła wód podziemnych do stanu naturalnego nastąpił po czasie ok. 2 lat i 9 miesięcy od zaprzestania odwodnienia.

W wyniku przeprowadzonych przez użytkownika prac rekultywacyjnych powstał zbiornik o powierzchni ok. 70 ha, który jest wyraźnie zaznaczającym się elementem w krajobrazie. Zbiornik ten jest miejscem występowania ryb a jego otoczenie, zrehabilitowane w kierunku rolnym zarasta w sposób naturalny roślinnością. W ten sposób działalność górnicza doprowadziła do powstania obszaru będącego miejscem odpoczynku dla ludzi i obszarem bytowania dla zwierząt.

Literatura:

- ALBRYCHT A., PIETRUSZKA W. 2006 – Mapa Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000 Pierwszy poziom wodonośny – Występowanie i Hydrodynamika wraz z objaśnieniami. Arkusz Chełm (0789). Arch. PIG-PIB.
- HAKENBERG M., ŚWIDROWSKA J. 2001 – Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71, 1–20.
- KOPACZ M., ZEZULA H. 2000 – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Pawłów (0788) wraz z objaśnieniami. Arch. PIG-PIB.
- KRAJEWSKI S., BINDER A. 1998 – Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Chełm (0789) wraz z objaśnieniami. Arch. PIG-PIB.
- ŁUSIAK R., PIÓRO K., 2022 – Zadania państwowej służby hydrogeologicznej w 2022 roku Zadanie 30 PSH: „Aktualizacja warstw informacyjnych bazy danych GIS MHP "hydrodynamika GUPW i/lub PPW" – rejon Rejowca Fabrycznego. Arch. PIG-PIB.
- ŻOŁĄDŹ L., ORŁOWSKI D. 2007 – Warunki geologiczno-górnictwa występowania i eksploatacji surowców węglanowych w rejonie Chełma i Rejowca. W: Harasimiuk, M., Brzezińska-Wójcik, T., Dobrowolski, R., Mroczek P., Warowna, J. (red.), Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery, 49–55. Wydaw. UMCS, Lublin.

Granica kreda–paleogen na Lubelszczyźnie na tle zapisu globalnego

Marcin MACHALSKI

Instytut Paleobiologii PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa – mach@twarda.pan.pl

Dolna granica danu, a więc także granica mastrycht–dan i kreda–paleogen, została formalnie zdefiniowana w spągu wzbogaconej w iryd warstwy ilitu w El Kef (Tunezja). Warstwa ta powstała 66 mln lat temu podczas globalnego kryzysu środowiskowego oraz masowego wymierania, które zostały wywołane

upadkiem meteorytu na Jukatan i erupcjami wulkanicznymi na Dekanie (Schulte i in., 2010; Keller i in., 2020).

Warstwy ilitu granicznego stwierdzono w wielu kompletnych profilach pogranicza kredy i paleogenu na świecie. W innych profilach zapis jest niekompletny

na skutek braku depozycji lub późniejszej erozji. Dotyczy to przeważającej części obszaru Lubelszczyzny, gdzie bogate w skamieniałości płytkomorskie utwory górnego mastrychtu i danu odsłaniają się w strefie od Kazimierza Dolnego nad Wisłą, poprzez Lublin po Chełm (przegląd literatury w Machalski i in., 2022).

Wykształcenie utworów pogranicza kredy i paleogenu na Lubelszczyźnie jest wypadkową skutków eustatycznych wahań poziomu morza (Machalski i in., 2022) oraz inwersji bruzdy śródpolskiej (duńsko-polskiej) i jej wypiętrzenia w wał śródpolski (Krzywiec i in., 2018). W późnym mastrychcie Lubelszczyznę pokrywało spływające się morze z przewagą sedymentacji opok. Na pograniczu kredy i paleogenu doszło do ostatecznego wydzwignięcia wału śródpolskiego. Linia brzegowa dańskiego morza przebiegała po wschodniej stronie wału (Machalski i in., 2022). Z wyniesionego obszaru syłał do morza piasek kwarcowy, którego ilość w profilach maleje ku wschodowi. W tym samym kierunku rośnie węglanowość utworów danu, a maleje zróżnicowanie makrofauny, co sugeruje spokojniejsze warunki sedymentacji i pogłębianie zbiornika (Pożaryski, 1956). Szybko ewoluujące, a więc czułe stratygraficznie amonity z grupy skafitów dokumentują zmniejszanie luki stratygraficznej ku wschodowi (Machalski, 2005; Machalski i in., 2022).

Najmniej kompletny zapis granicy mastrycht–dan występuje w Nasiłowie i Bochofnicy nad Wisłą. Pograniczny piaskowiec glaukonitowy ma tu skomplikowaną anatomie na skutek wstrzymania sedymentacji we wczesnym danie, zaburzenia osadu przez organizmy ryjące (Machalski, Duda, 2024), oraz wymieszania różnowiekowych zespołów skamieniałości (Machalski, 1998). Z tych względów stratygrafia nadwiślańskich profili była przedmiotem sporów (dyskusja w Machalski i in., 2022).

Najbardziej kompletny zapis pogranicza mastrychtu i danu można badać w Lechówce k. Chełma, gdzie stwierdzono jedyne w Polsce wystąpienie ilitu granicznego. Niestety, czytelność zapisu jest zakłócona przez częściowe odwapnienie występujących tu utworów (Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016). Przeniesiona nieco w dół profilu anomalia irydowa jest zapewne odległym echem jukatańskiego impaktu. Paradoksalnie, znaleziony w ile okruc żelaznego

paleometeorytu nie pasuje do jukatańskiego bolidu, który był chondrytem węglistym (Szopa i in., 2017). Zaobserwowane poniżej granicy zmniejszenie rozmiarów otwornic może być wynikiem stresu wywołanego dekańskim wulkanizmem (Machalski i in., 2016). Ze względu na swoją unikatowość stanowisko w Lechówce zasługuje na objęcie ochroną (Machalski i in., 2019).

Literatura:

- KELLER G., MATEO P., MONKENBUSH J., THIBAUT N., PUNEKAR J., SPANGENBERG J.E., ABRAMOVICH S., ASHCENAZI-POLIVODA S., SCHOENE B., EDDY M.P., SAMPERTON K.M., KHADRI S.F.R., ADATTE T. 2020 – Mercury linked to Deccan Traps volcanism, climate change and the end-Cretaceous mass extinction. *Global and Planetary Change*, 194, 103312.
- KRZYWIEC P., STACHOWSKA A., STYPA A. 2018 – The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. *Geological Society, London, Special Publications*, 469, 33–57.
- MACHALSKI M. 1998 – Granica kreda–trzeciorzęd w przełomie Wisły. *Przegląd Geologiczny*, 46, 1153–1161.
- MACHALSKI M. 2005 – The youngest Maastrichtian ammonite faunas in Poland and their dating by scaphitids. *Cretaceous Research*, 26, 813–836.
- MACHALSKI M., DUDA P. 2024 – The influence of burrow-generated pseudobreccia on the preservation of fossil concentrations. *Scientific Reports*, 14, 18893.
- MACHALSKI M., STRÓŻYK K., GRABARCZYK A. 2019 – The Cretaceous–Paleogene (K–Pg) Boundary Site at Lechówka – a New Point on the Geoheritage Map of Southeastern Poland. *Geoheritage*, 11, 1237–1245.
- MACHALSKI M., ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ E., OLSZEWSKA-NEJBERT D. 2022 – The end of an era: A record of events across the Cretaceous–Paleogene boundary in Poland. W: Walaszczyk, I., Todes J. 2022. *Cretaceous of Poland and of adjacent areas. Field trip Guides*, 37–86. Wydział Geologii UW, Warszawa.
- MACHALSKI M., VELLEKOOP J., DUBICKA Z., PERYT D., HARASIMIUK M. 2016 – Late Maastrichtian cephalopods, dinoflagellate cysts and foraminifera from the Cretaceous–Paleogene succession at Lechówka, southeast Poland: stratigraphic and environmental implications. *Cretaceous Research*, 57, 208–227.
- POŻARYSKI W. 1956 – Kreda. W: Książkiewicz, M., Dżułyński, S. 1956. *Regionalna Geologia Polski*, t. II, Region Lubelski, Kraków, 14–56.
- RACKI G., MACHALSKI M., KOEBERL C., HARASIMIUK M. 2011 – The weathering-modified iridium record of a new Cretaceous–Paleogene site at Lechówka near Chełm, SE Poland, and its palaeobiologic implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56, 205–215.
- SCHULTE P., ALEGRET L., ARENILLAS I. i inni. 2010 – The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous–Paleogene boundary. *Science*, 327 (5970), 1214–1218.
- SZOPA K., BRACHANIEC T., KARWOWSKI Ł., KRZYKAWSKI T. 2017 – Remnants of altered meteorites in the Cretaceous–Paleogene clay boundary in Poland. *Meteoritics & Planetary Science*, 52, 612–622.

Trójwymiarowy model geologiczny basenu lubelskiego – dekada doświadczeń i perspektywy nowych badań

Zbigniew MAŁOLEPSZY¹, Jacek CHEŁMIŃSKI², Łukasz NOWACKI², Ewa SZYNKARUK² i Tomasz GOGOLEK²

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec – zbigniew.malolepszy@pgi.gov.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

W drugim kwartale 2016 roku, dokładnie 10 lat temu, zakończono realizację zadania Państwowej Służby Geologicznej „3D cyfrowy model pokrywy osadowej basenu lubelskiego”, będącego pierwszym tego typu kompleksowym opracowaniem w Polsce (Chełmiński i in., 2017). Projekt ten stanowił pierwszy element szerszej inicjatywy rozwoju cyfrowej kartografii geologicznej 3D, ukierunkowanej na tworzenie przestrzennych modeli głównych basenów sedimentacyjnych kraju.

Model o powierzchni 20,3 tys. km² został opracowany w oparciu o większość dostępnych danych otworowych (448 otworów głębszych niż 500 m) oraz geofizycznych (1000 linii sejsmicznych 2D o łącznej długości ponad 10 000 km). Wybrane 190 otworów wykorzystano na 30 profilach korelacyjnych, poprzecznych do regionalnego biegu warstw. W otworach tych, poza uzupełnieniem i korektą chrono- i litostratygrafii utworów od ediakaru po kenozoik, przeprowadzono interpretację systemów depozycyjnych stanowiących podstawę opracowanego modelu parametrycznego. Interpretacja sejsmiki obejmowała 9 wiodących horyzontów, dowiązanych do danych otworowych, reprezentujących powierzchnie zgodne oraz nieciągłe kontakty warstw. Szczególnym wyzwaniem było zapewnienie spójności tych danych oraz ich integracja w ramach jednolitego modelu przestrzennego, co wymagało zastosowania iteracyjnego podejścia do modelowania. W efekcie powstał numeryczny model 3D odwzorowujący wgłębną budowę pokrywy osadowej basenu lubelskiego do rzędnej –5000 m n.p.m., uwzględniający złożoność systemów depozycyjnych oraz ich ewolucję.

Realizacja projektu przyczyniła się do istotnego postępu metodycznego w zakresie modelowania geologicznego 3D, w tym konstrukcji kolejnych modeli strukturalno-stratygraficznych oraz parametrycznych. Zastosowanie siatek przestrzennych (gridów 3D) o zróżnicowanej rozdzielczości oraz wykorzystanie zarówno metod deterministycznych (np. kriging wskaźnikowy), jak i stochastycznych (np. symulacja sekwencyjna Gaussa) umożliwiło realistyczne odwzorowanie zmienności litologicznej i parametrów zbiornikowych skał. Jednocześnie projekt dostarczył cennych doświadczeń dotyczących ograniczeń modelowania wynikających z niejednorodności danych, ich niekompletności oraz niepewności uzyskanych wyników.

Istotnym osiągnięciem było również opracowanie metod interaktywnej wizualizacji i udostępniania modeli geologicznych 3D w środowisku internetowym poprzez dedykowaną przeglądarkę struktur i danych geologicznych Geo3D <https://geo3d.pgi.gov.pl/> (Małolepszy i in., 2020). Taka forma prezentacji wyników modelowania geologicznego 3D bez konieczności stosowania dedykowanego oprogramowania spotyka się z dużym zainteresowaniem zarówno specjalistów, jak i osób nie związanych z naukami o Ziemi.

W kolejnych latach doświadczenia zdobyte podczas realizacji projektu były rozwijane i wykorzystywane w nowych przedsięwzięciach związanych z modelowaniem przestrzennym, badaniami naukowymi (Czapowski i in., 2017), poszukiwaniem zasobów (Ciapała, 2023) oraz popularyzacją wiedzy geologicznej. Model basenu lubelskiego stał się także istotnym punktem odniesienia dla dalszych prac nad integracją danych geologicznych oraz ich wykorzystaniem w analizach regionalnych.

Perspektywy nowych badań związane są z rozwojem modelowania 3D, zwiększaniem rozdzielczości modeli i ich aktualizacją poprzez integrację nowych danych, a także ich zastosowaniem w zaawansowanych analizach geologicznych i złożowych. Szczególne znaczenie przypisuje się roli geologicznych modeli 3D jako narzędzi wspierających zarządzanie przestrzenią podziemną oraz podejmowanie decyzji w kontekście zrównoważonego wykorzystania zasobów wód podziemnych oraz surowców mineralnych i energetycznych.

Literatura:

- CHEŁMIŃSKI J. I IN. 2017 – 3D cyfrowy model pokrywy osadowej Basenu Lubelskiego. Dokumentacja 6710/2017, Arch. CAG PIG, Warszawa.
- CIAPAŁA B. 2023 – Geothermal Potential of the Lublin Trough is Low-temperature and North-concentrated. What May Be Environmental Impact of Their Use?. *Rocznik Ochrona Środowiska*. 25. DOI: <https://doi.org/10.54740/ros.2023.010>
- CZAPOWSKI G., CHEŁMIŃSKI J., MAŁOLEPSZY Z., NOWACKI Ł. 2017 – Rozwój sedimentacji utworów ewaporatowych cechsztynu na obszarze rowu mazursko-lubelskiego (SE Polska). *Przegląd Solny/Salt Review*, 13, 75–93.
- MAŁOLEPSZY Z., PAWŁOS R., WRÓBEL K., CHEŁMIŃSKI J., NOWACKI Ł., STĘPIEŃ U., SZYNKARUK E. 2020 – Geo3D – wersja beta przeglądarki przestrzennych modeli geologicznych na stronie Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego. *Przegląd Solny/Salt Review*, 15, 5–13.

Dwudomenowy model aktywnego przesuwczego pasma deformacji Shotori w centralnym Iranie w świetle interpretacji danych pól potencjalnych oraz sejsmiczności naturalnej

Mateusz MIKOŁAJCZAK¹, Andrzej KONON² i Zahra PAKTARMANI²

¹*Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków – m.mikolajczak@ingpan.krakow.pl*

Pasma deformacji o charakterze przesuwczym stanowią złożone układy tektoniczne, w których kluczową rolę odgrywa wzajemne oddziaływanie struktur typu thin-skinned, związanych z osadową sekwencją skał oraz thick-skinned, związanych głównie z krystalicznym podłożem.

Niniejsze wystąpienie prezentuje wyniki badań geofizycznych pasma deformacji Shotori (PDS) w Centralnym Iranie. Badania zostały przeprowadzone w celu rozpoznania głębokiej budowy PDS, wzajemnych relacji struktur wchodzących w jego skład oraz jego współczesnej aktywności tektonicznej (Konon i in., 2026). Głównym filarem badań geofizycznych była interpretacja pól potencjalnych, obejmująca dwuwymiarowe modelowanie wprost (forward modeling) danych grawimetrycznych i magnetycznych. Analiza tych danych pozwoliła na weryfikację budowy geologicznej pasma deformacji do głębokości około 50 km, wskazując na występowanie podłoża krystalicznego na głębokości ok. 10 km p.p.m. oraz granicy Moho na 42 km. Wykorzystanie całkowitej pochodnej poziomej (THD) oraz pierwszej pochodnej pionowej (1VD) umożliwiło precyzyjne zlokalizowanie systemów uskoków wgłębnych, w tym głównego uskoku przesuwczego Nayband, z którym związane jest powstanie PDS, w postaci pasma przesuwczego. Kolej-

nym kluczowym elementem była analiza sejsmiczności naturalnej regionu, ze szczególnym uwzględnieniem sekwencji wstrząsów wtórnych po trzęsieniu ziemi w basenie Tabas w 1978 r. ($M_s = 7.4$). Rozkład 329 precyzyjnie zlokalizowanych hipocentrow wskazuje na koncentrację aktywności sejsmicznej na głębokościach od 8 do 14 km. Dane te potwierdzają obecność aktywnego, systemu nasunięć, które wygasają w poziomie odklucia zlokalizowanym na granicy fanerozoicznej pokrywy osadowej i prekambryjskiego podłoża krystalicznego.

Zintegrowane wyniki badań pozwoliły na opracowanie nowego modelu budowy strukturalnej PDS, który pozwala wyróżnić górną domenę w postaci pasma fałdowego Tabas (ang. Tabas fold belt) oraz dolną domenę, zbudowaną z szeregu nasuniętych na siebie łusek tektonicznych (Konon i in., 2026). Obserwacje te mają istotne znaczenie dla zrozumienia mechanizmów współczesnej aktywności sejsmicznej i ewolucji transpresyjnych pasm deformacji w kontynentalnych strefach kolizji.

Literatura:

KONON A., NADIMI A., MIKOŁAJCZAK M., RYBAK-OSTROWSKA B., WYGLĄDAŁA M., BOUZARI S. 2026 – Late Pliocene to Quaternary evolution of the Shotori strike-slip deformation belt: The interplay between thin- and thick-skinned tectonics along the border between the Tabas and Lut blocks, Iran. Geological Society of America Bulletin; doi: <https://doi.org/10.1130/B38584.1>

Geologiczne kryteria doboru lokalizacji dla bezpiecznego składowania odpadów radioaktywnych w głębokich strukturach podziemnych

Rafał MISA, Antoni SROKA, Krzysztof TAJDUŚ, Dawid MROCHEŃ, Alicja SZMIGIEL i Rafał SYPNIEWSKI

Instytut Mechaniki Górotworu PAN, ul. Reymonta 27, 30-059 Kraków – misa@imgpan.pl

Projektowanie i lokalizacja głębokich składowisk odpadów promieniotwórczych wymagają spełnienia szeregu kryteriów geologicznych, hydrogeologicznych i geochemicznych, które zapewniają długotrwałą izolację odpadów od biosfery oraz człowieka. Przy wyborze lokalizacji składowiska głębokiego dla odpadów promieniotwórczych podkreśla się, że zasadniczą rolę odgrywa zachowanie się masywu skalnego w skali geologicznej, obejmujące m.in. epirogenezę (wielkoskalowe ruchy pionowe), aktywność tektoniczną, sejsmiczność, potencjalny wulkanizm oraz procesy erozji i subrozji, gdyż procesy te mogą prowadzić do obniżenia głębokości zalegania formacji, powstawania nowych dróg migracji płynów czy uszkodzeń systemu barier. Kluczowym kryterium eliminacyjnym jest m.in. występowanie znacznych współczesnych ruchów pio-

nowych (rzędu milimetrów na rok) oraz obecność aktywnych stref uskokowych w rejonie planowanego głębokiego składowiska.

Drugą grupę wymagań stanowi charakterystyka naturalnej bariery geologicznej i otaczających ją formacji, w tym odpowiednia miąższość i ciągłość przestrzenna warstwy, długi czas retencji wód podziemnych, brak lub silne ograniczenie przepływu wód w horyzoncie składowania oraz korzystny skład chemiczny i geochemiczny środowiska porowego, umożliwiające skuteczną sorpcję i retardację radionuklidów wzdłuż potencjalnych ścieżek migracji. Metody badań terenowych – od klasycznych kartowań geologicznych, poprzez metody geofizyczne, po szczegółowe rozpoznawanie hydrogeologiczne i geochemiczne – umożliwiają ilościową ocenę spełnienia powyższych kryteriów

oraz budowę wiarygodnych scenariuszy długoterminowego zachowania systemu składowiska, co jest warunkiem przygotowania przekonującego, opartego na

wielu liniach dowodowych, bezpieczeństwa długoterminowego.

Geoturystyczny potencjał miast polskich na wybranych przykładach

Robert NIEDŹWIEDZKI

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytet Wrocławski, pl. Borna 9, 50-204 Wrocław – robert.niedzwiedzki@uwr.edu.pl

Geoturystykę można zdefiniować jako rodzaj turystyki, nakierowany na poznawanie obiektów i procesów przyrody nieożywionej oraz sposobów korzystania przez człowieka z zasobów tej przyrody. Ten ostatni aspekt jest szczególnie istotny w przypadku geoturystyki miejskiej w Polsce, gdyż w większości naszych nizinnych miast trudno o zachowane odsłonięcia, wyrobiska, a morfologia terenu jest maskowana zabudową. W takiej sytuacji, głównymi obiektami zainteresowania stają się skały użyte w budownictwie i widoczne w nich minerały, skamieniałości, czasami też struktury geologiczne. Cennymi poznawczo atrakcjami są ekspozycje tematyczne, np. muzealne, lapidaria, czy dinoparki.

Największy potencjał geoturystyczny mają miasta lokowane w rejonie wychodni skał zwięzłych, które były lokalnym surowcem budowlanym, często zachowują się ślady przeróbki (np. wapienniki) i kamieniołomy, bardziej wyrazista jest też rzeźba terenu. Znakomitym tego przykładem są przyległe do siebie Gogolina i Krapkowice, gdzie zachowało się kilka starych kamieniołomów wapieni triasu, z ciekawymi skamieniałościami i strukturami sedymentacyjnymi, w tym dokumentującymi trzęsienia ziemi i tsunami sprzed 246 mln lat. Wartość odkrywek podnosi fakt, iż pochodzi stąd parę holotypów triasowych liliowców i gadów morskich, a na kościach jednego z tych gadów udokumentowano najstarsze na świecie dowody gruźlicy. Jednocześnie wyrobiska te ściśle wiążą się z dziejami obu miast, są elementem nie tylko ich dziedzictwa naturalnego, ale i historycznego. Z miejscowego surowca wzniesiono częściowo zachowane do dziś średniowieczne mury miejskie i obu zamków w Krapkowicach, zespoły pieców wapienniczych z XIX w. i wiele domów, a nawet brukowano nim ulice, czego resztki widać w Krapkowicach. Wydobycie wapienia i produkcję wapna prowadzono tu od XIV w., w XIX i XX w. było ono podstawą rozwoju gospodarczego miast.

Upamiętnia to współczesna kompozycja rampy z bloków wapienia triasowego z oryginalnym wózkiem górniczym w centrum Gogolina.

Wapienne podłoże obu miast warunkuje też obecność wywierzyska i źródła krasowego na obrzeżach

Gogolina i ciekawego geomorfologicznie przełomu Odry w Krapkowicach.

Miasta na pokrywach czwartorzędu są w gorszej sytuacji, ale i one mają atrakcyjne geoturystycznie punkty, najczęściej związane z budulcem skalnym. Na krótkiej wycieczce po centrum Wrocławia, oprócz muzeów geologicznych, pokazać można efektowne fasady z większości odmian dolnośląskich granitoidów (widać w nich duże, automorficzne kryształy skaleni, gniazda pegmatytu z epidotem i zeolitem, ksenolity, enklawy, struktury fluidalne) oraz z piaskowców permu, triasu i kredy. W blokach tej ostatniej są odciski fauny i spektakularne kanały mieszkalne skorupiaków (*Thalassinoides*). Liczne są zabytkowe dekoracje wnętrz z różnych marmurów sudeckich i ze ślęzańskiego serpentynitu. W przedwojennych budynkach spotyka się fasady ze skał z głębi Niemiec: czerwonej arkozy triasu, małżowatego muszłowca jury, trawertynu, a w powojennych – z piaskowców: jurajskiego szydłowieckiego i kredowego z Brennej oraz z efektownych skał importowanych, czasem z dużymi skamieniałościami, np. jeżowców lub głowonogów.

Wrocławskim unikatem geoturystycznym jest Ogród Botaniczny, gdzie już w 1856 r. H. Göppert zbudował z oryginalnych skał przekrój geologiczny niecki wałbrzyskiej, w którym na granitach kudowskich leżą sfałdowane i zuskokowane skały osadowe karbonu górnego, a na nich permu, z intruzją „porfirów”. Obok są pnie widłaków i drzew iglastych *Walchia* dochodzące do 3 m, odciski kory *Lepidodendron*, odlewy łodyg skrzypu *Calamites* i pnie czarnych dębów odrzańskich ze starszego holocenu. W ogrodzie jest też unikalna Panorama Natury, z obrazem długości ponad 30 m ilustrującym zmiany krajobrazu Ziemi od prekambriu do dziś, przed nim zaś kolekcja skał Dolnego Śląska oraz skamieniałości poszczególnych okresów, z wieloma spektakularnymi okazami.

Literatura:

NIEDŹWIEDZKI R., SZULC J., ZARANKIEWICZ M. 2012 – Kamienne skarby Ziemi Annogórskiej. Wydaw. Stowarzyszenie Kraina św. Anny. Krapkowice.
NIEDŹWIEDZKI R. 2025 – Paleontologia miejska – możliwości nowego rodzaju geoturystyki w Polsce. W: Madej S., 2025. Skamieniałości kluczem do poznania historii Ziemi. Sesja naukowa Lwóweckiego Lata Agatowego, zeszyt IV, 18–24.

Koncesje na Lubelszczyźnie w trakcie poszukiwań surowców energetycznych

Jacek NOWAK¹, Jarosław ZACHARSKI², Marcin BOLEK¹, Rafał LASKOWICZ¹ i Jerzy HADRO¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec – jnowa@pgi.gov.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Koniec I dekady XXI wieku w Polsce to czas przyznawania przez Ministerstwo Środowiska pierwszych koncesji na gaz łupkowy także na Lubelszczyźnie. Na polskim rynku działały firmy polskie jak PGNiG. S.A. Orlen S.A. i pojawiły się firmy zagraniczne CBM (metan z węgla), Texaco/Chevron (2010–2014), Exxon Mobile (2009–2012) i inne poszukujące węglowodorów, a zwłaszcza gazu łupkowego i metanu z pokładów węgla. Pokłady węgla kamiennego na obszarze

lubelskim były w tym czasie już intensywnie eksploatowane (kopalnia i firma LW Bogdanka S.A – działająca jako spółka giełdowa od 2009 r.). W polskim prawodawstwie następowały zmiany dostosowujące prawo geologiczne i górnicze do światowych standardów poszukiwań, niekiedy nie nadążające za działalnością firm poszukiwawczych. Nieścisłości te powodowały napięcia między operatorami w obszarach działalności, w których koncesje poszukiwawcze/eksploatacyjne wzajemnie się zazębiały.

Rewizja górnotriasowej flory z okolic Kluczborka (Śląsk Opolski)

Grzegorz PACYNA¹, Sławomir FLORJAN², Anna SETLIK³ i Joanna BIAŁEK³

¹Instytut Botaniki, Wydział Biologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków – grzegorz.pacyna@uj.edu.pl

²Centrum Edukacji Przyrodniczej, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 5, 30-387

³Muzeum Geologiczne im. H. Teisseyre, Instytut Nauk Geologicznych, Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, ul. W. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

W latach 40. XIX wieku H. Goeppert opisał z okolic Kluczborka (Biadacz, Dobiercice, Gosław, Maciejów) pierwszą triasową florę obecnego terytorium Polski, ale początkowo zinterpretował jej wiek jako jurajski (Goeppert, 1844; 1846). Kolejne okazy z tych samych stanowisk zebrał F. Roemer, zilustrował je w monografii z 1870 i rozpoznał ich późnotriasowy (retycki) wiek. Flora ta składała się głównie z pędów skrzypów z gatunku *Neocalamites lehmannianus*, liści paproci nasiennej *Lepidopteris ottonis*, liści benetytów zaliczonych do kilku nowych gatunków z rodzaju *Pterophyllum*, kilku gatunków słabo zachowanych paproci (*Camptopteris jurassica*, *Cladophlebis roesserti*, *Clathropteris meniscoides*, *Dicranopteris roemeriana*), przypuszczalnych sagowców (*Taeniopteris gigantea*), fragmentów pni, liści i nasion prawdopodobnie iglastych, a nawet przypuszczalnych grzybów nalistnych (*Xylomites irregularis*). Okazy opisane przez Goepperta przetrwały do dziś w Muzeum Geologicznym im. H. Teisseyre Uniwersytetu Wrocławskiego w związku z czym możliwa jest ich rewizja. Wstępna analiza kolekcji pozwoliła stwierdzić, że nie wszystkie zilustrowane okazy się zachowały, a niektóre taksomy są reprezentowane przez więcej okazów niż wynika to z prac Goepperta. Tylko jeden

gatunek – *Lepidopteris ottonis* został już wcześniej zrewidowany przez Barbacką (1991); odnalazła ona obok liści organy rozrodcze żeńskie (*Peltasperum rotula*) i nasiona przynależne do tego gatunku. Gatunek *Lepidopteris ottonis* jest bardzo ważnym taksonem przewodnim dla retyku, który po raz pierwszy został opisany właśnie przez Goepperta (1836) z obszaru Śląska. Drugim ważnym gatunkiem opisanym przez Goepperta jest *Neocalamites lehmannianus* – jeden najpowszechniejszych przedstawicieli skrzypów z końca triasu i początku jury Europy. Przejrzenie materiału ujawniło, że okazów tego skrzypa jest więcej niż dwa zilustrowane przez Goepperta i ukazują one znaczne różnicowanie grubości pędów, a więc w materiale prawdopodobnie zachowane są zarówno pędy główne jak i boczne odgałęzienia. Materiał typowy Goepperta zgadza się całkowicie z rozumieniem tego gatunku w literaturze przez współczesnych autorów, co jest ważne, gdyż nomenklatura i ujęcie taksonomiczne tego gatunku są zawikłane i funkcjonował on w literaturze pod różnymi nazwami. Ostatnią rewizję tego gatunku przeprowadził R. Weber (1968), ale bez sięgania po oryginalny materiał Goepperta. Typowy materiał tego skrzypa wymaga wyznaczenia lektotypu i ewentualnie

paralektotypu, gdyż faktyczne okazy nie odpowiadają dobrze ilustracjom Goepperta (1846) i rozpoznanie dwóch zilustrowanych przez niego okazów typowych (syntypów) jest utrudnione. W przeciwieństwie do paproci nasiennej *Lepidopteris ottonis* u benetytów nie zachowały się kutykule, co bardzo utrudnia ich rewizję. Osobny problem stanowi rewizja drewnianych opisanych przez Goepperta (1846) – wymagać ona będzie ponownych badań histologicznych. Bardzo cenne byłby odnalezienie oryginalnych stanowisk, z których pochodzą okazy opisane przez Goepperta. Mogłoby to umożliwić weryfikację wieku tej flory z użyciem badań palinologicznych, co przy kontrowersjach dotyczących występowania osadów retyckich na Śląsku ma niebagatelne znaczenie (Pacyna, 2014; Szulc i in. 2015).

Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki, grant nr 2021/43/B/ST10/00941.

Literatura:

- BARBACKA M. 1991 – *Lepidopteris ottonis* (Goepp.) Schimp. and *Peltasperum rotula* Harris from the Rhaetian of Poland. Acta Palaeobotanica, 31 (1,2), 23–47.
- GOEPPERT H. 1836 – Die fossilen Farnkräuter. Verhandlungen der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Akademie der Naturforscher, Supplement, 17, 1–487.
- GOEPPERT H. 1844 – Über die fossilen Cycadeen überhaupt mit Rücksicht auf die in Schlesien vorkommenden Arten. Übersicht der Arbeiten und Veränderungen der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur im Jahre 1843, 114–144.
- GOEPPERT H. 1846 – Ueber die fossile Flora der mittleren Juraschichten in Oberschlesien. Uebersicht der Arbeiten und Veränderungen der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Cultur im Jahre 1845, 139–149.
- PACYN G. 2014 – Plant remains from the Polish Triassic. Present knowledge and future prospects. Acta Palaeobotanica, 54 (1): 3–33.
- ROEMER F. 1870 – Geologie von Oberschlesien. Nischkowsky, Breslau.
- SZULC J., RACKI G., JEWUŁA K. 2015 – Key aspects of the stratigraphy of the Upper Silesian middle Keuper, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85, 557–586.
- WEBER R. 1968 – Die fossile Flora der Rhät-Lias-Übergangsschichten von Bayreuth (Oberfranken) unter besonderer Berücksichtigung der Coenologie. Erlanger Geologische Abhandlungen, 72, 1–73.

Badania wpływu dodatku łupka przywęglowego z „Lubelskiego Węgla Bogdanka” na właściwości wybranych cementów

Zuzanna PIECHOTA, Martyna JANEK i Wojciech FRANUS

Politechnika Lubelska, Wydział Budownictwa i Architektury, ul. Nadbystrzycka 40, 20-618 Lublin – w.franus@pollub.pl

Współczesne budownictwo w coraz większym stopniu musi uwzględniać kwestie środowiskowe. Jednym z głównych problemów z tym związanych jest wysoka emisyjność produkcji cementu, który jest głównym składnikiem betonów i zapraw. Jedną ze skutecznych metod obniżania śladu węglowego produkcji cementu jest wykorzystanie dodatków mineralnych, w tym surowców pochodzących z procesów przemysłowych. Takie podejście pozwala nie tylko chronić zasoby naturalne, ale również wdrażać zasady gospodarki o obiegu zamkniętym poprzez zagospodarowanie odpadów, które inaczej wymagałyby składowania.

W pracy podjęto próbę oceny, jak dodatek łupka przywęglowego z kopalni „Bogdanka” wpływa na właściwości fizykochemiczne i mechaniczne wybranych cementów oraz zapraw. Analiza ma na celu sprawdzenie, czy częściowe zastąpienie cementu materiałem odpadowym pozwala ograniczyć emisję CO₂, przy jednoczesnym zachowaniu odpowiednich parametrów użytkowych badanych materiałów.

W badaniach wykorzystano cementy marki CEMEX: CEM II/B-V 32,5 R, CEM II/A-V 42,5 R oraz CEM II/A-V 52,5 R. Określono klasy zaprojektowanych spoiw (cement + łupek), w których cementy zostały zastąpione łupkiem przywęglowym w ilości 5%,

10%, 15% oraz 20%. Następnie, dla wybranego dozowania łupka wykonano próbki zapraw cementowych. We wszystkich recepturach zachowano stałe proporcje spoiwa (cement lub cement z łupkiem) do piasku i wody, wynoszące odpowiednio 1:3:0,5. Dla zaprojektowanych zapraw wykonano badania gęstości pozornej, odporności na działanie mrozu, podciągania kapilarnego wody, czasu wiązania cementu i wytrzymałość zapraw na ściskanie oraz na rozciąganie przy zginaniu na próbkach dojrzewających przez 3, 7, 14, 28, 56 oraz 90 dni oraz badania mikrostrukturalne SEM. Dodatkowo dla trzech zapraw na bazie cementu CEM II/A-V 42,5 R: zaprawy referencyjnej (0% dodatku łupka przywęglowego) oraz zapraw z dodatkiem 5% i 10% łupka wykonano obliczenia śladu węglowego wytworzonych kompozytów.

Dodatek łupka przywęglowego obniżał wytrzymałość określaną w badaniu klasy cementów wraz ze wzrostem jego zawartości, przy czym najmniejszą redukcję odnotowano dla cementu 32,5 (nawet przy 10% zachowano klasę – 36,2 MPa). Do dalszych badań przyjęto 5% i 10% zamiennika; w większości przypadków obniżał on wytrzymałość na ściskanie w okresie 3–90 dni, choć lokalnie obserwowano poprawę względem próbek referencyjnych (np. 42,5 po 28 dniach: 30,2 MPa dla serii referencyjnej oraz 34,3

MPa dla 5%). Dodatkowo, wariant 42,5 + 5% łupka charakteryzował się mniejszym spadkiem wytrzymałości w porównaniu do wariantu z samym cementem – 43,4% oraz 72,6%. Porównanie wyników badania pociągania kapilarnego wykazało, że zaprawy z dodatkiem łupka przywęglowego pochłaniały więcej wody niż próbki referencyjne, przy czym różnice pomiędzy próbkami nie były duże, a przebieg absorpcji wody w czasie był zbliżony dla wszystkich wariantów. Zaprawy na cemencie klasy 32,5 R charakteryzowały się najdłuższymi czasami wiązania, a wraz ze wzrostem klasy cementu czas ten ulegał skróceniu, szczególnie dla 52,5 R. Dodatek łupka przywęglowego wydłużał czas wiązania dla cementów 32,5 R i 42,5 R (silniej przy większych ilościach), natomiast dla 52,5 R powodował jego skrócenie, zwłaszcza przy 5% dodatku.

Redukcja ilości cementu poprzez wprowadzenie łupka przywęglowego pozwoliła na wymierne obniżenie śladu węglowego projektowanych zapraw. Przy zastosowaniu 5% dodatku odnotowano spadek emisji o około 4,9%, natomiast zwiększenie udziału łupka do 10% pozwoliło na ograniczenie tego wskaźnika o blisko 9,8% w stosunku do próbki referencyjnej.

Podsumowując, łupek przywęglowy może stanowić substytut cementu w różnego rodzaju kompozycjach cementowych (zaprawy, betony) pod warunkiem zachowania właściwego doboru jego parametrów, który pozwoli na uzyskanie korzyści ekologicznych przy jednoczesnym spełnieniu wymagań technicznych stawianych materiałom budowlanym.

Badania zostały sfinansowane przez Narodowe Centrum Nauki (NCN) w ramach programu OPUS 23, nr grantu UMO-2022/45/B/NZ9/02018.

Pamięć, która buduje przyszłość. Od odkrywców Lubelskiego Zagłębia Węglowego do strategicznych horyzontów działalności Oddziału Górnośląskiego PIB-PIB

Andrzej PIOTROWSKI¹, Artur DYCZKO¹, Albin ZDANOWSKI²

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec – apiotr@pgi.gov.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Górnośląski, ul. Królowej Jadwigi 1, 41-200 Sosnowiec – emerytowany pracownik

Wystąpienie poświęcone jest znaczeniu odkrycia i zagospodarowania Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) w perspektywie 55 lat od udokumentowania pierwszych zasobów przemysłowych w rejonie Łęcznej. Przypomniane zostaną główne etapy rozpoznania geologicznego tego obszaru — od wczesnych przesłanek naukowych sformułowanych jeszcze przez Jana Samsonowicza, przez powojenne badania Lubelszczyzny, aż po intensywne prace poszukiwawcze rozpoczęte w 1964 r., a zakończone udokumentowaniem złoża w 1971 r. Odkrycie to miało znaczenie nie tylko regionalne, lecz również ogólnopństwowe, gdyż zasoby Lubelszczyzny stanowią istotną część krajowej bazy węgla kamiennego, stanowiąc 21,5% polskich zasobów bilansowych tego surowca.

W referacie zaakcentowana zostanie szczególna rola Państwowego Instytutu Geologicznego, zwłaszcza Oddziału Górnośląskiego, który wniósł istotny

wkład w podsumowanie wiedzy o osadach karbonu Lubelszczyzny, a także w przygotowanie podstaw merytorycznych dla poszukiwań złóż węgla kamiennego w tym regionie.

Z perspektywy 2026 roku odkrycie LZW można traktować jako jedno z najważniejszych osiągnięć polskiej geologii drugiej połowy XX wieku. Wystąpienie będzie zmierzać do tezy, że dzieje LZW obalają uproszczone opinie o przypadkowości tego sukcesu — przeciwnie, były one wynikiem długiego procesu badawczego, w którym zasadniczą rolę odegrały instytucjonalna ciągłość Państwowego Instytutu Geologicznego, kompetencje jego zespołów badawczych oraz wkład Oddziału Górnośląskiego w rozwój wiedzy o karbońskich formacjach węglonośnych.

Rola danych geologicznych w adaptacji do zmian klimatu – monitoring, analiza i kierunki rozwoju

Izabela PLOCH¹, Agnieszka KOWALCZYK¹, Małgorzata WOŹNICKA¹, Maria PRZYŁUCKA¹, Jacek RUBINKIEWICZ¹, Tomasz WOJCIECHOWSKI², Grzegorz UŚCINOWICZ³, Wojciech GRANOWSZEWSKI²

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – iplo@pgi.gov.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

³Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

Adaptacja do współczesnych zmian klimatu wymaga integracji wieloskalowych danych środowiskowych oraz rozwoju narzędzi analitycznych wspierających ocenę ryzyka. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB realizuje systemowe działania w tym zakresie, obejmujące monitoring i analizę procesów hydrogeologicznych, osuwiskowych oraz dynamiki strefy brzegowej, dostarczając podstaw do formułowania strategii adaptacyjnych.

Wody podziemne, stanowiące ponad 70% zasobów wody przeznaczonej do spożycia w Polsce, podlegają istotnym przekształceniom ilościowym i jakościowym w wyniku oddziaływania czynników klimatycznych i antropogenicznych. W ramach monitoringu prowadzone są ciągłe obserwacje stanu ilościowego i chemicznego wód podziemnych, obejmujące m.in. analizę wahań zwierciadła, zmian retencji oraz parametrów fizykochemicznych. Na tej podstawie opracowywane są prognozy hydrogeologiczne oraz system ostrzeżeń. Zgromadzone dane umożliwiają rozwój podejść wskaźnikowych do oceny ryzyka klimatycznego, przy czym kluczowym wyzwaniem pozostaje opracowanie spójnej metodyki oceny podatności systemów wodnych na zmiany klimatu.

Zagadnienia związane z zagrożeniami osuwiskowymi realizowane są w ramach Systemu Osłony Przeciwoświsowej (SOPO), obejmującego inwentaryzację osuwisk oraz opracowanie Map Osuwisk i Tereńów Zagrożonych (MOTZ). Integracja danych geologicznych z informacjami meteorologicznymi umożliwia identyfikację warunków sprzyjających aktywacji ruchów masowych, szczególnie w kontekście rosnącej

częstości ekstremalnych opadów. Uzyskane wyniki znajdują zastosowanie w planowaniu przestrzennym i zarządzaniu kryzysowym. Włączenie tych danych do analiz adaptacyjnych wymaga jednak opracowania dedykowanych wskaźników podatności zagrożeń osuwiskowych na zmiany klimatu, rozumianej odmiennie niż klasyczna podatność osuwiskowa.

W strefie brzegowej południowego Bałtyku prowadzone są badania w ramach projektu Kartografia 4D, obejmujące dotychczas ponad 150 km wybrzeża. Ich celem jest wieloaspektowe rozpoznanie budowy geologicznej oraz modelowanie procesów erozyjno-akumulacyjnych, w tym prognozowanie zmian położenia linii brzegowej. Integracja danych lądowych i morskich umożliwia tworzenie modeli wspierających ochronę wybrzeża, planowanie przestrzenne oraz zarządzanie zasobami środowiska.

Istotnym uzupełnieniem współczesnych obserwacji są dane paleoklimatyczne, które dostarczają długoterminowego kontekstu dla oceny zmienności klimatu. Dane te umożliwiają wyjście poza zakres analiz opartych wyłącznie na danych z pomiarów instrumentalnych, wspierając identyfikację trendów długookresowych oraz zdarzeń o charakterze gwałtownym. Pomimo ich wysokiej wartości poznawczej, brak rozwiniętych wskaźników ilościowych ogranicza obecnie ich pełne wykorzystanie w analizach adaptacyjnych. W konsekwencji istnieje istotna przestrzeń badawcza do wykorzystania, której wypełnienie może przyczynić się do integracji danych geologicznych w ocenie ryzyka klimatycznego.

Polesie Zachodnie. Nowe spojrzenie na budowę geologiczną osadów czwartorzędowych i ich podłoża

Katarzyna POCHOCKA-SZWARC¹, Marcin ŻARSKI¹, Artur GÓRECKI², Anna HRYNOWIECKA³, Renata STACHOWICZ-RYBKA⁴, Sylwia SKOCZYLAŚ-ŚNIAZ⁴ i Krzysztof STACHOWICZ⁴

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – katarzyna.pochocka-szwarc@pgi.gov

²Instytut Botaniki, Wydział Biologii, Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 3A, 30-387 Kraków

³Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Geologii Morza, Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

⁴Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

⁵Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin

Polesie Zachodnie znajduje się we wschodniej Polsce, pomiędzy doliną Bugu na wschodzie a doliną Tyśmienicy na zachodzie. Od północy ograniczone jest doliną Krzny, a na południu Wałem Uhruskim. Obszar Polesia Zachodniego jest zachodnim fragmentem rozległej krainy geograficznej i historycznej Polesia, rozciągającej się na szerokość ponad 700 km wzdłuż

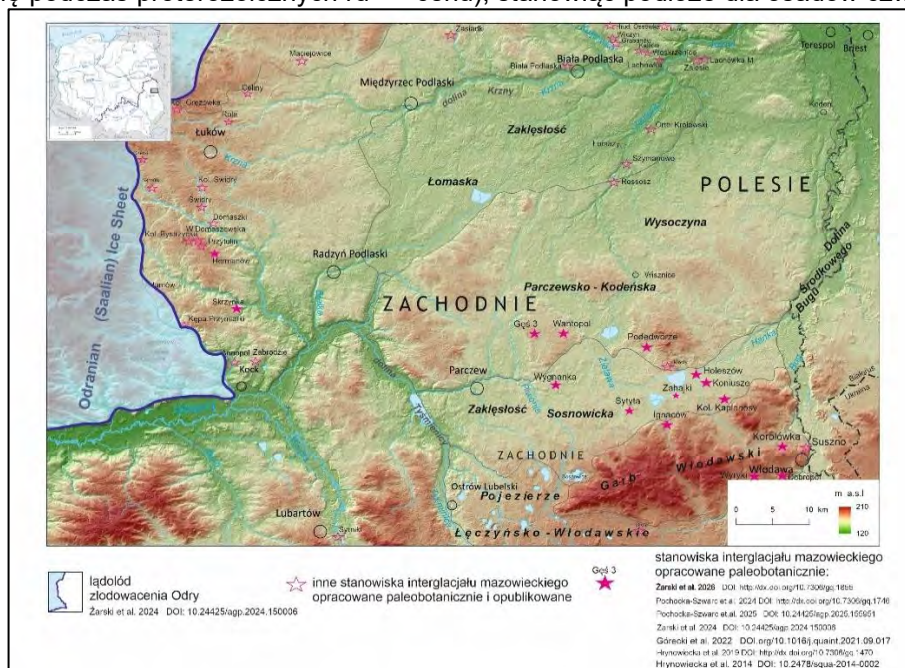
doliny Prypeci, na obszarze Ukrainy i Białorusi (Ryc. 1).

Obszar Polesia Zachodniego jest zróżnicowany pod względem morfologii terenu. W jego skład wchodzi mezoregiony: Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska; Garb Włodawski, Zakłęśność Sosnowicka oraz

Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie i Dolina Środkowego Bugu. Teren ten znajduje się w SE części platformy wschodnioeuropejskiej (elewacja hrubieszowska, nazywana także podniesioną częścią platformy prekambryjskiej i jest elementem strukturalnym, który stanowi zespół bloków tektonicznych /zrębów/ i zapadlisk. Występują tu wyniesienia skał krystalicznych (zrąb łukowski, podniesienie kumowskie) oraz obniżenia (zapadlisko włodawskie) oddzielone od siebie uskoki: Hanny i Świąćickim (o kierunku NE-SW) i o amplitudzie zrztu od 1 do 1,5 km. Ta struktura zrębowa ukształtowała się podczas proterozoicznych ru-

chów tektonicznych i późniejszych waryscyjskich. Cechą charakterystyczną jest to, że na obszarach zrębowych skały krystaliczne występują na głębokości od 300 do 500 m. Obszary zapadliskowe wypełnione są mięszymi seriami skał paleozoicznych, w tym karbonu.

Na osadach karbonu leży niezgodnie, kompleks osadów jurajskich i kredowych, który monoklinalnie zapada się w kierunku północno-zachodnim. Miejscami na morskich utworach kredy znajdują się skały paleogenu (eocenu, oligocenu) oraz neogenu (miocenu), stanowiąc podłoże dla osadów czwartorzędu.



Ryc. 1. Stanowiska interglacjalne mazowieckiego

Poczynając od północy Polesia, jednostki morfologiczne: Zakłęśłość Łomaska, Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska i Zakłęśłość Sosnowicka, położone są nad zrębem łukowskim. Wyniosła forma, jaką jest Garb Włodawski oraz malownicze Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, znajdują się nad zapadliskiem włodawskim. Wydaje się, że ukształtowanie plejstoceńskich jednostek morfologicznych nie odzwierciedla głębokich struktur podłoża. Decydujący wpływ na rzeźbę Polesia i jego budowę geologiczną ma rozmieszczenie powierzchni stropu węglanowych skał masyficznych, które w północnej części Polesia Zachodniego, znajdują się pod kilkudziesięciometrowym przykryciem osadów czwartorzędowych.

Garb Włodawski nie jest elewacją skał kredowych. Jedynie jego północne obrzeżenia mają założenie tektoniczne. Występują tu uskoki (w skałach masyficznych) o amplitudzie 20-30 m. Uskoki te stanowiły niewielki „próg” dla nasuwających się lodowców zlodowaceń południowopolskich i predysponowały do powstania zaburzeń glacitektonicznych osadów czwartorzędowych.

wych, a także paleogeńsko-neogeńskich. Na obszarze Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego w wielu miejscach skały masyficzne występują na powierzchni terenu, stanowiąc podłoże dla krasowych jezior tego pojezierza. Geneza rzeźby Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego jest krasowa, a nie lodowcowa, jak dawniej uważano, a większość form pozytywnych uznawanych za ozy czy kemy, są ostańcami denudacyjnymi powstałymi w wyniku procesów krasowych u schyłku Wistulianu.

Wyniki najnowszych badań naukowych na Polesiu Zachodnim wykazały, że obszar ten nie był pokryty lodowcem zlodowaceń Odra (MIS 6), ponieważ jego maksymalny zasięg znajdował się na linii moren czołowych Siedlce-Sarnaki (dawniej uważano, że był to maksymalny zasięg lodowca zlodowaceń Warty). Na obszarze Polesia Zachodniego, głównie na Wysoczyźnie Parczewsko-Kodeńskiej, a także Zakłęśłości Sosnowickiej, odkryto paleopojezierze z okresu interglacjalnego mazowieckiego (Holsteinian, MIS 11c), rozpoznane badaniami paleobotanicznymi i geologicznymi.

nymi. Osady kopalnych jezior znajdują się tuż pod powierzchnią terenu i zapisana jest w nich sukcesja charakterystyczna dla interglacjału mazowieckiego, natomiast przykryte są tylko seriami mineralnymi Vistulianu i holocenu. Ostatnim lądolodem, który nasunął się na obszar Polesia Zachodniego, był lądolód zlodowacenia sanu 2 (MIS 12). Na Garbie Włodawskim zachowały się moreny czołowe wyznaczające postój tego lądolodu (podczas recesji). Na powierzchni Garbu Włodawskiego udokumentowano także stanowiska osadów jeziornych i biogenicznych interglacjału mazowieckiego (Holsteinian), które nie są pokryte osadami lodowcowymi. Wypełniają one paleooryny polodowcowe i zagłębienia wytopiskowe powstałe po stopieniu lądolodu zlodowacenia sanu 2.

Literatura:

GÓRECKI A., ŻARSKI M., DRZEWICKI W., PLEŚNIAK Ł., ZALEWSKA-GAŁOŚ J., HRYNOWIECKA A. 2022 – New climatic oscillations during MIS 11c in the record of the Skrzyńka II site (Eastern Poland) based on palynological and isotope analysis. *Quaternary International*, 632, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.09.017>

HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., WINTER H. 2014 – Vegetation and stratigraphy of the Mazovian (Holsteinian) interglacial sections from Dobropol and other new sites in Western Polesie region (south – eastern Poland). *Studia Quaternaria*, 31, 17–30. <https://doi.org/10.2478/squa-2014-0002>

HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., DRZEWICKI W. 2019 – The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geological Quarterly*, 63, 375–394. <https://doi.org/10.7306/gq.1470>

POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., HRYNOWIECKA A., GÓRECKI A., PIDEK I.A., SZYMANEK M., STACHOWICZ-RYBKA R., STACHOWICZ K., SKOCZYŁAS-ŚNIAZ S. 2024 – Mazovian Interglacial sites in the Sosnowica Depression and the Parczew-Kodeń Heights (Western Polesie, SE Poland), and their stratigraphic, palaeogeographic and palaeoenvironmental significance. *Geological Quarterly*, 68, 18. <https://doi.org/10.7306/gq.1746>

POCHOCKA-SZWARC K., ŻARSKI M., GÓRECKI A., ORŁOWSKA A., HRYNOWIECKA A., SKOCZYŁAS-ŚNIAZ S., STACHOWICZ-RYBKA R., STACHOWICZ K. 2025 – Evidence for the presence of the Sanian 2 Glaciation (Elsterian, MIS 12) ice-sheet, a case study of palaeobasins from the Mazovian Interglacial (Holsteinian, MIS 11c) and terrain relief in Wantopol site (Western Polesie, E Poland). *Acta Geologica Polonica*, 75, e57. <https://doi.org/10.24425/agg.2025.155951>

ŻARSKI, M., HRYNOWIECKA, A., GÓRECKI, A., WINTER, H., POCHOCKA-SZWARC, K. 2024 – The maximum extent of the Odrianian Glaciation (Saalian, MIS 6) in the South Podlasie Lowland (SE Poland) in the light of sites with lacustrine deposits of the Mazovian Interglacial. *Acta Geologica Polonica*, 74, 14. <https://doi.org/10.24425/agg.2024.150006>

ŻARSKI M., POCHOCKA-SZWARC K., HRYNOWIECKA A., GÓRECKI A., STACHOWICZ-RYBKA R., SKOCZYŁAS-ŚNIAZ S., STACHOWICZ K., PIELACH M. 2026 – A new interpretation of the geology of Włodawa Heights (Western Polesie, Eastern Poland) <http://dx.doi.org/10.7306/gq>

Gość z daleka – nietypowy otoczek w żwirowni Mokreszów

Paweł RACZYŃSKI¹, Józef KAWAŁKO², Waldemar PAWLIK³, Sigitas RADZEVIČIUS⁴, Tadeusz M. PERYT⁵ i Danuta PERYT⁶

¹*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-204 Wrocław – pawel.raczynski@uwr.edu.pl*

²*ul. Piotra Skargi 18/10, 58-100 Świdnica*

³*KGHM Polska Miedź S.A., ul. M. Skłodowskiej-Curie 48, 59-301 Lubin*

⁴*Vilnius University, Institute of Geosciences, M. K. Čiurlionio 21/27, Vilnius*

⁵*Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa*

⁶*Instytut Paleobiologii PAN, ul. Twarda 51/55, 00-81 Warszawa*

Narzutniaki są powszechnie występującym składnikiem osadów plejstocénskich na Niżu Polskim. Występuje wśród nich bardzo wiele odmian skalnych, pochodzących z terenu Skandynawii, Morza Bałtyckiego i obszarów lądu położonych na północ od miejsca ich znajdowania. Zwykle w poszczególnych stanowiskach dominują skały krystaliczne, które wykazują większą odporność na fizyczne i chemiczne procesy niszczące podczas ich odrywania od podłoża, transportu i procesów niszczących po depozycji. Przenoszone w masie lądolodu są deponowane głównie w glinach zwałowych i żwirach fluwioglacjalnych. Ze względu na charakterystykę petrograficzną wiele z nich można łatwo powiązać z obszarem pochodzenia. Dlatego też analiza materiału skalnego w osadach glacialnych pomaga prześledzić drogi przemieszczania się mas lądolodu i transportu materiału wchodzącego w skład moren podczas

poszczególnych zlodowaceń (Czubla i in., 2006). Inne wskaźniki, jak np. procentowa zawartość różnych odmian skalnych (w tym zwłaszcza wapieni) bywają wykorzystywane do oszacowania wieku osadów powiązanych z różnymi interwałami plejstocenu.

Na obszarze Polski wśród narzutniaków skał osadowych wyróżniają się bogactwem występowania skamieniałości wapienie ordowiku i syluru. Można je znaleźć w większości odsłonień, gdzie stanowią składnik łatwo rozpoznawalny dzięki bardzo licznym, charakterystycznym skamieniałościom. Inne często występujące w osadach glacialnych skamieniałości pochodzą z jury i kredy. Częstość występowania otoczków skał z różnych epok geologicznych stanowi wypadkową powierzchni erodowanych przez lądolód wychodni skał macierzystych oraz odporności poszczególnych odmian skalnych na procesy niszczące. Tym można wyjaśnić dużą liczbę

otoczek ordowickich i sylurskich – silnie zdiagenezowane wapienie pochodzą z rozległych wychodni w południowej Skandynawii i pod dnem Bałtyku. Częste występowanie skamieniałości jury i kredy można też powiązać z rozległością wychodni oraz mniejszą odległością od miejsca depozycji – duża ich część pochodzi z Niżu Polskiego. Ponadto wśród nich częste są odporne na procesy niszczące krzemienie. Zawierają one wiele zsylikowanych szczątków zwierząt.

Bardzo rzadkie są natomiast otoczaki skał cechsztyńskich. Tłumaczyć to można niewielkim obszarem wychodni węglanowych skał cechsztynu w strefie oddziaływania lądolodu na powierzchnię terenu. W pobliżu polskiego wybrzeża Bałtyku występują one na niewielkiej powierzchni (GeoLOG, dostęp 05.2026). Otoczaki wapieni pochodzące z poziomu wapienia cechsztyńskiego (Ca1) są bardzo rzadko znajdowane. W literaturze znajdują się bardzo nieliczne doniesienia na ten temat – Casper (1933) opisał pojedyncze znaleziska z okolic Torunia i Bydgoszczy, Loewe (1910) odnalazł taki otoczek w okolicy Znamienska (niem. Wehlau, pol. Iława nad Pregiem, obecnie obwód królewiecki), a Roemer (1885) w okolicy Wrocławia.

Dłatego odnalezienie przez J. Kawałko w żwirowni w Mokrzeszowie otoczaka szarego wapienia zawierającego wskaźnikową dla wapienia cechsztyńskiego

(Ca1) skamieniałość ramienionoga *Horridonia horrida* (Sowerby, 1822) i kilka gatunków otwornic należy uznać za wartość odnotowania.

Przeprowadzone badania porównawcze wykazały odmienność tej skały od zawierających podobne skamieniałości skał wapienia cechsztyńskiego ze stanowisk w Polsce. Skała ta wykazuje natomiast podobieństwo do niektórych próbek pochodzących z otworów wiertniczych na terenie Litwy.

Opisywany narzutniak jest obecnie prawdopodobnie jedynym dostępnym do badań reprezentantem skał cechsztynu wśród skał tej kategorii. Został on znaleziony pośród wielu tysięcy próbek zebranych w mokrzeszowskiej żwirowni w ciągu prawie 50 lat poszukiwań.

Literatura:

- CASPER C. 1933 – Zwei neue Zechsteingeschiebe. Zeitschrift für Geschiebeforschung, 9 (2), 62–69.
CZUBLA P., GAŁĄZKA D., GÓRSKA M. 2006 – Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. Przegląd Geologiczny, 54, 352–362.
GeoLOG – Mapa geologiczna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, <https://geolog.pgi.gov.pl>
LOEWE H. 1910 – Zechsteingeschiebe in Ostpreussen. Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 31, 214.
ROEMER F. 1885 – Lethaea erratica oder Aufzählung und Beschreibung der in der norddeutschen Ebene vorkommenden Diluvial-Geschiebe nordischer Sedimentär-Gesteine. Palaeontologische Abhandlungen, 2 (5), 248–420.

Stan realizacji prac kartografii geologicznej na budowie drogi ekspresowej S19, w województwie podkarpackim

Justyna RYŁKO-FROCISZ, Mateusz MOROZ, Patryk BLADUSIAK, Adam KOZŁOWSKI, Aleksander GAŚIENICA, Piotr SIWEK, Dawid DŁUGOSZ i Karolina BIEŃKO

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-550 Kraków – jryl@pgi.gov.pl

Pracownia Kartografii Geologicznej Karpat Oddziału Karpackiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego realizuje prace kartograficzne na terenie budowy drogi S-19 w województwie podkarpackim będącej fragmentem międzynarodowej trasy Via Carpatia. Inwestycja jest istotna pod względem geologicznym ponieważ przecina znaczny fragment Polskich Karpat zewnętrznych, co pozwala udokumentować szereg struktur tektonicznych i litostratygraficznych. Badania terenowe polegają na kartowaniu ciągłych odsłonień powstałych w toku prac budowlanych. Wykonywane są szczegółowe opisy odsłonień, pomiary struktur geologicznych, dokumentacja fotograficzna oraz pobór próbek na badania stratygraficzne, petrograficzne, zawartości węglanów i analizy minerałów ciężkich. Na fragmencie

drogi ekspresowej S-19 między Rzeszowem a Barwinkiem (granica Państwa) prace obejmują 6 odcinków o łącznej długości około 53,0 km, w tym budowę trzech tuneli drogowych. W toku prac kartograficznych od 2022 roku udokumentowano 16,5 km skarp. W bieżącym roku planowane są prace terenowe na dwóch odcinkach, tj. Domaradz – Krosno (12,5 km) i Dukla – Barwinek (18,2 km), w kolejnych latach na ostatnich dwóch odcinkach tj. Lutcza – Domaradz (6,4 km) i Jawornik – Lutcza (5,3 km), które obecnie czekają na decyzję co do rozpoczęcia robót ziemnych. Na północ od Rzeszowa prace kartograficzne były prowadzone na odcinku między Sokołowem Małopolskim a Jasionką (13,8 km), udokumentowano około 2,3 km skarp.

Zastosowanie metody Fracture-Induced Electromagnetic Radiation (FEMR) w badaniach osuwiska w kamieniołomie Łodygowice (Beskid Mały, Karpaty Zewnętrzne)

Rafał SIKORA¹, Shreeja DAS², Mateusz MIKOŁAJCZAK² i Krzysztof HALACZEK³

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – rafal.sikora@pgi.gov.pl

²Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków

³Żwiry Sp. z o.o., ul. Sanocka 63a, 33-130 Radłów

Osuwisko w kamieniołomie Łodygowice występuje na wschodniej ścianie wyrobiska i rozwinęło się w wyniku eksploatacji skał fliaszowych. Budowa geologiczna obszaru, charakteryzująca się przewarstwieniami utworów osadowych o zróżnicowanych właściwościach mechanicznych, w połączeniu z działalnością wydobywczą, stworzyła sprzyjające warunki do wystąpienia niestabilności ścian kamieniołomu. Zgodnie z Rozporządzeniem Ministra Środowiska w sprawie zagrożeń naturalnych w zakładach górniczych, służba geologiczna działająca u przedsiębiorcy zakwalifikowała tę część wyrobiska do II stopnia zagrożenia osuwiskowego. Klasyfikacja ta podkreśla potrzebę szczegółowej dokumentacji osuwiska, rozpoznania jego budowy wewnętrznej oraz identyfikacji potencjalnych płaszczyzn poślizgu, które mogą kontrolować dalsze deformacje zbocza. Aby pomóc spółce i jej służbie geologicznej we właściwym udokumentowaniu osuwiska i identyfikacji płaszczyzn poślizgu, przeprowadzono badania terenowe z wykorzystaniem nowoczesnych metod pomiarowych.

Do określenia zasięgu osuwiska i rejestracji jego rzeźby wykorzystano fotogrametrię niskiego pułapu oraz dokonano obserwacji naziemnej. Aby uzupełnić obserwacje powierzchniowe i zbadać strukturę wewnętrzną osuwiska, zastosowano innowacyjną metodę promieniowania elektromagnetycznego indukowanego pękaniem (FEMR). FEMR to pasywna technika geofizyczna oparta na detekcji sygnałów elektromagnetycznych generowanych podczas formowania się i propagacji mikropęknięć w skałach poddanych naprężeniom. Ponieważ mikropęknięcia są ściśle związane z akumulacją i redystrybucją naprężeń w masie skalnej, pomiary FEMR mogą dostarczyć cennych informacji na temat stref wzmożonej aktywności mechanicznej, ewentualnych nieciągłości oraz wskaźników deformacji podpowierzchniowych. Metoda umożliwia również oszacowanie azymutu naprężeń oraz analizę preferowanych kierunków propagacji mikropęknięć, co jest istotne dla interpretacji geometrii i rozwoju potencjalnych powierzchni poślizgu. Zastosowanie FEMR w kamieniołomie Łodygowice jest szczególnie istotne, ponieważ stanowi pierwszą w Polsce próbę wdrożenia tej metody w badaniach naukowych, ukierunkowanych na uzyskanie wyników

użytecznych dla praktyki geologicznej i górniczej. W porównaniu z wieloma konwencjonalnymi metodami geofizycznymi, FEMR charakteryzuje się stosunkowo niskim kosztem, szybką akwizycją danych terenowych i nieinwazyjnym działaniem, co czyni ją odpowiednią do wstępnego rozpoznania i wielokrotnego monitorowania niestabilnych stoków. Jej integracja z dokumentacją fotogrametryczną i kartowaniem geologicznym może zatem stanowić skuteczne narzędzie do oceny osuwisk w obszarach objętych eksploatacją.

Literatura:

- DAS S., MALLIK J., DHANKAR S., SUTHAR N., SINGH A., DUTTA V., GUPTA U., KUMAR G., SINGH R. 2020 – Application of Fracture Induced Electromagnetic Radiation (FEMR) technique to detect landslide-prone slip planes. *Natural Hazards*, 101, 505–535.
- DAS S., MALLIK J., DEB T., DAS D. 2020 – Quantification of principal horizontal stresses inside a tunnel: An application of Fracture induced Electromagnetic Radiation (FEMR) technique in the Darjeeling-Sikkim Himalayas. *Engineering Geology*, 279, 105882.
- DAS S., FRID V., RABINOVITCH A., BAHAT D., KUSHNIR U. 2024 – Insights into the Dead Sea Transform Activity through the study of fracture-induced electromagnetic radiation (FEMR) signals before the Syrian-Turkey earthquake (Mw-6.3) on 20.2.2023.
- Freund F., Sornette D. 2007 – Electro-magnetic earthquake bursts and critical rupture of peroxy bond networks in rocks. *Tectonophysics*, 431, 33–47.
- FRID V. 2001 – Calculation of Electromagnetic Radiation Criterion for Rockburst Hazard Forecast in Coal Mines. *Pure Application. Geophysics*, 158, 931–944.
- FRID V., RABINOVITCH A., BAHAT D. 2020 – Seismic moment estimation based on fracture induced electromagnetic radiation. *Engineering Geology*, 274, 105692.
- Li D., WANG E., LI Z., JIA H., WANG D., KONG X., WANG X., WANG X., ALI M. 2018 – A causal mechanism for anomalous electromagnetic radiations from coal and rock failure. *Geophysics*, 83, E423–E434.
- OBWIESZCZENIE MINISTRA KLIMATU I ŚRODOWISKA z dnia 28 lipca 2021 r. w sprawie ogłoszenia jednolitego tekstu rozporządzenia Ministra Środowiska w sprawie zagrożeń naturalnych w zakładach górniczych. *Dziennik Ustaw* 2021 r. poz. 1617.
- RABINOVITCH A., FRID V., BAHAT D. 2017 – Directionality of electromagnetic radiation from fractures. *International Journal of Fracture*, 204, 239–244.
- RABINOVITCH A., FRID V., BAHAT D. 2018 – Use of electromagnetic radiation for potential forecast of earthquakes. *Geological Magazine*, 155, 992–996.
- SHARMA S., CHAUHAN V., SINAPIUS M. 2021 – A review on deformation-induced electromagnetic radiation detection: history and current status of the technique. *Journal of Materials Science*, 56, 4500–4551.

Bursztyn lubelski w badaniach Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB

Barbara SŁODKOWSKA

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa –
barbara.slodkowska@pgi.gov.pl

Złoża bursztynu występujące na Lubelszczyźnie są związane z osadami morskimi wieku paleogeńskiego (eocen środkowy i górny). Utwory bursztynonośne są płytko położone, występują na różnej głębokości, najczęściej na głębokości 15–25 m średnia miąższość warstwy bursztynonośnej wynosi około 10 m. Okruchy bursztynu występują w osadach klastycznych – mułkowo-piaszczystych. Charakterystyczną cechą tych złóż jest występowanie w nich glaukonitu – minerału ilastego o zielonym zabarwieniu.

Badania geologiczne na Lubelszczyźnie za utworami bursztynonośnymi prowadzono od lat 60. i 70. minionego wieku. Znaczący udział w rozpoznaniu struktur bursztynonośnych miał Państwowy Instytut Geologiczny (Mojski i in., 1966; Woźny, 1966 a, b, 1977; Uberta, Odrzywolska-Bieńkowska, 1977; Pożaryska, 1977).

Następnie w Państwowym Instytucie Geologicznym podjęto regionalne badania surowcowe na obszarze między Wisłą a Bugiem, zawężając je stopniowo do wstępnego rozpoznania występowania bursztynu w rejonie między Lubartowem, Parczewem a Radzyniem Podlaskim, które zostały połączone ze wstępnym rozpoznaniem występowania bursztynu. Przeanalizowano wówczas wiercenia archiwalne i wykonano 2 szybki i 38 otworów wiertniczych, w tym 2 szerokodymensyjne (Kasiński i in., 1997).

Wyniki badań pozwoliły na wytypowanie sześciu potencjalnych rejonów prognostycznych występowania bursztynu. W tych obszarach potwierdzono występowanie bursztynu w piaskach, mułkach i ilach środkowego i górnego eocenu i ustalono, że największa koncentracja okruchów bursztynu jest związana z osadami klastycznymi o frakcji mułków piaszczystych (Kasiński i Tołkanowicz, 1999).

Sporządzono wówczas mapę obszarów perspektywicznych wraz z prognozą występowania bursztynu na południowym Podlasiu. Mapa ta została zaimplementowana do „Bilansu perspektywicznych zasobów kopalin Polski” (Kramarska i in., 2020) i stała się podstawą do prowadzenia wielkoskalowych prac rozpoznawczych na obszarze północnej Lubelszczyzny.

Przeprowadzone badania umożliwiły dokładniejsze rozpoznanie obszarów występowania bursztynu, wytypowanie potencjalnych rejonów prognostycznych i skuteczne projektowanie prac poszukiwawczych (Kasiński i Tołkanowicz, 1999).

Prace rozpoznawczo-dokumentacyjne prowadzone w XXI wieku pozwoliły na udokumentowanie ośmiu złóż bursztynu w rejonie Górki Lubartowskiej

(aktywne koncesje eksploatacyjne), spośród których dotychczas podjęto eksploatację trzech złóż.

Przeprowadzone badania sedymentologiczne, litofacialne, mineralogiczno-petrograficzne i paleontologiczne osadów asocjacji bursztynonośnej na obszarze północnej Lubelszczyzny wskazują, że ten region jest wysoce perspektywiczny, a stwierdzona w tych osadach koncentracja bursztynu czyni zasadnym ich eksploatację. Zasoby przemysłowe złóż bursztynu w rejonie północnej Lubelszczyzny wynoszą przeszło 2000 ton i jest to region najbardziej zasobny w bursztyn w Polsce (według: Bilans zasobów złóż kopalin w Polsce, 2025).

Literatura:

- KARNKOWSKI P.H., KASIŃSKI J.R. 2014 – Paleogeografia i architektura utworów paleogenu Lubelszczyzny (południowo-wschodnia Polska). W: Mizerski W. (red.), Wyzwania geologii regionu lubelskiego w XXI wieku. 83. Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Państwowy Instytut Geologiczny.
- KARNKOWSKI P.H., KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B., CZURYŁOWICZ K., ŻARSKI M. 2024 – A new approach to analysing the origin and occurrence of amber-bearing deposits of the Upper Eocene, northern Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, 68, 26. <https://doi.org/10.7306/gq.1754>
- KASIŃSKI J.R. 2015 – Bursztynowa Lubelszczyzna. *Academia*, 41 (1), 45–47.
- KASIŃSKI J.R. 2016 – Złoża bursztynu północnej Lubelszczyzny: historia poznania, budowa geologiczna, perspektywy. Państwowa Wyższa Szkoła Zawodowa w Chełmie, 68–93. Wydaw. Stellarium, Kraków.
- KASIŃSKI J.R., PIWOCKI M., SATERNUS A., TOŁKANOWICZ E., WOJCIECHOWSKI A. 1997 – Realizacja projektu prac geologicznych dla określenia perspektyw występowania złóż bursztynu w utworach eocenu północnej Lubelszczyzny. *NAG Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa*, nr 2529/99.
- KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B., KRAMARSKA R. 2018 – Amber-bearing sediments of the Polish-Ukrainian border zone stratigraphic correlation. W: Wagner-Wysiecka E., Szewdo J., Sontag E., Sobiecka A., Czebreszuk J., Cwaliński M. (red.), 25th International Symposium “Science and Art”, Gdańsk, Poland, 22–23.03.2018. *Abstracts*, 94–98.
- KASIŃSKI J.R., TOŁKANOWICZ E. 1999 – Amber in the Northern Lublin Region – origin and occurrence. W: Kosmowska-Ceranowicz B., Paner H. (red.) 1999. *Investigations into amber. Muzeum Archeologiczne w Gdańsku*, 41–51.
- KRAMARSKA R., KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B. 2020 – Kopliny przemysłu jubilerskiego. Bursztyn, sułcynit. W: *Bilans perspektywicznych zasobów kopalin w Polsce. Państwowy Instytut Geologiczny-PIB*, 371–381.
- MOJSKI E., RZECZOWSKI J., WOŹNY E. 1966 – Górny eocen w Łusławie nad Wieprzem koło Lubartowa. *Przegląd Geologiczny*, 14, 513–517.
- PIWOCKI M. 2002 – Stratygrafia osadów bursztynonośnych północnej Lubelszczyzny. *Przegląd Geologiczny*, 50, 871–874.
- POŻARYSKA K. 1977 – Upper Eocene foraminifera of East Poland and their palaeogeographical meaning. *Acta Palaeontologica Polonica*, 22, 3–54.

SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J.R., ŻARSKI M. 2022 – Uwarunkowania stratygraficzno-środowiskowe występowania nagromadzeń złożowych bursztynu na północnej Lubelszczyźnie. *Przegląd Geologiczny*, 70, 50–60. doi: <http://dx.doi.org/10.7306/2022.3>.
UBERNA J., ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E. 1977 – Nowe stanowiska osadów gómoecenijskich na obszarze północnej Lubelszczyzny. *Kwartalnik Geologiczny*, 31, 73–87.
WOŹNY E. 1966a – Eocen z Siemienia koło Parczewa. *Kwartalnik Geologiczny*, 10, 843–850.

WOŹNY E. 1966b – Fosforyty i bursztyny z Siemienia koło Parczewa. *Przegląd Geologiczny*, 14, 277–278.
WOŹNY E. 1977 – Pelecypods from the Upper Eocene of East Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 22, 93–112.
ŻARSKI M., SŁODKOWSKA B. 2020 – Dokumentacja geologiczna powykonawcza do projektu prac geologicznych na wykonanie trzech badawczych otworów wiertniczych: Niedźwiada PIG-2019, Leszkowice PIG-2019 i Górka Lubartowska PIG-2019. NAG Warszawa.

Złoże węgla brunatnego Trzydnik na Lubelszczyźnie – charakterystyka geologiczna i znaczenie surowcowe

Paweł URBAŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – pawel.urbanski@pgi.gov.pl

Złoże węgla brunatnego Trzydnik, położone na południowym skłonie Wyżyny Lubelskiej, w rejonie Kraśnika, stanowi przykład niewielkiego, lecz istotnego poznawczo wystąpienia miocenijskich osadów węglonośnych na północnym obrzeżeniu zapadliska przedkarpackiego. Jego znaczenie wynika nie tyle z potencjału surowcowego, ile z możliwości rekonstrukcji warunków sedymentacji fitogenicznej w strefie przejściowej między środowiskami lądowymi a morskim basenem Paratetydy w neogenie (późny karpat, wczesny baden). W ujęciu regionalnym osady węglonośne powiązane są z formacją z Trzydnika, rozwiniętej w obrębie kompleksu kontynentalno-brakicznego. Osady te obejmują mułki, ropy i piaski z wkładkami oraz soczewkami węgla brunatnego, poziomami korzeniowymi i paleoglebami. Geneza złoża wiązana jest z rozwojem laguny oddzielonej od morza piaszczystą barierą i zasilanej wodami słodkimi od północy. W centralnej części zbiornika rozwijała się akumulacja fitogeniczna, podczas gdy na obrzeżach była ona ograniczana przez dostawę materiału terygenicznego oraz progradację delty. Taki model sedymentacyjny tłumaczy soczewkowaty charakter złoża i zmienność parametrów pokładu. Samo rozpoznanie rozpoczęło

od przypadkowego odkrycia podczas prac studenckich, a następnie zweryfikowano poprzez szybki i wiercenia badawcze, które potwierdziły miocenijski wiek utworów węglonośnych oraz ich ograniczony zasięg. Węgiel brunatny z Trzydnika reprezentuje stadium niskowęglonego lignitu (hipolignitu), jest węglem miękkim, przeważnie detrytowym, o cechach paliwa energetycznego, lecz z relatywnie wysoką zawartością popiołu i siarki, typową dla węgla o genezie paralicznej. Charakterystyczna jest jego detrytyczna budowa oraz obecność domieszek ilastych, co wskazuje na istotny udział procesów redepozycji materii organicznej. Znaczenie surowcowe złoża miało charakter lokalny. Eksploatację prowadzono krótko, w latach 1959–1960, obejmując najkorzystniejszą część złoża o niewielkiej miąższości nadkładu, natomiast w pozostałych partiach warunki geologiczno-górnictwa ograniczały jego opłacalność. Złoże Trzydnik zatem ma przede wszystkim znaczenie poznawcze, dokumentujące rozwój sedymentacji fitogenicznej w neogenie Lubelszczyzny oraz wpływ lokalnych warunków paleogeograficznych na formowanie się niewielkich, izolowanych akumulacji węgla brunatnego w obrzeżeniu zapadliska przedkarpackiego.

Wpływ zmienności środowisk sedymentacji utworów karbonu lubelskiego na jego potencjał surowcowy

Maria I. WAKSMUNDZKA

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa – maria.waksmundzka@pgi.gov.pl

Środowiska sedymentacji utworów karbonu w basenie lubelskim odtworzono na podstawie szczegółowej analizy litofacjalnej oraz cykliczności, w ramach stratygrafii sekwencji odniesionej do chronostratygrafii (Waksmundzka i in., 2021; Waksmundzka, 2026).

Profil charakteryzuje się dużą zmiennością wertykalną i lateralną, wywołaną cyklicznym pojawianiem się różnych środowisk sedymentacyjnych, co związane było z wahaniami względnego poziomu morza (WPM) oraz

lokalną tektoniką. Scharakteryzowano środowiska sedymentacji, tj.: płytkiego szelfu ilastego i węglanowego, deltowe, rzeczne oraz przepływów obciążonych osadem. Początkom depozycji towarzyszył wulkanizm bimodalny, na co wskazuje występowanie w profilu turneju i wizenu (sekwencje 1-3) wylewnych skał wulkanicznych i 7 horyzontów tufowych (Kozłowska i in., 2025). Największą zmienność litofacjalną obserwuje się w utworach turneju-baszkiru wyższego (sekwencje 1-16), gdzie występują częste przejścia środowisk rzecznych w deltowe, a następnie morskie. W czasie niskiego stanu i podnoszenia się WPM, głównie powstawały osady rzek roztokowych, meandrujących i systemów anastomozujących, które działały we wciętych dolinach, gdzie zachodziły również przepływy obciążone osadem. Proporcje miąższości osadów różnych środowisk turneju i wizenu wskazują na deltowo-morski reżim depozycji przy współdziałaniu procesów wulkanicznych. Natomiast w serpuchowie-baszkirze wczesnym dominował reżim deltowy. Później nastąpiła przebudowa głównych stref facjalnych, gdyż środowiska płytkoszelfowe i deltowe zostały zastąpione przez lądowe. Wyższa część profilu obejmująca baszkir najwyższy-moskow (sekwencje 17-22) charakteryzuje się rzeczny reżimem depozycji.

Porównanie miąższości pokładów węgla wskazuje, że zwiększa się ona ku górze profilu karbonu wraz ze zmianą środowisk z morskich na deltowe, a następnie rzeczne. Maksymalną miąższość osiągają pokłady powstałe w baszkirze późnym (sekwencje 17–19) w środowisku bagiennym, jakie rozwinęło się na rzecznych równiach zalewowych. Zmienia się również skład węgla, mający wpływ na ich właściwości surowcowe. Zaczyna dominować w nim lądowa materia organiczna, na co wskazuje wzrost ilości witytritu, a spadek liptytritu (Waksmundzka i Ptak, 2006). Widoczny jest także w składzie węgla powstałych w środowisku lądowym wzrost ilości składników mineralnych, w porównaniu z tymi powstałymi na równi deltowej. Odtworzono także środowiska sedymentacji piaskowców zbiornikowych i ich uszczelnień w złożach Stężycy i Wilga, które występują w baszkirze (Waksmundzka, 2008). Węglowodory zakumulowane są w piaskowcach powstałych w korytach rzecznych,

uszczelnionych utworami morskimi, deltowymi i rzecznych równi zalewowych. Wykazano przydatność piaskowców podobnej do ww. genezy dla sekwestracji CO₂, jako horyzonty zbiornikowe I, II, III (Waksmundzka, 2026). Wyniki wstępnych badań skał wulkanoklastycznych z turneju i wizenu wskazują, że mogą być one perspektywiczne dla surowców krytycznych, co wymaga dalszego szczegółowego rozpoznania. Zidentyfikowano w piaskowcach wulkanoklastycznych powstałych w korytach rzecznych, występowanie REE w postaci węglanów La i Nd (Kozłowska i in., 2025). Stwierdzono również, że tufy i udokumentowane w latach 70. XX w. boksyty korelują się ze sobą, czyli przypuszczalnie są podobnego wieku i genezy piroklastycznej, a badania tufów prowadzą do określenia boksytowości. W składzie boksytów oznaczono zawartość Al₂O₃ w ilości ok. 30–67% wag., obecność Ti, Cu, REE (Y, Nb) oraz innych metali, tj. Zr, Th, Zn, Pb, Rb (Cebulak, 1978). Niektóre z horyzontów tufowych zawierają ok. 28–35% wag. Al₂O₃, co jest ilością perspektywną dla surowców boksytowych, poza tym stwierdzono w nich obecność związków Ti i Zr (Kozłowska i in., 2025).

Literatura:

- CEBULAK S. 1978 – Surowce boksytowe i kaolinowe występujące w karbonie Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Geologiczny*, 26, 542–545.
- KOZŁOWSKA A., WAKSMUNDZKA M.I., SZCZERBA M. 2025 – Newly found tuffic horizons in the Visean deposits of the Lublin Basin, SE Poland: petrological characteristics, origin and stratigraphic significance. *Geological Quarterly*, 69, 19.
- WAKSMUNDZKA M.I. 2008 – Korelacja i geneza piaskowców karbońskich w świetle stratygrafii sekwencyjnej i ich potencjał węglowodorowy w północno-zachodniej i centralnej części basenu lubelskiego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 429, 215–224.
- WAKSMUNDZKA M.I. 2026 – Reconstruction of the Carboniferous depositional architecture in the Lublin Basin (SE Poland): sequence stratigraphy, palaeogeography and prospects for raw material deposits and CO₂ storage. *Global and Planetary Change*, 260, 105349.
- WAKSMUNDZKA M.I., KOZŁOWSKA A., PAŃCZYK M. 2021 – A putative Tournaisian and Visean volcanic-sedimentary succession in the Lublin Basin, SE Poland: depositional processes, petrological characteristics and sequence stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 71, 305–344.
- WAKSMUNDZKA M.I., PTAK B. 2006 – Depositional environments and petrographical characteristics of the Namurian and Westphalian coals in the Lublin Carboniferous Basin, SE Poland. *Abstracts, IGCP 469 – Late Variscan terrestrial biotas and palaeoenvironments* (Kraków), 25–29.

Paleośrodowisko i paleoklimat wschodnich peryferii Morza Północnego we wczesnym oligocenie: zapis palinologiczny z otworu Grabówka PIG 1 (północna Polska)

Elżbieta WOROBIEC¹, Przemysław GEDL², Grzegorz WOROBIEC¹ i Wojciech GRANOSZEWSKI³

¹Instytut Botaniki PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków – e.worobiec@botany.pl

²Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków

³Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

Wyniki szczegółowej analizy palinologicznej oligocenijskiego profilu Grabówka PIG 1 z północnej Polski (Dolina Kwidzińska) ujawniły obecność 165 gatunków sporomorf (w tym 33 gatunków pyłku roślin nagosiennych, 108 gatunków pyłku roślin okrytonasiennych i 24 gatunków zarodników roślin), ponad 80 taksonów cyst bruzdnic (*Dinoflagellata*) występujących *in situ*, a także glonów słodkowodnych i szczątków grzybów (Worobiec i in., 2025a). Skład palinoflory (w tym występowanie takich gatunków jak *Aglaoeidia cyclops*, *Boehlensipollis hohli*, *Cicatricosisporites dorogensis* i *Cupanieidites eucalyptoides*) oraz skład gatunkowy zespołu dinocyst potwierdza wczesnooligocenijski wiek analizowanych osadów. Cała sekwencja palinologiczna odpowiada 5. czempieńskiej grupie pokładów węgla brunatnego. Węgłe należące do tej grupy stanowią istotny horyzont korelacyjny dla osadów dolnego oligocenu w Europie Środkowej.

Cała sekwencja osadów została zdeponowana w przybrzeżnym środowisku morskim, w basenie epikontynentalnym połączonym z Morzem Północnym. Można przypuszczać, że było to środowisko płytkiego morza, w którego wodach licznie występowały bruzdnice tworzące cysty z rodzajów *Glaphyrocysta* i *Homotryblum*. Zmiany w proporcjach poszczególnych grup palinomorf, w tym dinocyst, szczątków grzybów oraz niektórych sporomorf, najprawdopodobniej odzwierciedlają wahania poziomu morza. Poziom ten był prawdopodobnie najniższy w trakcie depozycji niższej części profilu, na co wskazuje m.in. najbogatszy i najlepiej zachowany zespół lądowych palinomorf pyłkowych oraz obecność mikrosklerocjów grzybów *dark septate endophytes* związanych z korzeniami roślin (Worobiec i in., 2025b). Nie stwierdzono obecności

cyst bruzdnic typowych dla wód słonawych, co sugeruje, że w bezpośrednim sąsiedztwie nie było ujść większych rzek, które mogłyby transportować znaczne ilości materiału pochodzenia lądowego i które prowadziłyby do znacznego spadku zasolenia wody.

Wyniki analizy palinologicznej wskazują na obecność na pobliskim lądzie bujnej roślinności z licznymi elementami ciepłolubnymi (w tym z przedstawicielami tropikalnych i (lub) subtropikalnych rodzin *Meliaceae*, *Sapotaceae*, *Arecaceae* i innych). Obszar lądowy porastały mieszane lasy mezofityczne, lasy bagienne i (lub) łęgowe, torfowiska krzewiaste oraz roślinność wodna i bagienna. Na wybrzeżach morza występowały krzewy z rodzaju *Ephedra*. Panował subtropikalny i wilgotny klimat. Wyniki badań palinologicznych profilu Grabówka PIG 1 pozwalają na poznanie dynamiki zmian roślinności i klimatu wschodnich peryferii Morza Północnego w czasie wczesnooligocenijskich globalnych zmian klimatu Ziemi – przejścia od ciepłego, pozbawionego lądolodów świata *greenhouse* do chłodnego świata *icehouse*.

Badania sfinansowano ze środków subwencyjnych Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk.

Literatura:

WOROBIEC E., GEDL P., WOROBIEC G., GRANOSZEWSKI W. 2025a – Early Oligocene palaeoenvironment and palaeoclimate of the eastern periphery of the North Sea based on high-resolution palynological studies of the Grabówka PIG-1 borehole, northern Poland. *Comptes Rendus Palevol*, 24 (6), 67–87.
WOROBIEC G., WOROBIEC E., WIDERA M., GRANOSZEWSKI W. 2025b – Microsclerotia of dark septate endophytic fungi from Paleogene and Neogene of Poland: fossil record and palaeoenvironmental significance of root fungal endophytes. *Fungal Biology*, 129, 101594.

Kopalne grzyby z rodzaju *Potamomyces* jako wskaźniki paleośrodowiska w badaniach palinologicznych neogenu Europy i Ameryki Północnej

Grzegorz WOROBIEC i Elżbieta WOROBIEC

Instytut Botaniki PAN, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków – g.worobiec@botany.pl

Mikroskamieniałości (palinomorfy) grzybów są zazwyczaj znajdowane w trakcie badań palinologicznych wraz z innymi mikrofosylami różnego pochodzenia, określanymi jako palinomorfy niepyłkowe (non-pollen palynomorphs, NPP) (Shumilovskikh i in., 2021). Kopalne grzyby mogą być wykorzystane jako wskaźniki dawnego środowiska. Ponieważ grzyby zazwyczaj wymagają dużej wilgotności podłoża na którym rosną, obecność ich szczątków wskazuje na wilgotne środowisko w przeszłości, np. na obecność roślinności bagiennnej. W badaniach palinologicznych

miocenijskich złóż węgla brunatnego w Polsce, grzybowe palinomorfy niepyłkowe wykorzystano do pełniejszej rekonstrukcji środowisk torfotwórczej roślinności bagiennnej (Worobiec i in., 2022a). Niektóre rodzaje kopalnych grzybów mogą być również wykorzystane do wnioskowania o aspektach dawnego klimatu, np. mogą wskazywać na ciepły i wilgotny klimat w przeszłości. Jednym z takich rodzajów jest *Potamomyces* K.D. Hyde. Na terenie Polski kopalne zarodniki (askospory) *Potamomyces* stwierdzono w profilach

palinologicznych miocenijskich osadów lądowych z węglem brunatnym z Adamowa, Bełchatowa i Komornik (ze złoża Ruja) oraz w miocenijskich osadach morskich z obszaru Paratetydy z wierzeń Babczyn 2 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG1 (Worobiec i in., 2022b, Peryt i in., 2024). Spory *Potamomyces* znalezione zostały ostatnio także w plioceńskich osadach jeziornych wypełniających dawne leje krasowe stanowiska Gray Fossil Site w stanie Tennessee, USA.

Zarodniki *Potamomyces* z neogenu Polski oraz USA są ogólnie podobne do askospor współczesnego *Potamomyces armatisporus* K.D. Hyde. Współcześni przedstawiciele *Potamomyces* są saprofitami i zwykle są spotykani na rozkładającym się drewnie, przeważnie w środowisku słodkowodnym lub w wodach słonawych, a także w wilgotnych miejscach na lądzie. *Potamomyces* preferuje ciepły i wilgotny klimat; jego współczesny zasięg geograficzny obejmuje przeważnie tropiki i subtropiki. Obecnie przedstawiciele *Potamomyces* zamieszkują większość kontynentów z wyjątkiem Europy i Antarktydy. Kopalni przedstawiciele *Potamomyces* są znani z osadów od dolnego miocenu aż po holocen (Worobiec i in., 2022b). Wymienione wcześniej stanowiska *Potamomyces* z neogenu Polski i Ameryki Północnej to najbardziej wysunięte na

północ wystąpienia kopalne tego rodzaju. Wyniki badań wskazują, że spory *Potamomyces* są wiarygodnymi palinomorfami niepyłkowymi do rekonstrukcji paleoklimatu oraz paleośrodowiska.

Badania sfinansowano ze środków subwencyjnych Instytutu Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk.

Literatura:

- PERYT D., GEDL P., JUREK K., WIĘCŁAW D., WOROBIEC E., WOROBIEC G., PERYT T.M. 2024 – Environmental perturbations around the Badenian/Sarmatian (Middle Miocene) boundary in the Central Paratethys: Micropalaeontological and organic geochemical records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 647, 112221.
- SHUMILOVSKIKH L., O'KEEFE J. M. K., MARRET F. 2021 – An overview of the taxonomic groups of non-pollen palynomorphs. W: Marret F., O'Keefe J., Osterloff P., Pound M., Shumilovskikh L. (red.) 2021. *Applications of non-pollen palynomorphs: from Palaeo-environmental Reconstructions to Biostratigraphy*. Geological Society Special Publications, 511, 13–61.
- WOROBIEC G., WOROBIEC E., WIDERA M., 2022a. Middle Miocene wetland fungi from the Adamów Lignite Mine, central Poland. *Historical Biology*, 35, 841–856.
- WOROBIEC G., WOROBIEC E., GEDL P., KASIŃSKI J. R., PERYT D., WIDERA M. 2022b. Terrestrial-aquatic wood-inhabiting ascomycete *Potamomyces* from the Miocene of Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 67, 737–744.

Najnowsze zdjęcie geochemiczne obszaru Lublina i okolic

Irena Agnieszka WYSOCKA

Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Zakład Geologii Środowiskowej, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
– irena.wysocka@pgi.gov.pl

W 2025 roku zakończono realizację *Atlasu geochemicznego Lublina i okolic w skali 1:50 000*. Opracowanie powstało w Państwowym Instytucie Geologicznym – PIB na zlecenie Ministerstwa Klimatu i Środowiska i zostało sfinansowane ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej. *Atlas* stanowi kolejne opracowanie kartograficzne z serii badań geochemicznych prowadzonych na terenach miejsko-przemysłowych.

Badania geochemiczne prowadzone przez PIG-PIB mają wieloletnią tradycję i obejmują systematyczne opracowywanie atlasów i map geochemicznych dla całego kraju oraz wybranych regionów. Pierwszym ogólnopolskim opracowaniem był *Atlas geochemiczny Polski* (1990–później zaktualizowany i udostępniony w formie elektronicznej; 2012). W kolejnych latach (1995), przygotowano m.in. opracowania dla obszarów silnie zurbanizowanych i uprzemysłowionych, takich jak Górny Śląsk czy aglomeracja warszawska. Najnowszy *Atlas geochemiczny Lublina i okolic w skali 1:50 000* wpisuje się w tę serię publikacji, dostarczając aktualnych danych o stanie chemicznym środowiska w jednym z największych ośrodków

miejskich wschodniej Polski. Badaniami zostały objęte obszary Lublina i Świdnika oraz ich otoczenie o łącznej powierzchni około 374 km². Analizowane były trzy komponenty środowiska przyrodniczego: gleby, osady wodne oraz wody powierzchniowe. Uzyskane wyniki zostały zaprezentowane w formie map geochemicznych, tabel przedstawiających podstawowe parametry statystyczne zawartości pierwiastków i związków chemicznych oraz tekstów objaśniających. Podczas interpretacji uwzględniono zarówno czynniki naturalne, jak i antropogeniczne, wpływające na różnicowanie stanu chemicznego środowiska gruntowo-wodnego.

Przeprowadzone badania wnoszą istotny wkład w rozpoznanie aktualnego stanu chemicznego powierzchniowych środowisk Ziemi na obszarze aglomeracji lubelskiej. Dane prezentowane w *Atlasie* mogą stanowić ważne źródło informacji dla administracji publicznej, planistów przestrzennych, służb ochrony środowiska oraz jednostek naukowych. Mogą być one wykorzystywane m.in. przy opracowywaniu dokumentów strategicznych i sektorowych, programów ochrony środowiska, planów rewitalizacji oraz

prognoz oddziaływania inwestycji na środowisko. Ze względu na zastosowanie jednolitej, odtwarzalnej metody badań – od sposobu pobierania próbek po prezentację wyników – uzyskane dane mogą być traktowane jako wartości referencyjne (poziom odniesienia) dla przyszłych analiz prowadzonych na tym terenie.

Wyniki badań wskazują, że na większości charakteryzowanego obszaru zawartości pierwiastków w glebach, osadach wodnych i wodach powierzchniowych mieszczą się w zakresie naturalnego tła geochemicznego lub wartości typowych dla terenów rolniczych i podmiejskich. Lokalnie, głównie w centralnych i silnie zurbanizowanych częściach Lublina i Świdnika, w pobliżu głównych tras komunikacyjnych oraz na terenach o historycznej działalności przemysłowej stwierdzono podwyższone zawartości niektórych metali, takich jak ołów, cynk, miedź i kadm. Odnotowane

w glebach i osadach wodnych ilości substancji powodujących ryzyko (m.in. potencjalnie toksycznych pierwiastków lub trwałych zanieczyszczeń organicznych) na ogół nie przekraczają wartości wskazujących na ich potencjalnie szkodliwy wpływ na zdrowie ludzi i zwierząt lub organizmów wodnych. Również w analizowanych próbkach wód substancje chemiczne nie przekraczają zwykle wartości granicznych wskaźników jakości wód z grupy specyficznych syntetycznych i niesyntetycznych substancji zanieczyszczających oraz środowiskowych norm jakości dla wskaźników stanu chemicznego jednolitych części wód powierzchniowych.

Atlas jest dostępny w wersji elektronicznej na stronie internetowej poświęconej kartografii geochemicznej PIG-PIB: <https://mapgeochem.pgi.gov.pl/atlas-y-regionalne/lublin/>

Najstarsze na świecie słodkowodne rekiny Neoselachii z triasu Lisowic-Lipia Śląskiego

Jakub ZALEWSKI¹, Robert NIEDŹWIEDZKI², Marlena ŚWIŁO³, Filip POZAUĆ¹, Paweł BAĆAŁ⁴ i Tomasz SULEJ⁴

¹Wydział Biologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Miecznikowa 1, 02-096 Warszawa – j.zalewski13@student.uw.edu.pl

²Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

³Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

⁴Instytut Paleobiologii, PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Szczałki rekinów triasowych z Polski, głównie zęby, najliczniej spotyka się w utworach morskich lub marginalnych najwyższego oleneku i środkowego triasu Śląska oraz Gór Świętokrzyskich, skąd łącznie opisano 19 gatunków z 12 rodzajów (Niedźwiedzki, 2008 i literatura tam cytowana; Pawlak i in., 2022). Dużo rzadsze i ograniczone do 2 gatunków są znaleziska tej grupy ryb z retyku i anizyku/ladynu triasu Tatr. Również one pochodzą z facji morskich (Niedźwiedzki, 2008 i literatura tam cytowana). Natomiast ze słodkowodnych osadów triasu do niedawna nie znano skamieniałości rekinów. Pierwsze doniesienia o nich opublikowano dopiero w 2008 z Lipia Śl. (Dzik i in., 2008), a później także z Krasiejowa, Poręby i Woźnik, przy czym w trzech ostatnich stanowiskach chodzi o pojedyncze zęby lub kolce płetwowe pojedynczych gatunków (Kowalski i in., 2014; Sulej i in., 2012). Wszystkie pochodzą z warstw górnotriasowych z województwa śląskiego. Badania autorów niniejszego opracowania (Zalewski i in., w przyg.) ujawniły w Lipiu Śl. zespół zębów rekinich znacznie liczniejszy i bardziej zróżnicowany względem dotychczas znanych z górnego triasu w Polsce. Obejmuje on 168 zębów. Na podstawie analizy ich morfologii oraz mikrostruktury wydzielono cztery taksony: *Nemacanthus*

monilifer (144 okazy; zęby tego typu opisywano w literaturze jako *Rhomphaidon minor*, jednak Vida i in. (2025) uznali *R. minor* za młodszy synonim *N. monilifer*), cf. *Nemacanthus* (2 zęby), *Lissodus lepagei* (21 zębów) oraz *Lonchidion* sp. (1 ząb). Z innych prac z Lipia Śl. (np. Dzik i in., 2008, Świło i Kowalski, 2011) znane są też kolce płetwowe i łuski skórne rekinów. *Lissodus* i *Lonchidion* należą do rzędu Hybodontiformes, natomiast *Nemacanthus* jest przedstawicielem Neoselachii – grupy obejmującej płaszczki (znane od jury), wszystkie współczesne rekiny i ich wspólnych przodków. Analizowane zęby *N. monilifer* są mocno zróżnicowane morfologicznie, wydziela się 4 morfotypy, co zapewne odzwierciedla heterodontyzm tego gatunku. Opisane zęby hybodontów są typu kruszącego, co wskazuje że polowały one głównie na oskorpione bezkręgowce. Typ uzębienia *N. monilifer* sugeruje oportunistycznego drapieżnika, zdolnego zarówno do kruszenia muszli, jak i chwytania drobnych ryb. Rekiny z Lipia Śl. nie przekraczały 1 m.

Skały odsłonięte w Lipiu Śl. datowane są wg różnych autorów na noryk lub wczesny retyk. Powstały w środowisku rzeczonym, a znajduwana tam zróżnicowana i liczna fauna obejmuje tylko taksony słodkowodne lub lądowe. Najbliższy zbiornik morski oddalony był wówczas o ok. 200 km od omawianego rejonu

(patrz dyskusja w Zalewski i in. w przyg.). Generalnie bardzo dobry stan zachowania zębów wyklucza ich redepozycję wiekową. O ile *Lissodus* (w tym *L. lepagei*) i *Lonchidion* jest spotykany na świecie tak w osadach morskich, jak i słodководnych, o tyle triasowe Neoselachii opisywano dotąd tylko z utworów morskich albo brackicznych strefy marginalnej i deltowej, z wpływami morskimi. W tej sytuacji *N. monilifer* z Lipia Śl. jest najstarszym na świecie wystąpieniem Neoselachii z facji typowo słodководnej, zwłaszcza położonej wewnątrz ładu. Ponadto jest to najstarsze dobrze udokumentowane wystąpienie Neoselachii z Polski. Również *L. lepagei* stwierdzono pierwszy raz w kraju.

Literatura:

DZIK J., NIEDŹWIEDZKI G., SULEJ T. 2008 – Zaskakujące uwięźnienie ery gadów ssakokształtnych. *Ewolucja*, 3, 2–21.
KOWALSKI J., BODZIOCH A., JANECKI P.A., RUCIŃSKI M.R., ANTCZAK M. 2019 – Preliminary report on the microvertebrate faunal remains from the Late Triassic locality at Krasiejów, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89, 291–305.

NIEDŹWIEDZKI R. 2008 – Triassic selachians in Poland, a review. *Ichthyolith Issues*, 11: 38–41.

PAWLAK W., ROZWALAK P., SULEJ T. 2022 – Triassic fish faunas from Miedary (Upper Silesia, Poland) and their implications for understanding paleosalinity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 590, 110860.

SULEJ T., NIEDŹWIEDZKI G., BRONOWICZ R. 2012 – A new Late Triassic vertebrate fauna from Poland with turtles, aetosaurs, and coelophysoid dinosaurs. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 32, 1033–1041.

VIDA T.P., KRIWET J., MARTIN T. 2025 – A taxonomic and paleoecological review of the Rhaetian chondrichthyan fauna of Bonenburg (NRW) Germany. *PalZ*, 99, 503–528.

ŚWIŁO M., KOWALSKI J. 2011 – Mikroskamieniałości kręgowców z Lipia Śląskiego. W: Materiały do III Konferencji „Młodzi w Paleontologii”: 42. Instytut Botaniki PAN, Kraków.

ZALEWSKI J., NIEDŹWIEDZKI R., ŚWIŁO M., POZAUĆ F., BAĆAL P., SULEJ T. (w przyg.) – Late Triassic freshwater sharks from Lisowice-Lipie Śląskie (Poland). *Acta Palaeontologica Polonica*.

Mineral carbonation (MC) – modern cement industry tool in carbon capture, utilization and storage (CCUS)

Anna ZARĘBA i Łukasz MACIĄG

CRH Central Lab, Karsy 77, 27-530 Ożarów, Poland – anna.zareba@crhlab.com

Mineral carbonation (MC) of various primary and secondary materials used in cement industry shows great potential for reducing negative impact of CO₂ emissions. CRH Lab tested several uncarbonated cementitious materials, including ACS and GGBS slags, off-spec clinkers, bypass and filter dusts, and recycled cement pastes, to evaluate potential CO₂ capture. Complex laboratory tests included wet carbonation, chemistry (CO₂, fCaO, XRF, ICP-OES, pH), grain size analysis (PSD), calorimetric reactivity (R³, HoH), and mineralogy (XRD).

The carbonation efficiency across tested samples ranged from 3 to 47%. The greatest values were recorded in off-spec clinkers (34 to 47%) and bypass dust (35%), aligning with their superior CO₂ uptake capacity. Mentioned materials indicated significant amount of reactive lime necessary for efficient carbonation.

Materials that showed the highest pH seem to be more suitable for carbon capture through MC. Decrease with pH correlated positively with degree of carbonation. Strongly alkaline environment was favourable for efficient CO₂ absorption. Additionally, MC processes induced substantial ionic mobility, particularly for alkaline metals and silicates.

Chemical results of solutions after MC showed potential impact of alkaline ions (e.g. Ca²⁺, Mg²⁺), that could react with CO₂, and form ‘fresh carbonates’,

however under implemented direct wet procedure were unable to fully precipitate.

PSD analyses indicated coarse materials may require additional pre-treatment (e.g. grinding) to enhance MC potential and performance as carbonated SCMs.

R³ tests evidenced diverse carbonation effects on reactivity depending on material type, e.g. GGBS retained high performance (>500 J/g), ACS slag slightly improved (~100 J/g), while bypass and filter dusts decreased, or remained relatively low (<100 J/g). HoH analysis for off-spec clinkers showed mostly good thermal activity (~200 J/g), which benefited from carbonation. MC might reduce reactivity in materials with high free lime, such as bypass dusts, due to minerals transformation into more stable and less reactive carbonates.

XRD investigation revealed beneficial calcite (and Mg-calcite) growth during MC, especially in aged off-spec clinkers. Reduction in number of reactive phases, such as free lime and portlandite, was evident and confirmed their ‘consumption’ during MC. Transformation of silicates included strong decrease of belite and alite, but also stability of melilite group (åkermanite – gehlenite series) in ACS and GGBS. Visible increase with amorphous phase content in few samples (e.g. ACS) was related with formation of low-crystalline carbonates and silicates (e.g. CSH,

tobermorite) potentially affecting hydration behaviour consistent with slight R^3 increase.

Chemical and mineralogical composition, especially concentration of soluble Ca^{2+} ion, as well as initial pH values were the critical factors influencing MC performance.

Overall, the study provided a robust foundation for further development of mineral carbonation technologies within the broader framework of carbon capture, utilization, and storage (CCUS), particularly in the context of sustainable cement production and industrial decarbonization.

Mineral Carbonation at CRH Lab Main Stages



Serpentynitowe wulkany błotne – budowa, geneza, rozmieszczenie

Dominik ZAWADZKI

Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, ul. Mickiewicza 16a, 70-383 Szczecin – dominik.zawadzki@usz.edu.pl

Serpentynitowe (podmorskie) wulkany błotne zostały po raz pierwszy odkryte pod koniec lat 70. XX wieku na obszarze basenu przedłukowego Marianów (Hussong i Fryer, 1981). Ich rozpoznanie, charakterystyka oraz interpretacja genezy, miały miejsce podczas badania procesów zachodzących w rejonie rowu Mariańskiego oraz Izu-Bonin (Fryer i in., 1985; Fryer i Smoot, 1985). Od tego czasu oceaniczne wulkany błotne stwierdzono w wielu lokalizacjach związanymi z różnymi procesami geologicznymi. Największą ich liczbę rozpoznano w obrębie konwergentnych granic płyt litosferycznych szczególnie z dobrze rozwiniętymi strefami kompresyjnych kompleksów akcyjnych takimi jak: rejon Barbados (*Barbados accretionary wedge*) (Lance i in., 1998; Henry i in., 2002) oraz Basen Kumanó (*Nankai accretionary prism*) gdzie łącznie odkryto 13 wulkanów błotnych (Toki i in., 2014; Nishio i in., 2015). Rozległe pola wulkanów błotnych rozpoznano także na dnie Morza Kaspijskiego (Evans i in., 2007) oraz Śródziemnego (*Mediterranean Ridge accretionary complex*). Na południe od wybrzeża Krety w ciągu ostatnich lat intensywnie są badane pola Olimpia, Prometeusz II, Narodów Zjednoczonych, Pan-di-Zuccheró (Huguen i in., 2004; Behrendt i in., 2023; Rousselaki i in., 2026) oraz położone bardziej na wschód Anaksymanden i Strabon (Pape i in., 2010). Liczne wulkany błotne zostały również stwierdzone w Zatoce Kadyksu (Vanneste i in., 2011; Vanneste i in., 2012). Podmorskie wulkany błotne są nawet dziesięciokrotnie większe niż „typowe” lądowe wulkany błotne. Na obszarze basenu przedłukowego Marianów największe z nich Big Blue, South Chamorro oraz Conical Seamount osiągają wysokości 2,0

– 2,4 km powyżej dna oceanicznego oraz średnicę do 50 km (Kopf, 2002; Fryer, 2012; Mazzini i Etiope, 2017). Oceaniczne wulkany błotne, nie posiadają genezy magmowej i tworzą się w miejscach występowania naprężeń tektonicznych, które spowodowane są zbieżnym ruchem płyt litosferycznych. W wyniku oddziaływania wysokiej temperatury i ciśnienia skały pograżanej oceanicznej płyty litosferycznej są przetapiane. Zjawisku temu towarzyszą procesy intensywnego wydobywania na powierzchnię dna oceanicznego niskotemperaturowych fluidów (wysokie pH i zmienny skład chemiczny w zależności od odległości od miejsca pograżania płyty) i osadów, wzbogaconych związkami pochodzącymi z przetapiania skał na dużych głębokościach. Poza materiałem osadowym wulkany błotne wyrzucają również fragmenty skał głębokiego płaszcza Ziemi, które często wykazują ślady serpentynizacji. Umożliwia to interpretację procesów zachodzących w strefach subdukcji aż do głębokości około 25 km pod dnem (Fryer, 2012).

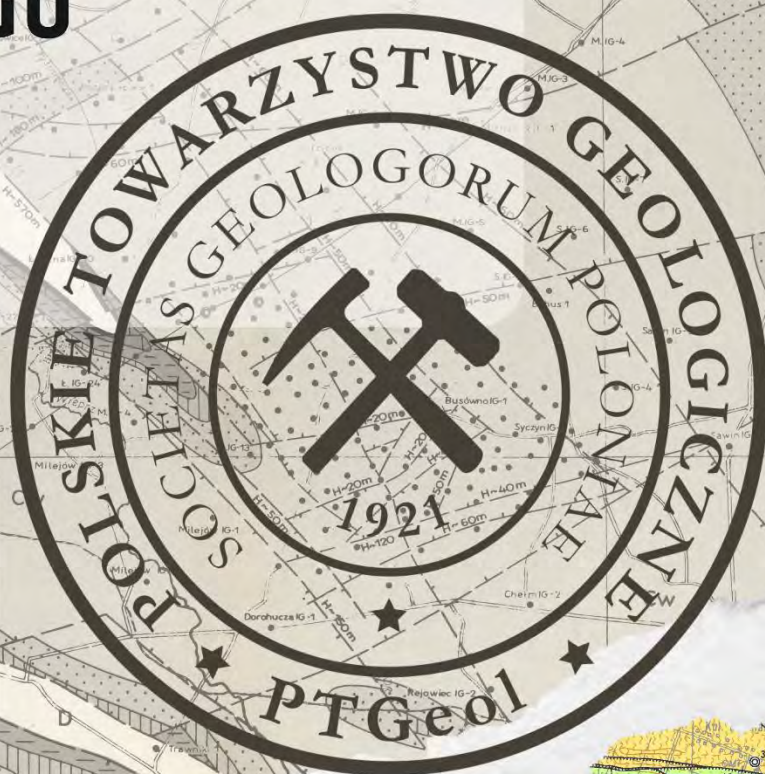
Literatura:

- BEHRENDT N., MENAPACE W., BOHRMANN G., ZABEL M., KOPF A.J. 2023 – Pore water signatures and gas hydrates occurrence in and around the Olimpi mud volcano field, south of Crete. *Marine and Petroleum Geology*, 156, 106429.
EVANS R. J., DAVIES R. J., STEWART S. A. 2007 – Internal structure and eruptive history of a kilometre-scale mud volcano system, South Caspian Sea. *Basin Research*, 19, 153–163.
FRYER P., AMBOS E., HUSSONG D. 1985 – Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, 13, 774–777.
FRYER P., SMOOT N. C. 1985 – Processes of seamount subduction in the Mariana and Izu-Bonin trenches. *Marine Geology*, 64, 77–90.

- FRYER P. 2012 – Serpentinite mud volcanism: observations, processes, and implications. *Annual Review of Marine Science*, 4, 345–373.
- HENRY P., LANCE S., LALLEMANT S., FAUGÈRES J.-C., CHAMLEY H., GONTHIER E., OLU K., ROSTEK F. 2002 – Isotopic evidence of methane related diagenesis in the mud volcanic sediments of the Barbados Accretionary Prism. *Continental Shelf Research*, 22, 2355–2372.
- HUGUEN C., MASCLÉ J., CHAUMILLON E., KOPF A., WOODSIDE J., ZITTER T. 2004 – Structural setting and tectonic control of the mud volcanoes from the central Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, 209, 245–263.
- HUSSONG D.M., FRYER P. 1981 – Seafloor spreading in the Mariana Trough: results of Leg 60 drill site selection surveys. *W: Initial Reports of the DSDP*, 60, 45–55.
- KOPF A.J. 2002 – Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40, 2 1–2 52.
- LANCE S., HENRY P., LE PICHON X., LALLEMANT S., CHAMLEY H., ROSTEK F., FAUGÈRES J.-C., GONTHIER E., OLU K. 1998 – Submersible study of mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary wedge: sedimentology, structure and rheology. *Marine Geology*, 145, 255–292.
- MAZZINI A., ETIOPE G. 2017 – Mud volcanism: an updated review. *Earth-Science Reviews*, 168, 81–112.
- NISHIO Y., IJIRI A., TOKI T., MORONO Y., TANIMIZU M., NAGAISHI K., INAGAKI F. 2015 – Origins of lithium in submarine mud volcano fluid in the Nankai accretionary wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 414, 144–155.
- PAPE T., KASTEN S., ZABEL M., BAHR A., ABEGG F., HOHNBERG H.-J., BOHRMANN G. 2010 – Gas hydrates in shallow deposits of the Amsterdam mud volcano, Anaximander Mountains, Northeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, 30, 187–206.
- ROUSSELAKE E., MICHALOPOULOS P., PAVLIDOU A., HATZIANESTIS I., KABERI H., ILIAKIS S., ROUSAKIS G. 2026 – Early and deep diagenetic imprint in surficial pore fluids from the Olimpi mud volcano field (Eastern Mediterranean). *Frontiers in Marine Science*, 12, 1728781.
- TOKI T., HIGA R., IJIRI A., TSUNOGAI U., ASHI J. 2014 – Origin and transport of pore fluids in the Nankai accretionary prism inferred from chemical and isotopic compositions of pore water at cold seep sites off Kumano. *Earth, Planets and Space*, 66, 137.
- VANNESTE H., KELLY-GERREYN B. A., CONNELLY D. P., JAMES R. H., HAECKEL M., FISHER R. E., HEESCHEN K., MILLS R. A. 2011 – Spatial variation in fluid flow and geochemical fluxes across the sediment–seawater interface at the Carlos Ribeiro mud volcano (Gulf of Cadiz). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 1124–1144.
- VANNESTE H., KASTNER M., JAMES R.H., CONNELLY D.P., FISHER R.E., KELLY-GERREYN B.A., HEESCHEN K., HAECKEL M., MILLS R.A. 2012 – Authigenic carbonates from the Darwin Mud Volcano, Gulf of Cadiz: a record of palaeo seepage of hydrocarbon bearing fluids. *Chemical Geology*, 300–301, 24–39.

90. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

27-29.05.2026
LUBLIN



SESJA TERENOWA A



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



INSTYTUT
PALEOBIOLOGII
POLSKA AKADEMIA NAUK



SESJA TERENOWA A

(28 maja, czwartek)

LUBELSKIE ZAGŁĘBIE WĘGLOWE I POLESIE – GÓRNICTWO, ŚRODOWISKO I SYSTEMY OCHRONY

Sesja terenowa poświęcona Lubelskiemu Zagłębiu Węglowemu i obszarom Polesia ukazuje współczesne górnictwo węgla kamiennego w kontekście jego oddziaływania na środowisko przyrodnicze oraz stosowanych rozwiązań ochronnych i monitoringowych. Kluczowym elementem trasy jest zjazd do kopalni w Bogdanie, umożliwiając bezpośrednie zapoznanie się z warunkami eksploatacji, a także prezentacja obiektów pogórnich, systemów ochrony środowiska i monitoringu deformacji terenu. W rejonie Nadrybia omawiane są skutki działalności górniczej w krajobrazie, w tym powstawanie szkód górniczych i nowych zbiorników wodnych, analizowanych w oparciu o kartowanie terenowe i obserwacje monitoringowe. Drugą część sesji stanowi Poleski Park Narodowy, gdzie dyskutowane są zagadnienia ochrony przyrody na obszarach przekształconych pośrednio przez działalność

górnictw, ze szczególnym uwzględnieniem ekosystemów wodno-torfowiskowych oraz działań ochronnych prowadzonych na rzecz gatunków chronionych. Sesja ukazuje złożone relacje między eksploatacją surowców, przekształceniami środowiska i funkcjonowaniem obszarów chronionych w skali regionalnej.

Dodatkowo uczestnicy wezmą udział w uroczystości odsłonięcia tablicy upamiętniającej odkrywców i dokumentatorów Lubelskiego Zagłębia Węglowego w ramach seminarium „Odkrywczy – Kolumbowie węgla Lubelszczyzny: pamięć, nauka, dziedzictwo” organizowanego przez Państwowy Instytut Geologiczny – PIB oraz LW „Bogdanka” S.A.

Tematy przewodnie: górnictwo węgla kamiennego, oddziaływanie na środowisko, monitoring, ochrona przyrody

**NADRYBIE –
szkody górnicze,
nowe zbiorniki wodne;
kartowanie i monitoring terenowy**

**PROBLEMY WODNE W REJONIE ODDZIAŁYWANIA KOPALNI LUBELSKI WĘGIEL
BOGDANKA**

Stanisław CHMIEL, Zdzisław MICHALCZYK, Katarzyna MIĘSIĄK-WÓJCIK i Marek TURCZYŃSKI

*Katedra Hydrologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
w Lublinie*

Stosunki wodne stanowią kluczowy element funkcjonowania środowiska przyrodniczego Polesia Lubelskiego. W warunkach naturalnych obieg wody na tym obszarze był powolny i silnie uzależniony od zasilania atmosferycznego. W drugiej połowie XX wieku został istotnie przekształcony przez działalność człowieka, zwłaszcza poprzez melioracje i regulację cieków, co doprowadziło do przyspieszenia odpływu wód, obniżenia poziomu wód podziemnych oraz zmniejszenia i przesuszenia powierzchni terenów podmokłych (Wilgat, 1963; Wilgat i in., 1991, 1997; Harasimiuk i in., 1998; Michalczyk i in., 2003, 2007a, b, 2020).

Na te zmiany nałożyła się działalność górnicza związana z eksploatacją węgla kamiennego przez kopalnię Lubelski Węgiel Bogdanka – „LWB” (Ryc. 1). Od momentu rozpoczęcia robót w 1975 roku następują istotne przekształcenia zarówno ilościowe, jak i jakościowe wód powierzchniowych i podziemnych w rejonie oddziaływania kopalni (Rózkowski i Rudzińska, 1978; Wilgat, 1980; Wilgat i in., 1987; Łyszczarz i Borchuski, 1995; Michalczyk i in., 1996, 2007a, b, 2020; Kosiarski i in., 1998; Radwan, 2003).

Zmiany ilościowe stosunków wodnych

Najważniejszym skutkiem eksploatacji górniczej jest deformacja powierzchni terenu i powstawanie niecek osiadań. Proces ten wynika z eksploatacji złoża metodą „na zawał” oraz odwodnienia górotworu, co prowadzi do obniżenia ciśnienia wód w głębszych poziomach wodonośnych (Rózkowski i Wilk, 1989; Michalczyk i in., 2007a, b). W efekcie powstało kilka niecek osiadań: Dratów, Uciekajka, Kobyłki, Szczecin, Nadrybie, Bogdanka, Wesołówka, Albertów, Głęboke, które stale lub okresowo wypełnia woda.

Powstawanie niecek wpływa bezpośrednio na reorganizację systemu hydrologicznego (Michalczyk i Zarębski, 1995; Michalczyk i in., 1996). Dochodzi do zmiany kierunków przepływu płytkich wód podziem-

nych, przesunięć działów wodnych oraz powierzchni zlewni. Przykładem jest północna-wschodnia część terenu górniczego, gdzie następuje przesunięcie powierzchniowego i podziemnego działu wodnego, co skutkuje zmianą obszarów zasilania górnej Piwonii – włączeniem części jej terenów do zlewni rzeki Świnki i Tyśmienicy.

Istotnym efektem obniżenia terenu jest również spadek zwierciadła wód podziemnych. W niektórych rejonach, szczególnie między jeziorem Nadrybie a zalewiskiem Szczecin, dochodzą one do kilku metrów. Tendencja ta ma charakter długookresowy i widoczna jest w danych pomiarowych, które wskazują na zwiększenie spadków hydraulicznych oraz systematyczne obniżanie się poziomu wód, zwłaszcza w okresach suchych. Dodatkowo, odwadnianie obszarów bezodpływowych powoduje powstawanie lokalnych obszarów depresyjnych, co prowadzi do zmiany warunków zasilania wód powierzchniowych oraz ograniczenia retencji naturalnej.

**Powstawanie nowych zbiorników i zmiany
retencji**

Charakterystycznym elementem krajobrazu przekształconego przez górnictwo są zbiorniki zapadliskowe (Borchulski i Łyszczarz, 2000; Radwan red., 2003). Największe z nich – Nadrybie i Szczecin – powstały w latach 90. XX wieku i wykazują dużą zmienność powierzchni oraz głębokości w zależności od warunków atmosferycznych (Michalczyk i in., 2003). W ostatnich latach utworzyły się nowe zalewiska w południowej części terenu górniczego, dolina rzeki Świnka w rejonie miejscowości Wesołówka oraz w rejonie miejscowości Głęboke i Albertów. Zbiorniki te pełnią obecnie funkcję retencyjną, jednak ich funkcjonowanie różni się od naturalnych jezior. Woda w nich podlega szybkim wahaniom poziomu, a odpływ jest silnie uzależniony od opadów, co świadczyć może o niestabilności hydrologicznej tych układów. Mimo że

zbiorniki zapadliskowe zwiększają retencję powierzchniową, to jednocześnie zmieniają naturalny system drenażu. są odprowadzane głównie do rzeki Świnki, co prowadzi do koncentracji odpływu, co zauważa się w zmianie składowych bilansu wodnego (Michalczyk i in., 2020). Istotny element zaburzenia stosunków wodnych na tym obszarze wynika z drenażu wody z niecek osiadań z wykorzystaniem pomp.

Wpływ na transformację odpływu rzecznego

Działalność kopalni wpływa także na reżim hydrologiczny rzek, zwłaszcza Świnki. Średni przepływ tej rzeki w profilu wodowskazowym Puchaczów IMGW-PIB, kształtuje się na poziomie 0,9 m³/s. Do Świnki odprowadzane są wody dołowe oraz ścieki z terenu kopalni. Wielkość zrzutu (ok. 0,18 m³/s) jest porównywalna z niskimi przepływami rzeki, co oznacza istotny udział antropogeniczny w jej zasilaniu (Michalczyk i in., 2020). W efekcie zmienia się struktura odpływu – zdecydowanie zwiększone są przepływy niskie, a więc naturalna zmienność przepływów zostaje zaburzona. Szczególnie widoczne jest to w okresach niżówkowych, kiedy udział wód kopalnianych w całkowitym przepływie rzeki jest największy.

Zmiany jakości wód

Istotnym aspektem oddziaływania kopalni są zmiany hydrochemiczne środowiska. Wody kopalniane odpompowane głębszych warstw prowadzą do wzrostu mineralizacji wód rzeki Świnki (Janiec, 1987; Michalczyk i Chmiel, 2005; Ciosmak, 2012; Ciosmak i in., 2017). Wykazują podwyższoną mineralizację wynikającą z zawartości siarczanów, chlorków oraz żelaza i manganu.

Szczególnym źródłem zanieczyszczeń jest hałda skał płonnych oraz lokalne jej składowiska w zrekułtywowanych wyrobiskach (Stachowicz i in., 1996), z których wypłukiwane są związki powstałe w wyniku utleniania siarczków. Substancje te przedostają się do wód gruntowych oraz powierzchniowych, powodując zmiany ich składu chemicznego (Gazda, 1987; Janiec i in., 1988; Majka-Smuszkiewicz, 1995; Zarębski i in., 1998; Michalczyk i in., 2007b).

Również zbiorniki zapadliskowe wykazują odmienny chemizm wód w porównaniu z naturalnymi jeziorami. Ich wody charakteryzują się wyższą mineralizacją oraz zwiększoną zawartością biogenów (azotu i fosforu), co sprzyja eutrofizacji i intensywnemu rozwojowi fitoplanktonu (Chmiel i in., 2002).

Zmiany w relacjach powiązania wód powierzchniowych z podziemnymi

Obszar Polesia cechuje się silnym powiązaniem wód powierzchniowych i podziemnych, co powoduje dużą wrażliwość systemu na antropopresję (Wilgat i in., 1984; Michalczyk i in., 2017). Eksploatacja górnictwa zaburza te relacje poprzez zmianę gradientów hydraulicznych oraz przekształcenie warunków filtracji. W przypadku jezior obserwuje się zależność ich

stanów od poziomu wód podziemnych oraz opadów atmosferycznych (Michalczyk i in., 2020). Długoterminowe analizy wskazują na tendencję spadkową poziomu wód podziemnych i powierzchniowych, wynikającą ze zmian klimatu. Bezpośredni wpływ oddziaływań górniczych i ich skala, poza terenem górniczym, nie jest jednoznacznie możliwa do określenia, co nie oznacza jego wykluczenia.

Wnioski

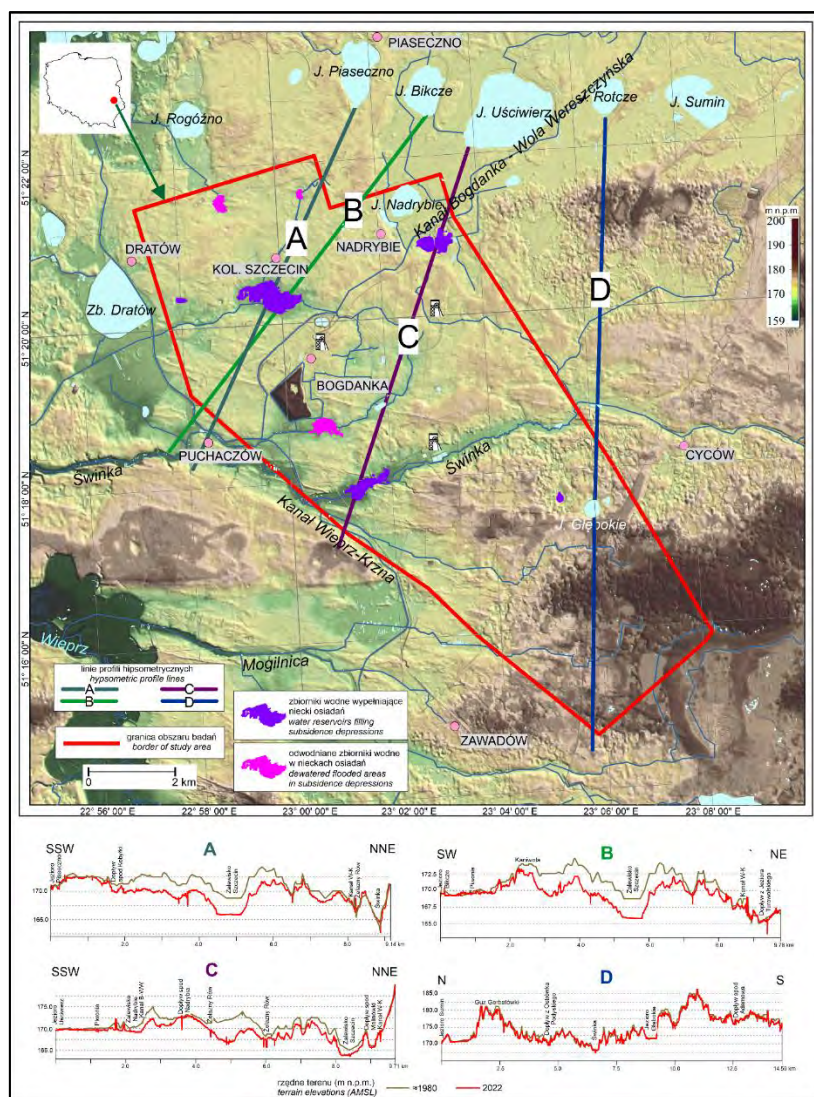
Działalność kopalni LWB prowadzi do przekształceń stosunków wodnych w obszarze jej oddziaływania. Najważniejsze skutki to:

- zmiana kierunków przepływu wód i przesunięcia działów wodnych,
- lokalne obniżenia zwierciadła wody podziemnej,
- powstawanie niecek osiadań i zbiorników zapadliskowych,
- drenaż płytkich wód podziemnych i powierzchniowych,
- przekształcenie reżimu hydrologicznego rzek, szczególnie Świnki,
- pogorszenie jakości wód na skutek wzrostu mineralizacji i eutrofizacji.

Zmiany te mają szczególne znaczenie w kontekście sąsiedztwa obszarów chronionych, takich jak Poleski Park Narodowy, obszary Natura 2000, rezerwat przyrody „Brzeziczno” oraz funkcjonowania unikatowych jezior. Dlatego istotne jest podejmowanie przez kopalnię LWB działań ograniczających odpływ wód, zwiększających retencję oraz zapobiegających rozprzestrzenianiu się zanieczyszczeń.

Literatura:

- BORCHULSKI Z., ŁYSZCZARZ L. 2000 – Zagrożenia i szanse zagospodarowania przestrzennego w obszarze KWK „Bogdanka”. W: Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych. Wydaw. UMCS, Lublin, 279–285.
- CHMIEL S., MICHALCZYK Z., TURCZYŃSKI M. 2002 – Hydrological changes of waters in reservoirs formed as a result of mining deformations. *Limnological Review*, 2, 57–62.
- CIOŚMAK M. 2012 – Zmiany parametrów wód kopalnianych Lubelskiego Zagłębia Węglowego (LZW) podczas intensywniej eksploatacji i ich wpływ na jakość wód rzeki Świnki. *Inżynieria Ekologiczna*, 28, 20–29.
- CIOŚMAK M., GRZYWNA A., BOCHNIAK A. 2017 – The Effect of Hard Coal Mine Drainage Water on the Quality of Surface and Ground Waters. *Annual Set The Environment Protection*, 19, 411–422.
- GAZDA L. 1987 – Geologiczno-geochemiczne uwarunkowania zmian antropogenicznych środowiska naturalnego CRW LZW. W: Określenie dróg przenoszenia abiotycznego i ekologicznego polutantów w rejonie LZW. T. I. Politechnika Lubelska, Lublin, 59–84.
- HARASIMIUK M., MICHALCZYK Z., TURCZYŃSKI M. (red.) 1998 – Jeziora łączyńsko-włodawskie. Monografia przyrodnicza. Biblioteka Monitoringu Środowiska, UMCS, PIOS, Lublin, 1–210.
- JANIEC B. 1987 – Wybrane problemy jakości wód powierzchniowych Centralnego Rejonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. W: Określenie dróg przenoszenia abiotycznego i ekologicznego polutantów w rejonie LZW. T. I. Politechnika Lubelska, Lublin, 212–222.
- JANIEC B., MICHALCZYK Z., WOJCIECHOWSKI K. 1988 – Stan i zagrożenia stosunków wodnych centralnego rejonu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Annales UMCS, sectio B*, vol. XXXIX, Lublin, 173–206.



Ryc. 1. Lokalizacja terenu górniczego kopalni Lubelski Węgiel Bogdanka.

KOSIARSKI T., ŁYSZCZARZ L., KAMIŃSKA-WAWRZYSIUK M. 1998 – Monitoring powierzchni terenu i pierwszego poziomu wodonośnego w obszarze górniczym „Puchaczów IV”. W: Ekoinżynieria. II Forum Inżynierii Ekologicznej, Nałęczów, 631–638.

ŁYSZCZARZ L., BORCHULSKI Z. 1995 – Oddziaływanie wydobywania węgla kamiennego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym na środowisko wodne Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego. Człowiek i Środowisko, 3(19), IGPIK, Warszawa.

MAJKA-SMUSZKIEWICZ A. 1995 – Wpływ skał płonnych Kopalni Węgla Kamiennego „Bogdanka” na wody podziemne i powierzchniowe. Ekoinżynieria, 2(3), 25–30.

MICHALCZYK Z., BARTOSZEWSKI S., CHMIEL S., GŁOWACKI S., TURCZYŃSKI M. 1996 – Stosunki wodne rejonu jezior Rogóźno–Piaseczno–Nadrybie, ich przekształcenia i problemy renaturalizacji. W: Renaturalizacja ekosystemów wodno-torfowiskowych na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim. Wojewoda Lubelski, LFOSN, UMCS, Lublin, 25–42.

MICHALCZYK Z., CHMIEL S. 2005 – Stan i zmiany stosunków wodnych w rejonie Kopalni Węgla Kamiennego „Bogdanka”. W: Historia i współczesność górnictwa na terenie Lubelszczyzny, red. Z. Krzowski. Wydaw. Politechniki Lubelskiej, Kazimierz Dolny nad Wisłą, 7–8 grudnia 2005, 89–96.

MICHALCZYK Z., CHMIEL S., GŁOWACKI S., MIĘSIĄK-WÓJCIK K., RACZYŃSKI K., SPOŚB J., TURCZYŃSKI M. 2020 – Charakterystyka wód. W: Polesie – Środowisko, Melioracje, red. Urban i in. Wydawnictwo SGGW, 162–223.

MICHALCZYK Z., CHMIEL S., TURCZYŃSKI M. 2003 – Stosunki wodne w obszarze funkcjonalnym Poleskiego Parku Narodowego. Acta Agrophysica, z. 91, Rozprawy i Monografie, Instytut Agrofizyki PAN, Lublin, 26–67.

MICHALCZYK Z., CHMIEL S., ŁYSZCZARZ L., TURCZYŃSKI M. 2007a – Przekształcenia rzeźby i stosunków wodnych w rejonie Bogdanki (Lubelskie Zagłębie Węglowe). W: M. Harasimiuk i in. (red.), Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery, 23–30. Wydaw. UMCS, Lublin.

MICHALCZYK Z., CHMIEL S., TURCZYŃSKI M. 2007b – Hydrologiczne konsekwencje eksploatacji złoża węgla kamiennego w rejonie Bogdanki (LZW). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422, 113–125.

MICHALCZYK Z., ZARĘBSKI K. 1995 – Wymiana wód podziemnych w południowo-zachodniej części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego – w rejonie KWK „Bogdanka”. W: Współczesne problemy hydrogeologii, t. VII, cz. 2. Wydaw. AGH, Kraków–Krynica, 119–126.

RADWAN S. (red.) 2003 – Przyrodnicze podstawy ochrony i odnowy ekosystemów wodno-torfowiskowych w obszarze funkcjonalnym Poleskiego Parku Narodowego na tle antropogenicznych przekształceń środowiska przyrodniczego. Acta Agrophysica, 91, 247.

RÓŻKOWSKI A., RUDZIŃSKA T. 1978 – Model hydrogeologiczny Centralnego i Północnego Okręgu Węglowego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Kwartalnik Geologiczny, 22(2), 395–414.

RÓŹKOWSKI A., WILK Z. (red.) 1989 – Warunki hydrogeologiczne Lubelskiego Zagłębia Węglowego, 1–107. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.

STACHOWICZ S., ŁYSZCZARZ L., KOŁODZIEJCZYK B. 1996 – Gospodarcze wykorzystanie odpadów pogórnich z KWK „Bogdanka” S.A. W: Ekoinżynieria. I Forum Inżynierii Ekologicznej, Lublin–Nałęczów, 441–446.

WILGAT T. (red.) 1963 – Polesie Lubelskie, 1–207. Wydaw. Lubelskie, Lublin.

WILGAT T. 1980 – Możliwości zmian stosunków wodnych pod wpływem robót górniczych w Centralnym Rejonie Węglowym Lubelskiego Zagłębia Węglowego. LXXXVIII Sesja Naukowa Instytutu Geologicznego. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.

WILGAT T., JANIEC B., MICHALCZYK Z., TURCZYŃSKI M., 1997 – Hydrological consequences of human action in the Łęczna–Włodawa Lake Region. *Geographia Polonica*, 68, 117–147.

WILGAT T., JANIEC B., MICHALCZYK Z., WOJCIECHOWSKI K., 1987 – Wpływ górnictwa na stosunki wodne w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. W: Ekologiczno-gospodarcze problemy rozwoju górnictwa Lubelskiego Zagłębia Węglowego, 37–61. NOT, Lublin.

WILGAT T., MICHALCZYK Z., PASZCZYK J., 1984 – Płytkie wody podziemne w obszarze związanym z Centralnym Rejonem Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wydaw. UMCS, Lublin.

WILGAT T., MICHALCZYK Z., TURCZYŃSKI M., WOJCIECHOWSKI K. 1991 – Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. *Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej PAN*, 19, 23–140.

ZARĘBSKI K., ZAWISŁAK J., ŁYSZCZARZ L. 1998 – Jakość wód podziemnych w rejonie aktualnej rekultywacji wyrobiska odkrywkowego skałami karbońskimi w związku z cyklami hydrogeologicznymi. W: Ekoinżynieria. II Forum Inżynierii Ekologicznej, Nałęczów, 471–482.

URSZULIN – siedziba Poleskiego Parku Narodowego; zagadnienia ochrony przyrody i Ośrodek Ochrony Żółwia Błotnego

Jarosław PIETRUCZUK

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

Położenie

Polesie to rozległa kraina geograficzna i historyczna, stanowiąca najwyższą część środkowo-europejskiego pasa Wielkich Dolin. Rozciąga się od obszarów położonych na północny wschód od Lublina, wzdłuż biegu Prypeci i jej dopływów, aż do Dniepru. Od południa Polesie ogranicza Wyżyna Wołyńska, a od północy Wyżyna Białoruskie. Jego wschodnie krańce znajdują się już na terytorium Rosji. Polesie ma charakter płaskiej równiny o rozciągłości równoleżnikowej wynoszącej około 700 km i południkowej dochodzącej do 300 km. Obejmuje powierzchnię około 150 tys. km². Wysokości nad poziomem morza wahają się tu od około 100 do około 300 m n.p.m. Na tak rozległym obszarze wyróżniane są jednostki fizycznogeograficzne niższego rzędu, zwykle wyodrębniane niezależnie w granicach poszczególnych państw: Polski, Ukrainy, Białorusi i Rosji. Według geograficznej regionalizacji Europy Wschodniej (Kondracki, 1995) na Polesiu wyróżniono następujące subregiony: Polesie Zachodnie, Polesie Wołyńskie, Polesie Żytomierskie, Polesie Kijowskie, Polesie Czernichowskie, Polesie Nowogrodzko-Siewierskie oraz Polesie Wschodnie.

W granicach Polski znajdują się dwa z wyżej wymienionych makroregionów: Polesie Zachodnie i Polesie Wołyńskie. Polska część Polesia w całości położona jest na międzyrzeczu Wieprza i Bugu. Ze względu na wewnętrzne zróżnicowanie głównych elementów środowiska przyrodniczego wyróżnia się w jej obrębie kilka jednostek subregionalnych o odmiennych cechach litologicznych, geomorfologicz-

nych i geobotanicznych. Są to: (1) na Polesiu Wołyńskim – Obniżenie Dubieńskie, Pagóry Chełmskie i Obniżenie Dorohuckie oraz (2) na Polesiu Zachodnim – Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, Garb Włodawski, Zakłęśłość Sosnowicka, Wysoczyzna Parczewsko-Kodeńska i Zakłęśłość Łomaska (Ryc. 1; Richling i in., 2021).

Budowa geologiczna

W polskiej części Polesia wśród utworów powierchniowych dominują glacialne osady zlodowacenia sanu 2, głównie gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe oraz wodnolodowcowe, a także osady akumulacji rzecznej i jeziorno-rozlewiskowej, tj. piaski, mułki i ropy z okresu zlodowaceń odry i wisły, zajmujące rozległe powierzchnie tarasów nadzalewowych. Dna dolin rzecznych oraz rozległych obniżen poza-dolinnych wypełniają holocenyjskie piaski, torfy i namuły torfowe. Największą powierzchnię wśród organogenicznych osadów holocenyjskich zajmują torfy niskie. Tworzą one duże, zwarte obszary torfowisk, zwłaszcza w mezoregionach Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego i Obniżenia Dubieńskiego (Harasimiuk i Dobrowolski, 2010). Do największych torfowisk w regionie należą: Krowie Bagno, Durne Bagno, Bagno Bubnów i Bagno Staw na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim oraz Bagno Serebryskie, torfowiska Brzeźno i Roskosz w Obniżeniu Dubieńskim. Miąższość torfów jest bardzo zróżnicowana i waha się od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 10 m.

Najstarszymi utworami geologicznymi odsłaniającymi się na powierzchni terenu, jedynie w izolowanych płatach w południowej części regionu, są górnokredowe margle, opoki i kreda pisząca (Dobrowolski i Harasimiuk, 2002). Pierwszym ogniwem serii kredowej są osady albu, wykształcone w postaci piaskowców glaukonitowych z fosforytami. Stanowią one zapis kolejnej transgresji morskiej na obszar platformowy. Miąższość piaskowców jest niewielka i wynosi 2–5 m. Utwory górnokredowe reprezentowane są przez wapienie piaszczyste z fosforytami (cenoman), wapienie i wapienie margliste (turon, koniak, santon, kampan) oraz margle, wapienie margliste i kredę piszącą (mastrycht). Łączna miąższość osadów kredowych waha się od 300 m w części nadbużańskiej do 650 m w zachodniej części Polesia Zachodniego (Buraczyński i Wojtanowicz, 1982, 1985). Najbardziej

miększe ogniwo kredy stanowią osady mastrychtu, których średnia miąższość wynosi około 160 m w południowej części obszaru oraz około 50 m w części północnej. Ważne z perspektywy funkcjonowania tego obszaru są ponadto osady karbonu. Występują one bezpośrednio na osadach dewońskich i wykształcone są najczęściej w postaci wapieni, margli, piaskowców, mułowców i iłowców. Największą miąższość serii karbońskiej mają osady westfalu, wykształcone w postaci mułowców i iłowców. To właśnie warstwy westfalu są podstawową serią tworzącą pokłady węgla kamiennego w Lubelskim Zagłębiu Węglowym (Buraczyński i Wojtanowicz, 1982). Odkrycie złóż węgla kamiennego w latach 50. XX w. oraz rozpoczęcie budowy kopalni w Bogdanie w 1975 r. zainicjowały rozwój górnictwa w tym regionie.



Ryc. 1. Podział fizycznogeograficzny polskiej części Polesia (Richling i in. 2021).

Rzeźba terenu

Obecny charakter rzeźby Polesia Zachodniego i Wołyńskiego jest wynikiem złożonej morfogenezy obszaru. Wśród głównych elementów rzeźby współczesnej można wyróżnić zespoły form o różnej genezie, wieku i typologii, występujące obok siebie i kształtujące specyfikę krajobrazu poleskiego. Powierzchniowo dominują tu formy akumulacji organogenicznej, ale występują także formy glacygeniczne, związane z akumulacją lodowcową i wodnolodowcową, a także formy pochodzenia rzeczno i jeziornego, formy krasowe, denudacyjne oraz antropogeniczne (Dobrowolski i Pietruczuk, 2020).

Rzeźba Polesia wydaje się z pozoru mało urozmaicona i monotonna, zwłaszcza pod względem hipsometrycznym. W rzeczywistości można jednak

wyróżnić w jej obrębie zwarte fragmenty rzeźby wyraźnie zróżnicowanej pod względem morfogenetycznym i wiekowym (Ryc. 2). Część północną, w granicach Zakłęśności Łomaskiej i Sosnowickiej oraz Wysoczyzny Parczewsko-Kodeńskiej, reprezentują silnie zdenudowane, płaskie równiny moreny dennej, rozcięte skomplikowanym systemem dolin i rozlewisk przepływowych o bardzo słabo wykształconych strefach wododziałowych. Deniwelacje nie przekraczają tu 25 m. System ten został ukształtowany w fazie recesji lądolodu. Dalej na południe znajduje się Garb Włodawski. Jest to wysoczyzna polodowcowa wznosząca się do 50 m ponad obszary przyległe i nadbudowująca kopalny guz kredowy o założeniach strukturalnych (Dobrowolski i Pietruczuk, 2020).

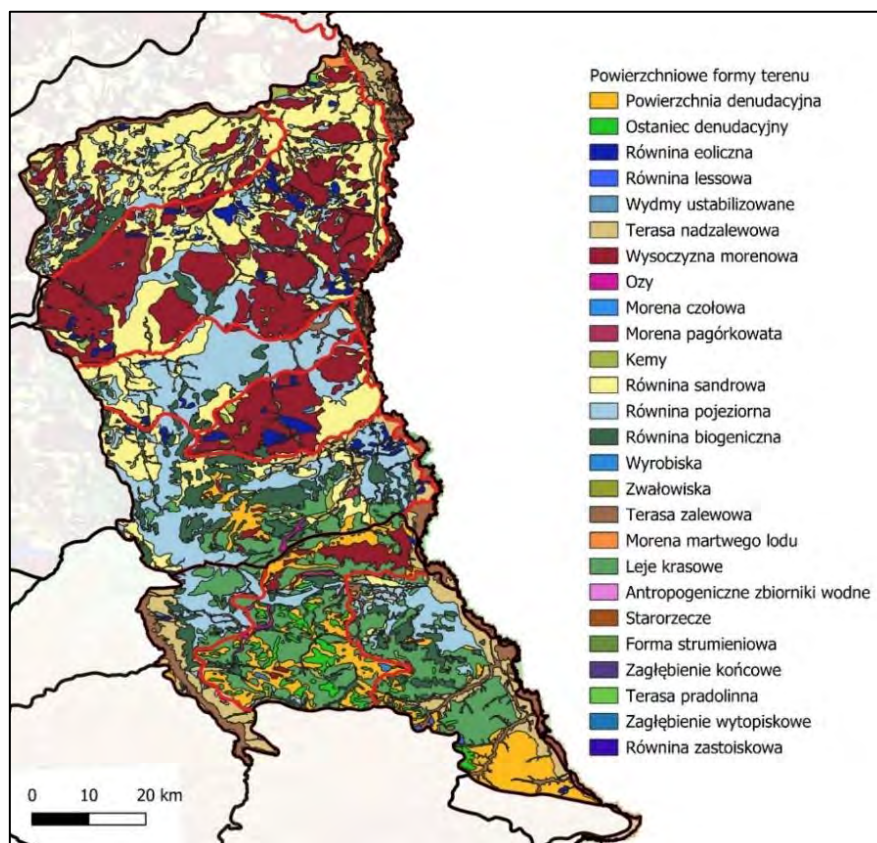
Na południe od Garbu Włodawskiego rozciągają się trzy wybitnie równinne mezoregiony: Pojezierze Łęczyńsko-Włodawskie, Obniżenie Dorohuckie i Obniżenie Dubieńskie. Najistotniejszym elementem rzeźby terenu są tutaj równiny akumulacji organogenicznej, ukształtowane u schyłku ostatniego zlodowacenia oraz w holocenie. Sieć dolinna jest bardzo słabo wykształcona, a działy wodne między zlewniami Bugu i Wieprza są niemal nieczytelne. Ponadto na powierzchni powszechnie odsłaniają się wychodnie skał węglanowych górnej kredy, stanowiące podłoże rozwoju form krasowych w typie krasu kredy pizzącej (Dobrowolski i Pietruczuk, 2020).

W centralnej części wymienionych wyżej trzech mezoregionów położone są Pagóry Chełmskie. Tutaj również powszechnie odsłaniają się skały węglanowe górnej kredy. Ich twardsze odmiany, przede wszystkim opoki, budują trzon wzgórz wyspowych, czyli ostańców denudacyjnych. Bardziej miękkie facje, takie jak margle i kreda pizząca, stanowią natomiast podłoże zrównań podstokowych oraz den rozległych kotlin. Rzeźba terenu ma zatem wyraźnie pagór-

kowaty charakter, z dobrze zaznaczającymi się w krajobrazie formami wyniesionymi i obniżeniami (Harsiniuk, 1975). W porównaniu z pozostałymi mezoregionami Polesia rzeźba terenu jest tutaj wyjątkowo urozmaicona, a deniwelacje nierzadko przekraczają nawet 100 m. Z tego powodu w niektórych podziałach regionalnych obszar ten bywa włączany do Wyżyny Lubelskiej.

Lubelskie Zagłębie Węglowe

Zasoby węgla kamiennego w regionie lubelskim zostały odkryte w latach 30. XX w. przez prof. Jana Samsonowicza. Pokłady węgla rozciągają się od Wołynia w kierunku północno-zachodnim. Wybuch II wojny światowej przerwał prace poszukiwawcze. Po jej zakończeniu, na skutek zmiany granic państwowych, tylko część obszarów węglonośnych, położonych między Chełmem a Parczewem, o długości 180 km i szerokości 22 km, znalazła się w granicach Polski (Kaliński, 2015).



Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna Polesia Zachodniego i Wołyńskiego (opracowanie własne).

W latach 50. XX w. podjęto wiercenia otworów poszukiwawczych. Ich pomyślne wyniki zadecydowały o przystąpieniu w 1964 r. do wierzeń rozpoznawczo-badawczych, a w 1965 r. pobrano pierwsze próbki węgla w rejonie Łęcznej. W 1972 r. zespół Państwowego Instytutu Geologicznego pod kierunkiem mgr. inż. Józefa Porzyckiego sporządził pełną dokumentację zasobów Lubelskiego Zagłębia

Węglowego. Na jej podstawie w styczniu 1975 r. rozpoczęto budowę pierwszej kopalni w Bogdanie koło Łęcznej. Kopalnia miała mieć jeden poziom wydobywczy, położony na głębokości 960 m, a zakładane wydobycie węgla szacowano na 12 tys. t na dobę. Planowano jej uruchomienie w 1980 r., zaś do 1984 r. miała osiągnąć docelową zdolność wydobywczą. Niespodziewanie trudne warunki geologiczne

spowodowały jednak wstrzymanie w latach 1978–1979 prac w dwóch wierconych szybach. Pierwszą ścianę wydobywczą uruchomiono 30 listopada 1982 r. na poziomie 922 szybu „Samsonowicz”, co zapoczątkowało eksploatację węgla w Lubelskim Zagłębiu Węglowym. Początkowo wydobywanie w Bogdanie wynosiło około 800 t węgla na dobę. W 1985 r. pozyskiwano już 1 tys. t węgla na dobę (Kaliński, 2015).

Obecnie kopalnia prowadzi eksploatację w następujących obszarach górniczych (Ryc. 3):

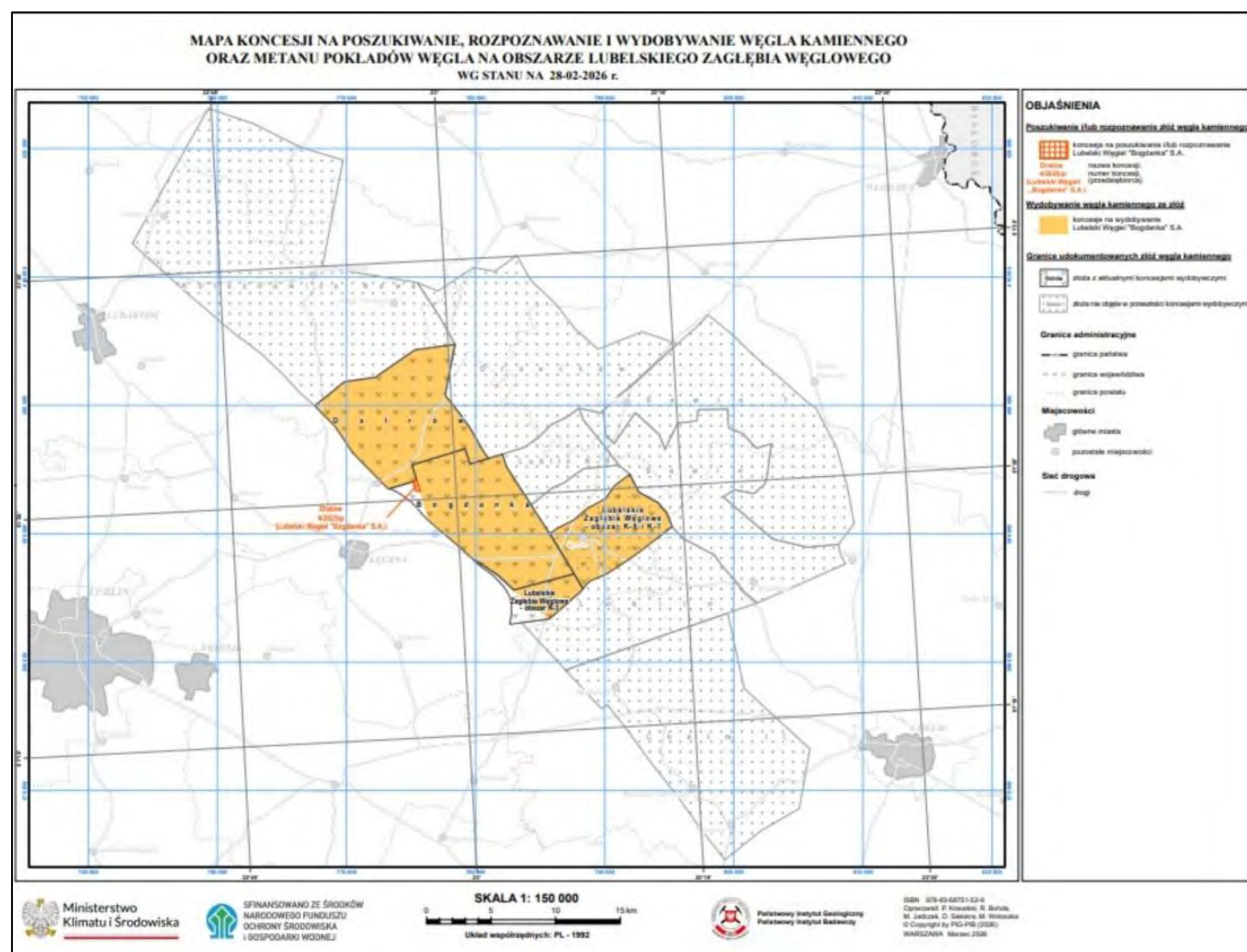
- „Puchaczów V” o powierzchni około 73,36 km²,
- „Stręczyn” o powierzchni około 9,38 km²,
- „Ludwin” o powierzchni około 78,67 km².

Sprzedawany przez spółkę węgiel kamienny jest stosowany przede wszystkim do produkcji energii elektrycznej i ciepłej. Klientami Bogdanki są głównie firmy przemysłowe, przede wszystkim podmioty prowadzące działalność w branży elektroenergetycznej, zlokalizowane we wschodniej i północno-wschodniej Polsce. LW Bogdanka S.A. jest także

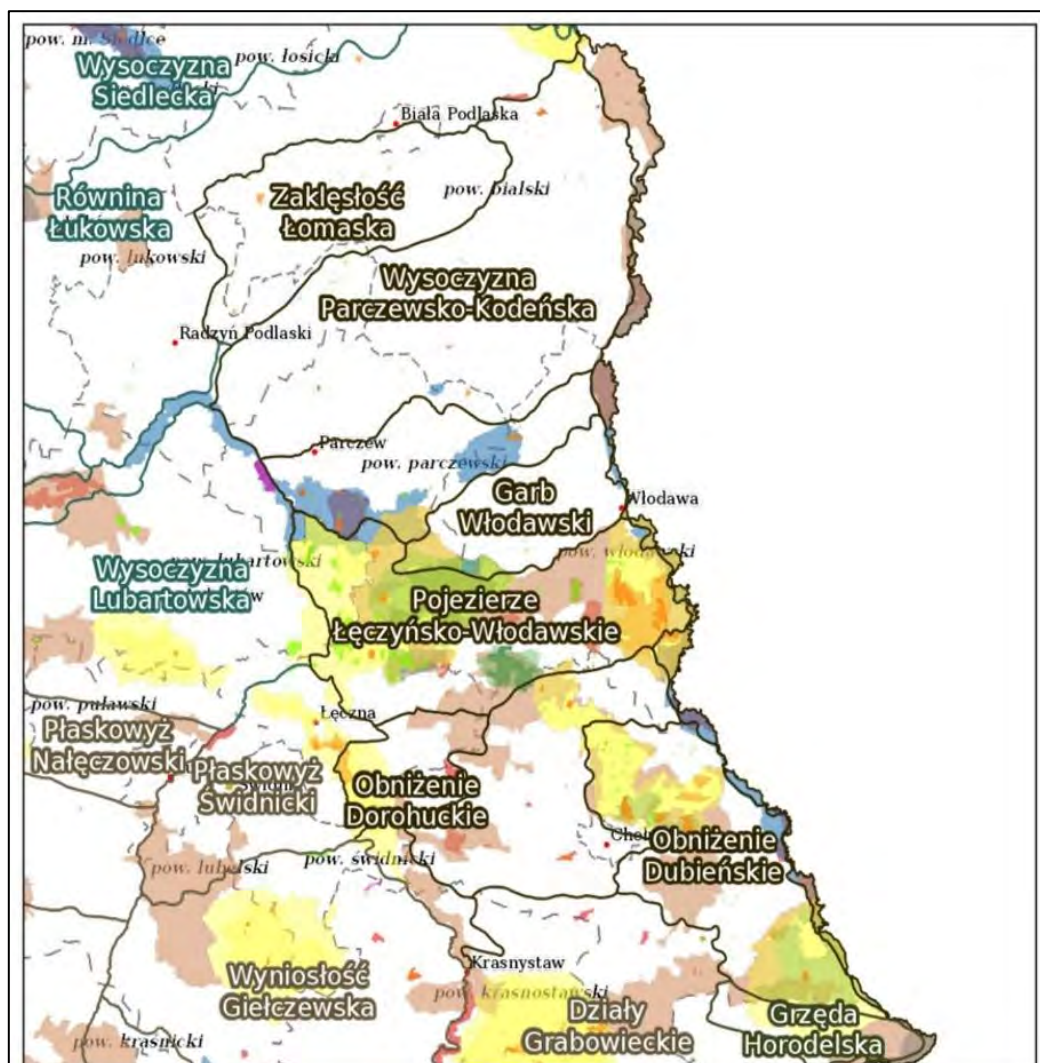
częścią Grupy Enea, jednego z liderów polskiego rynku energetycznego.

Ochrona środowiska

Najcenniejsze przyrodniczo obszary polskiej części Polesia są położone są południe od Garbu Włodawskiego (Ryc. 4). W krajobrazie zdecydowanie dominują tam obszary mokradłowe. Wśród nich wyróżniają się obiekty typowo wodne, czyli jeziora o złożonej genezie, oraz ekosystemy wodno-błotne: rozległe kompleksy torfowiskowe, niewielkie torfowiska śródlądowe i śródpolne, a także doliny rzeczne o różnym stopniu przekształcenia. Ze względu na rolę, jaką pełnią w środowisku, obszary te zaliczane są do wyjątkowo cennych przyrodniczo. Często wyróżniają się również szczególną bio- i georóżnorodnością. Spotkać można tutaj gatunki flory i fauny unikalne w skali kraju.



Ryc. 3. Mapa koncesji na poszukiwanie, rozpoznawanie i wydobywanie węgla kamiennego na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego (stan na 28.02.2026).



Ryc. 4. Zasięg obszarów prawnie chronionych (opracowanie własne).

Literatura:

- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J. 1982 – Objasnienia do szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Kołacze. Instytut Geologii. Warszawa.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J. 1985 – Objasnienia do szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Sawin. Instytut Geologii. Warszawa.
- DOBROWOLSKI R., PIETRUCZUK J. 2020 – *Przyroda nieożywiona Polesia Lubelskiego*. W: J.A. Mażajski i in., redakcja tomu: D. Urban, R. Dobrowolski, J. Jeznach 2020. Polesie – Środowisko, Melioracje red. ogólna-naukowa. Międzynarodowa Monografia Naukowa: 4 tomy, Szkoła Główna Gospodarstwa Wiejskiego w Warszawie. Warszawa, SGGW, 2020. T. 3: Polesie Polskie, 984.
- HARASIMIUK M. 1975 – Rozwój rzeźby Pagórów Chełmskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. *Prace Geograficzne*, IG PAN, 115, 1–108.

- HARASIMIUK M., DOBROWOLSKI R. 2010 – Geneza krajobrazów hydrogenicznych Polesia Zachodniego. W: Chmielewski T., Piasecki D. (red) 2010. *The Future of hydrogenic Landscapes In European Biosphere Reserves. Przyszłość krajobrazów hydrogenicznych w rezerwatach biosfery Europy*. UP Lublin, Poleski PN, PAN Oddz. Lublin, Komitet Narodowy UNESCO-MAB, 139 – 162. Warszawa, Lublin.
- KALIŃSKI J. 2015 – Lubelskie Zagłębie Węglowe. W: Dwilewicz Ł. i Morawski W. 2015. *Historia polskich okręgów i regionów przemysłowych*, T. 1, 142–147. Polskie Towarzystwo Historii Gospodarczej, Warszawa.
- KONDRACKI J. 1995 – Fizyczno-geograficzna regionizacja Europy Wschodniej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny*. Polska Akademia Nauk, 67(3–4).
- RICHLING A., SOLON J., MACIAS A., BALON J., BORZYSZKOWSKI J., KISTOWSKI M. (red.). 2021. *Regionalna geografia fizyczna Polski*. Bogucki Wydaw. Naukowe, Poznań.

POLESKI PARK NARODOWY. PRZYSTANEK URSZULIN, SIEDZIBA PARKU

Piotr MARKOWSKI¹ i Magdalena SUCHORA²

¹*Poleski Park Narodowy, Urszulin*

²*Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie*

Poleski Park Narodowy utworzony 1 maja 1990 roku, a następnie powiększony w 1994 r. o południowo-zachodnią eksklawę Bagno Bubnów i Bagno Staw, to pierwszy park o charakterze wodno-torowiskowym w Polsce. Obecnie obejmuje on łącznie ok. 9760 ha i jest jedenastym co do wielkości parkiem narodowym w Polsce. System ochrony przyrody ma tu także wymiar międzynarodowy – od 2002 roku Park jest jednym z 19 polskich obszarów Ramsar, zaś od 2012 stanowi część Transgranicznego Rezerwatu Biosfery UNESCO „Polesie Zachodnie”. Park należy także do sieci NATURA 2000, zarówno jako ostoja

siedliskowa (PLH 060013 Ostoja Poleska), jak i ostoje ptasie (PLB 060001 Bagno Bubnów i PLB060019 Polesie).

Park wyróżnia duże zróżnicowanie występujących tu ekosystemów wodnych. Oprócz czterech jezior (Moszne, Karaśne, Długie i Łukie) i torowisk różnych typów, występują tu także stawy i torfianki (Ryc. 1–4). Choć powierzchniowo dominują lasy (ok. 49%) to charakterystyczny rys Parku tworzą głównie akweny wodne i zbiorowiska otwarte m.in. łąki i torfowiska (łącznie ok. 40%).



Ryc. 1. Owocująca wełnianka na torfowisku Durne Bagno, PPN (fot. A. Haranicz, Archiwum PPN).

Zanim powstał Poleski Park Narodowy. Początki ochrony przyrody Polesia

Starania o skuteczną ochronę walorów przyrodniczych Polesia sięgają czasów przedwojennych. W latach 20 i 30. XX wieku w centralnej i wschodniej części Polesia utworzono rezerваты przyrody w celu

ochrony bobra, łosia, azalii pontyjskiej i kotewki murańskiej. Najważniejszą wówczas inicjatywą ochrony Polesia była propozycja utworzenia parku natury na Polesiu Wschodnim – opracowanie to stworzyli w 1933 roku Stanisław Kulczyński i Władysław Szafer, wybitny badacz i botanik, wykładowca na Uniwersytecie Jagiellońskim. To właśnie on dostrzegł wielkie

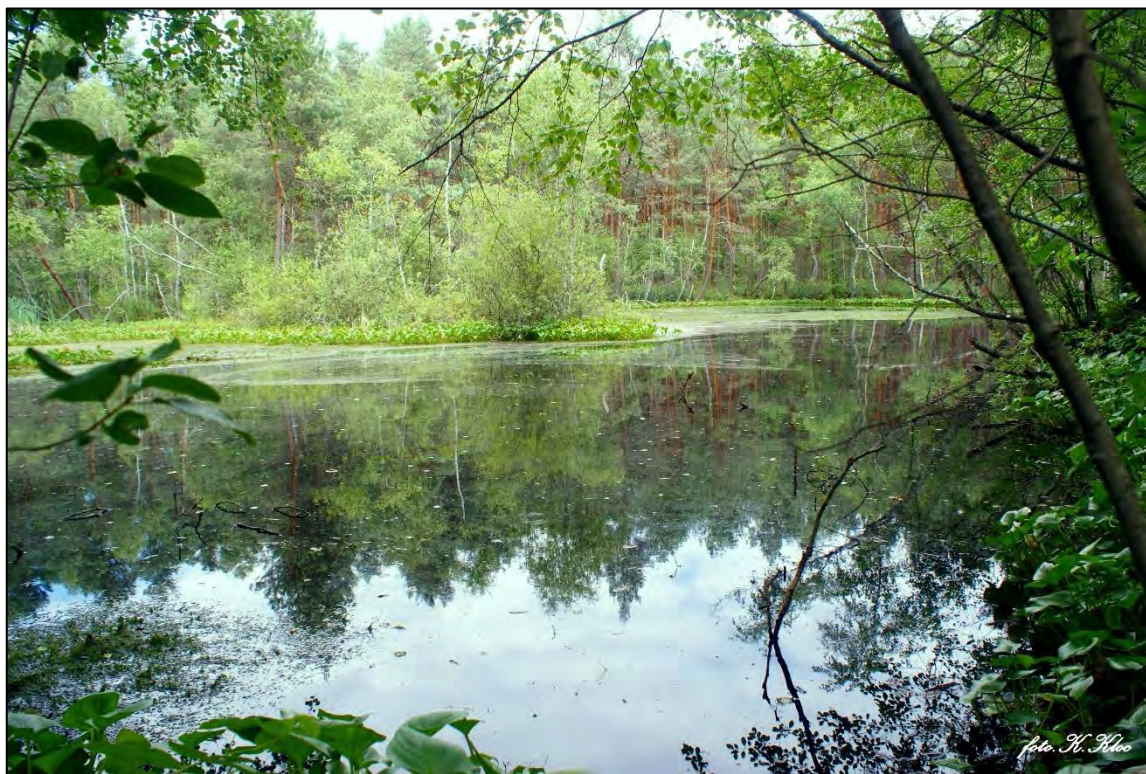


Ryc. 2. Stawy Pieszowolskie, PPN (fot. A. Haranicz, Archiwum PPN).

bogactwo i wartość ekosystemów wodnych i lądowych Polesia.

W granicach powojennej Polski, w latach 50. i 60. na terenie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego utwo-

rzono cztery rezerwaty: Jezioro Świerszczów i Jezioro Brzeziczno (1959), Torfowisko przy Jeziorze Czarnym (1959) i Durne Bagno (1968).



Ryc. 3. Torfianka przy ścieżce Dąb Dominik, PPN (fot. K. Kloc, Archiwum PPN).



Ryc. 4. Czermień błotna i torfowce na brzegu jednej z zarastających torfianek (fot. A. Haranicz, Archiwum PPN).

W międzyczasie, w maju 1954 roku, Lubelskie Towarzystwo Geograficzne, kierowane przez profesora Tadeusza Wilgata, zorganizowało spotkanie, na którym profesor Dominik Fijałkowski zaproponował utworzenie Wytyckiego Parku Narodowego. Propozowany obszar został przedstawiony na mapach w 1971 roku i miał powierzchnię 1700 ha. Następnie, w roku 1975, profesor Fijałkowski zaprezentował granice parku o powierzchni ok. 2000 ha, nazywając go Zachodniopoleskim Parkiem Narodowym. W 1972 roku powstał rezerwat Jezioro Moszne i wraz z otaczającym go torfowiskiem stał się „zaczątkiem” przyszłego parku narodowego. Następnie, w 1978 roku, Jezioro Długie wraz z przyległym torfowiskiem stało się także rezerwatem przyrody. Na sesjach naukowych wyrażano coraz pilniejszą potrzebę utworzenia parku narodowego. W 1982 roku powstał rezerwat Torfowisko Orłowskie. W marcu 1983 roku Wojewódzka Rada Narodowa w Chełmie ustanowiła granice pierwszego w kraju Ekologicznego Systemu Obszarów Chronionych, który łączył cztery parki krajobrazowe (Poleski, Chełmski, Sobiborski, Strzelecki), obejmującego także obszary chronionego krajobrazu. Dokumentacja naukowa, stanowiąca podwaliny powołania parku, została opracowana przez zespół naukowców pod kierunkiem prof. dr hab. Tadeusza Chmielewskiego na zlecenie Urzędu Wojewódzkiego w Chełmie. Było to w roku 1984, a już w 1985 Wojewoda Chełmski zorganizował ogólnopolską konferencję, na której specjaliści różnych dziedzin przedyskutowali najbardziej optymalne rozwiązania,

które zaakceptowałyby zarówno przedstawiciele sektora gospodarki, jak i ochrony przyrody. Jeszcze w tym samym roku, bazując na ustaleniach wspomnianej konferencji, zorganizowano spotkanie, na którym przedstawiono trzy warianty granic przyszłego parku. Wybór wariantu trzeciego poprzedził zgromadzenie szczegółowej dokumentacji naukowej parku, która została ukończona w 1986 roku. Uzyskując pozytywną opinię kilkunastu instytucji i państwowych jednostek organizacyjnych, w 1987 dokumentacja została przekazana najwyższym władzom. Państwowa Rada Ochrony Przyrody wydała pozytywną opinię i zaleciła zmianę nazwy z Zachodniopoleskiego na Poleski Park Narodowy. W 1988 roku projekt uzyskał akceptację Ministerstwa Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa. Poleski Park Narodowy zaczął istnieć prawnie 1 maja 1990 roku, mając wówczas powierzchnię 4813,35 ha, a prace nad jego powiększeniem rozpoczęto już w 1991 roku. W zamyśle było przyłączenie rezerwatu „Bagno Bubnów” (tj. kompleksu torfowisk węglanowych Bagna Bubnów oraz Bagna Staw) o powierzchni 1600 ha. Jeszcze w tym samym roku Rada Naukowa Parku zaakceptowała ten krok i skierowała projekt do Ministra Ochrony Środowiska, Zasobów Naturalnych i Leśnictwa. Projektowano także powiększenie parku o kompleks łąk i stawów w północ od jezior Moszne i Długie. W dniu 1 lutego 1994 roku powierzchnia Poleskiego Parku Narodowego została powiększona do 9647,73 ha.

Przyroda ożywiona Poleskiego Parku Narodowego

Poleski Park Narodowy jest jednym z najcenniejszych obszarów wodno-błotnych w Polsce, a świat przyrody ożywionej jest odpowiedzią na występującą tu mozaikę siedlisk torfowiskowych, jeziornych, łąkowych i leśnych. To właśnie różnorodność warunków wodnych, glebowych i mikroklimatycznych sprawia, że na stosunkowo niewielkim i tylko pozornie monotonnym obszarze współwystępują tu organizmy o odmiennych wymaganiach ekologicznych i różnym pochodzeniu biogeograficznym.

Flora i fauna Parku są nie tylko bogate, ale także szczególnie wrażliwe na zmiany środowiska, zwłaszcza na przekształcenia stosunków wodnych i zarastanie otwartych mokradeł. Wiele występujących tu gatunków ma charakter reliktowy, rzadki lub zagrożony, a część z nich osiąga w Poleskim Parku Narodowym jedno z najważniejszych stanowisk w kraju. Dlatego przyroda ożywiona Polesia jest doskonałym przykładem ścisłego związku między siedliskiem, historią krajobrazu i współczesną ochroną czynną.

Florystyczne perełki Poleskiego Parku Narodowego

O przyrodniczej wyjątkowości Poleskiego Parku Narodowego świadczy m.in. bogactwo świata roślinnego. W Poleskim Parku Narodowym wyróżniono ponad 200 zespołów roślinnych, z których większość (ponad 140) stanowią zespoły nieleśne. Występuje tu ok. 1000 gatunków roślin naczyniowych, co stanowi niemal połowę gatunków krajowych, w tym 66 gatunków objętych ochroną prawną – 33 gatunki objęte ochroną ścisłą, 33 gatunki objęte ochroną częściową.

Z **gatunków zaliczanych do wyjątkowo rzadkich i ginących**, w Parku występują m.in.: należąca do rodziny rosiczkowatych, aldrowanda pęcherzykowata, a także storczyki – buławnik czerwony i lipiennik Loesela, należący do rodziny selerowatych starodub łąkowy i tłustosz zwyczajny dwubarwny. Na szczególną uwagę zasługuje kilka gatunków turzyc: turzyca Davalla, t. strunowa, t. Buxbauma, t. torfowa, t. bagienna, t. cienista i – spokrewniona z nimi – marzy-ca ruda. Wiele z nich tworzy całe zespoły roślinne na znacznych powierzchniach, podczas gdy w innych regionach kraju występują na pojedynczych stanowiskach.

Flora Poleskiego Parku Narodowego jest wyjątkowa, ponieważ na stosunkowo niewielkim obszarze spotykają się tu rośliny o bardzo różnym pochodzeniu geograficznym: środkowoeuropejskie (120 gatunków), północne (140 gatunków), relikt atlantyckie (ok. 25 gatunków) oraz gatunki stepowe i górskie. Dzięki temu Park stanowi swoiste florystyczne pogranicze, w którym obok gatunków typowych dla niżu Europy Środkowej rosną relikt chłodniejszych epok, rośliny związane z klimatem oceanicznym oraz gatunki o zasięgach pontyjskich i górskich.

Do najcenniejszych elementów flory Poleskiego Parku Narodowego należą **relikty polodowcowe** –

gatunki związane z chłodniejszymi okresami klimatycznymi, które przetrwały tu dzięki torfowiskom i wysokiemu uwilgotnieniu siedlisk. Najbardziej charakterystyczne są brzoza niska, wierzba lapońska i wierzba borówkolistna, a także m.in. turzyca strunowa, turzyca bagienna, gnidosz królewski, bagnica torfowa, rosiczka długolistna, kosaciec syberyjski (Ryc. 5) i lepnicza litewska. Z kolei **relikty atlantyckie** to m.in. prosienicznik gładki i chroszcz nagołodygowy. Wśród występujących tu roślin górskich warto wymienić ciemiężcę zieloną (Ryc. 6), kosatkę kielichowatą i storczyka – gólkę długoostrogową.



Ryc. 5. Kwitnący kosaciec syberyjski (*Iris sibirica* L.). Kwitnienie kosaćców w Poleskim Parku Narodowym przypadające na maj/czerwiec zbiega się z sezonem lęgowym żółwi błotnych (fot. T. Pałka, Archiwum PPN).

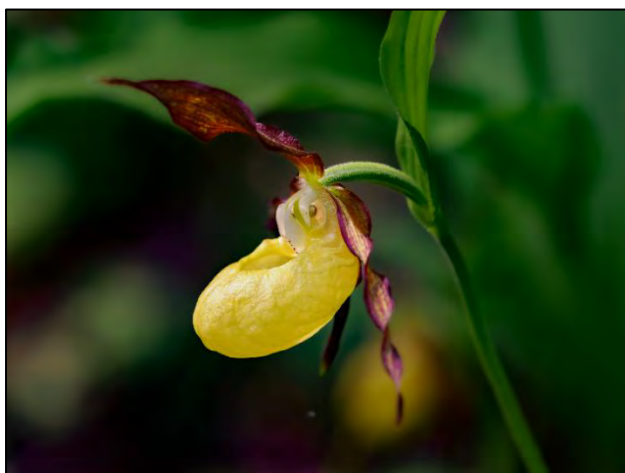
Urokliwe i rzadkie storczyki są reprezentowane w Parku przez następujące gatunki: obuwika pospolitego (Ryc. 7), buławnika mieczolistnego, buławnika czerwonego, lipiennika Loesela, podkolana zielonawego, kukulki: szerokolistną, plamistą i krwistą, oraz podgatunek kukulki krwistą żółtawą, gólkę długoostrogową, kruszczyka szerokolistnego i błotnego, listerę jajowatą czy **mykoheterotroficznego** gnieźnika leśnego.

Ze względu na obecność „głodnych” torfowiskowych siedlisk oligotroficznych spotkamy tu rzadkie rośliny mięsożerne. Należą do nich: aldrowanda pęcherzykowata (Ryc. 8), rosiczki długolistna, pośrednia i okrągłolistna (Ryc. 9), tłustosz pospolity dwubarwny, płwacze: zwyczajny, średni i drobny. Rośliny te w różny sposób przystosowały się do uzupełniania niedoborów azotu, niedostępnego na torfowisku. Aldrowanda i płwacze to rośliny wodne, które do chwytania drobnych bezkręgowców wykształciły na liściach pułapki w formie pęcherzyków (na jednym liściu może być ich niemal 400!). Z kolei rosiczki i tłustosz mają pułapki kleiste. Liście rosiczek są zaopatrzone w gruczołowe włoski, na końcu których znajdują się kropelki „niby rosy” od której wzięła się nazwa rośliny. Rosa ta jest bardzo lepka i wonna, a jej zadaniem jest przywabianie owadów. Gdy na liściu usiądzie owad, przykleja się do niego, a roślina zwija liść, wydzielając substancje trawienne i wchłania „rozpuszczone” ciało ofiary, zostawiając tylko chitynowy pancerzyk. Wśród grzybów na uwagę

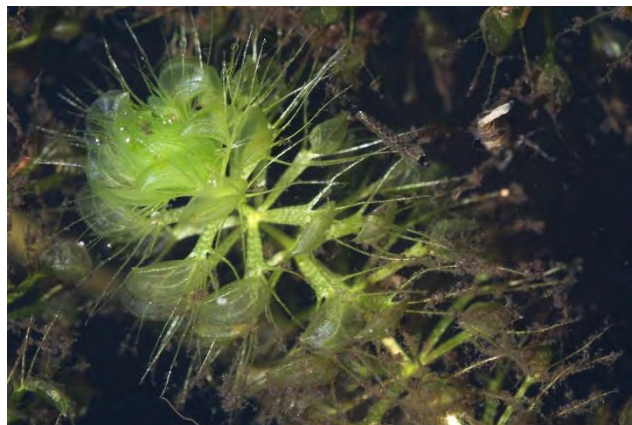
zasługują: żagwica listkowata, siedzuń sosnowy, podgrzybek tęgoskórowy i czasznica olbrzymia, widoczna z daleka, gdyż jej białe owocniki osiągają imponujące rozmiary.



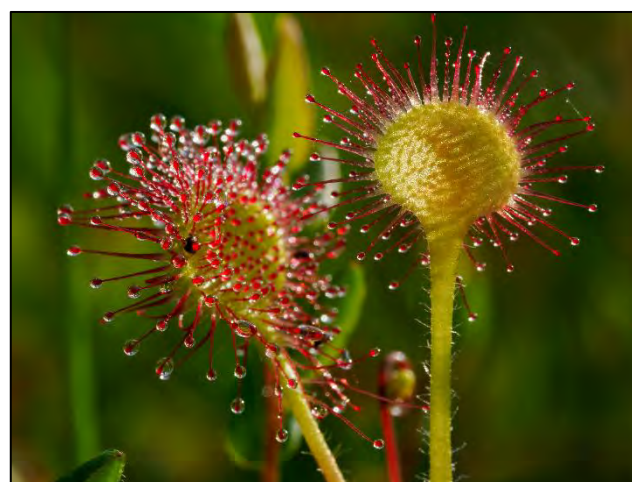
Ryc. 6. Okazała i trująca ciemiężca zielona (*Veratrum lobelianum*) to górski akcent w sercu Polesia. Przypomina, że flora Poleskiego Parku Narodowego łączy elementy o bardzo różnym pochodzeniu (fot. J. Szymański, archiwum PPN).



Ryc. 7. Obuwik pospolity (*Cypripedium calceolus* L.) – jeden z przedstawicieli bogatego świata storczyków (fot. A. Haranicz, archiwum PPN).



Ryc. 8. Aldrowanda pęcherzykowata (*Aldrovanda vesiculosa* L.) roślina drapieżna i jedna z największych osobliwości flory Poleskiego Parku Narodowego. Nie ma korzeni, swobodnie unosi się tuż pod powierzchnią wody, a drobny zooplankton chwytą za pomocą liści-pułapek. W Polsce gatunek krytycznie zagrożony, objęty ochroną ścisłą (fot. Andrzej Różycki, archiwum PPN).



Fot. 9. Rosiczka okrągłolistna (fot. A. Haranicz, archiwum PPN).

Fauna

Flagowa fauna Poleskiego Parku Narodowego to w dużej mierze mieszkańcy krajobrazów hydrogeicznych – torfowisk o różnym charakterze, płytkich rozlewisk, zarastających jezior i lasów. W Poleskim Parku Narodowym stwierdzono ok. 200 gatunków ptaków, z czego ok. 150 to gatunki lęgowe. To właśnie ta grupa jest jednym z najważniejszych wskaźników kondycji siedlisk wodno-błotnych.

Wodniczka (*Acrocephalus paludicola*) jest jednym z najcenniejszych gatunków parku i zarazem jednym z najlepszych wskaźników kondycji, ważnych dla Polesia, otwartych torfowisk niskich. Ten niepozorny wędrowny ptak należący do wróblowatych jest gatunkiem globalnie zagrożonym wyginięciem. Na bagnach Polski, Białorusi i Ukrainy występuje łącznie 95% światowej populacji (10% występuje na Lubelszczyźnie). W Poleskim PN liczebność wodniczki szacowana jest na ok. 250 śpiewających samców, co czyni Poleski PN wraz z chełmskimi torfowiskami węglanowymi drugą pod względem wielkości popu-

lacji, po Bagnach Biebrzańskich, ostoją gatunku w Polsce (Ryc. 10).

Żuraw (*Grus grus*) to najbardziej rozpoznawalny ptak Polesia i nasz największy krajowy reprezentant tej grupy, osiągający ponad 1 m wysokości, tworzący trwałe pary i znany ze spektakularnych tańców godowych. Nieprzypadkowo widnieje w herbie Poleskiego Parku Narodowego – jego klangor, wiosenne toki czy przygotowania do jesiennych odlotów są spektakularnym elementem rocznego cyklu przyrodniczego tutejszych mokradeł. Żuraw jest też gatunkiem parasolowym – potrzebuje mozaiki bezpiecznych, dobrze uwodnionych miejsc lęgowych, żerowisk i spokojnych noclegowisk. W ostatnich latach wędrówki i obserwacje żurawi stały się też elementem szczegółowego monitoringu i edukacji regionalnej, m.in. w ramach projektu „Wędrówki Lubelskich Żurawi” (Fundacja dla Przyrody).

Park jest także ostoją wielu ssaków, w tym m.in. łosia, bobra, wydry i wilka. Wśród gadów szczególne znaczenie ma **żółw błotny** (*Emys orbicularis*), którego populacja szacowana jest na ok. 350–450 dorosłych osobników. Jest najważniejszym gadem parku i jednym z największych sukcesów ochrony czynnej. Poleski Park Narodowy oraz nieodległe tereny Sobiborskiego i Chełmskiego Parku Krajobrazowego to jedne z największych ostoi tego gatunku w Polsce. W Poleskim PN program ochrony prowadzony jest od 1998 r. i obejmuje m.in. obserwację samic na lęgowiskach, zabezpieczanie złóż jaj przed drapieżnikami, doinkubowywanie jaj z zagrożonych gniazd, zimową opiekę nad młodymi oraz poprawę siedlisk przez utrzymywanie wysokiego poziomu wody i odtwarzanie płytkich sadzawek. Dzięki działaniom Ośrodka Ochrony Żółwia Błotnego w ciągu roku w siedzibie Parku w Urszulinie można zobaczyć małe żółwiki, które wykluły się zbyt późno i zostały zabezpieczone, aby następnie wrócić do swojego naturalnego środowiska.

W wodach PPN występuje 21 gatunków ryb, w tym chroniona i bardzo rzadka strzebla przekopowa, a bezkręgowce reprezentują liczne gatunki związane z mokradłami, m.in. ważki, motyle i chrząszcze siedlisk torfowiskowych oraz łąkowych.

Warto podkreślić, że obecność wielu gatunków fauny nawiązuje do mozaikowości siedlisk Polesia.

Wodniczka reprezentuje otwarte torfowiska, wymagające precyzyjnego zarządzania poprzez utrzymywanie właściwego, wysokiego poziomu wód, ograniczającego ich zarastanie. **Żuraw** jest związany z rozległą mozaiką mokradeł, łąk i pól a **żółw błotny** odzwierciedla obecność płytkich, ciepłych siedlisk wodnych, piaszczystych, otwartych lęgowisk. W terenie warto spojrzeć na nie tylko jako gatunki flagowe, ale jako praktyczne wskaźniki procesów: stanu uwodnienia siedlisk i zmian hydrologicznych, sukcesji roślinności, presji drapieżników i skuteczności prowadzonych działań ochronnych.

System zarządzania i ochrony przyrody w Poleskim Parku Narodowym

Ochrona przyrody w Poleskim Parku Narodowym opiera się na połączeniu ochrony prawnej, monitoringu naukowego, działań czynnych oraz edukacji, zaś jej podstawowym celem jest **zachowanie całych systemów przyrodniczych wraz z warunkami ich funkcjonowania**, szczególnie kluczowych ekosystemów wodno-błotnych, łąkowych i leśnych.

Ze względu na zmianę sposobów gospodarowania oraz bardzo znaczące zmiany hydrologiczne wiele najcenniejszych siedlisk Polesia otwarte torfowiska, łąki, wrzosowiska czy murawy napiaskowe wymaga regularnych zabiegów wspomagających czy odtwarzających naturalne procesy. Kluczowe znaczenie ma **ochrona stosunków wodnych**: ograniczanie odpływu wód, zwiększanie retencji, stabilizacja poziomu wód gruntowych. Jest to szczególnie ważne, ponieważ przesuszenie torfowisk uruchamia mineralizację torfu, eutrofizację siedlisk, przyspiesza sukcesję roślinności i prowadzi do zaniku najcenniejszych siedlisk. Drugim ważnym kierunkiem jest **ochrona czynna siedlisk otwartych** – łąk, torfowisk, wrzosowisk i muraw napiaskowych. W praktyce oznacza to przeciwdziałanie zarastaniu przez trzcinę, krzewy i drzewa, utrzymywanie tradycyjnego, ekstensywnego użytkowania oraz zwalczanie gatunków obcych i ekspansywnych. Działania te są dokładnie dostosowane do typu zbiorowiska roślinnego i wymagań związanych z nim gatunków. Dlatego w Parku prowadzi się ochronę czynną: koszenie, usuwanie ekspansywnej roślinności, utrzymywanie odpowiednich stosunków wodnych, zwalczanie gatunków inwazyjnych oraz działania wspierające rzadkie gatunki roślin i zwierząt.

W ekosystemach leśnych priorytetem jest **unaturlnianie struktury lasów** – odtwarzanie siedlisk bagiennych i wilgotnych, pozostawianie martwego i zamierającego drewna, ograniczanie gatunków obcych oraz ochrona stanowisk cennych roślin, zwierząt, grzybów i porostów. Szczególne znaczenie mają tu lasy bagienne i inne siedliska zależne od wysokiego poziomu wód.

Osobny, bardzo istotny kierunek to **ochrona gatunkowa**. Obejmuje ona zachowanie i odtwarzanie siedlisk rzadkich gatunków, monitoring populacji, wzmacnianie osłabionych populacji, eliminowanie zagrożeń, a w uzasadnionych przypadkach także działania *ex situ* i reintrodukcję.

Najbardziej rozpoznawalnym przykładem takiej ochrony jest program ochrony żółwia błotnego. Obejmuje on obserwację samic na lęgowiskach, zabezpieczanie złóż jaj, doinkubowywanie jaj z zagrożonych gniazd, odchów młodych oraz poprawę warunków siedliskowych, m.in. przez utrzymywanie właściwego poziomu wody i pielęgnację lęgowisk. Od wielu lat w Poleskim PN działa **Ośrodek Ochrony Żółwia Błotnego**.



Fot. 10. Wodniczka – najrzadszy wędrowny ptak Europy, na torfowisku Bagno Bubnów (fot. G. Grzywaczewski).

Dzięki prowadzonym zabiegom ochrony czynnej (ochrona siedlisk, zabezpieczenie gniazd, inkubowanie jaj) znacznie wzrosła liczebność poleskiej populacji tego gada, uważanej obecnie za jedną z większych w Europie Środkowej.

Ważnym elementem systemu ochrony Parku jest także **kontrola presji człowieka**: ukierunkowanie ruchu turystycznego na ścieżki i kładki, ograniczanie ruchu pojazdów, usuwanie odpadów oraz kształtowanie infrastruktury edukacyjnej w sposób bezpieczny dla przyrody.

W terenie warto więc patrzeć na Park nie tylko jako na obszar chroniony, ale jako na żywy system zarządzania wodą, siedliskami i ruchem człowieka.

Pomosty, kładki, koszone fragmenty torfowisk, zabezpieczone lęgowiska czy odtwarzane oczka wodne są częścią tej samej strategii: ochrony przyrody, która w warunkach silnie przekształconego krajobrazu wymaga przede wszystkim zachowania i odtwarzania naturalnych procesów, a jeśli to nie wystarcza, w drugiej kolejności, także właściwie zaplanowanej interwencji człowieka.

Literatura:

POLESKI PARK NARODOWY. Dziedzictwo i przyszłość. Redakcja naukowa: Chmielewski T.J., Szymański J., Weigle A. Wydaw. UMCS.

ROZPORZĄDZENIE MINISTRA KLIMATU I ŚRODOWISKA z 16 września 2020 roku w sprawie ustanowienia planu ochrony dla Poleskiego Parku Narodowego (Dz. U. z 2020 r. poz. 1966). <https://polpn.gov.pl/>

ŚCIEŻKA PRZYRODNICZA CZAHARY

Jarosław PIETRUCZUK¹, Magdalena SUCHORA¹ i Piotr MARKOWSKI²

¹*Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie*

²*Poleski Park Narodowy, Urszulin*

Ścieżka Czahary im. Andrzeja Różyckiego (6,5 km) to jedna z 8 tras edukacyjnych i turystycznych Poleskiego PN. Prowadzi przez północne obrzeżenie węglanowe torfowisko Bagno Bubnów, zaś tajemniczy termin „Czahary” oznacza porośnięte krzewami mokradła (Ryc. 1).

Bagno Bubnów i sąsiadujące z nim Bagno Staw, stanowią najmłodszy fragment Parku (dołączone w 1994 r.). Są jednymi z największych i najlepiej zachowanych węglanowych torfowisk niskich w Polsce. Misy obu torfowisk wykształcone są bezpośrednio w skałach górnej kredy, zajmując rozległe kotlinowate obniżenia węglanowego podłoża. Pod

cienną, nieciągłą pokrywą osadów glacyogenicznych (głównie fluwioglacjalnych) oraz rzeczno-peryglacjalnych ze zlodowacenia wisły i osadów holocen-skich, występuje bardzo urozmaicona rzeźba krasowa. Od późnego glaciału aż do środkowego holocenu w wielu obniżeniach funkcjonowały niewielkie jeziora (Pietruczuk 2020). Obie misy oddzielone są piaszczysto-żwirową wyniosłością (ozem).

O wyjątkowości obiektu stanowią przede wszystkim wybitne walory przyrody ożywionej. To największe noclegowisko żurawi, których tysiące zbiera się tu przed odlotem (od ok. połowy sierpnia). To także cenne siedlisko wodniczki.



Ryc. 1. Ścieżka przyrodnicza „Czahary” o wschodzie słońca (Fot. M. Suchora).

Bagno Bubnów i Staw w ramach sieci Natura 2000 są obszarem ptasim (PLB060001) oraz częścią SOO Ostoja Poleska (PLH060013). Występuje tu typowa dla torfowisk węglanowych mozaika siedlisk. Szczególnie istotnymi ze względu na rzadkość występowania w skali ogólnopolskiej są tu zbiorowiska związane z obecnością w podłożu węglanu wapnia takie jak: szuwar kłoci wiechowatej, zbiorowisko turzycy Davalla, marzycy rudej oraz łąki trzęślicowe. Bagno

Bubnów to miejsce występowania rzadkich i chronionych gatunków roślin takich jak goździk pyszny, gnidosz królewski, goryczka wąskolistna, goryczuszka gorzkawa i błotna, kosatka kielichowa, kosaciec syberyjski, storczyki (13 gatunków), nasięźrzał pospolity, groszek błotny, pływacz średni i drobny, tłustosz dwubarwny i dzwonecznik wonny a także gatunków będących roślinami żywicielskimi dla rzadkich i chronionych gatunków motyli

z Dyrektywy Siedliskowej: przeplatki aurini, modraszków telejusa i nausitousa czy modraszka alkona.

Na torfowiskach Bagno Staw oraz sąsiednim zdegradowanym torfowisku Krowie Bagno występują wczesnośredniowieczne grodziska, a prowadzone w ich sąsiedztwie badania paleośrodowiskowe osadów

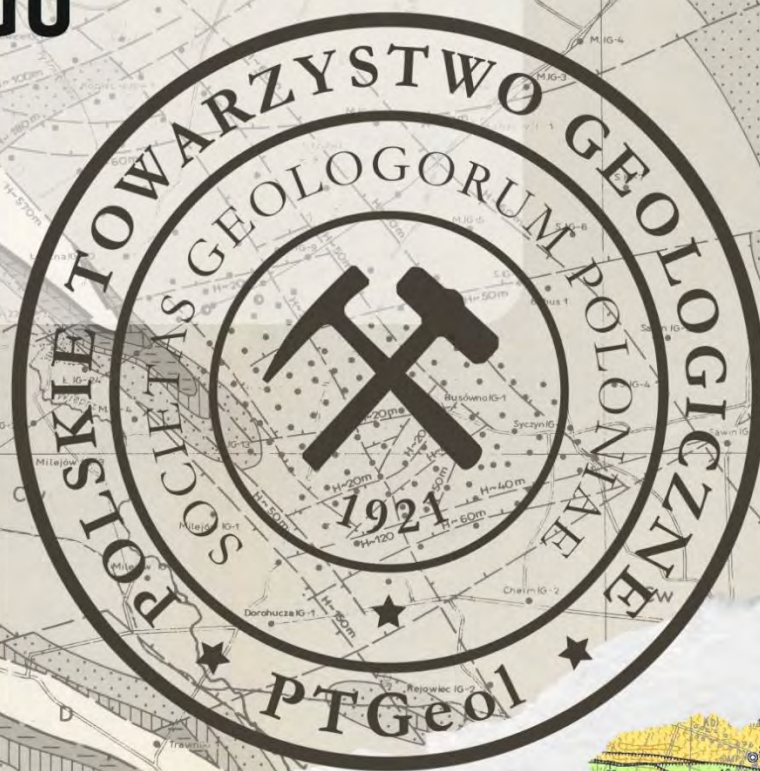
biogenicznych mają na celu szczegółowe odtworzenie zapisu działalności człowieka na pograniczu polsko-ruskim w tym okresie.

Literatura:

PIETRUCZUK J. 2020 – Zapis późnoglacialnych i holocenijskich zmian środowiskowych w osadach torfowisk alkalicznych Bagno Bubnów i Bagno Staw (Poleski Park Narodowy). Wydaw. UMCS.

90. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

27-29.05.2026
LUBLIN



SESJA TERENOWA B



UMCS
UNIWERSYTET MARI CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



**INSTYTUT
PALEOBIOLOGII**
POLSKA AKADEMIA NAUK



SESJA B

(28 maja, czwartek)

LECHÓWKA I CHEŁM – GÓRNA KREDA, GRANICA KREDA/PALEOGEN, GLACITEKTONIKA I DZIEDZICTWO SUROWCOWE

Sesja terenowa poświęcona regionowi chełmskiemu prezentuje jeden z najbardziej klasycznych w Polsce obszarów występowania górnokredowych osadów węglanowych, ukazując ich znaczenie stratygraficzne, paleontologiczne, geomorfologiczne i surowcowe. W odsłonięciu w Lechówce omawiane zostaną utwory z pogranicza kredy i paleogenu, w tym jedyne w Polsce wystąpienie iłu granicznego z geochemicznymi sygnaturami upadku meteorytu na Jukatanie; zapis tych wydarzeń jest zdeformowany przez procesy wietrzeniowe. Punkty trasy dokumentują złożone relacje między podłożem kredowym a procesami peryglacjalnymi i krasowymi, w tym rozwój epikrasu, deformacje kriogeniczne oraz wtórne przekształcenia osadów w strefie oddziaływania

lądolodu. Istotnym elementem sesji są również stanowiska w Stołpiu, gdzie omawiane są wątki surowcowe związane ze zlepieńcami sarmackimi, oraz kredowe podziemia Chełma, stanowiące wyjątkowy przykład antropogenicznego wykorzystania masywu kredowego. Zwieńczeniem trasy są obiekty eksploatacyjne związane z wydobywaniem kredy, umożliwiające dyskusję nad genezą osadów, ich znaczeniem jako surowca, jak również nad wpływem działalności górniczej na rzeźbę i środowisko obszarów kredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej.

Tematy przewodnie: granica kreda/paleogen, kreda piszcząca, glacitektonika, kras, eksploatacja surowców

CHEŁM – GÓRKA CHEŁMSKA; zjawiska krasowe, aspekty geomorfologiczne, krajobrazowe i kulturowe

Radosław DOBROWOLSKI

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

Lubelski kras kredy piszącej

Kras kredy piszącej (ang. *chalk karst*) to specyficzny rodzaj zjawisk krasowych, którego charakter determinują cechy litologiczne miękkich facji pelagicznych późnokredowego morza – głównie kredy piszącej (Rodet, 1991). Choć proces rozpuszczania pełni tu istotną rolę morfogenetyczną, nie w każdych warunkach jest on czynnikiem dominującym. Niska odporność kredy na niszczenie sprawia, że rzadko wykształca się w niej typowy dla krasu klasycznego system drenażu podziemnego, co skutkuje deficytem form jaskiniowych. Dotychczas jaskinie w tych skałach opisano głównie w Normandii oraz południowej Anglii (zob. Maurice i in., 2020; Nehme, 2020). Specyfika krasu kredy piszącej objawia się także w odmiennej morfologii form powierzchniowych (Maruszczak, 1966). Obszary krasu kredowego (*chalklands*) w Europie tworzą kilka zwartych jednostek, zlokalizowanych m.in. w: Irlandii (Drew, 2015), południowo-wschodniej Anglii (Maurice, 2009), Normandii (Rodet, 1991), na pograniczu Belgii i Holandii (Willems i in., 2007), we wschodniej Polsce (Maruszczak, 1966), na południu Białorusi i w północno-zachodniej Ukrainie (Lomaev, 1979; Dobrowolski i in., 2000; Dobrowolski 2025) oraz w zachodniej Rosji (Maksimovich, 1969).

Lubelski obszar krasu kredy piszącej to tradycyjna nazwa rozległego regionu we wschodniej Polsce, charakteryzującego się powszechnym występowaniem miękkich, porowatych skał węglanowych górnej kredy. Obejmuje on fragmenty Wyżyny Lubelskiej i Wołyńskiej wraz z ich północnym przedpołem – Polesiem Wołyńskim oraz Polesiem Zachodnim (Ryc. 1). Region ten stanowi zachodnią peryferię lubelsko-wołyńskiego regionu krasu kredowego, który jest największym zwartym obszarem tego typu zjawisk w Europie.

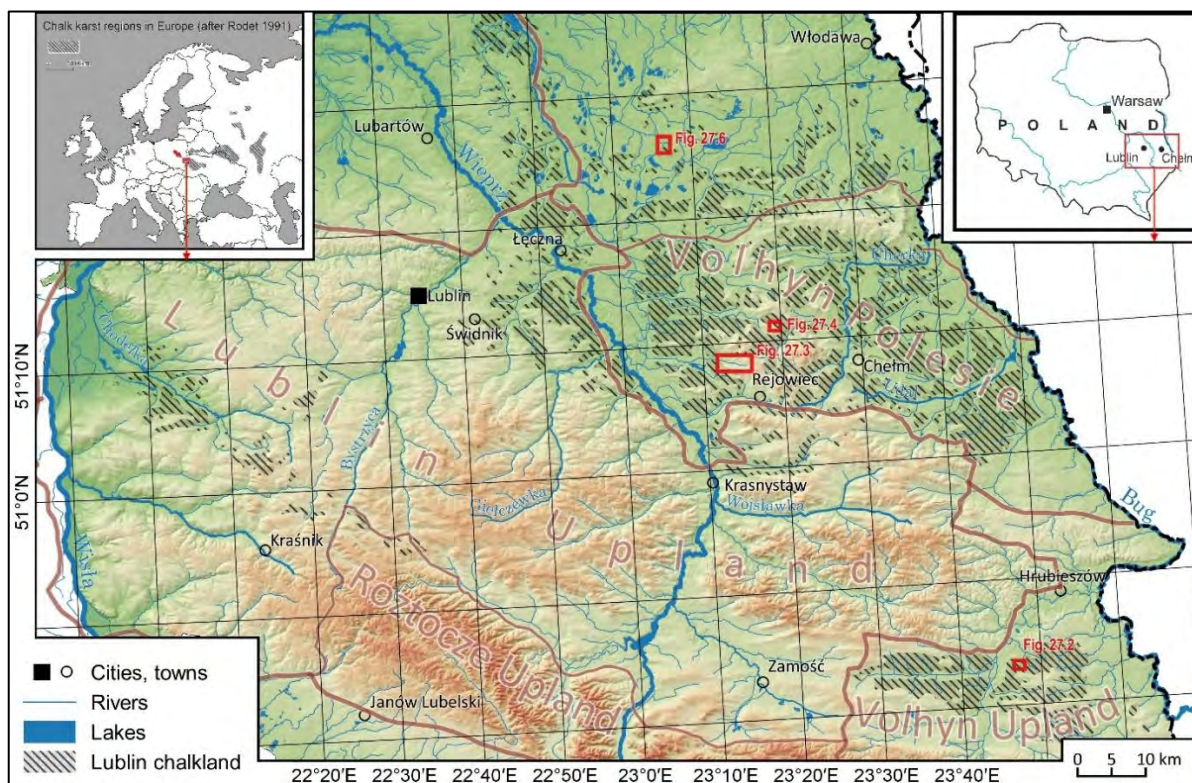
Uwarunkowania geologiczne i hydrogeologiczne

Litologia i struktura

Skały węglanowe późnej kredy (głównie mastrychtu, w mniejszym stopniu kampanu) wypełniają rozległą, asymetryczną strukturę rowu lubelskiego (Hakenberg i Świdrowska, 2001). Ich miąższość waha się od ok. 200 m we wschodniej części do 1000 m wzdłuż osi niecki. Pod względem litologicznym masyw kredowy składa się z naprzemiennych serii skał węglanowo-krzemionkowych (gez i opok) oraz węglanowych (głównie kredy piszącej i wapieni marglistych). Granice jednostek litostratygraficznych są zazwyczaj słabo widoczne i trudne do identyfikacji makroskopowej (Wyrwicka, 1980). Z punktu widzenia warunków rozwoju krasu kluczowe znaczenie ma kreda pisząca.

Kreda pisząca

Kreda lubelska to biała skała węglanowa o strukturze mikrytowej, charakteryzująca się brakiem wyraźnego uwarstwienia oraz przełamem ziemistym. Jej głównym składnikiem jest węglan wapnia, którego zawartość często przekracza 95% i zazwyczaj nie spada poniżej 90% (Olszewski, 1997). Ze względu na stabilny skład chemiczny jej gęstość objętościowa waha się w wąskim zakresie, od 2,1 g/cm³ do 2,7 g/cm³ (Rybicki i Rybicki, 1973). Kreda jest skałą bardzo miękką i podatną na odkształcenia mechaniczne. Jej wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie w stanie suchym waha się od ok. 2,2 MPa (22 kg/cm²) w strefie przypowierzchniowej do ok. 30 MPa (300 kg/cm²) na głębokości kilkudziesięciu metrów. Wartości te zmniejszają się nawet pięciokrotnie w stanie pełnego nasycenia wodą. Analiza odkształceń względnych wskazuje, że wraz ze wzrostem głębokości skała ta przechodzi z zachowania kruchego w plastyczne, co istotnie wpływa na stopień jej spękania.



Ryc. 1. Położenie lubelskiego obszaru krasowego w stosunku do regionów krasu kredowego w Europie (na podstawie Rodet, 1991) oraz makroregionów wschodniej Polski (na podstawie Solon i in., 2018).

Spękania strukturalne

Masyw górnokredowy jest silnie spękany i rozcięty gęstą siecią szczelin. Wyróżnia się wśród nich: (1) szczeliny wietrzeniowe, występujące w przypowierzchniowej części masywu do głębokości 2–5 m, oraz (2) szczeliny tektoniczne – uskoki i spękania ciosowe, występujące w dwóch ortogonalnych układach: NW–SE/NE–SW oraz N–S/W–E (Dobrowolski, 1995). Stopień rozwarcia szczelin jest zróżnicowany w pionie i poziomie, co zależy od współczesnego rozkładu pola naprężeń w masywie. Charakter spękania, orientacja oraz zasięg pionowy systemów dysjunktywnych mają bezpośredni wpływ na przebieg i tempo procesów krasowych. Cechy te są ściśle uwarunkowane tektoniką podłoża.

Hydrogeologia

Osady górnokredowe stanowią główne środowisko występowania wód podziemnych na tym obszarze. Wody szczelinowe oraz szczelinowo-porowe krążą w systemie spękań tektonicznych i wietrzeniowych masywu węglanowego. Zasobność wód wyraźnie różni się w zależności od litologii oraz stopnia uszczelnienia skał. Wszystkie typy litologiczne masywu górnokredowego charakteryzują się wysoką porowatością całkowitą (ok. 30–50%; Olszewski, 1997) przy jednocześnie niskiej przepuszczalności matrycy skalnej. Współczynniki filtracji monolitów skalnych mieszczą się w przedziale od 10^{-7} do 10^{-11} m/s (Rybicki i Rybicki, 1973). Cechy hydrogeologiczne masywu są determinowane przez jego tektonikę, a zwłaszcza przez przebieg uskokuw stanowiących

główne strefy drenażu (Woźnicka, 2001). Najwyższe wartości wydajności jednostkowej odnotowuje się w obrębie aktywnych stref uskokuw, zwłaszcza o charakterze ekstensyjnym (Krajewski i Motyka, 1999). Determinuje to kierunek spływu podziemnego, który jest zgodny z lokalnymi uwarunkowaniami strukturalnymi. Głębokość strefy aktywnej wymiany wód nie przekracza zazwyczaj 100 m w kredzie piszącej i 150 m w opokach (Krajewski i Motyka, 1999). Poniżej tej granicy, na skutek rosnącego ciśnienia geostatycznego, skały stają się praktycznie nieprzepuszczalne. Czwartorzędowy poziom wodonośny, występujący głównie w dolinach rzecznych i rozległych obniżeniach, na obszarach międzydolinnych pojawia się miejscami w formie zwierciadła zawieszonego.

Rzeźba krasowa

Formy powierzchniowe

Współczesna rzeźba krasowa lubelskiego obszaru kredowego charakteryzuje się występowaniem form krasu zakrytego i reprodukowanego. Ze względu na specyficzne właściwości litologiczne kredy, brakuje tu form typowych dla krasu odkrytego (nagiego). Zespoły form zakrytych i reprodukowanych często współwystępują w układzie mozaikowym, a ich cechy morfometryczne nie wykazują znaczących różnic. Biorąc pod uwagę brak rozbudowanego systemu drenażu podziemnego (typowego dla krasu klasycznego) oraz specyfikę rzeźby, zjawiska te można określić mianem krasu niepełnego (merokrasu). Inwentarz form

powierzchniowych krasu lubelskiego obejmuje: wertebry, uwały, doliny krasowe, popławy oraz rozległe kotliny krasowe (typu polje).

Formy kopalne

Zespół form paleokrasowych w stropowej części kompleksu górnokredowego jest dostępny do bezpośrednich obserwacji i obejmuje obniżenia znacznie różniące się pod względem genezy, wieku oraz typu. Łączy je jednak wspólna cecha wskazująca na istotną rolę krasowienia w ich morfogenezie – obecność ilastej kory zwietrzelinowej (rezydualnej), stanowiącej wyściółkę każdej z tych form. Pomimo dużej zmienności morfologicznej pustek paleokrasowych oraz występowania form pośrednich, na badanym obszarze wyróżniono pięć głównych morfotypów (Ryc. 2): a) szczeliny ciosowe i międzywarstwowe poszerzone krasowo, b) kieszenie, c) studnie i kotły, d) paleowertebry oraz e) paleouwały.

Etapy ewolucji krasowej

Stan zachowania form paleokrasowych i osadów reprezentujących kolejne cykle rozwojowe jest fragmentaryczny. Pozwala on jednak na wyróżnienie kilku głównych etapów aktywności krasowej w ewolucji morfogenetycznej lubelskiego regionu kredowego. Etapy te są ściśle związane ze zmianami klimatycznymi oraz fazami aktywności tektonicznej.

Etap I – paleogen: od regresji morza późnokredowego do transgresji oligocenońskiej. Wiąże się on z intensywnym wypiętrzeniem obszaru w fazie laramskiej cyklu alpejskiego. W warunkach lądowych (ciepły i wilgotny klimat) zachodziło intensywne wietrzenie chemiczne skał węglanowych. Etap ten dokumentują: (1) odwapnione opoki, (2) regolity oraz (3) paleowertebry z wypełnieniem wczesnooligocenońskim. W tym czasie ukształtowały się również rozległe paleodepresje typu polje, czytelne w dzisiejszej morfologii.

Etap II – wczesny neogen: od regresji morza oligocenońskiego do transgresji wczesnosarmackiej. Należy go wiązać z wypiętrzeniem w fazie sawskiej cyklu alpejskiego. Etap ten jest słabo udokumentowany; o aktywności procesów krasowych wnioskuje się głównie na podstawie silnie urozmaiconej rzeźby powierzchni podsarmackiej (kredowej i oligocenońskiej), na której występują liczne paleowertebry.

Etap III – późny neogen – wczesny plejstocen: od środkowego pliocenu do fazy anaglacjalnej zlodowacenia sanu. Powszechnie uznawany za główny etap rozwoju krasu na tym obszarze. Jest dobrze udokumentowany w licznych stanowiskach paleowertebry i paleostudni, rozciętych m.in. w utworach sarmatu. Znaczne rozmiary zidentyfikowanych form (miejscami przekraczające 20 m) wskazują na dużą intensywność i długotrwałość procesów. Prawdopodobnie wystąpiło tu kilka faz rozwoju związanych z ociepleniami w środkowym i późnym pliocenie oraz eoplejstocenem, a także ze znacznym obniżeniem bazy erozyjnej (skutek neotektonicznego wypiętrzenia w fazach attyckiej, rodańskiej i walachijskiej).

Etap IV – plejstocen: charakteryzujący się naprzemiennością faz glacialnych, peryglacialnych oraz interglacialnych. W okresach zimnych rzeźba prekrasowa ulegała silnym przeobrażeniom (=deformacje glacijotektoniczne wertebry i uwałów; Dobrowolski i Terpiłowski, 2006). Powstawały także formy protokrasowe w warunkach subglacialnych (=zagłębienia eworsyjne wypełnione osadami glacijogenicznymi, wtórnie skrasowiałe; Dobrowolski, 2006) oraz peryglacialnych (=krasowa transformacja struktur krioturbacyjnych; Dobrowolski, 2006; Dobrowolski i Mroczek, 2015). Interglacjały sprzyjały rozwojowi procesów krasowych *sensu stricto*.

Etap V – holocen: współczesny rozwój krasu, zachodzący głównie w ciepłych i wilgotnych fazach (atlantyckiej i subatlantyckiej; Harasimiuk, 1975; Dobrowolski i in., 2010). Charakteryzuje się ewolucją wertebry, które przekształcają się w formy typu uwała lub doliny krasowe (Dobrowolski, 1998).

Wnioski

1. *Specyfika litologiczna:* Kras lubelski jest modelowym przykładem krasu kredy piszącej (chalk karst). Jego unikalność wynika z dużej porowatości pierwotnej i niskiej odporności mechanicznej skał, co faworyzuje rozwój form powierzchniowych przy jednoczesnym braku klasycznych systemów jaskiniowych (merokras).
2. *Kontrola strukturalna:* Rozmieszczenie powierzchniowych form krasowych, od wielkoskalowych polji i popław po mniejsze doliny, uwały i wertebry, wykazuje ścisły związek z planem strukturalnym podłoża (uskoki o orientacji NW–SE i NE–SW) oraz strefami zwiększonej gęstości szczelin (spękania ciosowe).
3. *Ewolucja wielofazowa:* Rozwój krasu kredowego na Lubelszczyźnie był procesem ciągłym od paleogenu, jednak kluczowe znaczenie dla współczesnej rzeźby miała intensyfikacja procesów w późnym neogenie i wczesnym plejstocenie oraz ich radykalna transformacja w warunkach peryglacialnych i glacialnych (w środowisku subglacialnym).

Literatura:

- DOBROWOLSKI R. 1995 – Mesozoic tectonic structures in the Upper Cretaceous rocks in the eastern part of the Lublin Upland versus faulting of the East-European Platform basement during the Cenozoic. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65, 79–91.
- DOBROWOLSKI R. 1998 – Structural conditions of recent karst relief development in the middle Wieprz and Bug interfluve. UMCS Press, Lublin, 88 pp.
- DOBROWOLSKI R. 2006 – Glacial and periglacial transformation of karst relief in the northern foreland of the Lublin-Volhynia uplands (SE Poland, NW Ukraine). UMCS Press, Lublin, 184 pp.
- DOBROWOLSKI R. 2025 – Chalk karst in the Lublin Region. W: Migoń P., Jancewicz K. (eds), *Landscapes and Landforms of Poland. World Geomorphological Landscapes*, 469–482. Springer.
- DOBROWOLSKI R., BOGUICKI A., ZALESKI I. 2000 – Morfometryczne kryteria oceny powierzchniowych form krasowych z tektoniką na przykładzie Lubomla (Ukraina NW). *Przegląd Geologiczny*, 48, 634–638.
- DOBROWOLSKI R., ZIÓŁEK M., BAŁAGA K., MELKE J., BOGUICKI A. 2010 – Radiocarbon age and geochemistry of the in-



Ryc. 2. Kopalne formy krasu kredowego z obszaru lubelskiego: A–G – kamieniołom kredy w Chełmie; A – spękowania krasowe; B–C – studnie krasowe; D–F – kotły i kieszenie krasowe; G–H – paleowerteba; I–K – kamieniołom wapieni marglistych w Rejowcu; I – paleouwał z wypełnieniem plioceńskim; J–K – przykłady transformacji glacyjotektonicznej paleouwałów z neogenu (strzałki wskazują kierunki ścieg wewnątrz wypełnień – szczegóły patrz Dobrowolski 2006).

- fillings of small closed depressions from Western Polesie (Poland SE, Ukraine NW). *Geochronometria*, 36, 39–46.
- DOBROWOLSKI R., MROCZEK P. 2015 – Clay cortex in epikarst forms as an indicator of age and morphogenesis – case studies from Lublin-Volhynia chalkland (East Poland, West Ukraine). *Geomorphology*, 247, 66–75.
- DOBROWOLSKI R., TERPIŁOWSKI S. 2006 – Influence of palaeokarst morphology on the formation of ice-pushed ridges: a case study from Rejowiec, eastern Poland. *Boreas*, 35, 213–221.
- DREW D.P. 2015 – Hydrogeology of lowland karst in Ireland. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 41, 61–72.
- HAKENBERG M., ŚWIDROWSKA J. 2001 – Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71, 1–20.
- HARASIMIUK M. 1975 – Relief evolution of the Chełm Hills in the Tertiary and Quaternary. *Prace Geograficzne*, 115, 1–94.
- KRAJEWSKI S., MOTYKA J. 1999 – Model sieci hydraulicznej w skałach węglanowych w Polsce. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 388, 115–138.
- LOMAEV A.A. 1979. *Karst geology of Volhyn-Podolia*. Naukova Dumka, Kiev: 1–132.
- MAKSIMOVICH G.A. 1969 – Chalk karst. W: *Fundamentals of karst studies*. 2, Perm, 383–421.
- MARUSZCZAK H. 1966 – Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu — typ krasu kredy piszącej. *Przegląd Geograficzny*, 38, 339–370.
- MAURICE L. 2009 – Investigations of rapid groundwater flow and karst in the Chalk. Unpublished PhD Thesis, University College, London, 1–453.
- MAURICE L., BUNTING S., FARRANT A., MATHEWSON E. 2020 – BGS Karst Report Series: C4. Karst in the Chalk of the Chilterns and the Berkshire and Marlborough Downs. *British Geological Survey Open Report*, OR/20/044. 1–48.
- NEHME C. 2020 – Stratigraphical influence on chalk cave development in Upper Normandy, France: implications for chalk hydrogeology. *International Journal of Speleology*, 49, 187–208.
- OLSZEWSKI A. 1997 – Charakterystyka przestrzeni porowej kredy piszącej rejonu Chełma. *Przegląd Geologiczny*, 45, 1282–1285.
- RODET J. 1991 – Les karsts de la craie - étude comparative. Thèse du Doctorat d'État. Université de Paris IV-Sorbonne, 1–562.
- RYBICKI S., RYBICKI, J. 1973 – Engineering-geological properties of formations found in the vicinity of Chełm Lubelski. *Geological Quarterly*, 17, 301–309.
- WILLEMS L., RODET J., FOURNIER M., LAIGNEL B., DUSAR M., LAGROU D., POUCKET A., MASSEI N., DUSSART-BAPTISTA L., COMPÈRE P., EK C. 2007 – Polyphase karst system in Cretaceous chalk and calcarenite of the Belgian-Dutch border. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51, 361–376.
- WOŹNICKA M. 2001 – Przestrzenna zmienność warunków hydrogeologicznych północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej na tle liniowych elementów strukturalnych. *Przegląd Geologiczny*, 49, 643–648.
- WYRWICKA K. 1980 – Stratygrafia, facje i tektonika mastrychtu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 24, 805–819.

**CHEŁM –
KOPALNIA KREDY PISZĄCEJ;
osady górnej kredy,
paleośrodowisko powstawania
i eksploatacja surowca**

**PALEOGEOGRAFICZNE I PALEOKLIMATYCZNE UWARUNKOWANIA
SEDYMENTACJI UTWORÓW KREDY PISZĄCEJ Z KAMIENIOŁOMU W CHEŁMIE**

Katarzyna PIÓRO¹ i Maciej DUDA²

¹*Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Zakład Hydrogeologii i Geologii Regionalnej w Lublinie*

²*Starostwo Powiatowe w Puławach*

Po prawej stronie drogi krajowej DK12, na odcinku prowadzącym z Chełma do Brzeźna, na wschód od miasta Chełm, jest zlokalizowane jedno z największych odsłoneń utworów kredowych na Lubelszczyźnie. Znajdujący się tu kamieniołom kredy piszącej zajmuje obszar około 2 km², a jego ściany osiągają łączną wysokość 40 metrów ekspozując w poziomach wydobywczych V do II ciągły profil tej wyjątkowej w historii ziemi facji, tak charakterystycznej dla okresu kredy.

Kreda – wyjątkowy okres w historii Ziemi

Okres kredy to moment największego nasilenia efektu cieplarnianego z przełomu er mezozoicznej i kenozoicznej. Kredowy efekt cieplarniany swoje maksimum miał we wczesnym i środkowym turonie, jakkolwiek zapoczątkowany został już w apcie (wczesna kreda). Jego rozwój był związany głównie ze zwiększeniem aktywności w rowach oceanicznych, a tym samym ze wzrostem produkcji CO₂ do atmosfery (Larson, 1991; Wilson i in., 2002; Mather i in., 2026), jakkolwiek dyskusja nad jakością klimatu oraz jego bezpośrednią zależnością od CO₂ w kredzie jest złożona (vide Huber i in., 2018). Zwiększone tempo spredingu w rowach oceanicznych i podwyższona aktywność podmorskiego wulkanizmu spowodowała również znaczne podniesienie się poziomu wód światowego oceanu (Hays i Pitman, 1973; Larson, 1991; Voigt i in., 2008) wzmocnione jeszcze dodatkowo przez, będący efektem wspomnianego globalnego ocieplenia, okresowy brak czap lodowych na biegunach, które choć czasowo wykształcały się w obszarach biegunowych, to nie wiązały tak znaczących mas wody. Te wyjątkowe warunki klimatyczne okresu kredowego doprowadziły do powstania wyjątkowych osadów: kredy piszącej.

Unikatowość facji kredy piszącej została podkreślona została przez nazwanie od niej całego okresu kredy (*fac. creta*).

Warunki depozycji kredy piszącej

Kreda pisząca była deponowana na bardzo rozległych obszarach zarówno zbiorników oceanicznych, jak i w morzach epikontynentalnych. Sedymentacja facji oceanicznej w zbiornikach epikontynentalnych możliwa była dzięki podniesieniu się poziomu światowego oceanów. W warunkach „normalnych” zbliżonych do współczesnych, eutroficzne wody szelfowe są oddzielone od oligotroficznych wód otwartego oceanu tzw. frontem załamania szelfu. Wody w strefie szelfu są w całości integralną częścią strefy mieszania wód, co jest efektem działania spirali Ekmana w samej kolumnie wody (vide np. Radomski i Gasiński, 2004) oraz zwiększonej turbulencji przy dnie zbiornika (Tomczak, 1998). W przypadku szelfu, to właśnie to drugie oddziaływanie będące skutkiem sił tarcia przy dnie „nakłada się” z oddziaływaniem spirali Ekmana powodując, że głębokość mieszania się wód na szelfie dochodzi do 200 metrów, podczas gdy w strefie otwartego oceanu rzadko przekracza 100 metrów. Jak wspomniano wcześniej, okres kredy to czas znacznego podniesienia się poziomu światowego oceanu, który w swoim maksimum osiągnął poziom nawet 170 do 250 metrów wyższy od obecnego (Mansour i in., 2020). Doprowadziło to do znaczącego wzrostu wysokości kolumny wody zarówno nad szelfami, jak i strefami połączeń zbiorników epikontynentalnych z oceanami oraz w samych morzach epikontynentalnych. Konsekwencją tego zjawiska był zanik istniejących dotąd frontów załamania szelfu oraz redukcja głębokości strefy mieszania się wód w zbiornikach epikontynentalnych do wartości oceanicznych (około 100 metrów). Zanik frontu pozwolił na wkroczenie do zbiorników epikontynentalnych wód pyknokliny oraz wód poniżej pyknokliny wraz z zamieszkującymi te strefy organizmami planktonicznymi oraz kokolitoforami. Okres sedymentacji kredy piszącej, będący w znacznej mierze odzwierciedleniem zmian światowego poziomu oceanów, zakończył się w mastrychcie wraz z długotrwałym i gwałtownym

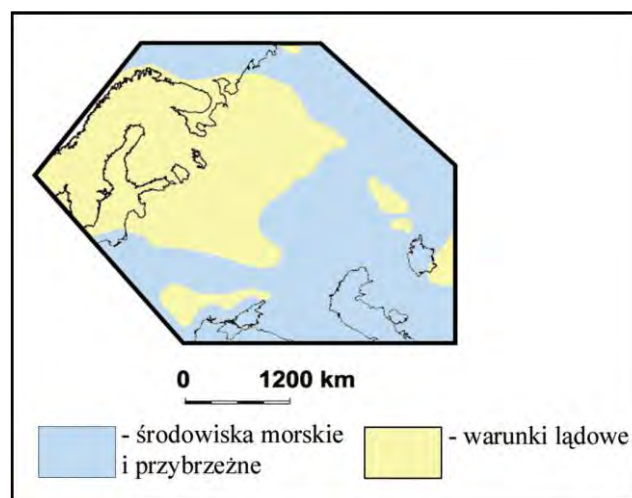
(w geologicznej skali czasu) ochłodzeniem (Hay, 2008; Jenkyns i in., 1994; Kolodny i Raab, 1988) oraz spadkiem światowego poziomu oceanu, który zapoczątkował regresję morza z obszaru Europy centralnej (Voigt i in., 2008).

Kamieniołom kredy piszącej w Chełmie na tle zmian paleogeograficznych i tektonicznych

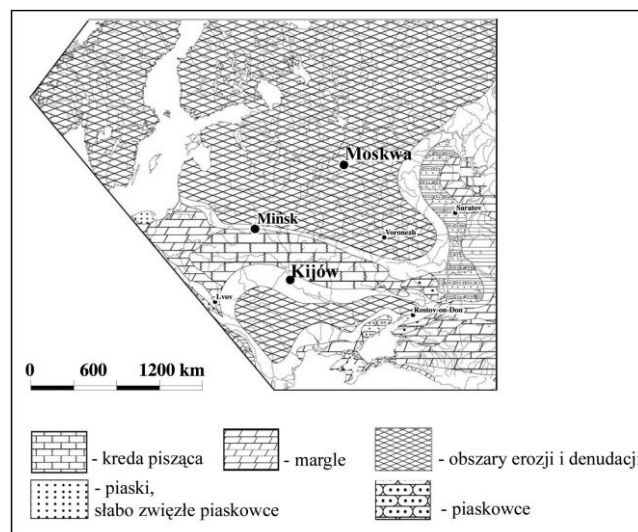
W okresie późnej kredy obszar Europy Centralnej położony był pomiędzy dwiema głównymi strefami biogeograficznymi i klimatycznym: północną – chłodną, borealną oraz południową – subtropikalną, tetydzką. To właśnie przez Europę Centralną, w tym obecną Polskę, pomiędzy wspomnianymi strefami migrowała fauna morska, „wykorzystując” bardzo wysoki poziom morza (Gasiński, 1997; Marcinowski i Gasiński, 2002; Voigt i in., 2008). Późnokredowa transgresja morska, która wkroczyła od północno-zachodu na obecny obszar Polski, przekształciła znaczną jego część w rozległy, płytki szelf epikontynentalny (Marcinowski, 1980; Marcinowski i Radwański, 1983; Marcinowski i Wiedmann, 1985, 1990; Voigt i in., 2008). Utrzymywał on okresowe połączenie z rozciągającym się na południu Oceanem Tetydy (Marcinowski i Wiedmann, 1985, 1990), natomiast w kierunku wschodnim, za pośrednictwem basenu lubelsko-lwowskiego z basenem dniewprowsko-dnieckim północnowschodniej Perytetydy (Baraboshkin i in., 2003; Ryc. 1). To właśnie to wschodnie połączenie, które utrzymało się u schyłku kredy w późnym mastrychcie, pozostawiło ślady w postaci miąższych pokładów kredy piszącej, szeroko rozprzestrzenionych na obszarze północno-wschodniej Lubelszczyzny (Baraboshkin i in., 2003; Ryc. 2), w tym kredy piszącej wydobywanej w rejonie Chełma.

Zmiany poziomu światowego oceanu oraz zmiany klimatyczne nie były jedynym czynnikiem wpływającym na współczesny obraz geologii omawianego obszaru. Niebagatelną rolę odegrała tu lokalizacja omawianego obszaru obecnego miasta Chełm, na stoku platformy wschodnioeuropejskiej, w niewielkim oddaleniu od linii Teisseyre’a – Tornquista (T-T) (vide Krzywiec, 2007; Krzywiec i in., 2009), która w ujęciu tradycyjnym stanowi wschodnią granicę szwu transeuropejskiego (TESZ) (Dadlez, 1993; Dadlez i in., 2005; Grad i in., 1999; Pharaoh i in., 1996; Ryc. 3). Struktura ta, jest pozostałością kolizji starej, prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej z młodszą, paleozoiczną platformą zachodnioeuropejską i to właśnie jej przebieg odpowiada za generalny NW-SE kierunek przebiegu głównych struktur paleozoicznych oraz mezozoicznych regionu (Krzywiec, 2007; Krzywiec i in., 2009; Stephenson i in., 2003). Nad tą złożoną strefą kolizji wykształcił się w okresie permo-mezozoiku rozległy, morski basen

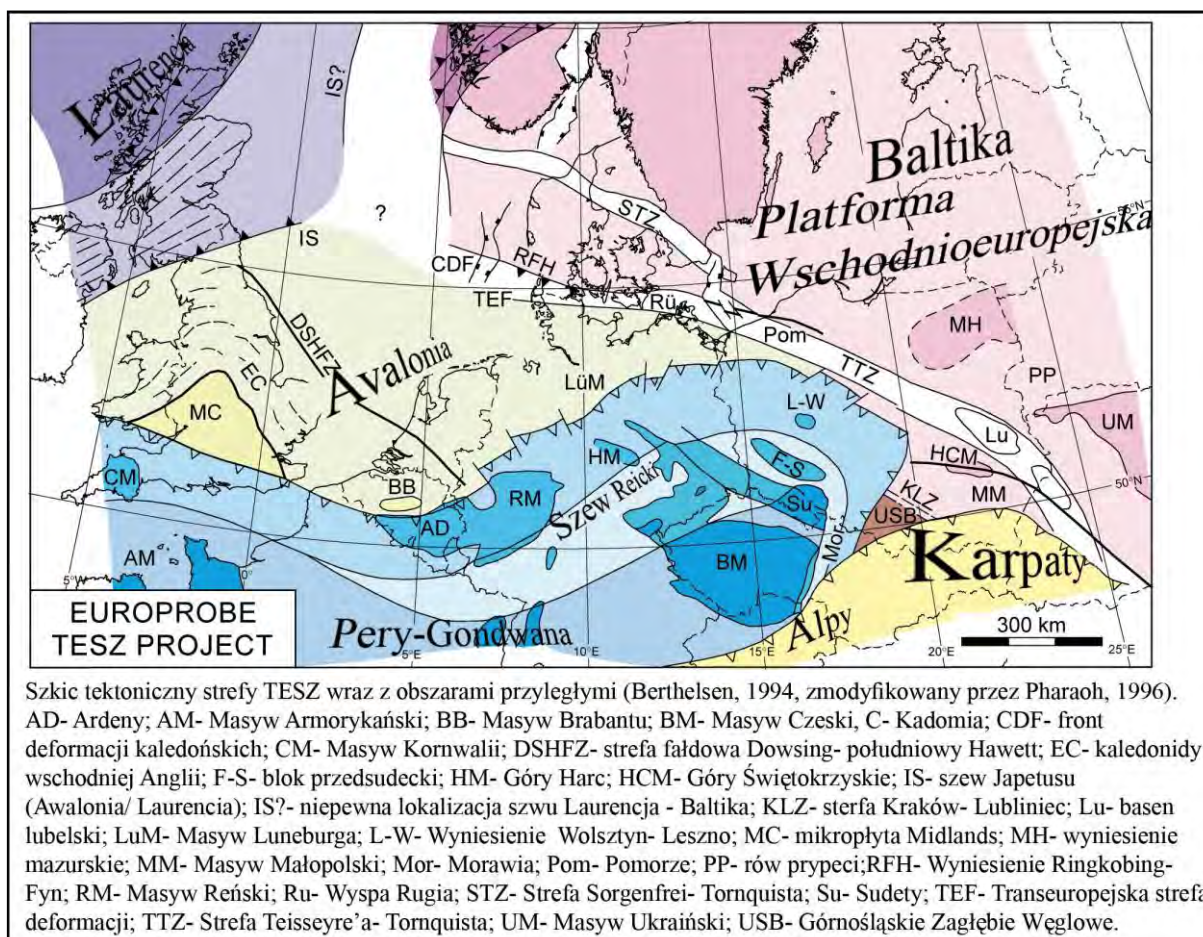
sedymentacyjny nazwany przez Samsonowicza bruzdą środkowoeuropejską (Książkiewicz i Samsonowicz, 1952 w: Stupnicka, 1997). Jej południowo-wschodnia część, znajdująca się na obszarze obecnej Polski, rozciągająca się ponad strukturami strefy T-T oraz nad południowo-zachodnim stokiem platformy wschodnioeuropejskiej – została nazwana basenem środkowopolskim lub bruzdą środkowopolską. W nowszej nomenklaturze basen polski jest wydzielany jako najbardziej wschodni segment systemu epikontynentalnych basenów środkowoeuropejskich (Ziegler, 1990; Marek i Pajchłowa, 1997; Scheck-Wenderoth i in., 2008 w: Stachowska i Krzywiec, 2024; Doornenbal i Stevenson, 2010).



Ryc. 1. Paleogeografia późnego mastrychtu północno-wschodniej Perytetydy (wg Baraboshkin i in., 2003).



Ryc. 2. Przebieg głównych facji późnego mastrychtu na obszarze północno-wschodniej Perytetydy (wg Baraboshkin i in., 2003; z Pióro, 2013).



Ryc. 3. Szkic tektoniczny strefy TESZ.

Znaczne, bo wielokilometrowe miąższości osadów permsko-mezozoicznych, które osadziły się w basenie środkowopolskim, są wynikiem silnej subsydencji (obniżania się dna) osiowej części basenu związanej z zachodzącymi w jej podłożu procesami tensyjnymi. Z końcem mezozoiku, w późnej kredzie, podczas fazy laramijskiej zmiana warunków naprężeń z tensyjnych na kompresyjne doprowadziła do przekształcenia się wcześniejszych uskoków podłoża z normalnych w odwrócone i w efekcie inwersji basenu, czyli wydzwignięcia się jego osiowej, dotąd najsilniej obniżającej się części. W wyniku wydzwignięcia się centralnej części basenu środkowopolskiego utworzyło się antyklinorium środkowopolskie, po obydwu stronach którego utworzyły się niecki (synkliny) o przebiegu równoległym do jego osi. Wraz z rozpoczęciem ruchów dźwigających w centralnej części basenu depocentra sedimentacji osadów kredowych, a w przypadku położonego na wschodzie synklinorium kościerzynsko-puławskiego, również paleoceńskich, przeniosły się do osi tychże niecek. Przedstawiony mechanizm jest uproszczeniem mającym na celu zobrazowanie sytuacji paleogeograficzno-tektonicznej omawianego obszaru, który w późnym mastrychcie (okres depozycji omawianych w kamieniołomie utworów) znalazł się na łagodnym skrzydle synklinorium kościerzynsko-puławskiego (wg Żelaźniewicz i in., 2011; Ryc. 4).

Niezwykle złożone procesy i uwarunkowania tektoniczne funkcjonowania bruzdy śródpolskiej oraz jej późniejszej inwersji są przedmiotem licznych publikacji oraz wciąż trwającej, żywej dyskusji. Ze względu na stopień skomplikowania nie są szczegółowo omówione w prezentowanym artykule. Zagadnienie od lat opisywane jest w licznych pracach m.in. P. Krzywca, w tym w najnowszym dedykowanym wspomnianej tematyce artykule (Stachowska i Krzywiec, 2024), w którym dodatkowo zawarta jest bardzo szeroka bibliografia przedmiotu.

Paleośrodowisko depozycji i wiek kredy piszącej kamieniołomu w Chełmie

Omawiane przez nas utwory kredy piszącej odsłaniające się w kamieniołomie w Chełmie należą głównie do górnego mastrychtu (*vide* rozdział biostratygrafia). Osadzały się one na wschodnim skrzydle stynklinorium kościerzynsko-puławskiego, w jego najbardziej południowo-wschodnim segmencie nazwanym puławskim. Mając przed oczami opisany w poprzednich częściach obraz schyłku kredy możemy dostrzec, jak złożone warunki panowały w tym czasie w omawianej części Lubelszczyzny. Nakładają się tu zarówno zjawiska globalne, takie jak obniżenie się światowego poziomu oceanu czy wahania temperatury wynikające z ogólnego ochłodzenia klimatu, jak i tektoniczne zjawiska



Ryc. 4. Lokalizacja Chełma na tle jednostek tektonicznych Polski pod pokrywą kenozyiczną (wg Żelaźniewicz i in., 2011; zmodyfikowane).

regionalne związane z dźwiganie się antyklinorium środkowopolskiego i „spychaniem” sedymencji do marginalnych synklin. Inwersja osiowa basenu nie tylko zmieniła relacje głębokościowe w zbiorniku, ale poprzez wynurzające się obszary stała się źródłem materiału tery-genicznego dostarczanego do synklin oraz znacząco zmieniła układ prądów dennych bezpośrednio wpływających na sedymencję i morfologię dna (Stachowska i Krzywiec, 2024).

Odślaniające się w kamieniołomie w Chełmie monotonne, na pierwszy rzut oka, osady późnego masystrichtu były deponowane na stabilnym, niezangażowanym tektonicznie skrzydle synklinorium kościerzynsko-puławskiego (wg Żelaźniewicz i in., 2011). Profil w całości jest reprezentowany przez monotonną serię osadów kredy piszącej. Utwory te zalegają prawie poziomo, wykazują nieregularną oddzielność oraz brak uławicenia. W omawianym kompleksie notuje się niewielkiej skali deformacje tektoniczne związane zarówno z tektoniką fazy laramijskiej, jak i zaburzeniami glacitektonicznymi (Dobrowolski, 1995, 2009). Machalski i Bitner (2024) opisali je jako drobnoziarnisty osad węglanowy, składający się niemal wyłącznie z kokolitów, pozbawiony warstw krzemieni, powierzchni omisyjnych czy twardych den. Monotonność utworów sprawia, że brak jest w tym osadzie poziomów odniesienia pozwalających na ocenę rzeczywistego ułożenia warstw. Jedynym wskazaniem na niemal poziome ułożenie warstw kredowych w Chełmie jest orientacja niektórych skamieniałości znajdujących w pozycji przyżyciowej (Dubicka i Peryt, 2011). W oparciu o wyniki badań zespołów otwornic Dubicka i Peryt

(2011, 2012) wykazały spadek poziomu morza od głębokości pow. 100 m w poziomie V kamieniołomu, do kilkudziesięciu metrów w poziomie II (Dubicka i Peryt, 2011, 2012; Machalski i Bitner, 2021; Machalski i in., 2024). Podobne trendy związane z zapisem wypłykania się zbiornika ku stropowi utworów, od głębokości znacznie powyżej 100 metrów w poziomie V do kilkudziesięciu metrów w poziomie II, opisała Pióro (2007, 2013). Wskaźnikiem opisanych zmian jest, przedstawiony w tych pracach, niewielki (około 1,5% zespołów planktonicznych) udział w utworach poziomu V otwornic reprezentujących gatunki takie jak: *Contosotruncana contusa*, *Globotruncana arca*, *G. aegyptiaca*, *G. linneiana*, *G. bulloides* i *G. rugosa*, sygnalizujących zdolność kolumny wody do, przynajmniej epizodycznej, stratyfikacji. Jak wspomniano wcześniej, dla kredowego zbiornika epikontynentalnego jest to minimum 100 m wysokości kolumny wody. Dalsze stopniowe, a w kamieniołomie zapisane mniej więcej w niższej połowie poziomu IV, zanikanie bardziej zróżnicowanych nisz ekologicznych bezpośrednio powiązane z wysokością kolumny wody, w obrazie mikrofauny uwidacznia się spadkiem liczebności gatunkowej oraz ostatecznie zanikiem występowania form z pośredniej grupy ekologicznej i głębokościowej. W poziomach V i IV kamieniołomu w Chełmie są to głównie formy z rodzaju *Globotruncanella* i *Archaeoglobigerina* (Pióro, 2007; Dubicka i Peryt, 2011); ten pierwszy rodzaj jest najliczniej reprezentowany przez *G. petaliformis* (Dubicka i Peryt, 2011; Pióro, 2013), jakkolwiek pojawiają się tu też przedstawiciele gatunków *G. petaloidea*, *G. havanensis*, *G. pschadae* (= *citae*) (Pióro, 2013).

Od mniej więcej drugiej połowy poziomu IV kamieniołomu zespoły otwornic planktonicznych reprezentują wyłącznie formy płytkowodne, jakkolwiek trend postępowania wypłykania/eutrofizacji kolumny wody dalej jest widoczny poprzez zmiany w zespołach planktonicznych na korzyść gatunków bardziej oportunistycznych, jak część gatunków *Heterohelix* czy przede wszystkim *Guembelitra cretacea*, kosztem rodzaju *Globigerinelloides* (w tym dużych form jak *G. abberantus* czy *G. multispinus*) (Pióro, 2013). Podobny trend wykazały Dubicka i Peryt (2011). Reasumując, pozornie monotony profil kredy pisańcej w kamieniołomie w Chełmie zawiera zapis, istotnej z punktu widzenia paleoekologii zmiany środowiska sedymentacji w tej części zbiornika epikontynentalnego, jaką był zanik możliwości stratyfikacji kolumny wody w odpowiedzi na jej malejącą wysokość. Relacja położenia Chełma na stabilnym skłonie platformy wschodnioeuropejskiej, do zachodzących w tym czasie zjawisk tektonicznych w osi basenu śródpolskiego pozwala wnosić, że oglądamy tu zjawisko związane ze zmianami głębokości światowego oceanu poza większymi wpływami tektonicznymi, a co za tym idzie moment, kiedy późnomastycką regresję zapoczątkowała przywrócenie w kolumnie wody na tym obszarze, warunków typowych dla płytkich, ulegających ciąglemu mieszaniu wód szelfowych.

Przykłady pięknie zachowanej mikrofauny otwornicowej z kamieniołomu w Chełmie przedstawiono na planszach I–III.

Biostratygrafia

Utwory odsłaniające się w kamieniołomie w Chełmie zaliczone zostały przez Machalskiego (2005) do poziomu *Spirydoceramus tegulatus*–*Belemnitella junior* (*sensu* Schulz i Smith, 1983) odpowiadającego dolnej części późnego mastycku, Wiek ten, również w oparciu o przewodnie formy makrofauny, potwierdziły Dubicka i Peryt (2011). W oparciu o otwornicę Pióro (2007) oraz Dubicka i Peryt (2011) wykazały przynależność badanych utworów do dolnej części poziomu *Guembelitra cretacea* (*sensu* Peryt, 1980), co również odpowiada dolnej części późnego mastycku. Niezwykle istotne jest datowanie utworów odsłoniętych tuż poniżej V poziomu z próbek pozyskanych przez Dubicką i Peryt (2011) z tymczasowego wykopu odwadniającego, opisanego w ich pracy jako poziom VI, które wskazują na obecność tuż poniżej poziomu V osadów najwyższej części dolnego mastycku (Machalski, 2024).

Literatura:

BARABOSHKIN E.Y., ALEKSEEV A.S., KOPAEVICH L.F. 2003 – Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 177–208.
DADLEZ R. 1993 – Pre-Cainozoic tectonics of the southern Baltic Sea. *Geological Quarterly*, 37, 431–450.
DADLEZ R., GRAD M., GUTERCH A. 2005 – Crustal structure below the Polish Basin: Is it composed of proximal terranes derived

from Baltica? *Tectonophysics*, 411, 111–128. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.09.004>.
DOBROWOLSKI R. 1995 – Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża Platformy Wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65, 79–91.
DOBROWOLSKI R. 2009 – Glacitectonic deformations of the Upper Cretaceous rocks: evidence from the Chalk quarry in Chełm (Lublin region, Eastern Poland). *Geologija*, 51, 68–73.
DOORNENBAL H., STEVENSON A. 2010 – Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area. EAGE, Houten, the Netherlands.
DUBICKA Z., PERYT D. 2011 – Integrated biostratigraphy of upper Maastrichtian chalk at Chełm (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 185–197.
DUBICKA Z., PERYT D. 2012 – Latest Campanian and Maastrichtian palaeoenvironmental changes: Implications from epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). *Cretaceous Research*, 37, 272–284. doi:10.1016/j.cretres.2012.04.009
DYBKOWSKA (PIÓRO) K. 2013 – Biostratygrafia i paleośrodowisko depozycji górnokredowych utworów Wyżyny Lubelskiej na podstawie zespołów otwornic. Praca doktorska, Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Kraków (niepublikowana). Dostęp w RUJ UJ.
GASIŃSKI M.A. 1997. Tethyan-Boreal connection: influence on the evolution of mid-Cretaceous planktonic foraminiferids. *Cretaceous Research*, 18, 505–514.
GRAD M., JANIK T., YLINIEMI J., GUTERCH A., LUOSTO U., TIIRA T., KOMMINAHO K., ŚRODA P., HÖING K., MAKRIJÄRVI J., LUND, C.-E. 1999. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre – Tornquist Zone seismic profile. *Tectonophysics*, 314, 145–160.
HAY W.W. 2008. Evolving ideas about the Cretaceous climate and ocean circulation. *Cretaceous Research*, 29, 725–753.
HAYS J.D., PITMAN W.C. 1973 – Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequence. *Nature*, 246, 18–22.
HUBER B.T., MACLEOD K.G., WATKINS D.K., COFFIN M.F., 2018 – The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 167, 1–23. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.04.004>.
JENKYN H.C., GALE A.S., CORFIELD R.M. 1994 – Carbon and Oxygen isotope stratigraphy of the English chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geological Magazine*, 131, 1–34.
KOŁODNY Y., RAAB M. 1988 – Oxygen isotopes in phosphatic fish remains from Israel: Paleothermometry of tropical Cretaceous and Tertiary shelf waters. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 64, 59–67.
KRZYWIEC P. 2007 – Nowe spojrzenie na tektonikę regionu lubelskiego (SE Polska) oparte na wynikach interpretacji danych sejsmicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 422, 1–18.
KRZYWIEC P., GUTOWSKI J., WALASZCZYK I., WRÓBEL G., WYBRANIEC S. 2009 – Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto – Zawichost Fault Zone, SE Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 53, 27–48.
KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. 1972 – Zarys geologii Polski. Wydaw. Geologiczne, Warszawa.
LARSON R.I. 1991 – Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963–966.
MACHALSKI M., BITNER M. A. 2024 – The brachiopod assemblage from the Maastrichtian white chalk at Chełm, eastern Poland: stratigraphical and palaeoecological implications. *Netherlands Journal of Geosciences*, 103:e3. doi:10.1017/njg.2023.15
MACHALSKI M. 2005 – Late Maastrichtian and earliest Danian scaphitid ammonites from central Europe: taxonomy, evolution and extinction. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50, 653–696.
MACHALSKI M., OWOCKI K., DUBICKA Z. i in. 2021 – Stable isotopes and predation marks shed new light on ammonoid habitat depth preferences. *Scientific Reports*, 11, 22730. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-02236-9>
MANSOUR A., GENTZIS T., WAGREICH M., TAHOUN S.S., ELEWA A.M.T. 2020 – Short-Term Sea level Changes of the Upper

Cretaceous Carbonates: Calibration between Palynomorphs Composition, Inorganic Geochemistry, and Stable Isotopes. *Minerals*, 10, 1099. <https://doi.org/10.3390/min10121099>

MARCINOWSKI R. 1980 – Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland and Soviet Union. *Acta Geologica Polonica*, 30, 215–325.

MARCINOWSKI R., GASIŃSKI A.M. 2002 – Cretaceous biogeography of epicratonic Poland and Carpathians. W: Michalik J. (red.), *Tethyan/Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe*. VEDA Publishing House of the Slovak Academy of Sciences, 95–114.

MARCINOWSKI R., RADWAŃSKI A. 1983 – The mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin). *Zitteliana*, 10, 65–95.

MARCINOWSKI R., WIEDMANN I. 1985 – The Albian ammonite fauna of Poland and its palaeogeographical significance. *Acta Geologica Polonica*, 35, 199–219.

MARCINOWSKI R., WIEDMANN I. 1990 – The Albian ammonite fauna of Poland. *Palaeontologica Polonica*, 50, 1–94.

MAREK S., PAJCHŁOWA M. (red.) 1997 – *Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce*. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153, 1–452.

MATHER B.R., MÜLLER R.D., DUTKIEWICZ A. i in. 2026 – Carbon emissions along divergent plate boundaries modulate icehouse-greenhouse climates. *Communications Earth & Environment*, 7, 48. <https://doi.org/10.1038/s43247-025-03097-0>

PERYT D. 1980 – Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeontologica Polonica*, 41, 3–101.

PHARAOH T. and TESZ COLLEAGUES 1996 – Trans-European Suture Zone: Phanerozoic Accretion and the Evolution of Contrasting Continental Lithosphere, EUROPROBE 1996. Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents, Europrobe Secretariate, Uppsala University, 41–54.

PIÓRO K. 2007 – Wiek i paleośrodowisko depozycji górnokredowych utworów okolic Chełma i Rejowca w oparciu o zespoły otwornic. W: Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., Dobrowolski R., Mroczek P., Warowna J. (red.), *Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery*, 57–62. Wydaw. UMCS, Lublin.

RADOMSKI A., GASIŃSKI M.A. 2004 – *Elementy oceanologii. Wprowadzenie do środowisk morskich*. Wydaw. UJ, Kraków.

SHECK-WENDEROTH M., MAYSTRENKO Y., HANSEN M., MAZUR S. 2008 – Dynamics of salt basins. W: Little R., Bayer U., Gajewski D. i Nelskamp S. (red.), *Dynamics of Complex Sedimentary Basins. The Example of the Central European Basin System*, Chapter: 5.4, 307–322. Springer, Berlin-Heidelberg.

SCHULZ M.-G., SCHMID F. 1983 – Das Ober-Maastricht von Hemmoor (N-Deutschland): Faunenzonen-Gliederung und Korrelation mit dem Ober-Maastricht von Dänemark und Limburg. *Newsletter of Stratigraphy*, 13, 21–39.

STACHOWSKA A., KRZYWIEC P. 2024 – Późnokredowa tektoniczno-sedymentacyjna ewolucja północnej Polski: opracowanie na podstawie regionalnych danych sejsmicznych. *Przegląd Geologiczny*, 72, 270–279. <https://doi.org/10.7306/2024.13>

STEPHENSON R.A., NARKIEWICZ M., DADLEZ R., VAN WEES J.-D., ANDRIESSEN P. 2003 – Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. *Sedimentary Geology*, 156, 59–70.

STUPNICKA E. 1997 – *Geologia Regionalna Polski*. Wydaw. Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.

TOMCZAK M. 1998 – Shelf and Coastal Oceanography. Lecture Notes. Dostępny pod adresem: <http://gyre.umeoce.maine.edu/physicalocean/Tomczak/ShelfCoast/index.html>

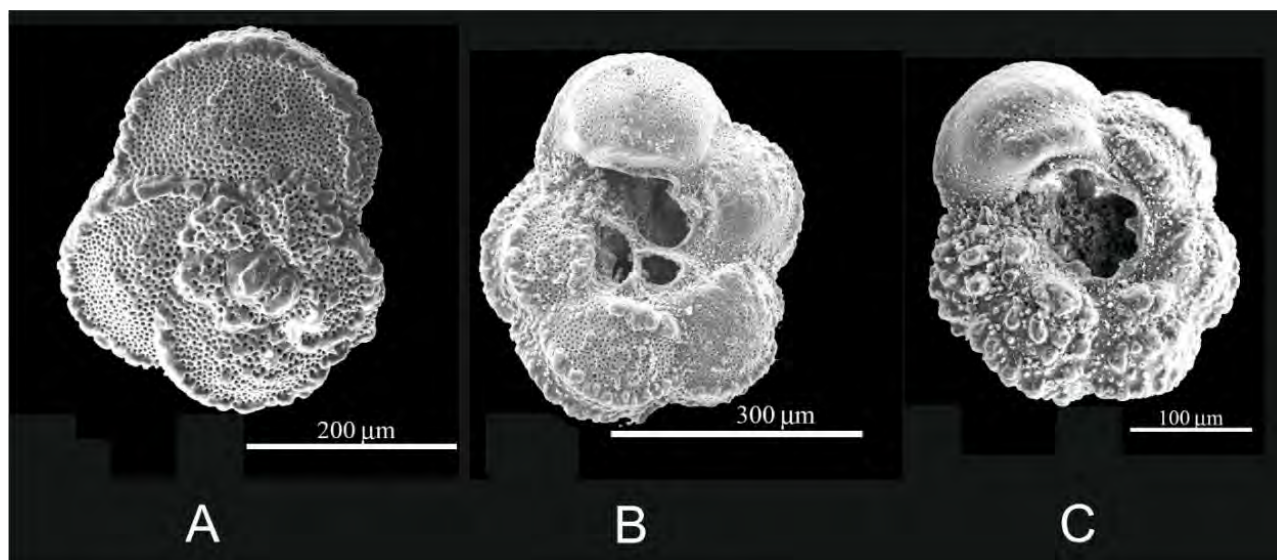
VOIGT S., WAGREICH M., SURLYK F. i in. 2008 – Cretaceous. W: McCann T. (red.) 2008. *Geology of Central Europe. Mesozoic and Cenozoic*, 2, 923–997. Geological Society, London.

WILSON P.A., NORRIS R.D., COOPER M.J. 2002 – Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, 30, 607–610.

ZIEGLER P.A. 1990. Tectonic and palaeogeographic development of the North Sea rift system. W: Blundell D.J., Gibbs A.D. (red), *Tectonic evolution of the North Sea rifts*, 1–36. Clarendon Press, London.

ŻELAZNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P., KONON A., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski (Tectonic subdivision of Poland). *Komitet Nauk Geologicznych PAN*, Wrocław.

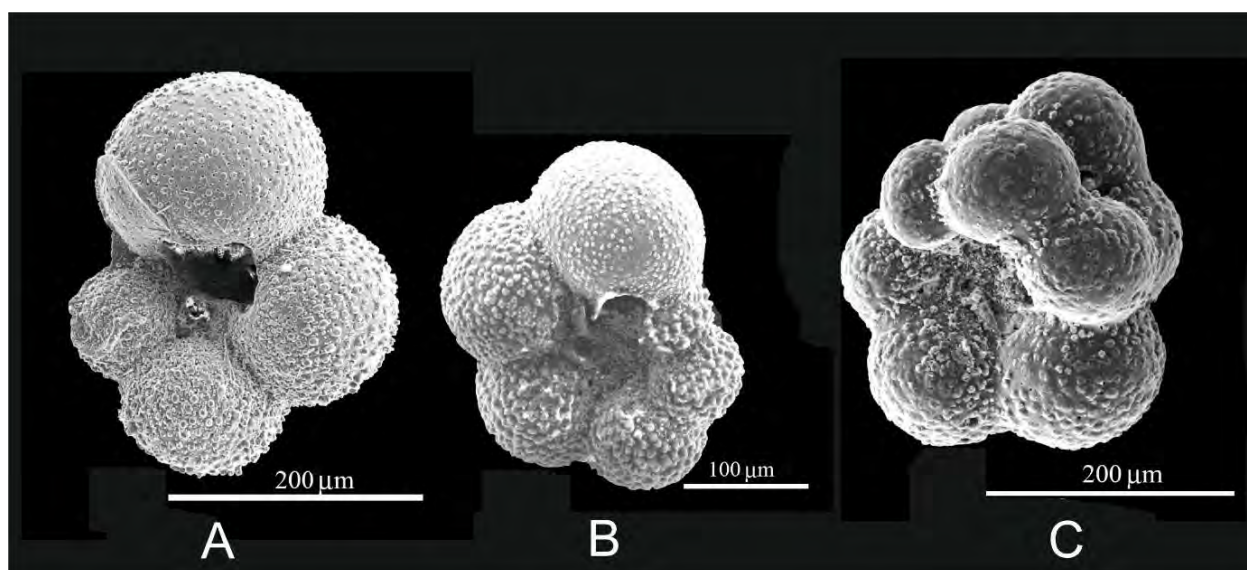
Plansza I



Otwornice planktoniczne z poziomu V kamieniołomu w Chełmie. Zbiory własne (Pióro, 2013; fot. K. Pióro).

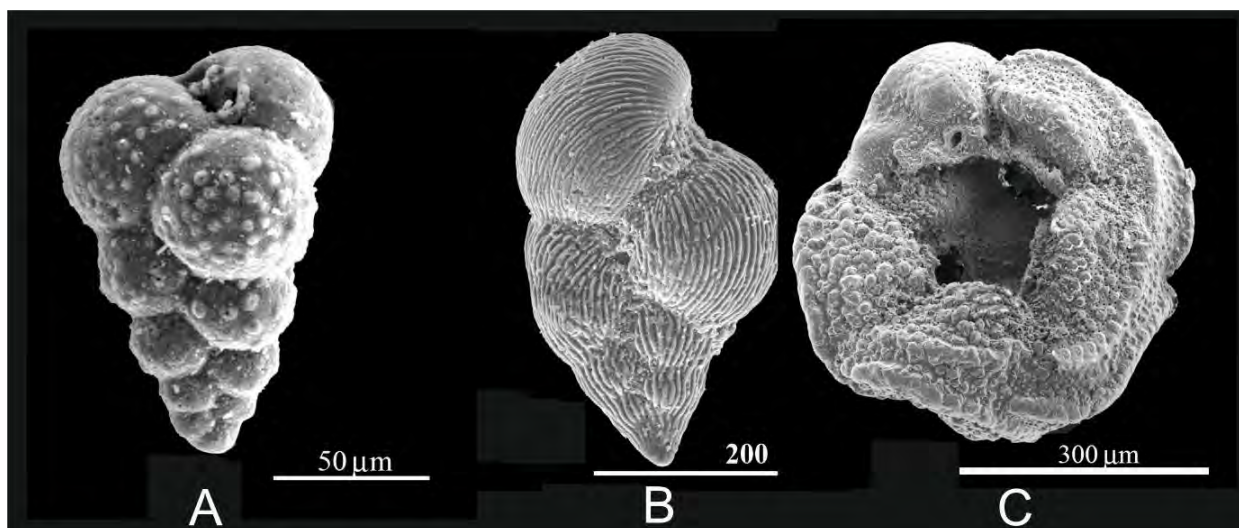
A – *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady; B – *Globotruncana bulloides* Vogler; C – *Globotruncana rugosa* Marie.

Plansa II



Otwornice planktoniczne z poziomu V kamieniołomu w Chełmie (Pióro, 2013; fot. K. Pióro). **A** – *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi), **B** – *Globigerinelloides abberantus* (Neckaja), **C** – *Globigerinelloides multispinus* (Lalicker).

Plansa III



Otwornice planktoniczne z kamieniołomu w Chełmie (Pióro, 2013; fot. K. Pióro). **A** – *Guembeltria cretacea* Cushman, **B** – *Heterohelix ultimatumba* (White), **C** – *Contusotruncana contusa* (Cushman).

ODKRYWKOWA KOPALNIA KREDY W CHEŁMIE

Robert MAJÓWKA

Kopalnia Kredy CEMEX w Chełmie

Odkrywkowa kopalnia kredy w Chełmie jest częścią Cementowni Chełm, której właścicielem jest globalna firma Cemex zajmująca się produkcją materiałów budowlanych, w tym cementu, betonu towarowego oraz kruszyw.

Wydobywana w kopalni kreda w całości jest używana jako surowiec do produkcji klinkieru, który po zmieleniu jest podstawowym składnikiem cementu.

Wydobycie prowadzimy na powierzchni około 216 ha. Zasoby kredy w granicach naszej własności to ok. 75 mln ton kredy (co przy obecnym wydobyciu wystarczy na ok. 36 lat).

Średnie wydobycie kredy w ostatnich latach wynosi ok. 2,1 mln ton rocznie a maksymalne było w latach 70. XX wieku i wynosiło ok. 4,5 mln ton rocznie.

Historycznie wydobycie kredy w naszej kopalni rozpoczęło się około 1926 roku dla potrzeb już nieistniejącej Cementowni Firley w Rejowcu. W latach dwudziestych XX wieku kopano kredę ręcznie. Pozyskany z kopalni surowiec dostarczano wozami konnymi w okolice stacji kolejowej Chełm, gdzie przeładowywano go na wagony i dalej koleją transportowano do cementowni w Rejowcu. Do roku 1960 wydobyto łącznie ok. 6,5 mln ton kredy.

Dla potrzeb Cementowni Chełm Kopalnia kredy rozpoczęła eksploatację w roku 1960, kiedy to uruchomiono zakład Chełm I. Od tego czasu wydobyto ok. 172 mln ton kredy.

Wydobycie prowadzono za pomocą koparek elektrycznych linowych Skoda E302 i E303. Transport był realizowany za pomocą lokomotyw SM 42 oraz wagonów kubłowych 42 Wp i samowyładowczych 409 Va (Ryc. 1). Kreda z wagonów była rozładowywana przy pomocy suwnic chwytakowych bezpośrednio do lejów zasypowych kruszarek walcowych. Po rozdrobnieniu kreda za pomocą układu przenośników taśmowych i po powtórным rozdrobnieniu kolejną kruszarką walcową trafiała na magazyn kredy

składający się z dwóch pryzm o wielkości do 15 tysięcy ton każda.

W roku 2022 roku została zakończona modernizacja technologii wydobycia. Wymienione zostały koparki jednonaczyniowe Skoda i transport kolejowy na koparki wielonaczyniowe i przenośniki taśmowe. Obecnie wydobycie jest prowadzone za pomocą dwóch koparek wielonaczyniowych BWE 400. Jedna z koparek współpracuje z przenośnikiem taśmowym BW400 na poziomie przenośnika natomiast druga współpracująca z dwoma przenośnikami Bw400 prowadzi eksploatację na poziomie ok. +6 m powyżej przenośnika odstawczego przesuwanego. Układ pozwala na eksploatację ściany o wysokości maksymalnej 12 m (Ryc. 2).

Odstawa kredy odbywa się za pomocą 3 przenośników taśmowych: jednego o długości 1450 m przesuwanego wraz z postępem wydobycia w kierunku eksploatowanej ściany, drugiego wydłużanego o docelowej długości ok. 700 m i trzeciego stałego o długości ok 360 m, który łączy nowy układ transportu kredy z istniejącym już wcześniej.

Złoże odwadniane jest za pomocą 15 studni ujęcia wody Bariera będących własnością spółki miejskiej MPGK Sp. z o.o. w Chełmie oraz ujęcia Bariera bis składającego się z 17 studni należącego do Cemex. Ten podstawowy system odwadniania wspomagany jest za pomocą odwadniania powierzchniowego, składającego się z 3 pomp zatapialnych.

W miejscu, gdzie znajduje się kopalnia, było kiedyś jedno z najwyższych wzniesień w okolicy. W wyniku działalności wydobywczej powstało wyrobisko o głębokości do 30 m.

Kopalnia nie jest dostępna dla zwiedzających. Jej teren można zobaczyć z punktu widokowego w północno-zachodniej części kopalni, do którego prowadzi dojazd lub dojście od ulicy Reja albo Wolwinów.



Ryc. 1. Wydobycie kredy do 2022 roku (materiały własne).



Ryc. 2. Wydobycie kredy po 2022 roku (materiały własne).

**LECHÓWKA –
granica kreda/paleogen,
zapis stratygraficzno-paleontologiczny
i geochemiczny**

Marcin MACHALSKI

Instytut Paleobiologii PAN

Ze względu na konieczność zachowania spójności tematycznej niniejszego opracowania, opis profilu w Lechówce został zamieszczony w odrębnej części materiałów konferencyjnych, na stronie 92, wraz z charakterystyką pozostałych odsłonięć granicy kreda/paleogen.

**REJOWIEC FABRYCZNY –
KAMIENIOŁOM;
osady kredowe,
deformacje glacitektoniczne,
procesy peryglacjalne
i zagadnienia rekultywacji**

**KOPALNIA MARGLA W REJOWCU – GEOLOGIA I EKSPLOATACJA
SUROWCÓW WĘGLANOWYCH**

Dariusz ORŁOWSKI

Kopalnia Margla w Rejowcu Fabrycznym

Zazwyczaj opowieści rozpoczynają się od słów: „dawno, dawno temu życie wyszło z morza”, w naszej opowieści można jednak powiedzieć, że „cement wyszedł z morza”, ponieważ margle, kreda oraz inne kopalinę wapienne, niezbędne do produkcji klinkieru, są skałami osadowymi powstałymi w wyniku sedymentacji różnych osadów i substancji na dnie morza. Organizmy takie, jak otwornice, ukwiały, gąbki, jeżowce, ostrygi, małżoraczki, plankton oraz rośliny obumierały i osadzały się wraz z mułem na dnie kredowego morza, tworząc warstwę osadowych skał wapiennych. Wiek utworów skalnych górnokredowych datowany był przez naukowców na podstawie szczątków otwornic na środkową część późnego mastrychtu, czyli margle rejowieckie mają około 66 mln lat.

**Lokalizacja kopalni i zarys geologii złoża
„Rejowiec”**

Wyrobnisko Kopalni Marglu w Rejowcu (Ryc. 1) obejmuje część złoża margli kredowych „Rejowiec”, zlokalizowanego na terenach miejscowości Rejowiec

Fabryczny, Krasne, Pawłów, w powiecie chełmskim. Teren wyrobiska pod względem fizjograficznym położony jest w obrębie Pagórów Chełmskich, mezoregionie Polesia Wołyńskiego.

Złoże margli stanowi stropową część utworów kredowych zalegających w tym rejonie. Margle okolic Rejowca należą do osadów kredowych Wyżyny Lubelskiej, będącej częścią rozległej synkliny, kredowo-jurajskiej, ciągnącej się od Pomorza przez Mazowsze, Wyżynę Lubelską do okolic Lwowa. Złoże zalega prawie poziomo, upad warstw w kierunku południowo-zachodnim nie przekracza 10°. Złoże nie jest zaburzone tektonicznie. Zasoby złoża margli było dokumentowane wieloetapowo w trakcie przeszło trzydziestu lat (1950–1983). Badania złoża przeprowadziło Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie i Warszawie. Całość prac badawczych ujęto w zbiorczej dokumentacji geologicznej złoża margli kredowych „Rejowiec” w kat. B + C₁ wykonanej w 1983 r. Wg dokumentacji geologicznej wierceniami rozpoznano profil o miąższości do 60 m. Złoże zostało udokumentowane na powierzchni 320 ha. W dokumentacji geologicznej stwierdzono, że osady kredowe



Ryc. 1. Widok na kopalnię margla w Rejowcu.

występują na całym obszarze dokumentowania w sposób ciągły i są wykształcone w postaci margli, margli wapnistych i opok. Margle są miękkie, lokalnie przeławiczone kredą piszącą onierównej powierzchni, skrasowiałe. Stropowa część masywu kredowego jest zwietrzała. W zasięgu występowania marglu jest to najczęściej glina zwietrzelinowa. Utwory trzeciorzędowe to neogeńskie iły. Na utworach trzeciorzędowych i kredzie zalegają czwartorzędowe piaski i żwiry różnego pochodzenia oraz gliny zwałowe zlodowacenia środkowopolskiego.

Jako ciekawostkę należy wspomnieć o stanowisku geologicznym na pierwszym i drugim piętrze kopalni, ukazującym struktury deformacyjne glaciektoniczne, a mówiąc prościej zmiany w iłach i glinach spowodowane naciskiem lodowca zlodowacenia odrzańskiego. W tym miejscu na zboczu wzniesienia zatrzymało się czoło lodowca. W wyniku cyklicznego zamarzania i rozmarzania mas lodowych przed wzgórzem gromadził się materiał skalny tworząc morenę czołową. Miejsce to było kilkakrotnie badane i opisywane w literaturze naukowej.

Obecnie powierzchnia wyrobiska pokopalnianego wynosi ok. 220 ha. Rzędna terenu otaczającego kopalnię dochodzi do ok. +230 m n.p.m, najniższym miejscem kopalni było rzapie kopalniane (+179 m n.p.m.).

Warunki hydrogeologiczne i odwadnianie wyrobiska

Zasadniczym poziomem wodonośnym złoża „Rejowiec” jest poziom wód gruntowych wieku kredowego. Wody podziemne w rejonie złoża margli kredowych występują w utworach czwartorzędowych,

trzeciorzędowych oraz kredowych, pozostawiając ze sobą w więzi hydraulicznej. Pierwotne zwierciadło statyczne wody w rejonie odkrywki kształtowało się na rzędnej +195 m. Natomiast przy udostępnieniu IV piętra eksploatacyjnego, poziom zwierciadła wód podziemnych został obniżony w centrum дренаżu do rzędnej ok. +182 m n.p.m., co spowodowało powstanie rozległego leja depresji (ok. 2 km²). Odwodnienie kopalni realizowane było przy pomocy pomp powierzchniowych typu 200 Z 2 K 8 o wydajności ok. 360 m³/h. Wody podziemne, roztopowe i deszczowe spływały z odkrywki rowami odwadniającymi do rzapia wykonanego w centralnej części wyrobiska na spągu najniższego piętra wydobywczego (Ryc. 2). Wody były odprowadzane systemem rurociągów do rowu melioracyjnego i zasilaty w wodę „Stawy Kańskie”, natomiast nadmiar wody ciekiem Dorohucza wpływał do rzeki Wieprz. Rocznie odpompowywano średnio ok. 4 mln m³ wody. Wraz z likwidacją i rekultywacją wyrobiska pokopalnianego we wrześniu 2021 roku nastąpiło wyłączenie i demontaż stacji pomp. Wody podziemne zaczęły wypełniać wyrobisko i obecnie poziom wody powrócił do stanu pierwotnego, sprzed eksploatacji złoża (+195 m n.p.m.). W efekcie powstał zbiornik o powierzchni ok. 70 ha i maksymalnej głębokości sięgającej 16 m.

Historia produkcji cementu na Lubelszczyźnie, eksploatacje i technologia wydobywania

Pierwszą cementownią na terenie Lubelszczyzny była Cementownia „Firlej” w Lublinie (obecnie okolice ulic Łęczyńskiej i Firlejowskiej). Rozpoczęła ona produkcję w 1895 r., a zakończyła działalność w wyniku działań wojennych podczas I wojny światowej w roku 1915. W szczytowym okresie produkowano 1 mln pu-



Ryc. 2. Odwodnienie w kopalni margla.

dów cementu, tj. ok. 20 tys. ton rocznie. Przed wybuchem I wojny światowej, w 1913 roku, właściciele spółki „Firlej” zakupili grunty pod budowę cementowni na terenie folwarku Stajne-Polesie. Budowę zakładu rozpoczęto w roku 1918, a w roku 1924 uruchomiono produkcję w Cementowni „Firlej”.

Proces produkcji cementu w Rejowcu rozpoczynał się w kopalni odkrywkowej, gdzie był wydobywany margiel. Eksploatacja surowca ze złoża „Rejowiec” prowadzona była w latach 1924–2019. Margiel to kopalina określana jako surowiec niski do produkcji klinkieru. Dlatego potrzebne było uzupełnienie mieszanki surowcowej kredą. Kredę początkowo sprowadzano z Maciejowa koło Kowla, a następnie od roku 1926 z „Kredowej Góry” w Wolwinowie koło Chełma. Margiel był wydobywany w początkowym okresie ręcznie przy użyciu kilofów i łopat, a następnie ładowany na wózki torowe lub furmanki konne. Brak jest jednak dokumentów z badań geologicznych oraz z danych o sposobie i wielkości wydobywania w okresie przedwojennym. W Opisie Technicznym Cementowni „Firlej” z 1930 roku opisano kopalnię kredy w następujący sposób „[...] pod eksploatację zajęto do 3 morgów. Eksploatację prowadzono przy użyciu łopat i kilofów. Urobek ładowany był ręcznie do koleb o pojemności 0,7 m³ a następnie lokomotywą Borsing-60KM i Hanseel-60KM po torach o prześwicie 600 mm transportowany był do rampy rozładowniczej, gdzie bezpośrednio z koleb wysypywana była kreda do wagonów. Wysokość pokładów w najwyższym punkcie 13 m [...]” można przyjąć, że eksploatacja marglu była prowadzona w podobny sposób.

Dokumentowanie i eksploatacja surowców węglanowych w rejonie lubelskim jest związana z przemysłem cementowym i historią Cementowni w Rejowcu i Chełmie.

W latach 1951–1958 przystąpiono do budowy Cementowni „Rejowiec II” i „Rejowiec III”. Uzasadnieniem decyzji rządowej w sprawie budowy zakładu było m.in. prawidłowe wykorzystanie złóż doskonałego surowca, zalegającego okolicie Rejowca i Chełma. Głównym inwestorem był „Centrocement” - Zjednoczone Fabryki Cementu w Sosnowcu. Inwestycję tę zakończono w roku 1958. W tym samym

czasie rozpoczęto budowę zakładu cementowego w Chełmie, który rozpoczął produkcję w roku 1960. Zakładano, że oba zakłady będą ze sobą współpracować szczególnie w zakresie wzajemnej wymiany surowcowej. Kopaliny, takie jak kreda i margiel w zakresie technologicznym wzajemnie się uzupełniały, co przekładało się na wysoką jakość produktu końcowego, czyli cementu.

W zmodernizowanej i nowo wybudowanej Cementowni „Pokój” (tę nazwę przyjęła rejowiecka cementownia w roku 1951) do wydobywania surowca wprowadzono koparki podsiębierne Skoda o wadze 120 ton i wyposażonej w łyżki o pojemności 3 m³. Koparki miały mechanizmy napędzane silnikami elektrycznymi a sterowanie maszyną odbywało się pneumatycznie przy zastosowaniu przekładni, wielokrążków i systemu lin. Transport kopaliny odbywał się koleją normalnotorową przy użyciu wagonów kubłowych typu 42 Wp i samowyładowczych 409 Va. Siłę pociągową stanowiły parowozy typu „Śląsk” a następnie lokomotywy spalinowe typu SM-30 i SM-42. Szyny i rozjazdy na terenie zakładu górniczego układane były na podkładach drewnianych i podsypce żużlowej. Torowiska były przekładane za postępowaniem frontu eksploatacyjnego przy zastosowaniu dźwigu „Mewa” na podwoziu spycharki T-100. Nadkład zwałowany był przy użyciu spycharek T-100M i TD-15C. Skała płonna była wywożona samochodami Kraz i Tatra na zewnętrzne składowisko nadkładu (Ryc. 3).



Ryc. 3. Wydobycie margla w Rejowcu

Do roku 2003 na terenie zakładu górniczego prowadzono wydobywanie surowca dla Cementowni Rejowiec i Cementowni Chełm. Pod koniec roku 2003 chełmska cementownia zrezygnowała z rejowieckiego marglu. W związku z tym ograniczono wydobywanie, zmniejszono obszar górniczy i przystąpiono do częściowej rekultywacji gruntów pokopalnianych. Rekultywacji w kierunku rolnym poddano 105 ha wyrobiska.

W latach 2003–2005, kolej zastąpiono całkowicie transportem kołowym, samochodami ciężarowymi Kraz i wozidłami technologicznymi Volvo 30 A. Surowiec był przemieszczany po drogach gruntowych

kopalnianych do łamacza surowca Wydziału Produkcji.

Eksploatację margla kopalnia zakończyła w roku 2019, wówczas przystąpiono do likwidacji zakładu górniczego i rekultywacji terenów poeksploatacyjnych. Rekultywacja prowadzona była w kierunku rolnym i wodnym (Ryc. 4, 5).



Ryc. 4. Efekty rekultywacji kopalni margla.

Likwidacja polegała na wyprowadzeniu koparek z wyrobiska, demontażu linii energetycznych, rozdzielni elektrycznej, przepustów nad rowami odwadniającymi oraz likwidacji dróg technologicznych. Ostatnim elementem likwidacji był demontaż stacji pomp odwadniania kopalni. Rekultywacja polegała na niwelacji dna powstającego zbiornika wodnego, wyrównaniu spągu pięter wydobywczych, ukształtowaniu skarp ostatecznych wyrobiska, wycince samosiejek drzew i krzewów. Rekultywację i likwidację zakładu górniczego zakończono pod koniec



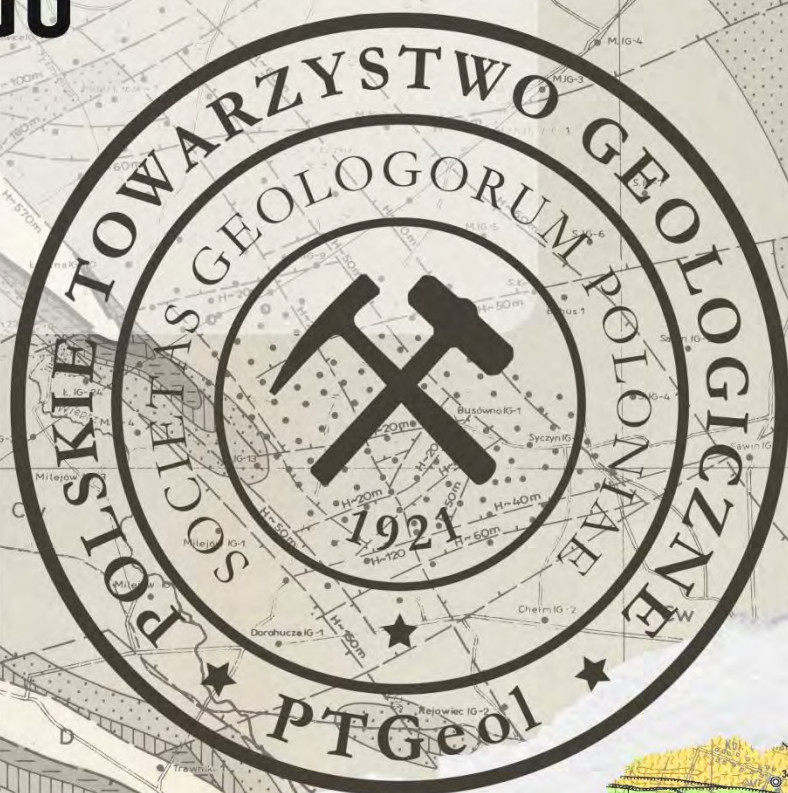
Ryc. 5. Efekty rekultywacji kopalni margla.

2023 roku, natomiast w maju 2024 roku grunty kopalniane przeklasyfikowano jako grunty rolne i grunty pod wodami. W części gdzie grunty poddano rekultywacji w kierunku rolnym powstały obszary o bujnej roślinności, takiej jak trawy, krzewy i samosiejki drzew.

Tereny te są doskonałą ostoją dla zwierząt oraz tworzą ciekawy krajobraz z tarasami (poziomami) po prowadzonych pracach wydobywczych. Teren zbiornika wodnego stał się doskonałym miejscem do bytowania ptactwa wodnego a w zbiorniku pojawiły się ryby. W ten sposób teren dawnej kopalni zyskał nowe życie. To, co przez dekady służyło przemysłowi, dziś stało się przestrzenią natury — miejscem, gdzie roślinność, zwierzęta i człowiek współistnieją w harmonii. Transformacja tego obszaru dowodzi, że nawet tereny silnie przekształcone mogą odzyskać swoje naturalne piękno i stać się cenną częścią lokalnego krajobrazu.

90. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

27-29.05.2026
LUBLIN



SESJA TERENOWA C



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



**INSTYTUT
PALEOBIOLOGII**
POLSKA AKADEMIA NAUK



SESJA TERENOWA C

(29 maja, piątek)

MAŁOPOLSKI PRZEŁOM WISŁY – OD PODŁOŻA KREDOWEGO DO RZEŻBY LESSOWEJ I KRAJOBRAZU KULTUROWEGO

Sesja terenowa poświęcona Małopolskiemu Przełomowi Wisły koncentruje się na relacjach między podłożem kredowym, pokrywami lessowymi i rzeźbą dolinną, ukazując ten obszar jako wieloskalowe archiwum zmian środowiskowych. Kluczowymi punktami trasy są bogate w skamieniałości odsłonięcia utworów pogranicza kredy i paleogenu w Bochojnie oraz stanowisko Kamienny Dół, które pozwalają omówić złożony problem granicy mastrychtu i paleocenu, przebieg procesów sedymentacyjnych i tafonomicznych, oraz bogaty zapis paleontologiczny i palinologiczny tego okresu. Szczególne znaczenie Kamiennego Dołu wiąże się z wyjątkowym znaleziskiem wczesnopaleoceńskiego krokodyla z rodzaju *Thoracosaurus*, jednym z najważniejszych paleon-

tologicznych odkryć tego typu w Polsce. Wątek lessowy i geomorfologiczny zostanie potraktowany uzupełniając, jako kontekst położenia stanowisk w obrębie Płaskowyżu Nałęczowskiego i przełomowego odcinka doliny Wisły. Zakończenie sesji w Muzeum Badań Polarnych w Puławach dopełnia program o zagadnienia historii polskich wypraw i badań obszarów polarnych, dokumentowania aktywności lądolodu na ziemiach polskich oraz popularyzacji dorobku polskiej polarystyki.

Tematy przewodnie: granica kreda/paleogen, less jako archiwum środowiskowe, rzeźba dolin, systemy wąwozowe

BOCHOTNICA – stratygrafia i interpretacja osadów pogranicza kredy i paleogenu

GRANICA KREDA–PALEOGEN NA LUBELSZCZYŹNIE NA TLE ZAPISU GLOBALNEGO

Marcin MACHALSKI

Instytut Paleobiologii PAN

Wprowadzenie

Granica kreda–paleogen (mastrycht–dan) została formalnie zdefiniowana w spągu wzbogaconej w iryd warstwy iłu w El Kef w Tunezji (Molina i in., 2006). Warstwa ta powstała 66 mln lat temu podczas globalnego kryzysu środowiskowego oraz masowego wymierania, które zakończyło „erę dinozaurów i amonitów”. Kryzys i wymieranie zostały wywołane upadkiem meteorytu na Jukatan i wzmożonym wulkanizmem na Dekanie (Alvarez i in., 1980; Schulte i in., 2010; Keller i in., 2020).

Warstwy iłu granicznego stwierdzono w wielu kompletnych profilach na świecie. Taka warstwa występuje m.in. w malowniczych odsłonięciach Stevns Klint w Danii (Surlyk i in., 2006). Słynna „anomalía irydowa” to skokowe wzbogacenie osadu w iryd, mierzone w ppb (*parts per billion*, czyli części na miliard). Iryd jest pierwiastkiem rzadkim w skorupie ziemskiej, lecz częstym w niektórych meteorytach. Anomalía irydowa stała się pierwszą poszlaką na rzecz hipotezy głoszącej, że mezozoik skończył się na skutek uderzenia (impaktu) meteorytu o średnicy 10 km w naszą planetę (Alvarez i in., 1980).

W innych stanowiskach na świecie zapis jest niekompletny na skutek braku depozycji lub erozji. Dotyczy to przeważającej części obszaru Wyżyny Lubelskiej (Ryc. 1a–c), gdzie płytkomorskie utwory górnego mastrychtu i danu odsłaniają się w strefie od Kazimierza Dolnego i Puław, poprzez Lublin po Chełm (Machalski i in., 2022). Do najważniejszych należą odsłonięcia w Nasiłowie i Bochothnicy nad Wisłą, Woli Piaseckiej i Mełgwi koło Lublina oraz Lechówce k. Chełma (Ryc. 1b, c).

Wykształcenie utworów pogranicza kredy i paleogenu na Lubelszczyźnie jest wypadkową skutków eu-

statycznych wahań poziomu morza (Machalski i in., 2022) oraz inwersji bruzdy śródpolskiej i jej wypiętrzenia w wał śródpolski (Krzywiec i in., 2018). W późnym mastrychcie obszar dzisiejszej Lubelszczyzny pokrywało spływające się stopniowo morze z przewagą sedymentacji opok (Jurkowska i in., 2019). Na pograniczu kredy i paleogenu doszło do ostatecznego wydźwignięcia wału, co zasadniczo zmieniło stosunki facjalne na omawianym terenie (Pożaryski, 1962; Leszczyński, 2012).

W danie morze utrzymało się po wschodniej stronie wału śródpolskiego (Machalski i in., 2022). Z wyniesionego obszaru sypał do morza piasek kwarcowy, którego ilość w profilach maleje ku wschodowi. W tym samym kierunku rośnie węglanowość utworów danu, a zmniejsza zróżnicowanie fauny, co sugeruje spokojniejsze warunki sedymentacji i pogłębianie zbiornika (Pożaryski, 1956, 1962; Machalski i in. 2022).

Kluczową rolę w ustaleniu stratygrafii lubelskich profili odgrywa ich korelacja z reperowym profilem Stevns Klint w Danii (Ryc. 2). Wybitne znaczenie mają tu (1) warstwa iłu granicznego, obecna tylko w Stevns Klint (pod nazwą Fish Clay, il rybny) oraz w Lechówce (Alvarez i in., 1980; Surlyk i in., 2006; Racki i in., 2011) oraz (2) rozległa powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej z norami bezkręgowców, obecna we wszystkich odsłonięciach. Powierzchnia ta ścina coraz to młodsze ku wschodowi utwory: górnego mastrychtu w Nasiłowie, Bochothnicy i Woli Piaseckiej, najwyższego mastrychtu w Mełgwi, zaś najniższego danu w Lechówce (Machalski i in., 2022). Tuż nad nią zalegają transgresyjne utwory wyższego danu, wykształcone jako glaukonityty, na zachodzie z fosforytami.



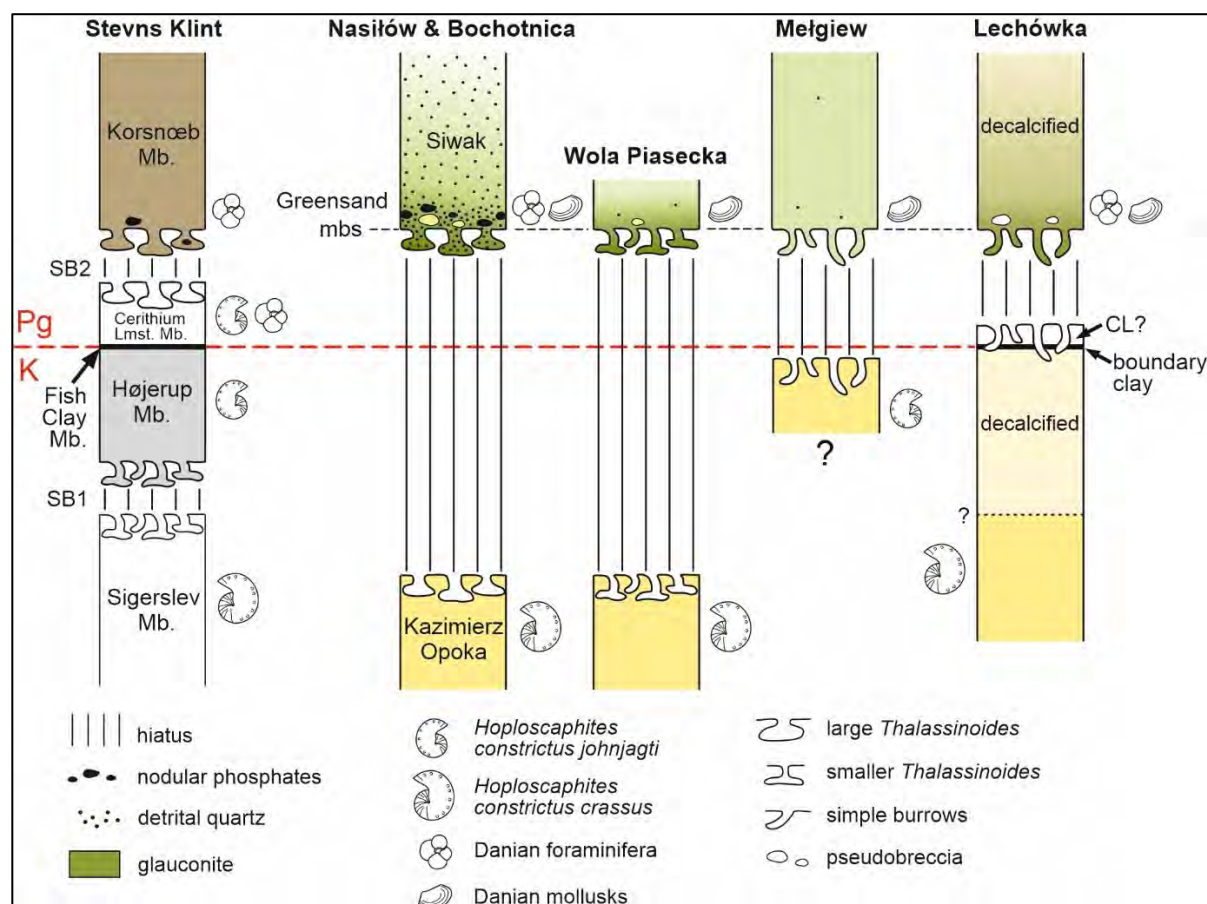
Ryc. 1. Lokalizacja najważniejszych odsłonień pogranicza kreda–paleogen (mastrycht–dan) na strukturalnej mapie Polski (a), w Małopolskim Przełomie Wisły (b) oraz na Wyżynie Lubelskiej (c). Objaśnienia: 1–6 w kółkach – ważniejsze stanowiska mastrychtu i danu; puste kółka – inne stanowiska (wg Machalski i in., 2022, zmodyfikowane).

Omawiana powierzchnia odpowiada granicy sekwencji SB 2 w profilu Stevns Klint (Ryc. 2). Powstała ona na skutek eustatycznego spadku poziomu morza we wczesnym danie (Surlyk i in., 2006).

Dla biostratygrafii omawianych utworów najważniejsze są otwornice planktoniczne, amonity z grupy skafitów oraz niektóre małże i ślimaki (Machalski i in., 2022). Najbardziej precyzyjne okazały się szybko ewoluujące, a więc czułe stratygraficznie skafity z linii ewolucyjnej *Hoploscaphites constrictus* (Machalski, 2005a, b; Machalski, 2007; Machalski i in., 2022). Ich rozprzestrzenienie w profilach potwierdza zmniejszanie ku wschodowi luki na granicy mastrycht–dan (Ryc. 2).

Bogate w skamieniałości odsłonięcia pogranicza kredy i paleogenu na Wyżynie Lubelskiej stanowią od lat atrakcję dla geologów, paleontologów, studentów nauk o Ziemi, a także geoturystów. Poniżej granicy występują skały z typową dla schyłku mezozoiku fauną amonitów, belemnitów, a nawet morskich jasz-

czurów. Powyżej znajdujemy szczątki innej, typowej dla kenozoiku fauny morskiej. Zróżnicowanie skał pozwala prześledzić ich zależność od środowisk depozycji. Prezentowany podczas wycieczki terenowej kamieniołom komorowy w Bochothnicy ma status stanowiska dokumentacyjnego o nazwie „Ścianka Krystyny i Władysława Pożaryskich” (Dybowska, 1993). Punkt ten znajduje się na obszarze projektowanego, lecz dotąd nieutworzonego geoparku Małopolski Przełom Wisły (Harasimiuk i in., 2011). Drugie z demonstrowanych stanowisk, w Lechówce, także zasługuje na ochronę w postaci stanowiska dokumentacyjnego ze względu na jedyne w Polsce wystąpienie ilu granicznego i anomalii irydowej (Machalski i in., 2019).



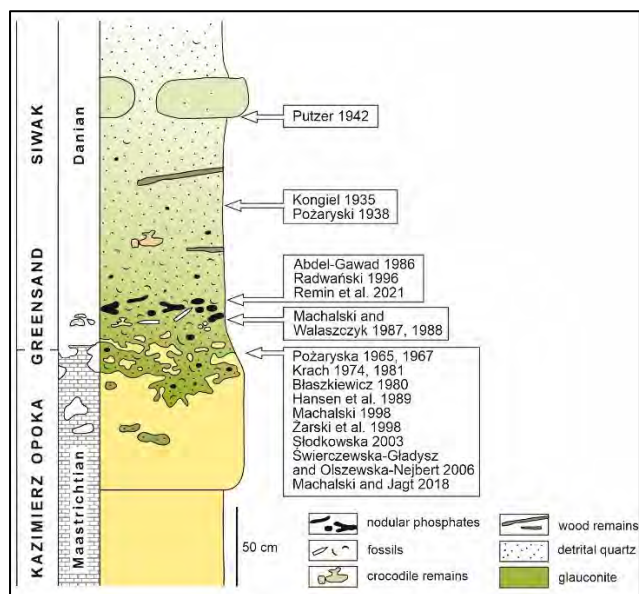
Ryc. 2. Korelacja lubelskich profili interwału granicznego kredy i paleogenu (K-Pg) na podstawie porównania z reperowym profilem w Stevns Klint w Danii. Lokalizacja polskich profili na Ryc. 1b,c. Objaśnienia: hiatus – luka stratygraficzna; nodular phosphates – fosforyty; detrital quartz – kwarc detrytyczny; glauconite – glaukonit; Danian foraminifera – dańskie otwornice; Danian mollusks – dańskie mięczaki; large *Thalassinoides* – wielkie nory *Thalassinoides*; small *Thalassinoides* – małe nory *Thalassinoides*; simple burrows – nierozgałęzione nory; pseudobreccia – pseudobrekcja (*sensu* Machalski i Duda, 2024); boundary clay – ił graniczny; decalcified – odwapniona część profilu; Greensand – piaskowiec glaukonitowy; Kazimierz Opoka – opoka kazimierska; mbs – main burrowed surface (główna powierzchnia nieciągłości z norami); SB1 oraz SB2 – granice sekwencji wg Surlyk i in., 2006 (wg Machalski i in., 2022; zmodyfikowane).

PUNKTY WYCIECZEK TERENOWYCH BOCHOTNICA

Podczas wycieczki będą pokazywane dwa odsłonięcia pogranicza mastrychtu i danu w Bochotnicy: (1) dawny łom komorowej eksploatacji opok, obecnie stanowisko dokumentacyjne „Ścianka Krystyny i Władysława Pożaryskich” i rezerwat nietoperzy; (2) nieczynny łom „za młynem wodnym”. Pierwsze odsłonięcie umożliwia zapoznanie się z ogólnym następstwem stratygraficznym, zaś drugie – bliższe przyjrzenie się strefie kontaktowej utworów mastrychtu i danu.

Profil w Bochotnicy (Ryc. 3) rozpoczynają utwory mastrychtu górnego (opoka kazimierska). Są one bogate w skamieniałości morskich bezkręgowców, takich jak gąbki, ramienionogi, amonity i belemnity, a także małże i ślimaki, często reprezentowane przez okazy znacznych rozmiarów. Na spenetrowanej licz-

nymi norami powierzchni stropowej opok (Ryc. 4a, b) leżą utwory dańskiego cyklu sedimentacyjnego rozpoczynające się warstwą piaskowca glaukonitowego (ang. *greensand*, *glauconitic sandstone*), która przechodzi stopniowo ku górze w gezy i wapienie danu (tzw. siwak). Profil w Bochotnicy, podobnie jak ten w Nasiłowie po drugiej stronie Wisły, dostarcza najmniej kompletnego zapisu granicy mastrycht–danu na Lubelszczyźnie (Ryc. 2). Piaskowiec glaukonitowy (Ryc. 3), pokrywający powierzchnię nieciągłości w stropie górnego mastrychtu, ma tu skomplikowaną anatomię na skutek zaburzenia osadu przez ryjące raki oraz robaki (Machalski i Duda, 2024). Piaskowiec zawiera fosforyty oraz wymieszane zespoły dańskich i mastrychckich skamieniałości (Machalski, 1998). Z powodu tych komplikacji wiek piaskowca był przedmiotem sporów (Ryc. 3; dyskusja w Machalski i in., 2022). Piaskowiec glaukonitowy jest odpowiednikiem transgresywnych utworów danu,



Ryc. 3. Profil pogranicza kreda–paleogen (mastrycht–dan) w odsłonięciach nad Wisłą, takich jak Bochothnica. Zaznaczono pozycję granicy kreda–paleogen wg różnych autorów. Zwraca uwagę silnie zmodyfikowana przez organizmy ryjące powierzchnia stropowa opoki kazimierskiej (Kazimierz Opoka), odpowiadająca granicy kreda–paleogen. Objasnienia: nodular phosphates – fosforyty; fossils – skamieniałości; crocodile remains – szczątki krokodyla morskiego (Kamieny Dół); wood – remains – napławione z łądu drewno; detrital quartz – kwarc detrytyczny; glauconite – glaukonit (wg Machalski i in., 2022, zmodyfikowane).

określanych jako glaukonityty (Popiel, 1977; Gazda i in., 1992; Machalski i in., 2022), które odsłaniają się na wschód od Wisły, m.in. w Lechówce.

Wschodnie piaskowca glaukonitowego słyną z bogactwa skamieniałości. Można tu znaleźć redeponowane z mastrychtu szczątki belemnitów, ramienionogów czy też sfosfatyzowane fragmenty gąbek, zęby rekinów, a nawet wielkich morskich jaszczurów z grupy mozazaurów.

LECHÓWKA

Omawiane odsłonięcie znajduje się w okolicach wsi Lechówka, na południe od głównej drogi między Lublinem a Chełmem. Jest to opuszczone, szybko zarastające wyrobisko po dawnej eksploatacji „ziemi krzemionkowej” (czyli odwapnionych opok) zlokalizowane na skraju lasu, na wzgórzu około 1,2 km na południe od drogi Lublin–Chełm. Profil w Lechówce (Ryc. 5, 6a) rozpoczynają opoki górnego mastrychtu, które pod względem fauny (duże gąbki, małże, belemnity, łodziki i amonity) oraz litologii nie różnią się od opoki kazimierskiej z odsłoneń nad Wisłą (Popiel, 1977; Machalski i in., 2016).

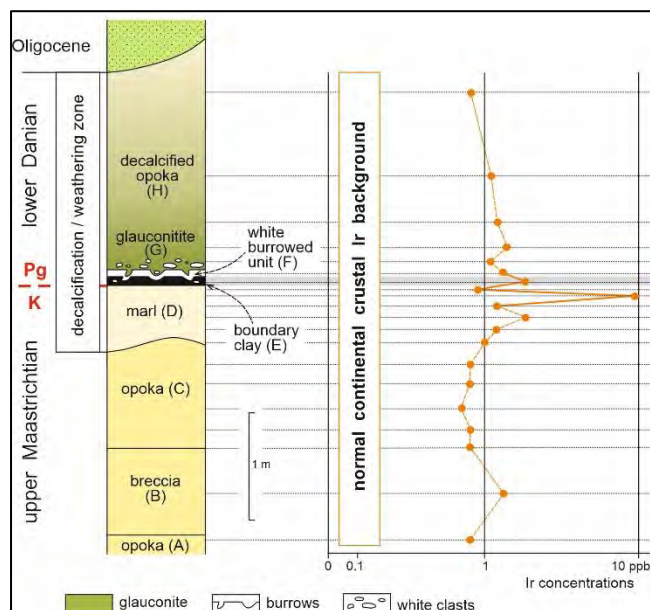
Wyżej opoki przechodzą w częściowo odwapniony szary margiel, zawierający ślady bioturbacji i nieliczne skamieniałości mastrychckie (drobne ramienionogi oraz małże).



Ryc. 4. Kontakt utworów kredy i paleogenu (mastrychtu i danu) w Bochothnicy; kamieniołom za młynem wodnym, stan w 2005 r.; widoczna nierówna powierzchnia stropowa opoki kazimierskiej z licznymi norami morskich bezkręgowców (głównie raki dziesięcionogie) wypełnionymi nadległym osadem glaukonitowym (wg Machalski i in., 2022; zmodyfikowane).

Zaobserwowane w spągu margli zmniejszenie rozmiarów otworów bentosowych może być wynikiem stresu wywołanego dekańskim wulkanizmem (Machalski i in., 2016). Badanie dinoflagellatów i otworów planktonicznych wskazuje, że przystropowe utwory mastrychtu w Lechówce reprezentują młodsze ogniwa mastrychtu, niż te odsłaniające się w Nasilowie i Bochothnicy (Machalski i in., 2016).

W stropie mastrychtu w Lechówce leży warstwa iłu, ok. 10 cm miąższości (Ryc. 6b), miejscami silnie spenetrowana od góry norami w białej otoczce cementacyjnej (strzałka na Ryc. 6c). Warstwa ta jest odpowiednikiem iłu granicznego ze Stevns Klint (Ryc. 2), a jej spąg wyznacza granicę kreda–paleogen (Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016).



Ryc. 5. Profil pogranicza kredy i paleogenu (mastrychtu i danu) w Lechówce opisany w pracy Rackiego i in. (2011) oraz wykres zawartości Ir w próbkach. Stwierdzona w profilu „anomalía irydowa”, czyli skokowy wzrost zawartości irydu sięga prawie 10 ppb (części na miliard) w porównaniu z wartością 0, 1 ppb w skorupie ziemskiej. Objaśnienia: decalcification/weathering zone – strefa odwapnienia/wietrzenia; decalcified opoka – opoka odwapniona; glauconitite – glaukonityt; marl – margiel; breccia – brekcja (lokalnie); white burrowed unit – biała warstwa z norami; boundary clay – il graniczny; glauconite – glaukonit; burrows – nory; white clasts – białe klasty; normal continental crustal Ir background – zawartość irydu w kontynentalnej skorupie ziemskiej; Ir content – zawartość irydu (wg Racki i in., 2011, oraz Machalski i in., 2022, zmodyfikowane).

Anomalía irydowa (Ryc. 5), która globalnie występuje u podstawy łu granicznego, została w Lechówce przemieszczona o 10 cm w dół. Stało się to na skutek remobilizacji produktów impaktu przez krążące w skale kwaśne roztwory. Procesowi temu sprzyjały warunki wilgotnego i tropikalnego klimatu, jaki zapanował na omawianym obszarze po wycofaniu się dańskiego morza (Pożaryski, 1951; Racki i in., 2011). W ile znaleziono kulki stopionego podczas impaktu szkliwa (sferule), a nawet relikty paleometeorytu (Brachaniec i in., 2014; Szopa i in., 2017). Paradoksalnie, żelazny skład tego ostatniego nie pasuje do jukatańskiego bolidu, który był chondrytem węglistym (Szopa i in., 2017).

Ponad łu granicznym leży biała odwapniona warstwa o nieregularnych granicach, z licznymi norami wypełnionymi materiałem z nadległego glaukonitytu. Zdaniem Rackiego i in. (2011), biała warstwa jest odpowiednikiem wapienia cericowego (*Cerithium Limestone*) z reperowego profilu Stevns Klint w Danii (Ryc. 2). Jej zryty przez morskie bezkręgowce strop

jest lokalnym wyrazem regionalnej powierzchni nieciągłości sedymentacyjnej o znaczeniu korelacyjnym (Ryc. 2).

Nadległa warstwa glaukonitytu jest również odwapniona. Ma ona ok. 40 cm miąższości i stanowi „rozcieńczony” odpowiednik dańskiego piaskowca glaukonitowego z Bochofnicy i Nasiłowa. Warstwa ta charakteryzuje się plamistymi koncentracjami ziaren glaukonitu oraz klastów pochodzących z białej warstwy (strzałka na Fig. 6d). W glaukonitycie występują ośrodki i odciski drobnych małżów i ślimaków, reprezentujących taksony znane z dańskiego Siwaka okolic Puław (Racki i in., 2011; Machalski i in., 2016). Próby glaukonitytu dostarczyły słabo zachowanych otwornic planktonicznych wczesnego, lecz nie najwcześniejszego danu (Machalski i in., 2016).

Profil danu w Lechówce zamyka niema paleontologicznie, odwapniona opoka o miąższości ok. 3 m, która zawiera relikty wkładek wapiennych, analogicznych do przewarstwień wapiennych w nadwiślańskim siwaku. W stropie utworów paleogenu znajduje się zagłębienie (kanał erozyjny?) wypełnione intensywnie zielonym piaskiem glaukonitowym ze żwirkiem kwarcowo-lidytowym, najprawdopodobniej wieku eoceńskiego.

Profil w Lechówce dostarcza najbardziej kompletnego zapisu interwału pogranicza kreda–paleogen w Polsce (Racki i in., 2011). Jest to jedyne stanowisko na obszarze naszego kraju, gdzie stwierdzono występowanie łu z geochemicznym zapisem „kosmicznej katastrofy, która zabiła dinozaury”. Czytelność zapisu jest jednak osłabiona przez odwapnienie dużej części profilu. Przeprowadzone w okolicy poszukiwania stanowisk o lepszym zapisie były jak dotąd bezowocne.

Literatura:

- ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASARO F., MICHEL H. V. 1980 – Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208, 1095–1108.
- BRACHANIEC T., KARWOWSKI Ł., SZOPA K. 2014 – Spherules associated with the Cretaceous–Paleogene boundary in Poland. *Acta Geologica Polonica*, 64, 99–108.
- GAZDA L., HARASIMIUK M., KRZOWSKI Z. 1992 – Litogeneza warstw z glaukonitem w górnej kredzie i paleocenie Pagórów Chełmskich (Wyżyna Lubelska, E. Polska). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia*, 47, 1–24.
- DYBKOWSKA M. 1993 – Geologiczne stanowisko dokumentacyjne ‘Ścianka Krystyny i Władysława Pożaryskich’ w Bochofnicy koło Kazimierza Dolnego. *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 49, 30–38.
- HARASIMIUK M., DOMONIK A., MACHALSKI M., PINIŃSKA J., WAROWNA J., SZYMKOWIAK A. 2011 – Małopolski Przełom Wisły – projekt geoparku. *Przegląd Geologiczny*, 59, 405–416.
- JURKOWSKA A., ŚWIERCZEWSKA-GLADYSZ E., BĄK M., OKOŃSKI S. 2019 – The role of biogenic silica in formation of Upper Cretaceous pelagic carbonates and its paleoecological implications. *Cretaceous Research*, 93, 170–187.
- KELLER G., MATEO P., MONKENBUSH J. i in. 2020 – Mercury linked to Deccan Traps volcanism, climate change and the end-Cre-



Ryc. 6. Ogólny widok (a) i szczegóły (b–d) profilu pogranicza kredy i paleogenu (mastrychtu i danu) w Lechówce, stan w 2010 r. Objaśnienia: glauconitite – glaukonityt; remnants of white layer – pozostałości białej warstwy; boundary clay – il graniczny. Dalsze objaśnienia w tekście (wg Machalski i in., 2022, zmodyfikowane).

taceous mass extinction. *Global and Planetary Change*, 194, 103312.

KRZYWIEC P., STACHOWSKA A., STYPAA. 2018 – The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. *Geological Society, London, Special Publications*, 469, 33–57.

LESZCZYŃSKI K. 2012 – The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous–Danian sequence in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 56, 363–386.

MACHALSKI M. 1998 – Granica kreda–trzeciorzęd w przełomie Wisły. *Przegląd Geologiczny*, 46, 1153–1161.

MACHALSKI M. 2005a – The youngest Maastrichtian ammonite faunas from Poland and their dating by scaphitids. *Cretaceous Research*, 26, 813–836.

MACHALSKI M. 2005b – The youngest Maastrichtian ammonite faunas in Poland and their dating by scaphitids. *Cretaceous Research*, 26, 813–836.

MACHALSKI M. 2007 – Wydarzenia na granicy kreda-paleogen w Małopolskim Przełomie Wisły. W: Harasimiuk M., Brzezińska-Wójcik T., Dobrowolski R., Mroczek P. i Warowna J. (red), *Budowa geologiczna regionu lubelskiego i problemy ochrony litosfery*, 229–234.

MACHALSKI M., DUDA P. 2024 – The influence of burrow-generated pseudobreccia on the preservation of fossil concentrations. *Scientific Reports*, 14, 18893.

MACHALSKI M., STRÓŻYK K., GRABARCZYKA. 2019 – The Cretaceous–Paleogene (K–Pg) Boundary Site at Lechówka – a New

Point on the Geoheritage Map of Southeastern Poland. *Geoheritage*, 11, 1237–1245.

MACHALSKI M., ŚWIERCZEWSKA-GŁADYSZ E., OLSZEWSKA-NEJBERT D. 2022 – The end of an era: A record of events across the Cretaceous–Paleogene boundary in Poland. W: Walaszczyk I., Todes J., *Cretaceous of Poland and of adjacent areas. Field trip Guides*, 37–86.

MACHALSKI M., VELLEKOOP J., DUBICKA Z., PERYT D., HARASIMIUK M. 2016 – Late Maastrichtian cephalopods, dinoflagellate cysts and foraminifera from the Cretaceous–Paleogene succession at Lechówka, southeast Poland: stratigraphic and environmental implications. *Cretaceous Research*, 57, 208–227.

MOLINA E., ALEGRET L., ARENILLAS I. i in. 2006 – The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, "Tertiary", Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. *Episodes*, 29, 263–273.

POPIEL J.S. 1977 – Litologia i stratygrafia osadów najwyższego mastrychtu w okolicy Lublina i Chelma. *Kwartalnik Geologiczny*, 21, 515–526.

POŻARYSKI W. 1951 – Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 75, 1–70.

POŻARYSKI W. 1956 – Kreda. W: Książkiewicz M., Dżułyński S. (red.), *Regionalna Geologia Polski*, t. II, Region Lubelski, Kraków, 14–56.

POŻARYSKI W. 1962 – Kreda. W: *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*, Instytut Geologiczny, 10.

RACKI G., MACHALSKI M., KOEBERL C., HARASIMIUK M. 2011 – The weathering-modified iridium record of a new Cretaceous–Paleogene site at Lechówka near Chelm, SE Poland, and its palaeobiologic implications. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56, 205–215.

SCHULTE P., ALEGRET L., ARENILLAS I. i in. 2010 – The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceous–Paleogene boundary. *Science*, 327 (5970), 1214–1218.

SURLYK F., DAMHOLT T., BJERAGER M. 2006 – Stevns Klint, Denmark: uppermost Maastrichtian chalk, Cretaceous–Tertiary boundary, and lower Danian bryozoan mound complex. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 54, 1–48.

SZOPA K., BRACHANIEC T., KARWOWSKI Ł., KRZYKAWSKI T. 2017 – Remnants of altered meteorite in the Cretaceous–Paleogene clay boundary in Poland. *Meteoritics & Planetary Science*, 52, 612–622.

**KAMIENNY DÓŁ –
litostratygrafia pogranicza mastrychtu i paleocenu,
zapis makro- i mikrofaunistyczny oraz palinologiczny,
warstwa fosforytowa
krokodyl z rodzaju *Thoracosaurus*
kontekst geomorfologiczny**

**KAMIENNY DÓŁ. STANOWISKO Z DOLNOPALEOCENSKIM KROKODYLEM
THORACOSAURUS LEIDY, 1852 ORAZ SYTUACJA GEOLOGICZNA NA GRANICY
MASTRYCHTU I PALEOCENU**

**Marcin ŻARSKI¹, Gwidon JAKUBOWSKI², Barbara SŁODKOWSKA¹, Eugenia GAWOR-
BIEDOWA†**

¹Państwowy Instytut Geologiczny – PIB

²PAN Muzeum Ziemi w Warszawie

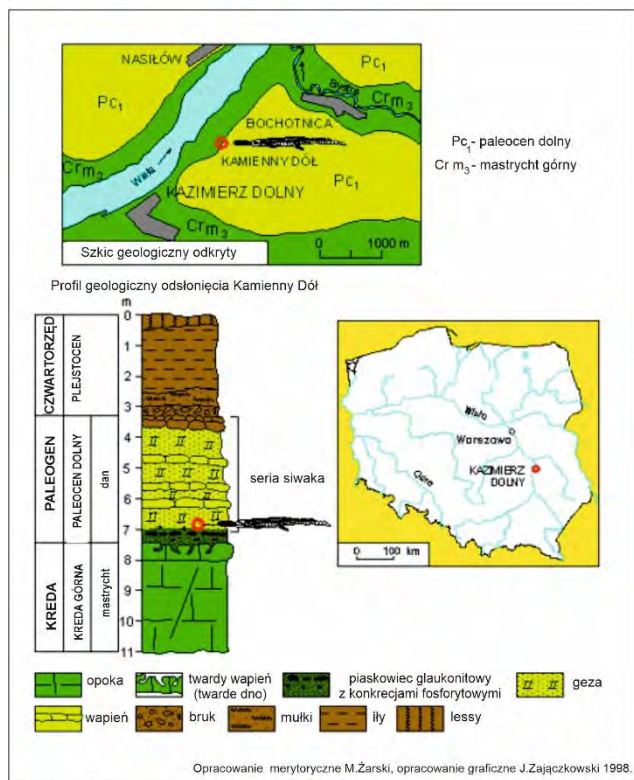
Stanowisko Kamienny Dół znajduje się pomiędzy Kazimierzem Dolnym a Bochońską (Płaskowyż Nałęczowski, Wyżyna Lubelska). Opisywany fragment Płaskowyżu Nałęczowskiego, pod przykryciem (głównie) plejstoceńskich lessów, jest zbudowany z morskich utworów kredy górnej i paleocenu (Ryc. 1). To rejon w którym można obserwować te utwory na powierzchni terenu.

Kamieniołom w Kamiennym Dole jest usytuowany w ścianie wąwozu, który jest jednym z wielu rozcinających Płaskowyż Nałęczowski. Eksploatowano w nim górnokredowe opoki jako surowiec budowlany.

W pobliżu Bochońki znajdują się liczne, nieczynne od wielu lat, komorowe wyrobiska skał kredowych, które były opisywane w licznych publikacjach, ponieważ udokumentowano w nich granicę kreda/paleocen (Pożaryska i Pożaryski, 1951; Pożaryska, 1967).

Granica K/Pg

Granica litologiczna pomiędzy opokami górnego mastrychtu a gejami paleoceńskimi jest dobrze widoczna w ścianie kamieniołomu Kamienny Dół (Ryc. 2). Opoki mastrychckie zakończone są twardym wapieniem („twarde dno”), w którym znajdują się liczne nory wytworzone przez organizmy ryjące. Nad twardym dnem zalega kilkudziesięciocentymetrowa warstwa piaskowca glaukonitowego; w którego dolnej części występują dość licznie klasty wapienia kredowego natomiast w górnej części znajdują się duże nagromadzenia fosforytów (warstwa fosforytowa; Ryc. 2). Powyżej występuje geza paleoceńska. W obrębie piaskowca glaukonitowego, a także w piaszczysto-glaukonitowym materiale wypełniającym nory utworzone w twardym wapieniu, są znajdowane skamieniałości kredowe



Ryc. 1 Kamienny Dół. Lokalizacja i sytuacja geologiczna znaleziska szczątków krokodyla (Żarski i in., 1998).

i paleoceńskie, co sprawia że granica pomiędzy kredą, a paleocenem nie jest do końca jednoznaczna. Pożaryska (1967) granicę K/Pc usytuowała w stropie twardego wapienia, uważając, że istnieje tu luka sedymencyjna i w profilach w okolicy Bochothnicy nie występują osady najwyższego mastrychtu (czyli tzw. warstwy żyżyńskie). Luka stratygraficzna w górnym mastrychcie.

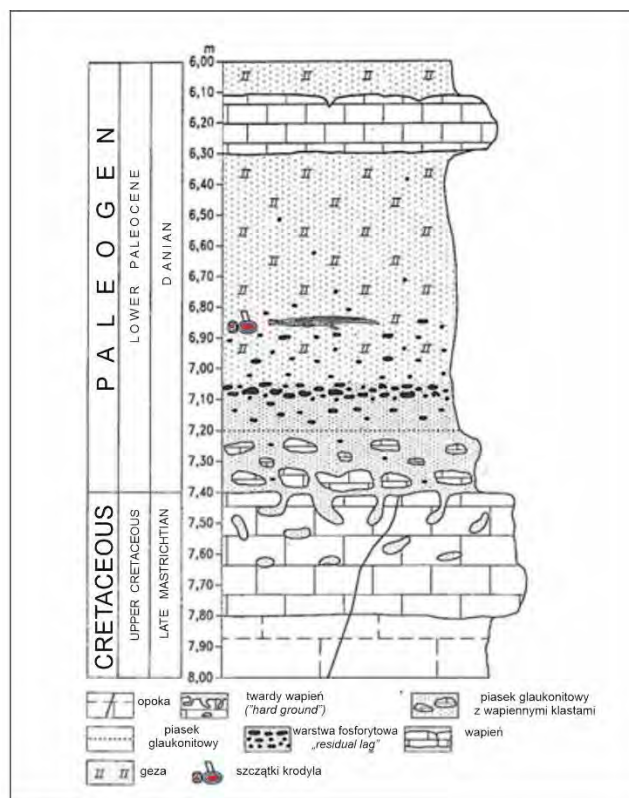
Paleontologiczny zapis granicy górny mastrycht/dan

Skały z pogranicza kredy i paleogenu w kamieniołomie Kamienny Dół są wykształcone podobnie jak w odsłonięciu w Bochothnicy (Pożaryska, 1967; Ryc. 3). W celu udokumentowania stratygraficznego w Kamiennym Dole przeprowadzono kompleksowe badania paleontologiczne makro- i mikrofauny (Żarski i in., 1998) oraz mikroflory (palinologiczne).

W warstwie opoki (Ryc. 2) występuje makro- i mikrofauna charakterystyczna dla górnej kredy. Mikrofauna otwornicowa jest reprezentowana m.in. przez: *Praeglobobulimina imbricata* (Reuss), *Osangularia peracuta* (Lipnik), *Gavelinella gankinoensis* (Nekajka), *Bolivina praecrenulata* Gawor-Biedowa, *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globotruncana rugosa* (Marie). W twardym wapieniu (występującym powyżej opoki; ryc. 2) znaleziono liczne nory wydrążone przez organizmy ryjące – ichnotaksony: *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Chondrites* (Machalski i Walaszczyk,

1987). Nory są wypełnione materiałem piaszczysto-glaukonitowym, w którym występują gatunki makro- i mikrofauny charakterystyczne zarówno dla górnego mastrychtu jak i paleocenu. Podobnie ponad „twardym dnem”, w warstwie piaskowca glaukonitowego występuje zespół fauny mieszanej kredowej i paleoceńskiej.

W wyżej części piaskowca glaukonitowego występuje warstwa fosforytowa, która w części środkowej tworzy jednolity poziom określany jako „rezydualny lag” (Machalski i Walaszczyk, 1987). Są to głównie sfosforyzowane fragmenty gąbek, ślimaków, małży oraz dość licznie występujące rostra belemnitów. Fauna z warstwy fosforytowej reprezentuje gatunki zarówno z mastrychtu, jak i paleocenu (Żarski i in., 1998). Ponad warstwą fosforytową zalega geza, w której zostały zidentyfikowane otwornice charakterystyczne dla danu: *Ceratolamarckina tuberculata* (Brotzen), *Kolesnikovella cuneata* (Brotzen), *Lenticulina gryi* (Brotzen), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Subbotina pseudobulloidis* (Plummer), *Loxostomoides applinae* (Plummer), *Cibicidoides lectus* (Vassilenko), *Bolivina oedumi* (Brotzen) (Żarski i in., 1998).



Ryc. 2. Kamienny Dół. Profil litostatygraficzny odsłonięcia (Żarski i in., 1998).



Ryc. 3. Następstwo skał mastrychtu i paleocenu w odsłonięciu w Bochochnicy (fot. M. Żarski).

Reasumując, na podstawie wyników badań makro- i mikrofaunistycznych za granicę kreda/paleocen w stanowisku w Kamiennym Dole przyjęto strop twardego wapienia (Żarski i in., 1998).

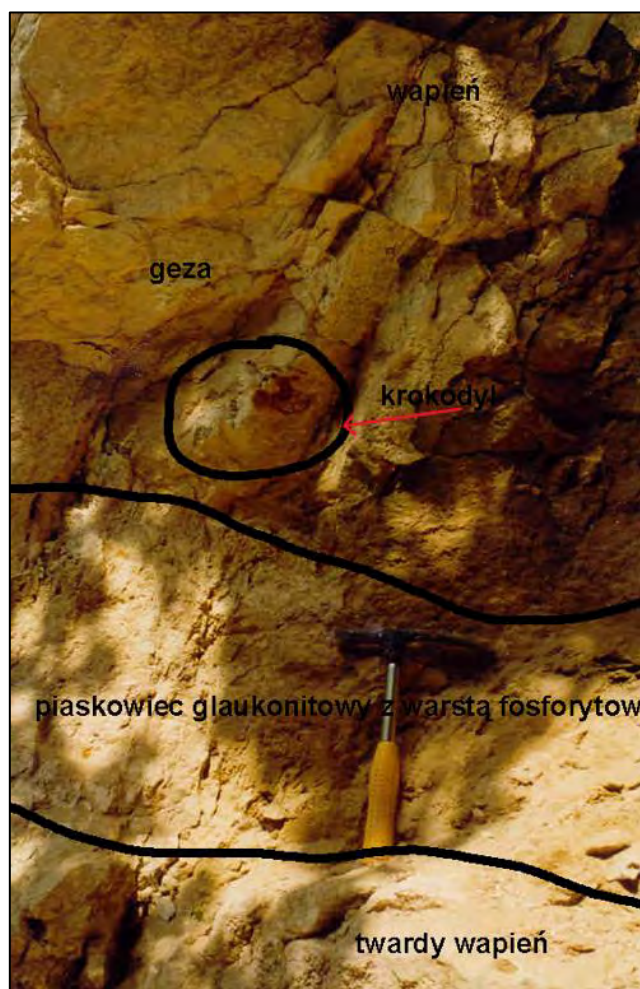
W osadach z pogranicza kredy i paleocenu przeprowadzono również badania palinologiczne (Ślōdkowska, 2003). Wśród wyróżnionych palinomorf przeważały fitoplankton – głównie cysty Dinoflagellata, sporadycznie występowały ziarna pyłku roślin naczyniowych, spory mszaków, a także spory i strzępki grzybów. Nieliczne palinoklasty stanowiły czarne, nieprzezroczyste fragmenty prawdopodobnie drewna, rzadko z zachowaną strukturą i szczątki nieorganiczne – agregaty glaukonitu. Analiza zespołu dinocyst pozwoliła na wyróżnienie dwóch zespołów. W pierwszym zespole (w opokach poniżej twardego wapienia), wydzielonym w niższej części profilu oznaczono m. in.: *Dinogymnium* sp., *Hafniasphaera* sp. i *Trithyrodinium* sp. – rodzaje kończące swoje występowanie u schyłku mastrychtu. Nie odnotowano gatunku *Palynodinium grallator* - wyznacznika stropu mastrychtu. W drugim zespole wyróżnionym w wyższej części profilu (powyżej twardego wapienia) występował bogaty zespół dinocyst, wskazujący na niższą część paleocenu. Na podstawie obecności gatunków: *Carpatella cornuta*, *Senoniasphaera inornata* i *Fibrocysta ovalis* tę część profilu zaliczono do danu, pomimo braku jednego ze wskaźnikowych gatunków *Damassadinium californicum*. Granica pomiędzy dwoma zespołami z niewielką luką stratygraficzną przebiega w stropie „twardego dna”. W próbkach leżących powyżej granicy mastrycht/danu występują jeszcze, lecz sporadycznie gatunki mastrychckie m. in.: *Isabelidinium* cf. *bujakii*, *I. cooksoniae*, *Micrhystridium puliferum*, które są wtórnym elementem zespołu dańskiego.

Taki skład materii palinologicznej charakteryzuje morskie środowisko depozycji osadów. Zarówno w mastrychckiej, jak i dańskiej części profilu występowały dinocysty wskazujące na strefę zewnętrznego szelfu, przy czym w odcinku kredowym zespół dino-

cyst był ubogi i mniej zróżnicowany. W osadach danu, zwłaszcza w piaskowcu glaukonitowym zarejestrowano bogatszy zespół fitoplanktonu, w obrębie którego występowały również *Acritarcha* i *Prasinophyta*. Zbliżony, choć mniej zróżnicowany zespół fitoplanktonu oznaczono w gezach, budujących wyższą część opisywanego profilu. Obserwowana w całym profilu śladowa ilość sporomorf i fitoklastów pochodzenia lądowego świadczy o znacznym oddaleniu od brzegu.

Znalezisko krokodyla

Tuż ponad warstwą fosforytową, w piaszczystej gezie (Ryc. 4), w 1995 roku M. Żarski znalazł szczątki krokodyla z rodzaju *Thoracosaurus* Leidy, 1852 (Żarski i in., 1998). Był to bardzo dobrze zachowany 60-centymetrowy fragment kręgosłupa wraz z płytkami pancerza (Ryc. 5, 6).



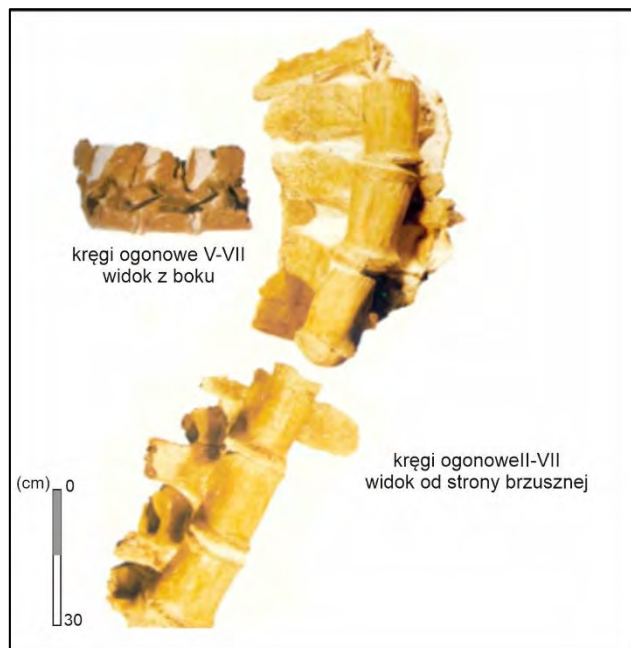
Ryc. 4. Kamienny Dół. Profil ściany w której znaleziony został wczesnopaleoceński krokodyl (Żarski i in., 1998).

Na podstawie wielkości kręgów i płytek pancerza G. Jakubowski określił długość krokodyla na ponad 6 m. Opisany krokodyl prowadził morsko-lądowy tryb życia, a jego (prawdopodobnie) długi pysk charaktery-



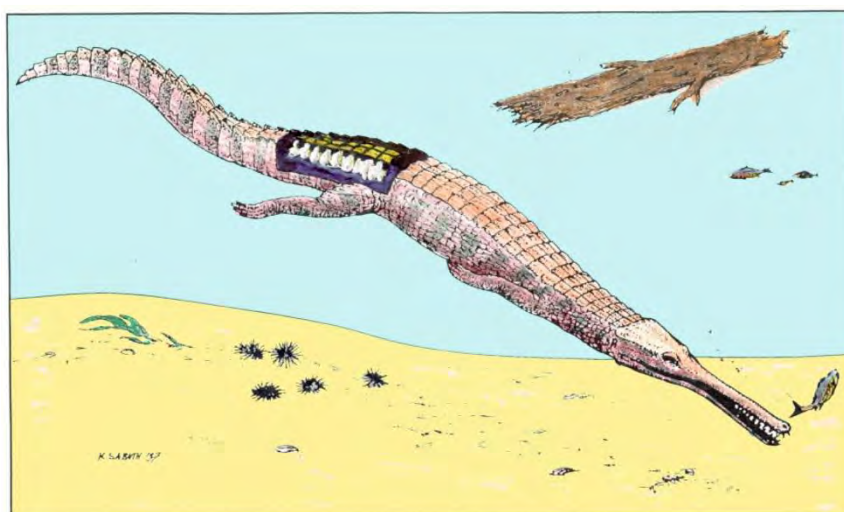
Ryc. 5. Płytki pancerza przykrywające kręgi ogonowe (Żarski i in., 1998).

styczny dla tego rodzaju był przystosowany do łowienia ryb. Przypuszczalna głębokość morza w którym żył znaleziony krokodyl nie przekraczała 80 m a temperatura wody wynosiła około 18 °C, przy zasoleniu pełnomorskim (Żarski i in., 1998). Jest to pierwsze znalezisko wczesnopaleoceńskiego krokodyla w Polsce (*Thoracosaururus* Leidy, 1852) oraz czwarte na świecie. Pierwszy opis krokodyla został przedstawiony przez J. Leidy w USA w 1852; został on znaleziony w formacji „greensandu”. Następne znaleziska pochodzą z Danii, Holandii i Szwecji. Ewolucja krokodyli zaczęła się ponad 215 mln lat temu. W okresie jurajskim pojawiły się krokodyle długonose należące do rodziny *Teleosauridae*, znane z wykopalisk w Anglii, Niemczech, Azji, Afryce oraz



Ryc. 6. Kręgi ogonowe, widok od strony brzusznej (Żarski i in., 1998).

Ameryce Północnej i Południowej; osiągały one długość do 4 m i polowały na ryby w wodach przybrzeżnych. Krokodyle krótkopyskie mają przystosowane do polowań na zwierzęta lądowe. Obecnie w wodach rzecznych w Azji południowo-wschodniej żyją w rzekach krokodyle o długich pyskach z rodziny gawiałowatych. Zdolność do długiego przebywania w wodzie morskiej charakteryzuje krokodyla morskiego, *Crocodylus porosus* (Cuvier, 180; krokodyl różańcowy), zamieszkującego obecnie region Indo-Pacyfiku.



Ryc. 7. Przypuszczalny wygląd wczesnopaleoceńskiego krokodyla z rodzaju *Thoracosaurus* Leidy, 1852. Rysunek K. Sabath na podstawie rekonstrukcji Żarski i in. (1998). W ramce znaleziony fragment szkieletu.

Literatura:

HANSEN H.J., RASMUSSEN K.L., GWOZD R., HANSEN J.M., RADWAŃSKI A. 1989 – The Cretaceous–Tertiary boundary in Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 39, 1–12.
MACHALSKI M., WALASZCZYK I. 1987 – Faunal condensation and mixing in the uppermost Maastrichtian/Danian Greensand (Middle Vistula Valley, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 37, 1–2.
POŻARYSKA K. 1967 – The Upper Cretaceous and the Lower Paleocene in Central Poland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 211, 41–67.

POŻARYSKA K., POŻARYSKI W. 1951 – Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy. Wydaw. Muzeum Ziemi, Warszawa.
SŁODKOWSKA B. 2003 – Wstępne dane o badaniach fitoplanktonu w Kamiennym Dole (okolice Kazimierza Dolnego). *Przegląd Geologiczny*, 51, 1075–1078.
ŻARSKI M., JAKUBOWSKI G., GAWOR-BIEDOWA E. 1998 – The first Polish find of a Lower Paleocene Crocodile *Thoracosaurus* Leidy, 1852: geological and palaeontological description. *Kwartalnik Geologiczny*, 42, 141–160.

BUDOWA GEOLOGICZNA I RZEŻBA TERENU W KRAJOBRAZIE KAZIMIERZA DOLNEGO

Przemysław MROCZEK¹, Wojciech ZGŁOBICKI¹, Jan RODZIK¹, Andrzej PAWŁOWSKI²

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

²*Muzeum Badań Polarnych, Puławy*

Wprowadzenie

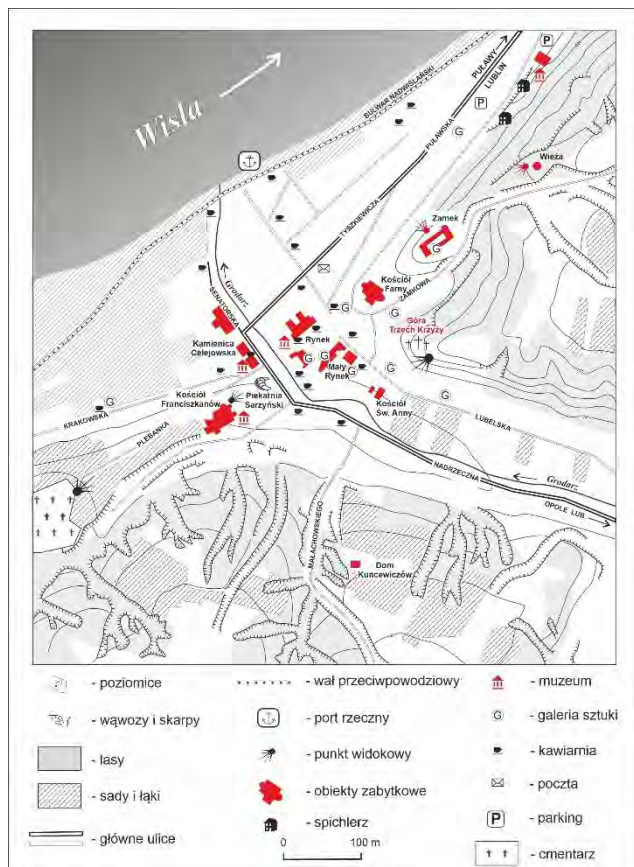
Kazimierz Dolny jest położony na prawym brzegu Wisły, u wylotu doliny Grodarza (Ryc. 1), w obrębie Małopolskiego Przełomu Wisły, na styku dna doliny rzecznej i lessowych wierzchowin zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego, co decyduje o jego wyraźnym zróżnicowanym krajobrazie. O specyfice tego miasta przesądza położenie w strefie przełomowego odcinka doliny, gdzie w niewielkiej przestrzeni sąsiadują ze sobą dno doliny Wisły, strome stoki oraz rozcięte erozyjnie powierzchnie wyżynne. W rejonie Kazimierza Dolnego dolina Wisły należy do najwęższych odcinków przełomu; jej szerokość wynosi tu około 1,2–2,0 km, a deniwelacje przekraczają 90 m. Otaczające miasto wierzchowiny i stoki tworzy gruba pokrywa lessowa, silnie rozcięta przez sieć suchych dolin, parowów i wąwozów. Uwarunkowania te wpłynęły zarówno na rozwój osadnictwa i układ miasta, jak i na ukształtowanie jego krajobrazu. Istotne znaczenie dla rozwoju rzeźby otoczenia miasta miały procesy erozyjne zachodzące w obrębie pokrywy lessowej, natomiast obecność miejscowego kamienia budowlanego, przede wszystkim opoki, odegrała ważną rolę w historycznej architekturze Kazimierza Dolnego. Dzięki temu miasto stanowi czytelny przykład związku geologii, rzeźby terenu, zabudowy historycznej i krajobrazu kulturowego, istotnego również w kontekście współczesnej ochrony jego wartości. Obszar ten był zarazem ujmowany jako część projektowanego geoparku Małopolski Przełom Wisły, co dodatkowo podkreśla jego znaczenie geologiczne, geomorfologiczne i krajobrazowe (Pożaryska i Pożaryski, 1951; Pożaryski i in., 1994; Gardziel i in., 2006;

Michalska i Niedźwiedź, 2010; Harasimiuk i in., 2011; Chmielewski i in., 2017; Bąk i Radwanek-Bąk, 2020; Gajek i Zgłobicki, 2022; Michalik-Śnieżek i in., 2022; Kamiński, 2023; Bobrowska i in., 2024; Zgłobicki i in., 2025).

Budowa geologiczna Kazimierza Dolnego

Kazimierz Dolny leży w strefie wychodni skał górnej kredy i najniższego paleogenu, które budują podłoże przełomowego odcinka doliny Wisły oraz jej strome zbocza (Ryc. 2A). W obrębie miasta i jego najbliższego otoczenia utwory mastrychtu górnego, reprezentowane przez opoki, wapienie i margle, są najlepiej rozpoznawalne w kamieniołomach oraz większych odsłonięciach stokowych. Na odcinku Podgórz–Kazimierz Dolny występują przede wszystkim opoki i wapienie z wkładkami margli, natomiast w licznych wąwozach po północnej stronie doliny Grodarza pojawiają się także utwory dolnego paleocenu, wykształcone w postaci gez z wkładkami wapieni i margli. Szczególne znaczenie dla lokalnej georóżnorodności i historycznego budownictwa mają opoki najwyższej części mastrychtu górnego, określane jako białoszare i żółtawe odmiany „opoki kazimierskiej” (Pożaryska i Pożaryski, 1951; Bąk i Radwanek-Bąk, 2020; Kamiński, 2023).

Na skałach kredowo-paleogeńskich zalega nieciągła pokrywa osadów czwartorzędowych. Z punktu widzenia współczesnego ukształtowania terenu najważniejsze są lessy związane z ostatnim zlodowaceniem, budujące wierzchowiny i stoki opadające ku dolinie. Na Płaskowyżu Nałęczowskim ich miąższość zwykle dochodzi do około 20 m, a miejsca-



Ryc. 1. Plan Kazimierza Dolnego z wybranymi obiektami zabytkowymi i elementami rzeźby terenu.

mi do 30 m. Lessy te charakteryzują się wysoką zawartością frakcji pyłowej, dużą porowatością, małą spoistością i nietrwałą strukturą, a ich wytrzymałość wyraźnie maleje po zawilgoceniu. Właściwości te sprawiają, że pokrywa lessowa jest silnie podatna na rozmywanie i stanowi podłoże rozwoju form rzeźby lessowej, w tym suchych dolin, parowów i wąwozów, które decydują o morfologii otoczenia miasta. Starsze osady plejstoceńskie, glacialne, wodnolodowcowe i rzeczne mają w jego obrębie znaczenie bardziej lokalne i nie tworzą ciągłej pokrywy (Harasimiuk i Henkiel, 1978; Pożaryski i in., 1991; Gardziel i in., 2006; Frankowski i Grabowski, 2006; Kamiński, 2023).

Bezpośredni związek między budową geologiczną a rozwojem miasta najlepiej wyraża wykorzystanie opok mastrychtu jako lokalnego surowca budowlanego. Eksploatowano je na znaczną skalę w tzw. kamieniołomie miejskim, położonym na południowych przedmieściach Kazimierza Dolnego; wyrobisko ma charakter wielopoziomowy, osiąga kilkaset metrów długości, a wysokość jego ścian dochodzi do około 40 m. W jego profilu odsłaniają się dwie odmiany opok, różniące się porowatością, zwięzłością i zawartością węglanu wapnia, rozdzielone dwiema warstwami miękkich margli o miąższości około 1,5 m każda. Ana-

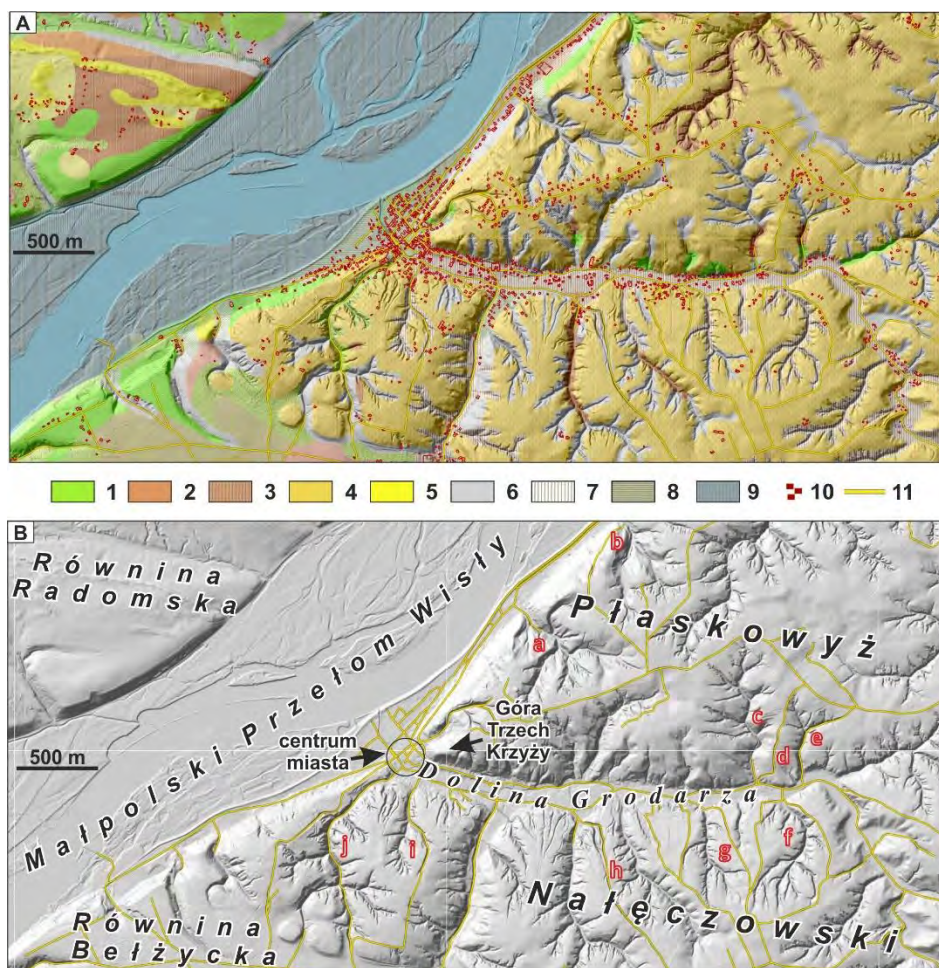
lizy materiału użytego przy budowie zamku wskazują na jego lokalną proveniencję, a początki eksploatacji tego surowca sięgają co najmniej XIV w. Opoka była wykorzystywana także w historycznej zabudowie miasta. O jej przydatności decydowały niewielka gęstość objętościowa, wysoka porowatość, dobra izolacyjność cieplna oraz łatwa urabialność; po wydobyciu i odwodnieniu skała twardnieje, pozostaje jednak podatna na osłabienie w warunkach zawilgocenia, cyklicznego zamarzania i szoku termicznego (Michalska i Niedźwiedź, 2010; Pinińska i in., 2016; Bąk i Radwanek-Bąk, 2020; Bobrowska i in., 2024). Budowa geologiczna nie była tu więc jedynie tłem rozwoju osadnictwa, lecz jednym z jego materialnych fundamentów.

Rzeźba terenu i główne procesy geomorfologiczne

Rzeźba terenu Kazimierza Dolnego jest silnie zróżnicowana. Miasto leży w strefie wyraźnego kontrastu morfologicznego między dnem doliny Wisły a silnie rozciętymi lessowymi wierzchowinami Płaskowyżu Nałęczowskiego (Ryc. 2B). Po wschodniej stronie rzeki strome zbocza doliny przechodzą bezpośrednio w wierzchowiny lessowe, których powierzchnia została silnie przemodelowana przez sieć suchych dolin, parowów i wąwozów. W obrębie miasta i jego bezpośredniego otoczenia współwystępują więc formy rzeźby rzecznej, stokowej i denudacyjnej, obejmujące zarówno rozcięcia lessowe, jak i zbocza doliny Wisły, stożki napływowe oraz młode formy erozyjne. Na jednym z największych stożków napływowych, u wylotu doliny Grodarza, rozwinął się Kazimierz Dolny (Gardziel i in., 2006; Kamiński, 2023).

Geneza tej rzeźby jest złożona. Małopolski Przełom Wisły rozwinął się w wyniku długotrwałego rozcinania podłoża skalnego, a jego przebieg pozostaje związany zarówno ze zróżnicowaniem litologicznym skał kredy i paleogenu, jak i z uwarunkowaniami tektonicznymi. W rejonie Kazimierza szczególne znaczenie ma kontrast między mniej odpornymi utworami marglisto-kredowymi a bardziej odpornymi opokami, który wpływał na rozwój zboczy, dolin bocznych i powierzchni zrównań. Na morfologię obszaru oddziaływały również procesy peryglacialne i późniejsze procesy denudacyjne, jednak współczesny obraz terenu jest przede wszystkim wynikiem współdziałania procesów fluwialnych, stokowych i erozyjnych zachodzących w obrębie pokrywy lessowej (Gardziel i in., 2006; Kamiński, 2023).

Najbardziej charakterystycznym elementem rzeźby otoczenia miasta są formy rozwinięte w obrębie pokrywy lessowej. Zachodnia część Płaskowyżu Nałęczowskiego należy do obszarów o bardzo dużej gęstości sieci wąwozowej, a w strefie przylegającej do



Ryc. 2. Geologia i rzeźba terenu Kazimierza Dolnego i okolic: A – budowa geologiczna na tle cieniowanego modelu rzeźby, z zaznaczoną siecią drogową i zabudową; B – Góra Trzech Krzyży i wybrane wąwozy lessowe (a–j) na tym samym podkładzie. Objasnienia: 1 – opoki i wapienie z wkładkami margli (mastrycht górny); 2 – gliny zwałowe (złodowacenie odry); 3 – gliny zwałowe górne (złodowacenie odry); 4 – lessy (złodowacenie wisły); 5 – piaski eoliczne (późny glacjał); 6 – piaski, gliny i lessy deluwialne (późny glacjał); 7 – namuły piaszczyste den dolinnych, starorzeczy i dolin bocznych (holocen); 8 – piaski stożków napływowych (holocen); 9 – piaski i mułki rzeczne kęp, mielizn i tarasów zalewowych 0,0–2,0 m nad poziomem rzeki (holocen); 10 – zabudowa; 11 – sieć dróg; a – Norowy Dół; b – Kamienny Dół; c – Podmularskie Doły; d – Korzeniowy Dół; e – Wąwóz na Wiktora; f – Wąwóz na Borowskich; g – Wąwóz Niezabitowskiego; h – Wąwóz Kwaskowa Góra; i – Wąwóz Małachowskiego; j – Wąwóz Plebanka. Opracowanie własne na podstawie danych Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski* (SMGP) 1:50 000, usługa WMS CBDG GIS; pozyskano 14.04.2026; wykorzystano fragment i dane przetworzone.

doliny Wisły osiąga ona około 10 km/km². Rozwój tych form był związany zarówno z właściwościami litologicznymi lessu, jak i z długotrwałą presją antropogeniczną. Odlesienie, użytkowanie rolnicze oraz wielowiekowe funkcjonowanie dróg biegnących po stokach i dnach dolinek sprzyjały powstawaniu i pogłębianiu wąwozów drogowych, czyli głębocznic, natomiast w obrębie suchych dolin rozwijały się wąwozy dolinne. Szczególne przyspieszenie rozwoju sieci wąwozowej nastąpiło w XVI–XVII w., w warunkach intensywnego użytkowania rolniczego i rozwoju gospodarki folwarcznej. W krajobrazie Kazi-

mierza Dolnego i jego otoczenia szczególnie czytelne są więc zarówno klasyczne wąwozy lessowe, jak i formy drogowe rozwijające się w dnach suchych dolin (Maruszczak, 1973; Gardziel i Rodzik, 2001; Dotterweich i in., 2012; Gawrysiak i Harasimiuk, 2012; Zgłobicki i in., 2021).

Procesy te pozostają aktywne również współcześnie. Podczas ulew wody spływają szybko dnem wąwozów i koncentrują się w dolinie Grodarza, powodując zamulanie, niszczenie dróg oraz lokalne podtopienia. Gardziel i in. (2006) podkreślili, że obszar miasta i gminy jest pod tym względem szczególnie

narażony, a położenie Kazimierza w ujściowym odcinku doliny Grodarza dodatkowo wzmacnia skalę zagrożenia. Wąwozy pozostają zarazem jednym z najbardziej charakterystycznych walorów krajobrazowych Kazimierza Dolnego i istotnym czynnikiem zagrożenia geomorfologicznego, ponieważ podczas ulew koncentrują spływ wody i namulów ku zabudowie miejskiej. W licznych wąwozach obserwuje się także niewielkie formy ruchów masowych, w tym obrywy, spływy osuwiskowe i zsuwy rotacyjne. Długotrwałą aktywność tych procesów oraz ich związek ze zmianami użytkowania gruntów potwierdzają badania prowadzone w rejonie Kazimierza Dolnego od epoki brązu po czasy współczesne. Dobrym przykładem współczesnej presji turystycznej na rzeźbę lessową jest wąwóz Korzeniowy, gdzie intensywne użytkowanie przyspiesza degradację stromych ścian (Gardziel i in., 2006; Dotterweich i in., 2012; Mazurek-Kusiak i Sawicki, 2018; Kamiński, 2023).

Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju miasta

O rozwoju przestrzennym Kazimierza Dolnego decydowało przede wszystkim szczególne położenie miasta w ujściowym odcinku doliny Grodarza oraz wynikające z niego uwarunkowania rzeźby terenu. Położenie to zapewniało dostęp do rzeki i sprzyjało funkcjom komunikacyjnym oraz handlowym, ale równocześnie ograniczało możliwości rozwoju zabudowy ze względu na bezpośrednie sąsiedztwo stromych zboczy doliny Wisły oraz gęstej sieci rozcięć erozyjnych rozwiniętych w obrębie lessowych wierzchołków. Układ miasta od początku był więc silnie podporządkowany topografii terenu: zabudowa koncentrowała się w najkorzystniejszych fragmentach dna doliny i na stożku napływowym, natomiast obiekty dominujące, takie jak zamek i baszta, zajęły kulminacje o walorach obronnych i widokowych. Nadwiślańskie położenie sprzyjało zarazem rozwojowi funkcji portowych, handlowych i magazynowych, których wyrazem była nadrzeczna strefa spichlerzy lokowanych u podnóża zboczy (Gardziel i in., 2006; Kamiński, 2023).

Znaczenie budowy geologicznej ujawniało się w tym układzie przede wszystkim poprzez dostępność miejscowego surowca budowlanego. Opoki mastrychtu, eksploatowane od średniowiecza w kamieniołomie miejskim i innych wyrobiskach, były szeroko wykorzystywane w historycznej zabudowie Kazimierza Dolnego, zarówno w obiektach obronnych i sakralnych, jak i w architekturze mieszczańskiej. Dzięki temu budowa geologiczna wpływała nie tylko na rzeźbę terenu, lecz także na materialną formę miasta, współtworząc jego historyczną substancję architektoniczną (Michalska i Niedźwiedź, 2010; Pinińska i in., 2016; Bąk i Radwanek-Bąk, 2020; Bobrowska i in., 2024).

Związek rzeźby, zabudowy i lokalnego budulca szczególnie wyraźnie ujawnia się w krajobrazie miasta. Główne zabytki Kazimierza, w tym kościół farny, zespół zamkowy i baszta, stanowią dominanty lub subdominanty kompozycji panoram widokowych. Badania nad punktami widokowymi pokazują, że w granicach administracyjnych miasta wyróżniono dziewięć punktów widokowych, a szczególnie wysokie walory widokowe i kulturowe reprezentują m.in. Wzgórze Zamkowe, Baszta i Góra Trzech Krzyży. Z kolei analizy potencjału inspiracji artystycznej wskazują, że najwyższe wskaźniki uzyskują przede wszystkim Rynek, wnętrze krajobrazowe przed Farą, Wisłą, Zamek i przyległe uliczki, a wysokie wartości dotyczą także zboczy Góry Trzech Krzyży oraz wąwozów lessowych. O atrakcyjności Kazimierza decydują więc nie tylko same zabytki, lecz również ich usytuowanie w obrębie doliny rzecznej, stromych zboczy, wzgórz i otwarc widokowych. Krajobraz kulturowy miasta należy zatem rozumieć jako spójną całość, w której rzeźba terenu, historyczna zabudowa, Wisła, kamieniołomy i formy lessowe pozostają ze sobą ściśle powiązane (Chmielewski i in., 2017; Michalik-Snieżek i in., 2022).

Związek ten nie ma wyłącznie znaczenia historycznego. Pozostaje on również przedmiotem współczesnej ochrony, ponieważ zachowanie panoram widokowych, tradycyjnego charakteru zabudowy i integralności krajobrazu należy dziś do kluczowych wyzwań planistycznych i konserwatorskich w Kazimierzu Dolnym. Relacja między rzeźbą terenu, lokalnym budulcem i krajobrazem kulturowym nadal współokreśla więc nie tylko sposób postrzegania miasta, ale również zasady jego ochrony i zagospodarowania (Kozłowska, 2025).

Podsumowanie

Kazimierz Dolny jest szczególnie czytelnym przykładem miasta, którego układ przestrzenny, zabudowa i krajobraz pozostają bezpośrednio związane z budową geologiczną oraz rzeźbą terenu. O jego charakterze współdecydują przełomowy odcinek doliny Wisły, strome zbocza, lessowe wierzchołki rozcięte siecią wąwozów oraz obecność opok kredowych wykorzystywanych jako miejscowy surowiec budowlany. W rezultacie układ urbanistyczny, historyczna zabudowa, panoramy widokowe i materialna substancja miasta tworzą całość silnie zakorzenioną w cechach podłoża i rzeźby terenu. Kazimierz Dolny należy więc traktować nie tylko jako cenny zespół zabytkowy, lecz także jako modelowy przykład powiązania geodziezictwa, procesów geomorfologicznych i krajobrazu kulturowego, którego ochrona pozostaje istotnym wyzwaniem również współcześnie.

Literatura:

BAK B., RADWANEK-BAK B. 2020 – Oto opoka, a na niej zbudowano – Kazimierz Dolny. *Górnictwo Odkrywkowe*, 1, 55–63.

- BOBROWSKA A., JAGODA E., DOMONIK A., ŁUKASIAK D., GAJEK G. 2024 – Prospects for the Protection of the Stone Heritage of the Małopolska Vistula River Gorge. *Geoheritage*, 1, 110.
- CHMIELEWSKI SZ., CHMIELEWSKI T.J., SAMULOWSKA M. 2017 – Ocena potencjału inspiracji artystycznych krajobrazu Kazimierza Dolnego i jego otoczenia. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego*, 36, 33–46.
- DOTTERWEICH M., RODZIK J., ZGŁOBICKI W., SCHMITT A., SCHMIDTCHEN G., BORK H.R. 2012 – High-resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Nałęczów Plateau, SE Poland). *Catena*, 95, 50–62.
- FRANKOWSKI Z., GRABOWSKI D. 2006 – Geologiczno-inżynierskie i geomorfologiczne uwarunkowania erozji wąwozowej w lessach w rejonie Kazimierza Dolnego (wąwóz Opolska Droga). *Przegląd Geologiczny*, 54, 777–783.
- GAJEK G., ZGŁOBICKI W., KOŁODYŃSKA-GAWRYSIK R. 2019 – Geoeducational Value of Quarries Located within the Małopolska Vistula River Gap (E Poland). *Geoheritage*, 11, 1335–1351.
- GAJEK G., ZGŁOBICKI W. 2022 – Assessing the Possibilities of Using Viewpoints of the Proposed Geopark Małopolska Vistula Gap in Geomorphological Education and Geotourism. *Landform Analysis*, 40, 57–69.
- GARDZIEL Z., RODZIK J. 2001 – Warunki rozwoju, użytkowania i ochrony wąwozów drogowych okolic Kazimierza. W: RADWAN S. i LORKIEWICZ Z. (red.) 2001. *Problemy ochrony i użytkowania obszarów wiejskich o dużych walorach przyrodniczych*, 249–255. Wydaw. UMCS, Lublin.
- GARDZIEL Z., HARASIMIUK M., JEZIEŃSKI W., PAWŁOWSKI A., ZGŁOBICKI W. 2006 – Erozja wąwozowa w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego (Wyżyna Lubelska). *Przegląd Geologiczny*, 54, 768–776.
- GAWRYSIK L., HARASIMIUK M. 2012 – Spatial Diversity of Gully Density of the Lublin Upland and Rostocze Hills (SE Poland). *Annales UMCS, sectio B*, 67, 27–43.
- HARASIMIUK M., DOMONIK A., MACHALSKI M., PINIŃSKA J., WAROWNA J., SZYMKOWIAK A. 2011 – Małopolski Przełom Wisły – projekt geoparku. *Przegląd Geologiczny*, 59, 405–416.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A. 1978 – Wpływ budowy geologicznej i rzeźby podłoża na ukształtowanie pokrywy lessowej w zachodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego. *Annales UMCS, sectio B*, 30/31, 55–80.
- JANOWSKI J. 2015 – Language of Contemporary Art and the Artist's Experience. Altars of the Holy Sepulchre in St Anna's Church in Kazimierz Dolny. *IKON*, 8, 245–254.
- KAMIŃSKI M. 2023 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Kazimierz Dolny (746). Aktualizacja, z wykorzystaniem Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kazimierz Dolny W.D. Dowgiałły i M. Małek (2015). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- KOZŁOWSKA M. 2025 – Inwestycje budowlane a ochrona środowiska naturalnego w gminie Kazimierz Dolny – wyzwania i perspektywy. *Space – Society – Economy*, 36, 219–230.
- MARUSZCZAK H. 1973 – Erozja wąwozowa we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 151, 15–30.
- MAZUREK-KUSIAK A.K., SAWICKI B. 2018 – Assessment of economic functions and tourist attractions of "Korzeniowy Dół" in Kazimierz Dolny in the light of sustainable development. *Ekonomia i Środowisko*, 3 (66), 170–180.
- MICHAŁIK-ŚNIEŻEK M., LIPIŃSKA H., KUŁAK A., WYŁUPEK T. 2022 – Punkty widokowe jako dystrybutory kulturowych usług ekosystemowych. Studium przypadku Kazimierza Dolnego nad Wisłą. *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego*, 47, 1, 21–39.
- MICHALSKA G., NIEDŹWIEDŹ J. 2010 – Kamieniołom kazimierski – ochrona krajobrazu kulturowego. *Budownictwo i Architektura*, 6, 71–76.
- PINIŃSKA J., BOBROWSKA A., ŁUKASIAK D. 2016 – The influence of natural climatic factors on the geomechanical properties of siliceous lime stones from Kazimierz Dolny (Poland). *Studia Quaternaria*, 33, 2, 103–110.
- POŻARYSKA K., POŻARYSKI W. 1951 – Przewodnik geologiczny po Kazimierzu i okolicy. Warszawa.
- POŻARYSKI W., MARUSZCZAK H., LINDNER L. 1994 – Chronostratygrafia osadów plejstoceny i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 147, 1–58.
- ZGŁOBICKI W., KOŁODYŃSKA-GAWRYSIK R., GAJEK G. 2025 – Walory geoturystyczne i edukacyjne projektowanego Geoparku Małopolski Przełom Wisły – stan obecny i perspektywy badań. *Annales UMCS, sectio B*, 80, 89–108.
- ZGŁOBICKI W., POESEN J., DE GEETER S., BOARDMAN J., GAWRYSIK L., GOLOSOV V., IONITA I., NIACSU L., RODZIK J., STANKOVIANSKY M., STOLZ C. 2021 – Sunken Lanes – Development and Functions in Landscapes. *Earth-Science Reviews*, 221, 103757.

PUŁAWY – MUZEUM BADAŃ POLARNYCH

MUZEUM BADAŃ POLARNYCH W PUŁAWACH

Andrzej PAWŁOWSKI

Muzeum Badań Polarnych w Puławach jest jedyną placówką w Polsce, która w sposób holistyczny obejmuje zakresem swojej działalności zagadnienia związane z historią polskich wypraw, odkryć i badań obszarów polarnych. Muzeum jest instytucją Samorządu Województwa Lubelskiego, współfinansowaną ze środków Ministerstwa Kultury i Dziedzictwa Narodowego, co podkreśla jego ogólnokrajowy charakter (Pawłowski, 2023).

Muzeum położone jest u podnóża stromej krawędzi doliny w północnym odcinku Małopolskiego Przełomu Wisły, w pobliżu geostanowiska w Górze Puławskiej, gdzie podczas ostatniego zlodowacenia polowano na mamuty i nosorożce włochate (Pawłowski, 2025). Placówka zlokalizowana jest w bezpośrednim sąsiedztwie zespołu pałacowo-parkowego w Puławach, który stanowi kolebkę polskiego muzealnictwa (Świątynia Sybilli 1801 r.).



Ryc. 1. Budynek Muzeum Badań Polarnych w Puławach – widok od strony wejścia głównego.

Jak stanowi akt prawny powołujący tę instytucję kultury — Uchwała Nr XVII/279/2020 Sejmiku Województwa Lubelskiego z dnia 27 maja 2020 r. (Dz. Urz. Woj. Lubel. z 2020 r., poz. 3123), § 3 ust. 1: *przedmiotem działania Muzeum jest gromadzenie, przechowywanie, konserwacja i udostępnianie zbiorów w zakresie badań polarnych na terenach Arktyki i Antarktyki, dokumentowanie aktywności*

lądolodu na obszarze dzisiejszej Polski oraz dokumentowanie prac polskich zesłańców, w tym naukowców badających obszar Syberii.

Koncepcja utworzenia Muzeum Polarnego pojawiła się już w latach 80. XX wieku, podczas sympozjum polarnego, które po raz pierwszy odbyło się w Lublinie w 1987 r. Wówczas członkowie Klubu Polarnego, obradujący na swoim rocznym sympozjum, podjęli uchwałę, w której wyrazili pełne poparcie dla inicjatywy utworzenia Muzeum Polarnego w Kazimierzu Dolnym nad Wisłą oraz upoważnili Zarząd Klubu do podejmowania wszelkich działań zmierzających do realizacji tej idei. Równocześnie zadeklarowali wszelką możliwą pomoc w gromadzeniu eksponatów do Muzeum (Kłysz, 1993).

Idea utworzenia muzeum polarnego, którego pomysłodawcą i pierwszym dyrektorem był geolog Andrzej Piotrowski, znalazła akceptację Ministra Kultury i Dziedzictwa Narodowego oraz Samorządu Województwa Lubelskiego dopiero w ostatnich latach. W 2020 r. zdecydowano o lokalizacji placówki muzealnej w Puławach (Kondraciuk, 2025).

Muzeum oferuje połączenie tradycyjnych form ekspozycji z rozwiązaniami multimedialnymi, ułatwiającymi odbiór prezentowanych treści. Na wystawach eksponowane są m.in. elementy środowiska przyrodniczego Arktyki i Antarktyki, historia wypraw i badań obszarów okołobiegunowych oraz liczne pamiątki z wypraw polarnych. W zbiorach instytucji znajdują się także fotografie z wypraw badawczych, mapy i dokumenty związane z badaniami polarnymi, ukazujące znaczący dorobek polskich polarników.

Perspektywy rozwoju Muzeum są bardzo obiecujące. Świadczy o tym duże zainteresowanie instytucją nie tylko ze strony polarników, czego wyrazem było m.in. 40. Międzynarodowe Sympozjum Polarne „Puławy 2025” oraz obecność siedziby Polskiego Klubu Polarnego, lecz także szerokiego grona odbiorców. Działalność Muzeum Badań Polarnych spotyka się również z rosnącym zainteresowaniem mediów. Realizowane w Muzeum audycje radiowe i telewizyjne promują nie tylko samą instytucję, ale także dorobek polskiej polarystyki (Kondraciuk, 2025).

Literatura:

DZIENNIK URZĘDOWY WOJEWÓDZTWA LUBELSKIEGO z 2020 r., poz. 3123.

KŁYSZ P. 1993 – Polscy polarnicy. Sorus, Poznań.

KONDRACIUK P. 2025 – Muzeum Badań Polarnych w Puławach od pierwszych koncepcji do materializacji idei. Biuletyn Polarny, 28–29, 56–68.

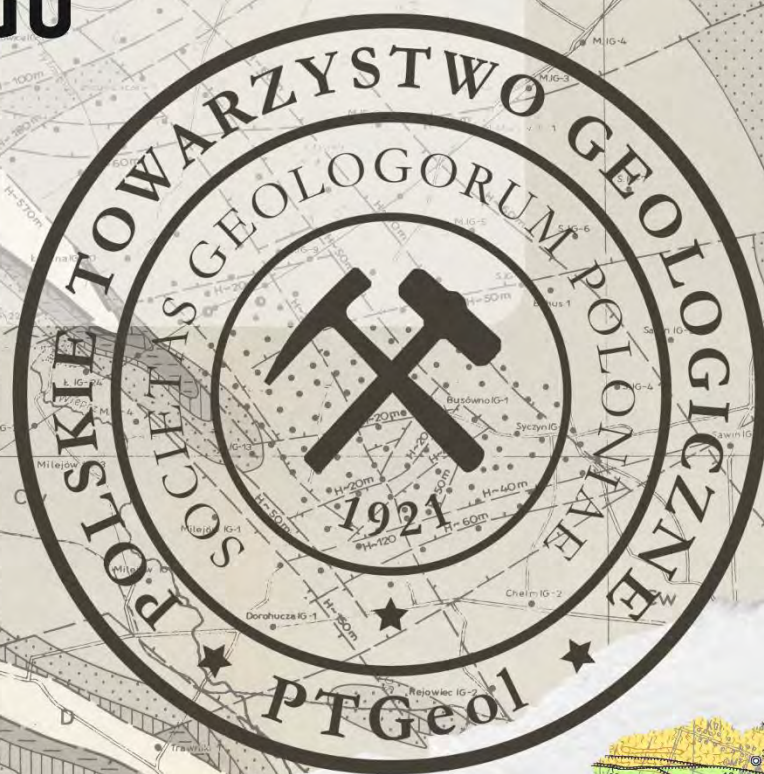
PAWŁOWSKI A. 2023 – Muzeum Badań Polarnych w Puławach – nowy produkt turystyczny. W: Geografija, ekonomika i turizm: nacionalnij ta miżnarodnij doswid, Materiali XVII Miżnarodnoj

naukowej konferencji, 6-7 października 2023 r., Ministerstwo Oświaty i Nauki Ukrainy, Lwowski Narodowy Uniwersytet im. Iwana Franki, Akademia Nauk Stosowanych Wincentego Pola w Lublinie, Ekologo-Geograficznij Fond, Lwów, 298–302.

PAWŁOWSKI A. 2025 – *Stanowisko łowców mamutów włochatych w Górze Puławskiej – interdyscyplinarne geostanowisko*, referat na Kongresie Geografii Polskiej 12 września 2025 r., BLOK 14. Geoarcheologia Sesja 43 Geoarcheologia – osiągnięcia i wyzwania XXI wieku, W: Mroczek P., Renata Krukowska R., Anna Orłowska A. (red), Księga Abstraktów, 219. UMCS, Lublin.

90. ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

27-29.05.2026
LUBLIN



SESJA TERENOWA D



UMCS
UNIWERSYTET MARII CURIE-SKŁODOWSKIEJ
W LUBLINIE



**INSTYTUT
PALEOBIOLOGII**
POLSKA AKADEMIA NAUK



SESJA TERENOWA D

(29 maja, piątek)

DZIEDZICTWO KULTUROWE I SUROWCOWE LUBELSZCZYZNY

Wizyta w Muzeum Zamoyskich w Kozłowie – jednej z najlepiej zachowanych rezydencji magnackich w Polsce i obiekcie o randze Pomnika Historii – stanowi punkt wyjścia do refleksji nad kulturowym wymiarem wykorzystania i ochrony zasobów regionu w perspektywie historycznej i współczesnej. Zasadniczym elementem sesji jest czynna kopalnia bursztynu, gdzie oma-

wiane są zagadnienia genezy eoceńskich osadów bursztynonośnych, budowy serii złożowej oraz współczesnych metod i uwarunkowań eksploatacji. Sesja ukazuje bursztyn lubelski jako istotny składnik regionalnego dziedzictwa geologicznego i surowcowego, łącząc kontekst naukowy z praktycznymi aspektami gospodarczego wykorzystania zasobów.

**NIEDŹWIADA-KOLONIA –
kopalnia bursztynu Stellarium Sp. z o.o.;
zagadnienia geologiczne i eksploatacyjne**

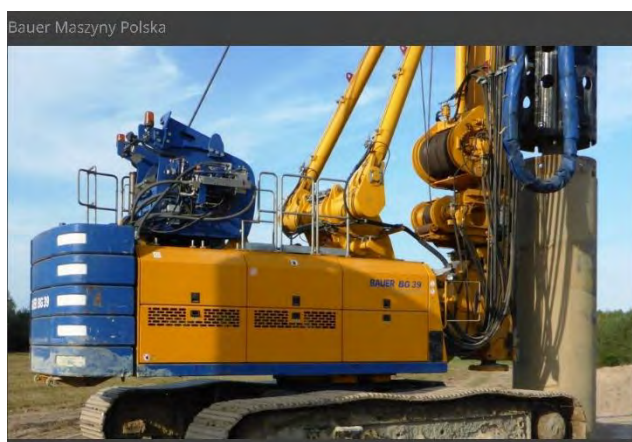
**UDOKUMENTOWANIE I PIERWSZA EKSPLOATACJA BURSZTYNU
W ZŁOŻU „GÓRKA LUBARTOWSKA – NIEDŹWIADA”
KOPALNIA „GLN-STELLARIUM”**

Henryk CIOŚMAK

Prezes/KRZG, Stellarium Sp. z o.o.

Kilka słów wstępu z okresu 2014–2017 o dokumentacji przedkoncesyjnej dla eksploatacji glaukonitu i bursztynu. Najpierw prace rozpoznawcze do dokumentacji geologicznej złoża „Górka Lubartowska – Niedźwiada” prowadzono tradycyjnie stosując koronkę rdzeniową o średnicach wewnętrznych: 93, 146 i 174 mm. Nie dało nam to większego rozpoznania niż w istniejącej dokumentacji kategorii D dla złoża bursztynu „Górka Lubartowska”, którego częścią jest przedmiotowe złożo (GLN). Zastosowano więc wiercenia z zastosowaniem świrdrów rurowych o średnicy wewnętrznej 1350 mm a zewnętrznej 1500 mm (Ryc. 1). Specjalnie skonstruowana dla nas przez niemiecką firmę Bauer rura powoli skrawała materiał ruchem obrotowym. Po napełnieniu urobkiem określonej przestrzeni roboczej tzw. „wiadra” następowało zamknięcie dolnej przestrzeni aby uniemożliwić wydostanie się pobranej próby z części otworu, która potem tworzyła cały profil geologiczny badanego otworu. Ostatecznie rozpoznanie ww. złoża przeprowadzono na podstawie 84 takich otworów geologicznych o głębokościach do 29,5 m.

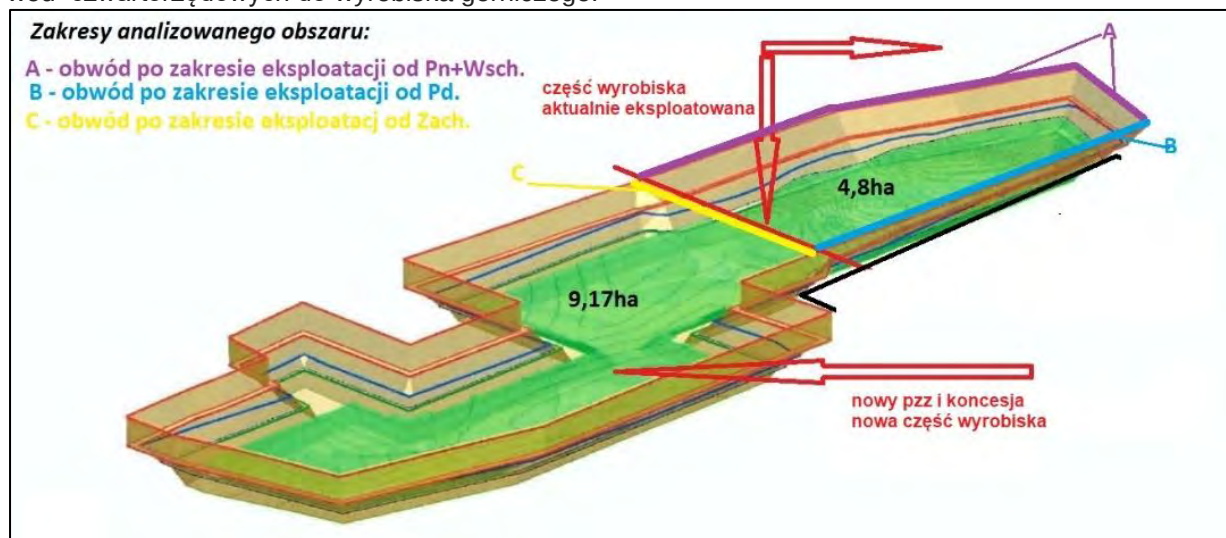
W marcu 2017 r. Marszałek Województwa Lubelskiego zatwierdził dokumentację geologiczną złoża piasków skaleniowo-kwarcowych i kopalin towarzyszących: glaukonitu i bursztynu „Górka Lubartowska – Niedźwiada”, sporządzoną przez zespół geologów z firmy pod kierownictwem dr. inż. Albina Zdanowskiego. Następnie do końca 2017 roku zespół z Wydziału Geoinżynierii AGH w Krakowie pod przewodnictwem prof. Zbigniewa Kasztelewicza opracował projekt zagospodarowania tego złoża. PZZ ten został złożony jako załącznik do wniosku koncesyjnego w dniu 28 grudnia 2017 r. Decyzję śro-



Ryc. 1. Wiercenia otworów szerokośrednicowych (wg Bauer Maszyny Polska).

dowiskową otrzymano 18 kwietnia 2018 r., a więc po czterech miesiącach. Później, po pięciu miesiącach, dnia 10 maja 2018 r. uzyskano decyzję koncesyjną. W lipcu 2018 r. Dyrektor OUG w Lublinie wydał decyzję zatwierdzającą plan ruchu zakładu górniczego „GLN-GLAUKO” (Ryc. 2). Tegoż roku w listopadzie wbito pierwszą przysłowiową łopatę w złożo i rozpoczęto eksploatację piasku w warstwie suchej – jednego z trzech poziomów eksploatacyjnych. Rok 2019 to historia z wodą, którą trzeba było odizolować od operatywnych zasobów geologicznych. Pomysł suchej eksploatacji polegał na wybudowaniu pionowej bariery hydroizolacyjnej wokół wyrobiska górniczego (Ryc. 3). Pierwsza część bariery typu TopJet to typowe palowanie z mieszaniem gruntu. Otwory o średnicy 80 cm, w ilości 1400 sztuk wiercono do głębokości 12 m.

Powierzchnia tej bariery – 10560 m² izoluje dopływ wód czwartorzędowych do wyrobiska górniczego.



Ryc. 2. Konstrukcja wyrobiska górniczego na bazie zatwierdzonych dokumentów.

Budowa bariery trwała 2 miesiące. Druga część bariery na głębokości od 12 do 25 m wykonana została metodą iniekcji wysokociśnieniowej. Wywiercono 467 otworów i uzyskano powierzchnię bariery równą 13940m². Budowa bariery trwała około 3 miesiące. W sumie zamknięto zasoby geologiczne obwodem bariery hydroizolacyjnej o długości około 980 m powierzchniowego rzępa wodnego. Wybudowano również system rowów odwadniających do tego rzępa, wałów barierowych, tarasów zatrzymujących nanoszenie piasku do rzępa w osadzie glaukonitowym (Ryc. 4).



Ryc. 4. System odwadniania powierzchniowego i pierwsze partie urobku glaukonitu z bursztynem.



Ryc. 3. Pionowa bariera hydroizolacyjna.

Funkcjonował także zrzut wody do cieku wodnego poprzez zbiornik osadowy na sąsiedniej działce. W tym roku rozpoczęto także eksploatację glaukonitu z rzępa wodnego. Nadawa osadu glaukonitowego posłużyła do rozpoczęcia testów produkcyjnych i projektowania zakładu przerobczego. W lutym 2020 r. eksploatacja glaukonitu prowadzona była metodą punktowo-kominową (Ryc. 5). Po przerwaniu prac wydobywczych na noc komin zalewał się wodą i zamulał, a eksploatacja w głąb warstwy glaukonitowej powodowała napływanie w to miejsce piasku ze skarp piaskowych wyrobiska górniczego, które sukcesywnie erodowały wszcz. Podjęto więc czynności rekultywacyjne skarp oraz wykopano rowy opaskowe, a za nimi wały podtrzymujące stopy skarpy. Celem dodatkowego osuszenia poziomu glaukonitowego (Ryc. 6) wywiercono cztery studnie głębinowe na przedpolu frontu eksploatacyjnego, aby

wspomóc osuszanie zboża. Wybudowano również nową alternatywną sieć



Ryc. 5. Eksploatacja metodą punktowo – kominową (brak jednolitego frontu eksploatacyjnego).

ruk wodnych o zwiększonych średnicach. Wodę pompowano równocześnie dwiema niezależnymi pompami o dużych wydajnościach. Jednak problem udostępnienia złoża w docelowej suchej eksploatacji glaukonitu nie leżał w zwiększeniu ilości pompowanej wody, lecz było to zaciskanie się glinki glaukonitowej (Ryc. 7) na pogłębianym rzapiu.



Ryc. 6. Uformowanie się suchego frontu eksploatacyjnego poziomu glaukonitowego.

Warstwa glaukonitowa była płynna i trudno było ją osuszyć. Im głębiej eksploatowano glaukonit, tym bardziej następowało zaciskanie się górotworu przy kopaniu glaukonitu. W kwietniu 2020 r. nastąpił krytyczny moment w udostępnianiu eksploatacji glaukonitu metodą na sucho. Pompowanie wody z wydobytej przestrzeni, ani wspomaganie osuszania studniami głębinowymi nie przyniosło efektu. Zastanawiano się nad zakończeniem projektu.

W maju 2020 r. zaczęto wdrażać nowy pomysł dosuszania eksploatowanego złoża zaczerpnięty z branży budowlanej (Ryc. 8). Dodatkowe osuszenie złoża polegało na wkluciu igłofiltrów i utworzeniu pierścienia

wokół wybranej sekcji eksploatacyjnej. Po zastosowaniu igłofiltrów w krótkim czasie pokazuje się sucha ściana na froncie eksploatacyjnym. Skuteczność dosuszenia igłofiltrowego widoczna była już po tygodniu. Zakład przeróbki otrzymał suchą nadawę glaukonitową z głębszych pokładów, pojawiło się też coraz więcej bursztynu. Osad glaukonitowy okazał się być bardzo zasobny w drobną frakcję bursztynu, co wymusiło rozbudowę linii technologicznej zakładu przerobczego do separacji tych frakcji.



Ryc. 7. Zaciskanie się górotworu z powodu braku osuszenia złoża w części glaukonitonośnej.

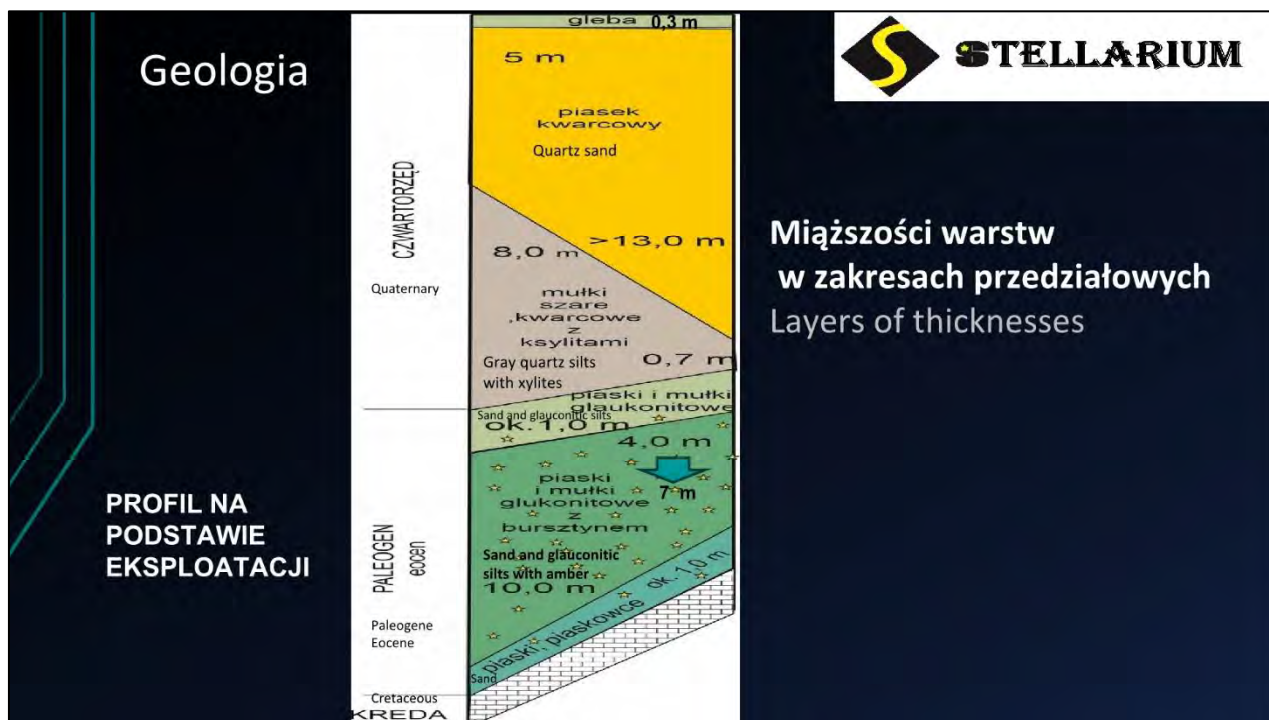


Ryc. 8. Eksploatacja metodą na sucho trzema poziomami: piaskowym; mieszanym i glaukonitowym.

Czerwiec 2020 roku jest już miesiącem ciągłej eksploatacji glaukonitu i bursztynu metodą na sucho, nastąpił koniec udostępniania złoża, historycznie zaistniała wtedy pierwsza w Polsce i Unii Europejskiej eksploatacja przemysłowa glaukonitu i bursztynu.

Osuszanie igłofiltrowe działa poprawnie w następnych miesiącach eksploatacji. KRZG zatwierdził dokumentację odwodnienia opartą na doświadczeniu z ruchu.

Na ścianie eksploatacyjnej coraz widoczniej rysują się dwie warstwy osadu glaukonitowego (Ryc. 9).



Ryc. 9. Profil litologiczny na bazie realnej eksploatacji złoża „GLN”.

Dolna przyspagowa o barwie ciemnozielonej z dużą zawartością glaukonitu i bursztynu o miąższości 5–7 m (Ryc. 10) oraz górna jasnozielona – piasek

eoceński z bardzo małą zawartością glaukonitu i bursztynu o miąższości 1,5–3 m.



Ryc. 10. Warstwa glaukonitu najbardziej bursztynonośna.

Metoda eksploatacji na sucho potwierdziła się w rzeczywistości. Firma dostosowała też zakład przeróbki glaukonitu w którym, głównie technologią wodną, odseparowano bursztyn z glaukonitu (Ryc. 11, 12).



Ryc. 11. Przerabianie glaukonitu z głębszych pokładów.

Przedmiotowe wyrobisko doświadczalne o powierzchni 4,8 ha opasane barierą hydroizolacyjną wyeksploatowano do końca 2022 r. i wydobyto ok. 40 ton bursztynu. Koszty tego przedsięwzięcia były zbyt duże, aby dalej eksploatować w ten sposób. Zatrzymano eksploatację, a wyrobisko górnicze wypełniło się

wodą w związku z zaprzestaniem pompowania (Ryc. 13).



Ryc. 12. Pierwsza przemysłowa eksploatacja.

Nowe perspektywy dla eksploatacji lubelskiego bursztynu sprawdzoną metodą odkrywkową na sucho otworzyły się w 2025 r., kiedy to spółka uzyskała decyzję zatwierdzającą nową dokumentację hydrogeologiczną, w której oparto się na wytworzeniu leja depresji wodnej podczas prowadzenia eksploatacji taką metodą. Ten moment to przełom dla całego bursztynowego zagłębia na Lubelszczyźnie, który pozwoli na opracowanie i urzędowe zatwierdzenie wzorca wydobywania tego szlachetnego surowca.



Ryc. 13. Wyrobisko górnicze wypełnione wodą.

KOZŁÓWKA – MUZEUM ZAMOYSKICH – dziedzictwo kulturowe regionu

MUZEUM ZAMOYSKICH W KOZŁÓWCE JAKO PRZYKŁAD ZACHOWANEJ REZYDENCJI ARYSTOKRATYCZNEJ – KONTEKST HISTORYCZNY I WALORY POZNAWCZE WIZYTY TERENOWEJ

Grażyna ANTONIUK i Agata ULANOWSKA

Muzeum Zamoyskich w Kozłówce

Muzeum Zamoyskich w Kozłówce to obiekt o wyjątkowym znaczeniu dla dziedzictwa kulturowego Polski. Zespół pałacowo-parkowy w Kozłówce stanowi jedno z najlepiej zachowanych założeń rezydencjonalnych w kraju, a zarazem przykład przestrzeni, w której w sposób szczególnie czytelny ukazują się przemiany historyczne, społeczne i kulturowe zachodzące na przestrzeni XVIII–XX wieku.

Zespół pałacowo-parkowy w Kozłówce powstał w połowie XVIII wieku z inicjatywy rodziny Bielińskich. Zaprojektowany został w stylu późnego baroku, zgodnie z francuską zasadą kompozycyjną „między dziedzińcem a ogrodem”, co podkreśla jego reprezentacyjny charakter oraz silne inspiracje europejskie. Już sam układ przestrzenny założenia wskazuje na aspiracje jego fundatorów oraz ich przynależność do szeroko rozumianej kultury dworskiej.



Ryc. 1. Pałac Zamoyskich w Kozłówce (fot. Muzeum Zamoyskich w Kozłówce).

Na przełomie XVIII i XIX wieku dobra kozłowieckie przeszły w ręce rodziny Zamoyskich – jednego z najważniejszych rodów arystokratycznych w Polsce. Okres ich obecności w Kozłówce, trwający do 1944 roku, stanowi najważniejszy etap w historii rezydencji. Szczególną rolę odegrał Konstanty Zamoyski, który osiadł w Kozłówce w 1870 roku. To właśnie za jego sprawą pałac został rozbudowany i przekształcony w nowoczesną, reprezentacyjną siedzibę odpowiadającą standardom europejskich rezydencji arystokratycznych. W 1903 roku utworzono ordynację kozłowiecką, co dodatkowo podkreśliło rangę tego miejsca.

Rozbudowa pałacu objęła zarówno jego bryłę, jak i wyposażenie wnętrz. Dodano m.in. wieże, portyk oraz tarasy, a także wzniesiono nowe obiekty towarzyszące, takie jak kaplica czy teatralnia. Wnętrza zostały wyposażone z dużym rozmachem, łącząc elementy kultury europejskiej z polską tradycją narodową. W pałacu znalazły się wysokiej klasy meble, dzieła sztuki, instrumenty muzyczne, porcelana oraz srebro. Imponująca kolekcja malarstwa obejmowała około tysiąca obrazów, w tym liczne portrety rodzinne tworzące swoisty „panteon rodu”.

Szczególną uwagę zwraca również obecność licznych instrumentów muzycznych, świadczących o rozwiniętych tradycjach muzycznych rezydencji. Wśród nich znajdowały się m.in. fortepiany, pianola z bogatą kolekcją wałków muzycznych, pianomelodikon czy fisharmonia. Element ten podkreśla znaczenie kultury muzycznej w życiu codziennym arystokracji oraz rolę pałacu jako miejsca nie tylko reprezentacyjnego, ale także kulturalnego.

Współcześnie najważniejszym walorem Muzeum Zamoyskich w Kozłówce jest wysoki stopień autentycz-



Ryc. 2. Salon Czerwony w Pałacu Zamoyskich w Kozłówce (fot. Muzeum Zamoyskich w Kozłówce).

mu zachowanych wewnątrz pałacowych. W przeciwieństwie do wielu innych rezydencji, które uległy zniszczeniu lub znacznym przekształceniom, Kozłówka zachowała większość oryginalnego wyposażenia z przełomu XIX i XX wieku. Dzięki temu możliwa była niemal pełna rekonstrukcja wystroju wnętrz na podstawie archiwalnych fotografii. Sale pałacowe zachwycają bogatymi sztukateriami, marmurowymi kominkami, dwubarwnymi parkietami oraz licznymi elementami dekoracyjnymi, takimi jak lustra w rzeźbionych ramach czy stylowe tkaniny.



Ryc. 3. Sypialnia Hrabiny w Pałacu Zamoyskich w Kozłówce (fot. Muzeum Zamoyskich w Kozłówce).

Integralnym elementem zespołu jest także kaplica pałacowa, wzniesiona w latach 1904–1909 i wzorowana na kaplicy wersalskiej. Obiekt ten podkreśla religijny wymiar życia dawnych mieszkańców Kozłówki, a zarazem stanowi przykład inspiracji architekturą francuską. Przy kaplicy udostępniono

również przestrzeń związaną z pobytem księdza Stefana Wyszyńskiego, który w czasie II wojny światowej ukrywał się w Kozłówce przez trzynaście miesięcy. Wątek ten wprowadza do narracji muzealnej istotny kontekst historyczny związany z okresem okupacji oraz działalnością konspiracyjną.



Ryc. 4. Kaplica pałacowa w Kozłówce (fot. Muzeum Zamoyskich w Kozłówce).

Istotnym uzupełnieniem programu zwiedzania są także inne obiekty zespołu pałacowego. W powozowni prezentowane są XIX- i XX-wieczne pojazdy konne oraz akcesoria podróżne, co pozwala lepiej zrozumieć dawne realia transportu i komunikacji. Z kolei w dawnej wozowni i stajni urządzono dwie ekspozycje sztuki socrealizmu, które – poprzez odpowiednio dobrane eksponaty – pełnią funkcję edukacyjną, ukazując zagrożenia związane z systemami totalitarnymi. Dopelnieniem tych ekspozycji są stojące na zewnątrz zdemontowane pomniki z okresu PRL-u.



Ryc. 5. Wystawa „Socrealizm. Galeria Sztuki” (fot. Muzeum Zamoyskich w Kozłówce).

W innych budynkach zespołu udostępnione są ekspozycje tematyczne, w tym: Rodzinny Album,

Lapidarium, Kozłówka na osi czasu, a także wystawy czasowe.

Nieodłącznym elementem założenia jest również rozległy, dwudziestohektarowy park otaczający pałac. Utrzymany w stylu francuskim ogród stanowi ważny komponent kompozycyjny całego zespołu, a zarazem przestrzeń rekreacyjną i krajobrazową. Starannie zaprojektowane aleje, żywopłoty oraz rabaty kwiatowe tworzą harmonijną całość, podkreślając reprezentacyjny charakter rezydencji.

Historia Kozłówki w XX wieku odzwierciedla złożone losy polskich rezydencji arystokratycznych. W czasie II wojny światowej majątek pozostał w rękach Zamoyskich, którzy angażowali się w działalność konspiracyjną i pomoc potrzebującym. Po 1944 roku nastąpiło upaństwowienie dóbr, a w pałacu utworzono muzeum. W kolejnych latach funkcjonowało ono jako Centralna Składnica Muzealna, by ostatecznie zostać reaktywowane w 1977 roku. Od 1992 roku nosi obecną nazwę, a jego status prawny został uregulowany w 2009 roku.

Dzięki tym przemianom Kozłówka uniknęła losu wielu innych rezydencji, które uległy zniszczeniu lub degradacji. Zachowanie zespołu pałacowo-parko-

wego oraz jego wyposażenia pozwoliło na stworzenie unikatowej ekspozycji muzealnej o wysokiej wartości poznawczej i edukacyjnej. Potwierdzeniem tego są liczne wyróżnienia, w tym prestiżowy Medal Europa Nostra oraz status Pomnika Historii.

Włączenie Muzeum Zamoyskich w Kozłowie do programu sesji terenowej konferencji stanowi zatem istotny element uzupełniający refleksję naukową. Bezpośredni kontakt z autentycznym obiektem pozwala uczestnikom na pogłębienie wiedzy teoretycznej oraz jej konfrontację z rzeczywistością materialną. Kozłówka jest miejscem, w którym historia, architektura i sztuka tworzą spójną całość, umożliwiając wieloaspektową analizę dziedzictwa kulturowego.

Wizyta w muzeum nie tylko wzbogaca program konferencji, ale także stanowi przykład efektywnego wykorzystania potencjału obiektów zabytkowych w działalności edukacyjnej i naukowej. Dzięki temu sesja terenowa zyskuje wymiar praktyczny, a uczestnicy mają możliwość bezpośredniego doświadczenia przestrzeni, która jest przedmiotem ich zainteresowań badawczych.