

LXXXVIII

ZJAZD NAUKOWY

POLSKIEGO

TOWARZYSTWA

GEOLOGICZNEGO



Perspektywy badań geologicznych,
hydrogeologicznych
i poszukiwań złóż w Małopolsce
w 120-lecie teorii płaszczowinowej
w Karpatach

18-20.05.2023

Dobczyce

MATERIAŁY ZJAZDOWE

Pod redakcją naukową
Agaty Jarzynki i Tadeusza Peryta

Współorganizatorzy



UNIwersytet
JAGIELLOŃSKI
W KRAKOWIE



Instytut Gospodarki
Surowcami Mineralnymi
i Energią
Polskiej Akademii Nauk



Ministerstwo
Klimatu i Środowiska

Patronat honorowy

Sponsor główny



Partnerzy



Patronat Honorowy



**Ministerstwo
Klimatu i Środowiska**

Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Główny Geolog Kraju,
Pełnomocnik Rządu ds. Polityki Surowcowej Państwa

Współorganizatorzy



**UNIwersYTET
JAGIELLOŃSKI
W KRAKOWIE**



Instytut Gospodarki
Surowcami Mineralnymi
i Energią
Polskiej Akademii Nauk

Sponsor Główny



Partnerzy



PATRONAT HONOROWY

Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Piotr Dziadzio,
Główny Geolog Kraju,
Pełnomocnik Rządu ds. Polityki Surowcowej Państwa

KOMITET HONOROWY

Prezes PTGeol **prof. dr hab. Tadeusz Peryt**
Prezes PSG **dr hab. inż. Beata Kępińska**
Wojewoda Małopolski **Łukasz Kmita**
Marszałek Województwa Małopolskiego **Witold Kozłowski**
Burmistrz Gminy i Miasta Dobczyce **Tomasz Suś**
Dyrektor PIG-PIB **dr inż. Mateusz Damrat**
Dziekan WGGiOŚ AGH **prof. dr hab. inż. Jacek Matyszkiewicz**
Dyrektor ING UJ **dr hab. Mariusz Kędzierski**
ING PAN **prof. dr hab. Ewa Słaby**
Dyrektor IGSMiE PAN **prof. dr hab. inż. Krzysztof Galos**
Dyrektor Tatrzańskiego Parku Narodowego **Szymon Ziobrowski**
Członek Zarządu Termy BUKOVINA **Edward Kuchta**

KOMITET NAUKOWY

Przewodniczący:
prof. dr hab. Alfred Uchman, ING UJ

Członkowie:
prof. dr hab. Paweł Aleksandrowski, PIG-PIB, UW
dr hab. inż. Józef Chowaniec, PSG
prof. dr hab. inż. Jan Golonka, WGGiOŚ AGH
prof. dr hab. Michał Gradziński, ING UJ
prof. dr hab. Andrzej Konon, WG UW
dr inż. Michał Krobicki, WGGiOŚ AGH
prof. dr hab. Stanisław Mazur, ING PAN
dr hab. inż. Michał Stefaniuk, WGGiOŚ AGH
prof. dr hab. Anna Świerczewska, WGGiOŚ AGH
dr hab. Anna Waśkowska, WGGiOŚ AGH
prof. dr hab. inż. Marek Wendorff, WGGiOŚ AGH
prof. dr hab. Antoni Wójcik, PIG-PIB

KOMITET ORGANIZACYJNY

Przewodniczący:
dr Rafał Sikora, PIG-PIB

Sekretarz:
dr Agata Jarzynka, ING PAN

Członkowie:
dr Krzysztof Starzec, WGGiOŚ AGH
dr inż. Andrzej Gałaś, IGSMiE PAN
dr hab. Renata Jach, ING UJ
dr hab. Artur Kędzior, ING PAN
dr Justyna Kowal-Kasprzyk, WGGiOŚ AGH
mgr Oliwia Kowalczevska, ING UJ
mgr Adam Kozłowski, PIG-PIB
dr hab. inż. Piotr Krzywiec, ING PAN
dr Mateusz Mikołajczak, ING PAN
mgr Krzysztof Ninard, ING UJ
dr Mariusz Paszkowski, ING PAN
dr Izabela Ploch, PIG-PIB
mgr inż. Justyna Ryłko-Frocisz, PIG-PIB
mgr Jarosław Zacharski, PIG-PIB

Redakcja naukowa: Agata Jarzynka, Tadeusz Peryt

Projekt graficzny i typografia: Justyna Ryłko-Frocisz,
Rafał Sikora, Adam Kozłowski
I strona okładki: Czarny Staw Gąsienicowy
Fot. Adam Kozłowski

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

ISBN 978-83-67672-97-9

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

Słowo wstępne

W postępie badań geologicznych czas płynie nieco wolniej niż w innych naukach, stosownie do bogactwa i skomplikowania procesów geologicznych zapisanych w strukturach geologicznych i ogromu czasu istnienia Ziemi, obejmującego przeszło 4,5 miliarda lat. Rozwój nauk geologicznych wciąż postępuje swoim ewolucyjnym tempem. Gromadzone są kolejne zasoby wiedzy oraz udoskonalane narzędzia poznawcze i analityczne. Aby poinformować środowisko naukowe o postępach badań, czy też zaspokoić ciekawość naukową i skonfrontować nowe pomysły, niezbędne są spotkania w gronie specjalistów. Względy te przyświecały ważnej idei, jaką jest organizacja 88. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, który odbywa się po czteroletniej przerwie spowodowanej pandemią SARS-Covid-19. Jest to powrót do ponad stuletniej tradycji, bowiem nasze zjazdy na stałe wpisały się w kalendarz wydarzeń naukowych w Polsce. Tym razem środowisko polskich geologów zaprosiliśmy do Małopolski, gdzie zostanie przedstawiony aktualny stan badań geologicznych, hydrogeologicznych i poszukiwań złóż surowców oraz perspektywy praktycznego wykorzystania tej wiedzy w przyszłości.

Organizacja 88. Zjazdu zbiega się ze 120. rocznicą zaprezentowania teorii płaszczowinowej podczas wycieczki w Tatry i Pieniny przy okazji IX

Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Wiedniu w 1903 r. Koncepcja przedstawiona przez młodego wówczas Maurice'a Lugeona spotkała się z dużym uznaniem Victora Uhliga, profesora Uniwersytetu Wiedeńskiego. Trafiła też na podatny grunt wśród polskich geologów i do dziś na jej kanwie rozpatrywane są problemy geologiczne regionu karpackiego.

Zjazd jest poświęcony również innym obszarom Małopolski i zagadnieniom wykraczającym poza ramy geologii podstawowej, złóż i geofizyki. W programie sesji znalazły się więc aspekty geologii stosowanej m. in. sozologii, geozagrożeń, hydrogeologii i geotermii, ważne z punktu widzenia praktyki zawodowej potrzebnej dla funkcjonowania społeczeństwa. Wieńcząca obrady sesja posterowa obejmuje zaś dokonania geologów na terytorium całej Polski. Tak zróżnicowana tematyka Zjazdu znajdzie swój oddźwięk w rozmowach i dyskusjach, również tych, które od lat mają miejsce podczas przed- i pokonferencyjnych sesji terenowych. Bez wątpienia sesje terenowe, których opis znajduje się w materiałach zjazdowych, dostępnych na stronie www.ptgeol.pl, są nie tylko kwintesencją naszych corocznych spotkań i jednym z najważniejszych elementów spajających nasze Towarzystwo, ale też trwałym i docenianym przez kolejne pokolenia, zapisem dorobku polskich geologów.

Rafał Sikora

**Przewodniczący Komitetu Organizacyjnego
88. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego**

SPIS TREŚCI

► PREZENTACJE

Barmuta, J., Ratschbacher, L., Seyedi, S.A. – Wstępne wyniki badań termochronologicznych w zachodniej części polskich Karpat Zewnętrznych.....	9
Biała, A. – Granica kelowej-oksford na obszarze krakowskim.....	9
Bilkiewicz, E., Jurek, K., Kowalski T., Więclaw, D., Kowalski, A. – Geneza gazu ziemnego akumulowanego w utworach zapadliska przedkarpackiego i jego podłoża w rejonie Kraków–Rzeszów.....	10
Bladusiak, P. – Analiza warunków hydrogeotermalnych w rejonie Inowrocław–Włocławek na podstawie danych archiwalnych i modeli 3D.....	10
Cabała, J. – Historyczne i współczesne składowiska odpadów po przeróbce rud Zn-Pb w rejonie olkuskim; potencjalne, czy realne zagrożenie dla środowiska.....	11
Chowaniec, J. – Bogactwo wód mineralnych, leczniczych i termalnych (geotermalnych) w województwie małopolskim.....	12
Cyglicki, M., Remin, Z. – RTidx: narzędzie do rejestrowania zmian hydrodynamiki środowisk depozycyjnych.....	12
Drozd, A. – Metodyka rekonstrukcji strukturalnej i procesów depozycyjnych basenu przedgórskiego na przykładzie wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, Dobczyce 2023.....	13
Fabiańska, M.J., Szram, E., Misz-Kennan, M., Ciesielczuk, J. – Markery geochemiczne obecne w poprzemysłowych glebach składowisk odpadów pohnicznych	14
Gałaś, A., Kot-Niewiadomska, A., Gałaś, S., Czerw, H. – Sozologiczne problemy w obszarze likwidowanej eksploatacji rud Zn-Pb w rejonie olkuskim.....	14
Gała, F., Skuza, F., Kuźma, A., Lemke, M., Biała, A., Weryński, Ł., Ninard, K., Hsieh S., Uchman, A. – Subfosylne tropy zwierząt w piaskach Pustyni Błędowskiej.....	15
Gągulski, T., Tott, M., Pawelec, K., Kłonowski, M., Patorski, R. – Monitoring Termiczny Płytkiego Podłoża Skalnego. Metodyka i wyniki pomiarów na przykładzie otworu TP-1 Budzów.....	16
Gąsienica, A., Kozłowski, A. – Mineralizacja siarczanowa w antyklinie Jankowej, Karpaty zewnętrzne – nowe stanowisko.....	16
Golonka, J., Waśkowska, A. – Stratygrafia i paleogeografia basenu zlatniańskiego (pieniński pas skałkowy).....	17
Gradziński, M., Sala, P. – Hiatusy w naciekach jaskiniowych i ich znaczenie środowiskowe.....	18
Granoszewski, W., Rytko-Frocisz, J., Wójcik, A. – Organiczne osady karpaccich zbiorników osuwiskowych jako źródło danych paleoklimatycznych	18
Jurek, K.J. – Zastosowanie analizy GC-MS do identyfikacji typu materii organicznej obecnej w warstwach spaskich i wierzowskich wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych.....	19
Jurek, K.J., Więclaw, D., Kowalski, A. – Geneza węglowodorów ciekłych występujących w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego.....	20
Kępińska, B. – Zagospodarowanie zasobów wód i energii geotermalnej z płaszczowinowych utworów Karpat w obrębie województwa małopolskiego.....	20
Kobyliński, K., Łoziński, M., Wysocka, A. – Zastosowanie metod petromagnetycznych w poszukiwaniu węglowodorów – badania wstępne	21
Kopciowski, R. – Rozwój facjalny warstw magurskich podjednostki Siar płaszczowiny magurskiej pomiędzy Ublą (Słowacja) a Suchą Beskidzką	22
Kornaś, P., Prus, M., Rudnicka, B. – Co w Ziemi piszczy, Dobczyce 2023.....	23
Kozłowski, A. – Aktualia kartografii geologicznej Karpat.....	23
Krobicki, M. – Polscy geolodzy łozańskie szkoły Maurice'a Lugeona z pienińsko-tatrzańskie perspektywy w 120-lecie teorii płaszczowinowej w Karpatach.....	24
Krzywiec, P., Bubniak, A., Bubniak, I., Oszczytko, N., Słonka, Ł. – Tektonika frontu orogenu karpacciego: porównanie strefy Kraków-Pilzno i Stary Sambor-Borysław.....	25
Kuźma, A., Krzyżowska, J. – Działalność Koła Naukowego Geologów Studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego w latach 2021-2023.....	26
Łój, M., Porzucek, S., Golonka, J. – Grawimetryczny obraz południowo-wschodniej części Karpat Polskich.....	26
Matyasik, I., Drozd, A., Sowizdzał, K., Spunda, K., Słoczyński, T., Kozłowski, A., Gąsienica, A., Wilk, A. – Efekty integracji działań interpretacyjnych geologiczno-geochemicznych w określeniu karpacciego systemu naftowego.....	27
Mol, S., Kuźma, A., Deryk, A., Mickiewicz, A., Ninard, K., Łapcik, P. – Zastosowanie metod wielowymiarowych w sedimentologii – nowe spojrzenie na żwiry serii witowskiej.....	27
Motyka, J., d'Obyrn, K. – Zmiany hydrogeologiczne po zakończeniu eksploatacji rud Zn-Pb w kopalni Olkusz-Pomorzany.....	28
Ninard, K. – Sukcesja osadowa Mierzei Wiślanej w odsłonięciach na budowie kanału żeglugowego.....	29
Paszkowski, M. – Nafciarze Przekłęci – dzieło i losy pionierów Borysławskiego Zagłębia Naftowego.....	31

Paszkowski, M., Kędzior, A., Mikołajczak, M. – Element Skrzydłnej w strefie lancorońsko-żegocińskiej jako unikalne okno z widokiem na strukturę stosu płaszczowin Karpat Zewnętrznych i ewolucję basenów turbidytowych.....	32
Patorski, R., Pawelec, K., Tott, M. – Bogactwo wód leczniczych doliny Popradu.....	32
Pieniądz, K., Misiaczek, P., Martuś, M., Łabaj, S., Smolarski, L., Cygal, A., Stefaniuk, M. – Przetwarzanie regionalnych profili sejsmicznych przecinających basen karpacki. Analiza wybranych elementów przetwarzania danych sejsmicznych istotnych w poszczególnych elementach strukturalnych.....	33
Ploch, I., Voigt, S., Raczyński, S. – Bogate znaleziska tropów permskich czworonogów w dolnopermskim piaskowcu budowlanym synklinorium śródsudeckiego.....	34
Sawa, R., Szczęch, R., Wójcik, J., Zapart, Z. – Koło Naukowe Kiwon – wczoraj i dziś na Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Dobczyce 2023.....	34
Sikora, R., Rubinkiewicz, J., Laskowicz, I., Budziński, D. – Występowanie osuwisk wzdłuż głównych nasunięć karpackich w obszarze między Skawą a Dunajcem (zewnętrzne Karpaty fliszowe)	35
Sikora, R., Wódka, M., Kamieniarz, S., Perski, Z., Karwacki, K., Przyłucka, M., Zając, M., Wojciechowski, T. – Rejestracja lejów zapadliskowych w świetle prac terenowych i nowoczesnych metod obrazowania powierzchni terenu – doświadczenia z realizacji zadań Centrum Geozagrożeń PIG-PIB.....	36
Siwek, P., Waśkowska, A., Wendorff, M. – Zróżnicowanie środowisk sedimentacji turbidytowej w basenie przedmagurskim: ograniczony strukturalnie minibasen versus system łobów stożka podmorskiego (oligocen, okna tektoniczne Szczawy i Kłęczan-Limanowej)	36
Spunda, K., Słoczyński, T. – Parametry kinetyczne kerogenu skał macierzystych polskiej części Karpat zewnętrznych jako czynnik determinujący dynamikę procesów generowania węglowodorów.....	37
Stefaniuk, M., Cygal, A. – Podłoże wschodniej części Karpat polskich w świetle nowych interpretacji danych geofizycznych.....	37
Strzelecki, P. – Mali świadkowie wielkich wydarzeń: tajemnicze historie karpackich regionalnych procesów deformacyjnych uwiecznione w mikrostrukturach deformacyjnych.....	38
Studencka, B., Górka, M., Jasionowski, M., Nast, D., Poberezhskyy, A., Stupka, O., Vernyhorova, Y. – Nowe dane o środkowym miocenie wzgórz Woroniańskich (zachodnia Ukraina, Środkowa Paratetyda).....	39
Studenckie Koło Naukowe STRATI – Z małżami grupy Lithotis przez świat (Maroko-Albania-Nepal) – geologiczne ekspedycje Koła Naukowego STRATI AGH.....	40
Szczuka, M., Gawęda, A., Waśkowska, A., Strzeboński, P. – Charakterystyka geochronologiczna minerałów ciężkich z egzotyków formacji istebniańskiej (Krzeszów Dolny, Zachodnie Karpaty Zewnętrzne) – badania wstępne.....	41
Waśkowska, A., Hnylko, S., Golonka, J., Kowal-Kasprzyk, J., Słomka, T., Bębenek, S. – Debryt podstawowyolistrostromy warstw popielskich (płaszczowina skolska, Karpaty zewnętrzne)	42
Waśkowska, A., Szczęch, M., Bębenek, S. – Zasięg i wiek łupków z Faronów (formacja ropianiecka, płaszczowina magurska).....	43
Wcisło, J. – Chemizm wód wybranych jaskiń południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej.....	44
Wiewiórska, K., Stępień, K., Esmund, M., Madej, K., Polak, D., Salwa, W., Domalik, D. – Szlakiem Profesora Walerego Goetla przez Krainę Łodu i Ognia z Kołem Naukowym Geoturystyka (AGH)	45
Witkowska, E.A. – Dinocysty dolnej kredy polskich Karpat zewnętrznych.....	45
Woyda, J., Waśkowska, A., Remin, Z. – Nowe dane biostratygraficzne o utworach formacji z Ropianki w rejonie Przemyśla (Jednostka skolska, Karpaty Zewnętrzne, Polska)	46
Ziarek, Z., Szczęch, R., Lukaj, K., Andrzejak, J. – W Poszukiwaniu Litu (Łuska Bystrego) – Projekt LiSEARCH Koła Naukowego Azymut AGH.....	47

► SESJE TERENOWE

SESJA TERENOWA >A

Alfred UCHMAN, Renata JACH – Śladem przełomowej dyskusji Mauricea Lugeona z Viktorem Uhligiem o płaszczowinowej budowie Tatr, Kasprowy Wierch–Przełęcz Liliowa–Skrajna Turnia.....	49
--	----

SESJA TERENOWA B.

Mariusz PASZKOWSKI, Artur KĘDZIOR, Mateusz MIKOŁAJCZAK, Krzysztof STARZEC, Marek WENDORFF, Aneta SIEMIŃSKA, Paweł GODLEWSKI, Alfred UCHMAN, Agata KUŹMA, Mateusz SZCZĘCH, Aleksander GAŚIENICA, Mateusz MOROZ, Adam KOZŁOWSKI – Jednostka okienna Skrzydłnej – kluczowy i najbardziej kontrowersyjny element Zachodnich Karpat fliszowych.....	63
--	----

SESJA TERENOWA C

Józef CHOWANIEC, Beata KĘPIŃSKA – Geotermia, wody mineralne i lecznicze Małopolski.....	117
---	-----

SESJA TERENOWA D

Andrzej GAŁAŚ, Jacek MOTYKA, Kajetan d'OBRYN, Rafał SIKORA, Małgorzata ŁASKAWIEC – Sozologia na terenie eksploatacji rud Zn-Pb w rejonie Olkusza.....	121
---	-----



88

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO
TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

ABSTRAKTY WYSTĄPIEŃ

Wstępne wyniki badań termochronologicznych w zachodniej części polskich Karpat Zewnętrznych

Jan BARMUTA¹, Lothar RATSCHBACHER² i Saeideh Asal SEYEDI²

¹ AGH – University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Kraków, Poland – jbarmuta@agh.edu.pl

² Geologie, Technische Universität Bergakademie, Freiberg, Niemcy

Ze względu na niski potencjał dla poszukiwań węglowodorów, zachodnia część polskich Karpat Zewnętrznych jest słabiej rozpoznana, a ilość danych geofizycznych i geologicznych znacznie ograniczona. Z drugiej strony, ten fragment łuku karpackiego wyróżnia się odmienną od części wschodniej budową strukturalną oraz stratygraficzną. Ostatnie prace sejsmiczne wskazują między innymi na gwałtowne wyklinowanie się jednostki śląskiej poniżej linii nasunięcia płaszczowiny magurskiej, oraz zastąpienie jej przez płaszczwinę dukielską. Na podstawie interpretacji danych geologicznych i geofizycznych stworzony został regionalny przekrój geologiczny na linii Zazriva – Skoczów obrazujący budowę karpackiego pasma fałdowo-nasuwczego oraz jego podłoża. Na jego podstawie stwierdzono, że powierzchnia odklucia kompleksu płaszczowin zapada pod kątem około 4° w kierunku południowym od około 500 w do 5500 m p.p.m. Dodatkowo, pomiędzy stropem podłoża krystalicznego a płaszcz-

winami karpackimi wyinterpretowano miąższą pokrywę skał osadowych. Przekrój geologiczny został uzupełniony o analizy trawne na apatytach (AFT) wykonane na dziesięciu próbkach pobranych z odsłoneń wzdłuż linii przekroju. Na podstawie wykonanych oznaczeń stwierdzono, że wszystkie próbki skał wieku oligoceńskiego są częściowo zresetowane. Z kolei próbki reprezentujące skały interwału eoceńsko-górnokredowego zlokalizowane zarówno w jednostce magurskiej, jak i śląskiej są całkowicie zresetowane. Próby pobrane z obszaru jednostki raczańskiej wykazują bardzo niski wiek apatytowy, to jest ok. 8 Ma. Wstępnie, wieki te interpretowane są przez nas jako efekt nasunięć pozasekwencyjnych lub jako efekt ekshumacji związanej z ekstensją. Z kolei, analizy AFT z próbek z podjednostki godulskiej dają powtarzalny wynik ok. 20 Ma, który jest przez nas interpretowany jako efekt ekshumacji związanej z epizodem nasuwczym.

Granica kelowej-oksford na obszarze krakowskim

Agata BIAŁA¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – agata.biala@student.uj.edu.pl

Na granicy kelowej-oksford doszło do zmiany charakteru sedymentacji węglanowej, a także do globalnych wahań temperatury i poziomu mórz (m. in. Giżejewska, Wieczorek, 1976; Dromart i in., 2003a, b). Analizy: $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, migracji fauny i innych aspektów sedymentologicznych wykazały ochłodzenie klimatu w badanym interwale (m. in. Dromart i in., 2003a, b), jednak wnioski te są nadal przedmiotem dyskusji (np. Wierzbowski i in., 2009). Z powyższych względów osady kelowej-oksfordu obszaru krakowskiego stanowią wartościowy materiał badawczy.

Celem prowadzonych badań jest analiza facjalna sukcesji kelowej-oksford z obszaru krakowskiego dla trzech profili: w Zalasie i Czatkowicach oraz na wzgórzu Czerwieniec. Osady kelowej-oksfordu to sekwencja transgresywna z przejściem od utworów silikoklastycznych deponowanych w środowisku przybrzeżnym szelfu klastycznego (zona

Herveyi) przez utwory węglanowe strefy sublitoralnej z warstwą bulastą (zony Koenigi, Calloviense) i stromatolitem (zona Lamberti?) przechodzące w margle reprezentujące kelowej najwyższy? – oksford najniższy). Profil cechuje się występowaniem luk stratygraficznych, kondensacją osadów, występowaniem redeponowanych litoklastów, śladami podmorskiej erozji lub korozji (por. Giżejewska, Wieczorek, 1976). Profile kelowej-oksfordu na obszarze krakowskim charakteryzują się znaczną lateralną zmiennością facjalną. W niedawno odsłoniętym profilu w Czatkowicach pod stromatolitem o miąższości do 20 cm znajduje się warstwa z licznymi amonitami, belemnitami obfitująca w ooidy żelaziste mająca około 30 cm miąższości. Jest ona odpowiednikiem tzw. „ooidu bałińskiego” znanego z zaburzonego soliflukcyjnie stanowiska w Balinie.

Badania zostały częściowo sfinansowane z grantu Judith McKenzie Fieldwork Award.

Literatura:

DROMART G., GARCIA J.-P., GAUMET F., PICARD S., ROUSSEAU M., ATROPS F., LECUYER C., SHEPPARD S.M.F. 2003a – Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 303: 667–707.
DROMART G., GARCIA J.-P., PICARD S., ATROPS F., LECUYER C., SHEPPARD S.M.F. 2003b – Ice age at the Middle-

Late Jurassic transition? *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 205–220.

GIŻEJEWSKA M., WIECZOREK J. 1976 – Remarks on the Callovian and Lower Oxfordian of the Zalas Area (Cracow Upland, Southern Poland). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 26: 167–175.
WIERZBOWSKI H., DEMBICZ K., PRASZKIER T. 2009 – Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: a record of a Late Callovian global sea-level rise? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283: 182–194.

Geneza gazu ziemnego akumulowanego w utworach zapadliska przedkarpackiego i jego podłoża w rejonie Kraków–Rzeszów

Elżbieta BILKIEWICZ¹, Krzysztof JUREK¹, Tomasz KOWALSKI¹, Dariusz WIĘCŁAW¹ i Adam KOWALSKI¹

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – ebil@agh.edu.pl

Szczegółowym badaniom geochemicznym, obejmującym analizę składu cząsteczkowego i składu trwałych izotopów węgla w węglowodorach i dwutlenku węgla, azotu w azocie cząsteczkowym i siarki w siarkowodorze, zostało poddanych 12 próbek gazu ziemnego pochodzących ze złóż (pól): Brzezówka, Gnojnica, Grobla, Jastrząbka Stara, Łąka, Ryłowa, Tarnów Jura, Tarnów, Wierchosławice i Zagorzyce. Dominującym składnikiem badanych gazów jest metan, którego zawartość wynosi od 33,5 do 98,6% obj. Spośród składników niewęglowodorowych w największej koncentracji występuje azot cząsteczkowy (do 27,4% obj.) oraz dwutlenek węgla (do 5,79% obj.). Siarkowódor stwierdzono wyłącznie w gazie akumulowanym w utworach mezozoicznego podłoża i jego stężenie wynosi od 2 ppm do 8,7% obj.

Gazy akumulowane w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego (ZP) zawierają przede wszystkim metan pochodzenia mikrobiального, powstały wskutek redukcji dwutlenku węgla, charakteryzujący się wartościami $\delta^{13}\text{C}$ poniżej -60‰. Jedynie w gazie pobranym z odwiertu Tarnów-81K stwierdzono gaz termogeniczny, niezwiązany genetycznie

z miocenną materią organiczną. Gaz ziemny akumulowany w utworach podłoża zapadliska przedkarpackiego (PZP) powstał przede wszystkim podczas różnych etapów przemian termogenicznych (od początkowej do końcowej fazy okna ropnego), na co wskazują wyższą zawartość izotopów ^{13}C i ^2H w metanie oraz wyższą zawartość węglowodorów C_{2+} niż w gazie miocennym. W badanym gazie ziemnym nie zaobserwowano śladów procesów wtórnych. Azot cząsteczkowy ma wspólną genezę związaną z wysokotemperaturową degradacją związków azotu zawartych w materii organicznej akumulowanej w utworach PZP. Dwutlenek węgla w gazie akumulowanym w utworach PZP powstał w wyniku procesów termicznego rozkładu materii organicznej, natomiast występujący w gazie miocennym powstał przede wszystkim wskutek procesów mikrobialnych. Skład izotopowy siarki w siarkowodorze wskazuje, że gaz ten powstał podczas termochemicznej redukcji siarczanów (TSR) w temperaturach powyżej 100°C.

Badania zostały wykonane w ramach realizacji projektu POIR.04.01.01-00-0046/19-00 finansowanego przez NCBiR oraz PGNiG S.A.

Analiza warunków hydrogeotermalnych w rejonie Inowrocław–Włocławek na podstawie danych archiwalnych i modeli 3D

Patryk BLADUSIAK¹

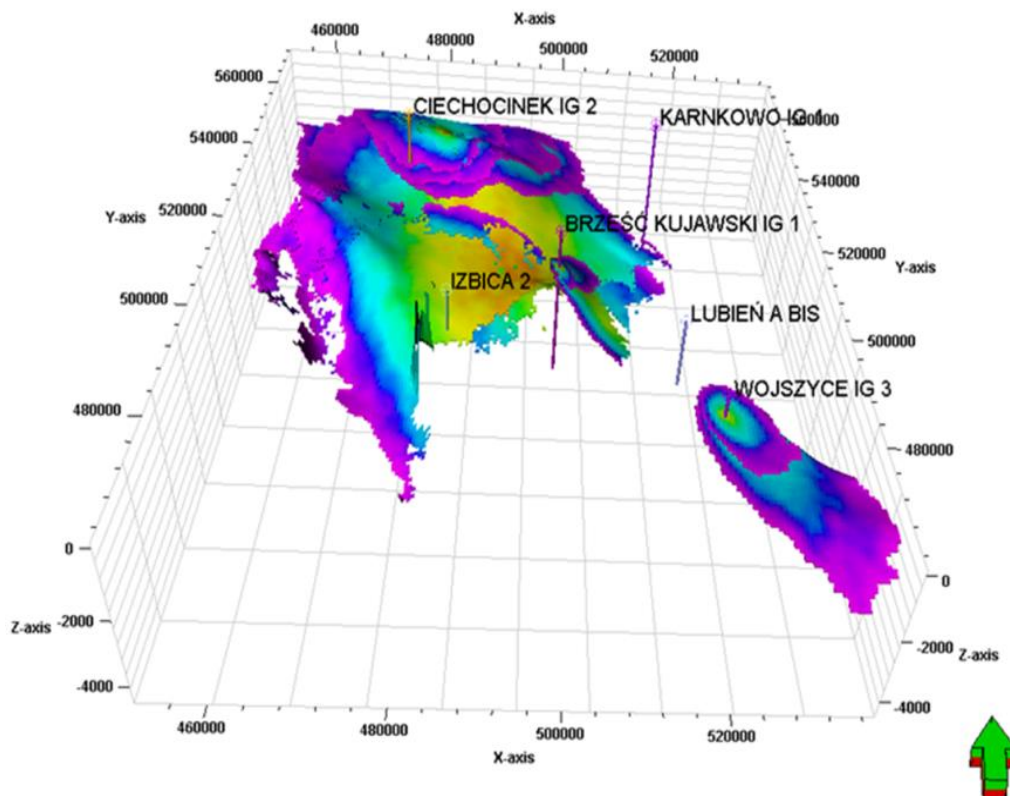
¹ Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy – pblad@pgi.gov.pl

Do analiz warunków hydrogeotermalnych wykorzystywane są geologiczne modelowania komputerowe. Opracowane w niniejszej pracy komputerowe modele geologiczne 3D pozwoliły na ocenę warunków hydrogeotermalnych w rejonie Inowrocław–Włocławek.

Model strukturalno-parametryczny utworów mezozoiku analizowanego obszaru obejmuje powierzchnię około 25 000 km² i zawiera przestrzenne rozkłady litologii oraz parametrów zbiornikowych skał: porowatości przepuszczalności oraz gęstości. W analizach uwzględniono również wpływ tektoniki

solnej na warunki hydrogeologiczne. Dzięki wynikom modelowań możliwe było wskazanie stref o najlepszych parametrach hydrogeotermalnych (Ryc. 1). Modele 3D wykonano z wykorzystaniem oprogramowania Petrel firmy Schlumberger, korzystając z da-

nych archiwalnych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego oraz danych Katedry Surowców Energetycznych WGGiOŚ AGH w Krakowie, w której realizowano pracę magisterską.



Ryc.1 Mapa rozkładu 3D z uwzględnieniem najkorzystniejszych wartości parametrów zbiornikowych, przepuszczalności powyżej 100 mD i porowatości efektywnej powyżej 15%.

Historyczne i współczesne składowiska odpadów po przeróbce rud Zn-Pb w rejonie olkuskim; potencjalne, czy realne zagrożenie dla środowiska

Jerzy CABAŁA¹

¹ Uniwersytet Śląski, Instytut Nauk o Ziemi, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec – jerzy.cabala@us.edu.pl

W 2021 roku zamknięto ostatnią kopalnię rud Zn-Pb „Pomorzany”. Ponad 800 lat górnictwa w rejonie olkuskim i jaworznickim trwale zapisało się w środowisku. Przekształcona została powierzchnia terenu, degradacji uległy gleby, drenaż górniczy zmienił układ hydrogeologiczny wód. Na powierzchni zdeponowano odpady pogórnice, poprzemysłowe oraz po hutnicze. W następstwie procesów urbanizacji, industrializacji i rozwoju rolnictwa szybko zanika informacja o dawnym górnictwie. Nie są znane lokalizacje składowisk i miejsc przeróbki rud (np. płuczek), praktycznie jedynymi metodami badań, które

dają możliwość identyfikacji dawnych składowisk są badania geochemiczne i mineralogiczne.

Składniki mineralne badanych odpadów reprezentują pierwotne i wtórne fazy mineralne oraz syntetyczne agregaty powstałe w procesach hutniczych. Zawierają: Zn, Pb, Fe, Cd, Tl, As, Sb, Ag oraz inne pierwiastki. Badania zespołów paragenetycznych oraz cech morfologicznych niektórych minerałów metalonośnych pozwoliły ocenić charakter odpadów, czy pochodzą ze wzbogacania lub hutnictwa lub górnictwa rud Zn-Pb. Badane odpady pochodziły z górnictwa i przeróbki rud Zn-Pb w średniowieczu,

dziewiętnastym oraz dwudziestym wieku z rejonu Olkusza, Bolesławia, Sławkowa i Jaworzna. Próbkę do badań pobierano: – na terenach dawnych płuczek zidentyfikowanych na starych mapach; – w miejscach prac archeologicznych; – na dawnych składowiskach (obecnie zrekultywowanych); – z profili gleb zanieczyszczonych np. przez wody z historycznych sztolni. Do badań wykorzystano metody: mikroskopii skaningowej (SEM/EDS), elektronowej mikroanalizy

rentgenowskiej (EPMA), rentgenostrukturalnych (XRD), analiz chemicznych (AAS).

Przedstawiono chemizm wybranych odpadów oraz potencjalne zagrożenie dla środowiska ze strony aktywnych geochemicznie faz bogatych w: Zn, Pb, Cd, As, Sb, Ag. Wskazano na cechy geochemiczne, które mogą być wykorzystane dla określenia indykatorów zanieczyszczenia gleb przez historyczne odpady z górnictwa i przeróbki rud Zn-Pb.

Bogactwo wód mineralnych, leczniczych i termalnych (geotermalnych) w województwie małopolskim

Józef CHOWANIEC¹

¹ *Polskie Stowarzyszenie Geotermiczne, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Gmach Główny AGH – A-O – chowaniec.surowka@gmail.com*

Obszar województwa małopolskiego jest zbudowany z pięciu dużych jednostek geologiczno-strukturalnych znacznie różniących się litologicznie. Powierzchniowo Karpaty (zewnątrzne i wewnętrzne) zajmują największą część województwa. Płaszczywinowa budowa Karpat powoduje szczególne uprzywilejowanie pod względem występowania wód mineralnych uznanych za lecznicze (ponad 1/3 spośród wszystkich złóż w Polsce) oraz wód termalnych w niecce podhalańskiej. Wyjątkowo obficie wody mineralne występują zarówno w obrębie Karpat fliuszowych, jak i w zapadlisku przedkarpackim, w drugiej pod względem wielkości jednostce geologiczno-strukturalnej.

W zapadlisku przedkarpackim występują złoża wód siarczkowych, natomiast w Karpatach, głównie złoża szczaw i wód kwasowęglowych (np. Krynica Zdrój, Muszyna, Piwniczna Zdrój, Szczawnica) oraz jedno złożo wód chlorkowych (Rabka Zdrój) i siarczkowych (Wapienne). Wodami leczniczymi są zarówno wody mineralne (o zawartości rozpuszczonych składników stałych powyżej 1 g/dm³) jak i wody słodkie (poniżej tej wartości), ale zawierające składniki swoiste.

Wody termalne to wody podziemne, których temperatura na wypływie ze źródeł lub odwiertów wynosi co najmniej 20°C. W województwie małopolskim wody termalne rozpoznane zostały dotychczas regionalnie na obszarze niecki podhalańskiej (Karpaty wewnętrzne) oraz punktowo na obszarze Karpat zewnętrznych, m. in. w Rabce Zdroju, Porębie Wielkiej i Skomielnej. Po raz pierwszy wody termalne o temperaturze 36°C na wypływie zostały odkryte na początku lat 60. XX wieku w otworze Zakopane IG-1 usytuowanym na Antałówce w Zakopanem. Odkrycie w latach 60. XX. wieku wód termalnych na Podhalu dało impuls do prowadzenia dalszych prac w tym rejonie. Obecnie (2023 r.) na terenie niecki podhalańskiej istnieje 15 otworów z wodami termalnymi. Wody termalne na tym obszarze są wykorzystywane do celów grzewczych oraz rekreacyjnych (baseny, parki wodne w Bukowinie Tatrzańskiej, Białym Dunajcu, Zakopanem, Białce Tatrzańskiej i Chochołowie), natomiast w Porębie Wielkiej (Karpaty zewnętrzne) od końca 2022 r. działa kompleks termalny o nazwie Termy Gorczańskie.

RTidx: narzędzie do rejestrowania zmian hydrodynamiki środowisk depozycyjnych

Michał CYGLICKI^{1,2} i Zbyszek REMIN¹

¹ *Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa – mcyglicki@uw.edu.pl*

² *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa*

Jedną z kluczowych ról w ostatecznym kształtowaniu zespołu mineralnego, przynajmniej w niektórych typach skał, ma sortowanie hydrauliczne, któremu podlegają zespoły mineralne

również na ostatnim etapie sedymentacji. Użytecznym narzędziem do odczytywania zmian energii środowiska depozycyjnego jest zaproponowany

wskaźnik opierający się na stosunku zawartości rutylu do turmalinu (RTidx), wyrażony wzorem:

$$RTidx = \frac{Rutyl}{(Turmalin + Rutyl)} * 100[\%]$$

Oba minerały wykazują wysoką odporność na wietrzenie chemiczne oraz abrazję mechaniczną. Wyraźnie różnicuje je gęstość, które dla rutylu i turmalinu wynoszą odpowiednio: 4,23 g/cm³ oraz 3.03-3.18 g/cm³ (wartości podane dla drawitu). W rezultacie ich dystrybucja jest zależna niemal wyłącznie od energii środowiska sedymentacyjnego, powodująca sortowanie hydrauliczne zespołów minerałów ciężkich.

Wskaźnik RTidx został przetestowany na niedawno odkrytych, środkowokampańskich (górną kreda) osadach o charakterze deltowym (Remin i in., 2022). Profil w Szozdach (Roztocze, SE Polska), zbudowany jest z trójdzielnych cyklotemów, z których każdy (jeśli kompletny) składa się z trzech ogniw – od dołu ku górze są to: mułowce wapniste, piaskowce wapniste oraz gezy.

W tak zdefiniowanych cyklotemach łatwo rozpoznać wyraźną odwrotną zależność pomiędzy turmalinem i rutylem. Aby podkreślić względne zmiany w zawartości tych dwóch faz mineralnych, obliczono standaryzowaną statystykę Z-score, która obserwowane różnice wyjątkowo uwypukla. W mułowcach obserwujemy wzrost zawartości turmalinów, z jednocześnie wyraźnym spadkiem rutyli. W piaskowcach trend jest dokładnie odwrotny. Taka odwrotna kore-

lacja występuje we wszystkich analizowanych cyklotemach.

Mówiąc prościej, (lżejszy) turmalin będzie transportowany i wynoszony dalej, do środowisk pro-delta i dalej, powodując dużą nadreprezentatywność tej fazy mineralnej, podczas gdy wyraźnie cięższy rutyl będzie deponowany bliżej np. ujścia rzek, gdzie energia jest większa. W konsekwencji, wzrost indeksu RTidx można odczytywać jako wzrost siły hydrodynamicznej środowiska sedymentacji.

Należy zauważyć, że stosunek RTidx ma pewne ograniczenia. Oba minerały powinny mieć podobny stopień obtoczenia ziarn. Ze względu jednak na wysoką odporność i zdolność do wytrzymania wielokrotnego recyklingu, są one często zachowane w postaci bardzo dobrze zaokrąglonych ziaren. Dlatego też stosunek RTidx może być stosowany jako dodatkowe narzędzie w rozpoznawaniu hydrodynamiki środowisk depozycyjnych.

Badania były finansowane przez Narodowe Centrum Nauki, w ramach grantu numer: UMO-2018/29/B/ST10/02947; *“Late Cretaceous tectonic evolution of the SE part of the Danish-Polish Trough; revision of the facial architecture and implication for the paleo- and paleobiogeography of Europe”*.

Literatura:

REMIN Z., CYGLICKI M., NIECHWEDOWICZ M. 2022 – Deep vs. shallow—two contrasting theories? A tectonically activated Late Cretaceous deltaic system in the axial part of the Mid-Polish Trough: a case study from southeast Poland. *Solid Earth*, 13(3): 681–703.

Metodyka rekonstrukcji strukturalnej i procesów depozycyjnych basenu przedgórskiego na przykładzie wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, Dobczyce 2023

Arkadiusz DROZD¹

¹ Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy ul. Lubicz 25 A, 31-503 Kraków – drozd@inig.pl

Utwory miocenu wypełniające zapadlisko przedkarpackie są od ponad 60 lat obiektem poszukiwania i eksploatacji gazu ziemnego. Jednak mimo to, nie zostały one nigdy dokładnie rozpoznane pod kątem wykształcenia litofacjalnego w szerokim, regionalnym ujęciu, uwzględniając przy tym wszystkie główne mechanizmy wpływające na rozmieszczenie osadu w basenie. Rozwiązanie przedstawionego zagadnienia badawczego jest możliwe poprzez przestrzenne modelowanie (3D) procesów depozycyjnych w układzie stratygraficznym. Tego typu złożone, wieloaspektowe rekonstrukcje w ujęciu regionalnym, muszą być na wstępie kalibrowane wynikami modeli 2D. Pozwalają one testować w relatywnie krótkim czasie obliczeniowym różne parametry kontrolujące rozwój basenu sedymentacyjnego.

Odtworzenie miocenijskiego basenu sedymentacyjnego zostało przeprowadzone w oparciu

o metodykę łączącą modelowanie: wsteczne w postaci rekonstrukcji strukturalnej 2D oraz wyprzedzające w postaci symulacji procesów sedymentacyjnych 2D. Prace te wykonano na modelu geologicznym, będącym zarówno osnową strukturalną, jak i stratygraficzną dla prowadzonych badań. Jego konstrukcję oparto na regionalnym trawersie sejsmicznym o długości 80 km, na którym zinterpretowano przebieg głównych granic o charakterze litostratygraficznym i stratygraficznym.

W procesie modelowania strukturalnego podłoża zapadliska przedkarpackiego, odtworzono jego morfologię i głębokości zalegania dla każdego z przyjętych paleokroków. Symulacja procesów depozycyjnych polegała na testowaniu i kalibracji różnych wartości parametrów kontrolujących rozwój basenów sedymentacyjnych, takich jak: założenia strukturalne ewolucji podłoża, przyjęte ramy czaso-

we, wydajności dostawy i transportu materiału klasycznego, zmiany eustatyczne, częściowo także obszary alimentacyjne.

Przyjęta metodyka i kalibracja założeń pozwoliły osiągnąć rezultaty oddające główne etapy

rozwoju basenu przedgórskiego. Wyniki te nawiązują do warunków geologicznych występujących we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego.

Markery geochemiczne występujące w glebach terenów silnie uprzemysłowionych

Monika J. FABIAŃSKA¹, Ewa SZRAM¹, Magdalena MISZ-KENNAN¹ i Justyna CIESIELCZUK

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

Organiczna frakcja gleb powstała samoistnie na materiale przemysłowym, jakim są odpady hutnicze, często oprócz naturalnych związków organicznych pochodzenia roślinnego zawiera również grupy związków organicznych pochodzących ze źródeł pirolitycznych i geochemicznych. Znaczniki geochemiczne (biomarkery) są związane z paliwami kopalnymi stosowanymi w procesie wytopienia. Ich zachowanie zależy od poziomu natlenienia, tj. jakości procesu wytopienia. Niespalone cząstki występują najczęściej w starszych, historycznych odpadach hutniczych, a najczęściej występującymi markerami geochemicznymi są acykliczne izoprenoidy, takie jak pristan i fitan oraz dojrzałe termicznie pentacykliczne triterpany (hopany i moretany), zwykle w zakresie od trisnorhopanu (Ts) do hopanów C33, podobnie jak w węglach kamiennych. Związki te mogą zachować systrybucje typowe dla paliwa źródłowego, co pozwala na określenie jego początkowych cech geochemicznych, takich jak środowisko sedymentacyjne, biologiczne źródła materii organicznej oraz stopień

dojrzałości. Najbardziej zmienione termicznie są lżejsze pentacykliczne triterpenoidy, tj. trisnorhopan i trisnor-neohopan (Tm). Wśród związków pirolitycznych najbardziej widoczne są wielopierścieniowe związki aromatyczne (WWA) i ich utlenione pochodne, powstające głównie w procesach pirolitycznych podczas wytopienia. Zwykle obejmują substancje o 2-6 skondensowanych pierścieniach, zarówno niepodstawionych, jak i podstawionych grupami alkilowymi (C1-C4), w tym benzofluoranteny, benzopireny czy benzo(ghi)perylene. Lżejsze alkilowane WWA wykazują dystrybucję związaną z paliwem źródłowym, a nie z pirolizą. Dystrybucje n-alkanów, ze względu na zanieczyszczenie n-alkanami pochodzącymi ze współczesnej glebowej materii organicznej, nie mogą być zastosowane w interpretacji geochemicznej, jednak można stwierdzić pewne zmiany w wyniku wprowadzenia n-alkanów pirolitycznych lub procesów wtórnych zachodzących w hałdzie.

Sozologiczne problemy w obszarze likwidowanej eksploatacji rud Zn-Pb w rejonie olkuskim

Andrzej GAŁAŚ¹, Alicja KOT-NIEWIADOMSKA¹, Slávka GAŁAŚ² i Hubert CZERW¹

¹ *Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, ul. Wybickiego 7A, Kraków – agalas@min-pan.krakow.pl*

² *AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków*

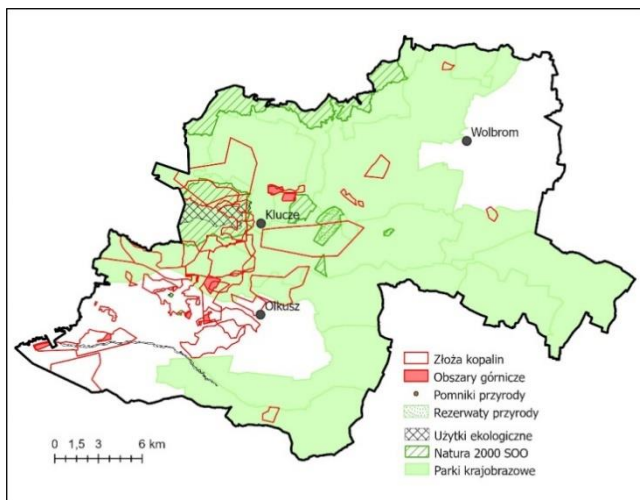
Rejon olkuski należy do Krakowsko-Śląskiego Zagłębia Kruszcowego i ma ponad 800-letnią tradycję wydobywania cynku, srebra oraz ołowiu. Pomimo zamknięcia kopalni Olkusz-Pomorzany w 2020 r., na terenie powiatu olkuskiego znajduje się wciąż 11 udokumentowanych złóż rud cynku i ołowiu, których zasoby bilansowe łącznie stanowią 38% krajowej bazy. Na omawianym terenie znajdują się znaczne zmiany powierzchni terenu, stosunków wodnych oraz skażenie gleb metalami ciężkimi. Są to

znaczne zasoby czwartorzędowych piasków: podszadzkowych i formierskich. Pozostałe kopaliny mają mniejsze, regionalne znaczenie, są to: złoża wapieni i margli dla przemysłu cementowego, surowce ilaste ceramiki budowlanej, kruszywa naturalnych oraz eksploatowane złoża kruszywa łamanych (Bilans Zasobów, 2022). Eksploatacja kopalni podziemna (ale stosunkowo płytka) oraz odkrywkowa spowodowały zarówno łatwe do prześledzenia formy: wyrobiska powierzchniowe piasku, zwałowiska, stawy osad-

nikowe, ale także trudne do odszukania ślady starszego górnictwa tj. szybiki, zapadliska, hałdy.

Rejon olkuski posiada duże walory krajobrazowe i przyrodnicze, które wyróżniają go w skali kraju (Niewdana, Reinfus, 2016). Główne walory krajobrazowe wynikają z budowy geologicznej monokliny śląsko-krakowskiej, która na tym obszarze charakteryzuje się licznymi wychodniami górnurajskich wapieni. Tworzą one brzegi dolin, kuesty oraz ostańce i skałki na wierzchołkach. Do tej pory ustanowiono na omawianym obszarze 3 parki krajobrazowe, 3 rezerваты, 3 użytki ekologiczne, oraz 6 siedliskowych obszarów Natura 2000 oraz liczne pomniki przyrody ożywionej i nieożywionej. Liczne są szlaki turystyczne piesze, rowerowe, konne oraz atrakcje w postaci zabytkowych zamków, kościołów i dworów. Są też zabytki związane z dawnym górnictwem rud cynku i ołowiu.

Rolnictwo nie jest szczególnym atutem ze względu na gleby, które powstały na piaskach lub rumoszach dolomitowych i wapiennych. Stąd stosunkowo duże kompleksy leśne, które w znacznym stop-



niu podnoszą walory krajobrazowe i są ostoją dla licznych gatunków zwierząt.

Likwidacja górnictwa rud cynku i ołowiu jest przyczyną poważnych problemów związanych ustaleniem nowych warunków przepływu wód podziemnych oraz wypływu i spływu wód powierzchniowych. Nie można wykluczyć, że na omawianym obszarze stale będzie istniało niebezpieczeństwo rozwoju zapadlisk związane z płytką eksploatacją podziemną i uwarunkowane budową nadkładu oraz stosunkami wodnymi (Wilk, Motyka, 1977). Jest to ważny i niestety negatywny czynnik mogący mieć wpływ na dalszy rozwój gospodarczy rejonu olkuskiego. Monitoring oraz wyznaczenie stref zagrożonych degradacją powierzchni muszą być uwzględnione w planowaniu przestrzennym. Dodatkowo w związku z zakończeniem eksploatacji będą pojawiać się zalewiska, co znacząco zmieni strukturę funkcjonalno-przestrzenną powiatu, w tym i charakter gospodarczy. Mimo wszystko zakończenie eksploatacji rud cynku i ołowiu może być szansą dla rozwoju regionu, np. poprzez wzmocnienie oferty turystycznej i kulturowej obszaru.

Literatura:

BILANS ZASOBÓW ZŁÓŻ KOPALIN W POLSCE wg. stanu na 31.12.2021., 2022. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
NIEWDANA J., REINFUS P. 2016 – Przewodnik po krainie Białej Przemyśi. Dla koneserów przyrody i kultury (t. 1). Powiat olkuski. Stowarzyszenie Szansa Białej Przemyśi.
WILK J., MOTYKA J. 1977 – Kontakty między poziomami wodonośnymi w oluskim rejonie kopalnictwa rud. ASGP, 47 (1): 115–143.

Ryc. 1. Uwarunkowania sozologiczne rozwoju gospodarczego w powiecie oluskim

Subfosylne tropy zwierząt w piaskach Pustyni Błędowskiej

Filip GAŁKA¹, Filip SKUZA¹, Agata KUŻMA¹, Mariusz LEMKE¹, Agata BIAŁA¹, Łukasz WERYŃSKI¹, Krzysztof NINARD¹, Shannon HSIEH¹ i Alfred UCHMAN¹

¹ Naukowe Geologów Studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego, Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – filip.galka@student.uj.edu.pl

We wschodniej części Wyżyny Śląskiej, na obszarze pomiędzy Dąbrową Górniczą a wsią Kłucza znajdują się rozległe piaszczyste tereny zwane Pustynią Błędowską. Pustynia Błędowska przeszła wieloetapowy rozwój, począwszy od naturalnej akumulacji piasków w plejstocenie, poprzez epizody wylesiania antropogenicznego (związane z wycinką

oraz eksploatacją triasowych złóż rud cynku i ołowiu oraz prowadzeniem ćwiczeń wojskowych), po ponowne zalesianie obszaru. W ostatnim czasie pojawiły się doniesienia o tropach kręgowców w osadach wydmy Litwy oraz Polski. Tropy bydła z antropocenu nie były dotąd opisane w literaturze, dlatego podjęto badania neoichnologiczne na Pustyni Błęd-

wskiej. Obecność tropów krów, koni, kóz i dzikich zwierząt w przypowierzchniowej warstwie piasku została wstępnie rozpoznana po raz pierwszy jesienią 2021. Wykonano rozpoznawcze wkopy w różnych lokalizacjach na obszarze pustyni. Tropy były odnajdywane na głębokości ok. 10–15 cm pod powierzchnią. W ten sposób udokumentowano odnalezione tropy i wstępnie rozpoznano ich przestrzenny zasięg występowania. Tropy były odnajdywane w północno-zachodniej, północnej oraz południowo-wschodniej części południowego fragmentu Pustyni

Błędowskiej. Zidentyfikowano również jedną paleościeżkę i kilka paleopastwisk. Wiek oraz dokładna geneza tropów została określona na drodze rozmów z okolicznymi mieszkańcami. Ze wspomnień starszych osób wynika, że bydło było wypasane tam przed II wojną światową, w jej trakcie, oraz krótko po niej, przez dzieci ze wsi Klucze.

Badania były finansowane przez Uniwersytet Jagielloński w ramach projektu Inicjatywa Doskonałości oraz przez Narodowe Centrum Nauki (Daina 1, 2017/27/L/ST10/03370).

Monitoring termiczny płytkiego podłoża skalnego. Metodyka i wyniki pomiarów na przykładzie otworu TP-1 Budzów

Tomasz GAĞULSKI¹, Małgorzata TOTT¹, Kamil PAWELEC¹, Maciej KŁONOWSKI² i Robert PATORSKI¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków – tomasz.gagulski@pgi.gov.pl

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Wsparcie transformacji energetycznej w Polsce jest jednym z zagadnień realizowanych przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB) w przedmiocie odnawialnych źródeł energii. W tym kontekście, w ramach zadań Państwowej Służby Geologicznej (PSG), PIG-PIB opracowuje Mapy Potencjału Geotermii Niskotemperaturowej (MPGN) dla wybranych obszarów w Polsce. Prezentowany poster omawia niniejsze zadanie w sposób ogólny, skupia się natomiast na monitoringu termicznym płytkiego podłoża skalnego prowadzonym w specjalnie do tego celu wykonanych otworach badawczych. W ramach zadania PSG w 2021 r. wykonano 5 tego typu otworów, co stanowi początek sieci obserwacyjno-badawczej właściwości termicznych podłoża do głębokości ok. 100 m.

Otwory rozmieszczono w różnych miejscach kraju ze względu na potrzebę uwzględnienia odmiennych warunków naturalnych, tj. budowy geologicznej, warunków geologicznych i klimatycznych. Poster przedstawia zakres wykonanych prac, metodykę pomiarów oraz wstępne wyniki badań na przykładzie otworu TP-1 Budzów, zlokalizowanego w wo-

jewództwie małopolskim, w powiecie suskim. Został on wykonany w ramach realizacji pierwszego etapu map MPGN. Otwór TP-1 Budzów, wykonany w maju 2021 r. do głębokości ostatecznej 99,9 m, jest przystosowany do prowadzenia punktowych pomiarów temperatury oraz profilowania temperaturowego i testów reakcji termicznej (TRT). W otworze zabudowano wymiennik ciepła, tj. pojedynczą U-rurkę wypełnioną wodnym roztworem glikolu propylenowego. Profilowanie temperaturowe we wszystkich otworach termicznego monitoringu, w tym w TP-1 Budzów, wykonywane jest w okresach wiosna, lato, jesień, zima. TRT przeprowadzono przed rozpoczęciem badań monitoringowych. Pomiary temperatury prowadzone są przy użyciu zestawu rejestratorów firmy Solinst. Dane o temperaturze w TP-1 Budzów są gromadzone od 2022 r. i obecnie obejmują jeden pełny cykl pomiarowy. Według pomiarów z 2022 r. wartość temperatury oscyluje w granicach od 5,70°C do 14,88°C, przy średniej 10,29°C. Dodatkowo na posterze prezentowane są wyniki pomiarów z pierwszego kwartału 2023 r.

Mineralizacja siarczanowa w antyklinie Jankowej, Karpaty zewnętrzne – nowe stanowisko

Aleksander GAĞIENICA¹ i Adam KOZŁOWSKI¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy – aleksander.gasienica@pgi.gov.pl

Mineralizacja siarczanowa występuje niemal we wszystkich poziomach litostratygraficznych fliszu

karpackiego (Kubisz, 1964; Gucwa, Pelczar, 1986). Genezę gipsów we fliszu karpackim między innymi

wiąże się oddziaływaniem roztworów siarczanowych w strefie hipergenicznej na skały zawierające węglan wapnia, siarczki lub materię organiczną (Kubisz, 1964). Nieco odmienny pogląd na proces powstawania tego rodzaju mineralizacji przedstawiał Dziadzio (2018), który zasugerował, iż powstawanie gipsów w warstwach menilitowych (oligocen) może mieć autigeniczny charakter i wskazuje na płytkowodne, hipersalinarnie środowisko depozycji.

W ramach prac kartograficznych prowadzonych na obszarze objętym arkuszem 1019 Ciężkowice, Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 (Cieszkowski i in., 1987) udokumentowano nowe stanowisko występowania mineralizacji siarczanowej we fliszu karpackim. Odsłonięcie znajduje się w obrębie warstw hieroglifowych (eocen) antykliny Jankowej stanowiącej strukturalny element w południowej części jednostki śląskiej.

W omawianym odsłonięciu występują relatywnie okazałe i znacznych rozmiarów (kilka centymetrów) kryształy gipsu. Mineralizacja gipsowa występuje w obrębie pakietu piaskowców i łupków (mułowców), zarówno na powierzchniach sedymentacyjnych, jak i spękań. Gipsy występują w formie żył, pojedynczych kryształów i zrostów o zróżnicowanych formach morfologicznych, w tym tzw. jaskółczych ogonów.

Literatura:

CIESZKOWSKI M., KOSZARSKI A., LESZCZYŃSKI S., MICHALIK M., RADOMSKI A., SZULC J. 1987 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Ciężkowice (1019). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

DZIADZIO P. 2018 – Środowisko sedymentacji warstw menilitowych w profilu łuski Stróż, jednostka śląska, Karpaty. Nafta-Gaz, LXXIV, 11: 813–820.

GUCWA I., PELCZAR A. 1986 – Minerale polskich Karpat. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa. ISBN 83-220-0282-3.

KUBISZ J. 1964 – Studium siarczanowych minerałów hipergenicznych. Prace Geologiczne, 26: 15–16.

Stratygrafia i paleogeografia basenu złatniańskiego (pieniński pas skałkowy)

Jan GOLONKA¹ i Anna WAŚKOWSKA¹

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – jgonka@agh.edu.pl

Formacja złatniańska została wyróżniona przez Sikorę (1971) w oparciu o inwentarz litologiczny odsłonięć na górze Złatne koło Niedzicy. Kolejno, nazwa ta została użyta dla określenia sukcesji występującej w południowej części pienińskiego pasa skałkowego oraz dla basenu, w którym ta sekwencja została zdeponowana.

Basen złatniański należał do Tetydy alpejskiej. Jego powstanie związane było wypiętrzeniem w środkowej jurze grzbietu czorsztyńskiego, który spowodował podział Tetydy alpejskiej i wyodrębnienie dwóch basenów: magurskiego i złatniańskiego. Basen złatniański znajdował się po południowo-zachodniej stronie grzbietu i graniczył z Karpatami centralnymi. Na północno-zachodnim stoku basenu osadzały się sukcesje czorsztyńska, czertezicka, niedzicka, pienińska i braniska (Birkenmajer, 1977). Na południowo-wschodnim stoku prawdopodobnie deponowane były sukcesje, które wyróżniane są na Słowacji (Golonka i in., 2019), aczkolwiek ich pozycja paleogeograficzna nie została dotąd dokładnie ustalona. W centralnej części basenu złatniańskiego powstała sukcesja złatniańska (Golonka, Krobicki, 2004).

Na sukcesję złatniańską składają się utwory krzemionkowo-wapienne oraz piaskowcowo-mułowcowo-margliste. Ich depozycja wiązała się z różnymi warunkami środowiskowymi i odpowiada dwóm fazom rozwoju basenu. Utwory krzemionkowo-wapienne, wieku bajos–alb, powstawały głównie podczas sedymentacji pelagicznej. W ich skład wchodzi

silnie skondensowana seria, która jest zbudowana głównie z wapieni rogowcowych oraz radiolarytów. Utwory te osiągają miąższości od kilku do najwyżej kilkudziesięciu metrów. Kondensacja jest wynikiem selektywnego rozpuszczenia osadzonych węglanów. W albie basen złatniański został objęty sedymentacją fliszową, która trwała aż do neogenu. Powstawały wówczas utwory piaskowcowe, mułowcowe i margliste. Flisz złatniański zawiera olistolity i reprezentuje melanż sedymentacyjny. Albska sedymentacja fliszowa rozpoczęła synorogeniczny etap rozwoju basenu, który został zapoczątkowany subdukcją oceanicznego podłoża basenu pod płytę centralno-karpacką. Efektem subdukcji było uformowanie przyzmy akrecyjnej, która pod koniec kredy zaczęła przekraczać grzbiet czorsztyński. W kolejnych etapach powstał basen niesiony (*piggy-back*), w którym sedymentacja turbidytowa i pelagiczna trwały do neogenu. Podczas ruchów orogenicznych utwory basenu złatniańskiego zostały przekształcone w tektoniczną jednostkę złatniańską, należącą do struktury pienińskiego pasa skałkowego. Jednostka ta jest najlepiej odsłonięta w Pieninach Spiskich w Polsce oraz w rejonie Haligovce – Veľký Lipník w Małych Pieninach na Słowacji.

Badania zostały wykonane w ramach grantu NCN 2019/35/B/ST10/00241 sfinansowanego przez Narodowe Centrum Nauki.

Literatura:

BIRKENMAJER K. 1977 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45 (2): 1–159.
GOLONKA J., KROBICKI M. 2004 – Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110: 5–14.
GOLONKA J., PIETSCH K., MARZEC P., KASPERSKA M., DEC J., CICHOSTĘPSKI K., LASOCKI S. 2019 – Deep structure of the

Pieniny Klippen Belt in Poland. *Swiss Journal of Geosciences*, 112: 475–506.

SIKORA W. 1971 – Esquisse de la tectogénèse de la zone des Klippes des Pieniny en Pologne d'après de nouvelles données géologiques. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 221–239.

Hiatusy w naciekach jaskiniowych i ich znaczenie środowiskowe

Michał GRADZIŃSKI¹ i Przemysław SALA¹

¹ *Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Kraków – michal.gradzinski@uj.edu.pl*

Nacieki jaskiniowe są obecnie powszechnie stosowane w badaniach paleośrodowiskowych, gdyż są bardzo precyzyjnym i wiarygodnym zapisem dawnych zmian paleoklimatycznych. Jednakże zazwyczaj zawierają one liczne hiatusy, których geneza często pozostaje niejasna. Hiatusy takie w skrajnym przypadku rejestrują nawet większość czasu reprezentowanego przez dany naciek. Z tego względu hiatusy mogą dostarczyć niezwykle istotnych informacji dotyczących dawnych zmian paleośrodowiskowych.

Obecnie prowadzone są badania mierzące do określenia genezy hiatusów i zestawu diagnostycznych cech pozwalających na identyfikację procesów prowadzących do ich powstania. Badania obejmują zarówno współcześnie zachodzące procesy korozji nacieków, jak i sekwencje mikrofacjalne nacieków jaskiniowych. Na podstawie studiów literatury i dotychczas przeprowadzonych badań można wyróżnić cztery zasadnicze grupy hiatusów.

1. Wyraźne powierzchnie korozyjne zaznaczające się śladami rozpuszczania podłoża są czytelnym świadectwem hiatusu we wzroście nacieków. Takie hiatusy charakteryzują się nieregularnym reliefem powierzchni rozpuszczanej, który może sprzyjać depozycji materiału detrytycznego, zwykle o rezydualnym charakterze w lokalnych zagłębieniach. Wiele czynników środowiskowych prowadzi do powstania tego rodzaju hiatusów. Są to m. in.: (i) szybki napływ agresywnej wody perkolacyjnej ze strefy epikrasu, co

może być związane z wilgotnymi warunkami klimatycznymi, (ii) epizody zalania jaskini poprzez spiętrzenie wód podziemnych rzek, (iii) aktywność nietoperzy i powiązana z nią akumulacja guana, i (iv) korozja kondensacyjna.

2. Obecność w naciekach jaskiniowych lamin złożonych z materiału detrytycznego, często o allogenicznym charakterze. Ponowny wzrost nacieku ponad tego typu hiatusem jest związany z renukleacją kryształów. Depozycja materiału detrytycznego nie zawsze jest związana z korozją niżej ległej części nacieku. Materiał detrytyczny może zawierać znaczne ilości sadzy będącej efektem spalania drewna w jaskini przez zamieszkujących ją ludzi prehistorycznych.

3. Hiatus związany z zatrzymaniem wzrostu lecz bez niszczenia nacieku i bez akumulacji materiału detrytycznego. Zazwyczaj rozpoznanie tego typu hiatusów jest trudne, gdyż młodsze kryształy dziedziczą swoje cechy optyczne po kryształach starszych (wzrost epitaksjalny).

4. Mechaniczna dezintegracja (kruszenie) nacieków prowadząca do powstania ostrej granicy zazwyczaj wyraźnie rozcinającej starszą część nacieku. Powody powstania takich nacieków to różnorodne czynniki, takie jak trzęsienie ziemi, niestabilność grawitacyjna, wietrzenie mrozowe, a także aktywność człowieka.

Badania są finansowane z grantu Narodowego Centrum Nauki nr 2019/35/B/ST10/04397.

Organiczne osady karpackich zbiorników osuwiskowych jako źródło danych paleoklimatycznych

Wojciech GRANOSZEWSKI¹, Justyna RYŁKO-FROCISZ¹ i Antoni WÓJCIK¹

¹ *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy – jryl@pgi.gov.pl*

W Karpatach fliszowych osuwiska są zjawiskiem powszechnym, mającym wpływ na krajobraz, a przez to na populację ludzi zamieszkujących daną okolicę. Liczne ruchy masowe są skutkiem między innymi powtarzających się obfitych opadów i inten-

syfikacji erozji rzecznej. Często w niszach osuwiskowych powstają torfowiska, których osady są bardzo cennym archiwum zmian klimatycznych (Margielewski, 2006). Według Alexandrowicza (1997) i Margielewskiego (2006 i inne prace) koncentracja dat ra-

diowęgłowych osuwisk w Karpatach skupia się w kilku fazach i nawiązuje zarówno do lokalnych, jak i regionalnych zmian klimatu w holocenie. Jedną z najlepszych metod rekonstrukcji paleoklimatu w czwartorzędzie jest metoda analizy pyłkowej.

W trakcie opracowania metodą analizy pyłkowej są dwa profile osadów torfowych nawierconych w październiku 2021 w ramach badań terenowych SOPO: Kamień i Jawor. Stanowisko Kamień (miąższość nawierconych osadów organicznych: 9,5 m) znajduje się w gminie Jaśliska we wschodniej części Beskidu Niskiego. Natomiast drugie stanowisko (Jawor, miąższość osadów organicznych: 3 m) rozwinęło się na zboczu góry Jawor w zachodniej części Bieszczad w powiecie leskim. Obydwa zbiorniki powstały w obrębie nisz osuwisk skalnych rozwinętych w efekcie grawitacyjnych ruchów masowych. Na podstawie wyników badań palinologicznych oraz wykonanych datowań radiowęglowych AMS początek akumulacji serii organicznej w Kamieniu ustalono na przejściu okresu borealnego i atlantyckiego, a w Jaworze na okres atlantycki.

Usytuowanie badanych stanowisk pozwoli na prześledzenie migracji na teren Polski SE gatunków drzew tworzących piętra roślinne w Karpatach. Obszar ten odgrywał kluczową rolę w postglacjalnej rekolonizacji drzew w Polsce południowo-wschodniej. Niektóre gatunki np. grab (*Carpinus betulus*) migrowały na tereny Polski dwoma szlakami migracyjnymi: od południa i od wschodu po łuku Karpat. Ważną rolę odgrywały w pierwszym szlaku przełęcze: Tylicka,

Dukielska i Łupkowska. Drugi szlak migracyjny prowadził z południowego wschodu i miał istotne znaczenie dla ekspansji buka (*Fagus silvatica*). Z kolei jodła (*Abies alba*) rozprzestrzeniała się na opisywany obszar od zachodu. Datowanie radiowęgłowe osadów zbadanych metodą analizy pyłkowej i porównanie ich z nielicznymi sukcesjami pyłkowymi z tego obszaru, oraz mapami izopolowymi Polski (Ralska-Jasiewiczowa i in., 2004) pozwoli na bliższe poznanie szlaków i etapów migracyjnych drzew tworzących piętra roślinne w Karpatach Wschodnich. Dane palinologiczne są też doskonałym źródłem wiedzy o działalności człowieka i jego wpływie na krajobraz. Z badań archeologicznych wynika, że teren był zamieszkały od późnego neolitu (Wacnik i in., 2016).

Literatura:

ALEXANDROWICZ S.W. 1997 – Holocene dated landslides in the Polish Carpathians. In: B. Frenzel (ed), Rapid mass movements as a source of climatic evidence for the Holocene. Palaeoclimate Research, 19: 75–83.

MARGIELEWSKI W. 2006 – Records of the Late Glacial e Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts, Polish Outer Carpathians. Folia Quaternaria, 76: 1–149.

RAJSKA-JASIEWICZOWA M i in. (ed.). 2004 – Late Glacial and Holocene History of Vegetation in Poland Based on Isopollen Maps. W Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences, Kraków.

WACNIK A., NALEPKA D., GRANOSZEWSKI W., WALANUS A., MADEYSKA E., CYWA K., SZCZEPANEK K., CIEŚLAK E. 2016 – Development of modern forest zones in the Beskid Niski Mts, and adjacent area (Western Carpathians) in the late Holocene: A palaeobotanical perspective. Quaternary International, 415: 303–324.

Zastosowanie analizy GC-MS do identyfikacji typu materii organicznej obecnej w warstwach spaskich i wierzowskich wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych

Krzysztof J. JUREK¹

¹ Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – kjurek@agh.edu.pl

Czarne łupki warstw spaskich i wierzowskich (dolna kreda) są bogate w materię organiczną. Wyniki analizy Rock-Eval sugerują dominację lądowego kerogenu (typu III lub III/II; Kosakowski et al., 2009). Analizę GC-MS wykonano dla ekstraktów otrzymanych z dwóch, wyselekcjonowanych próbek dolnokredowych czarnych łupków: KRZ-3 (TOC = 1,9% wag., HI = 153 mg HC/g TOC), pobranej z odsłonięcia łupków spaskich w rejonie Krzeczkowej (j. skolska) oraz BIG-2 (TOC = 3,6% wag., HI = 208 mg HC/g TOC), pobranej z odsłonięcia warstw wierzowskich w okolicy Sanoka (Biała Góra) (j. śląska). Szczegółowe badania składu biomarkerów (dystrybucji n-alkanów, steranów, triterpanów, aromatycznych pochodnych diterpenów oraz fenoli), nie wykazały charakterystycznych cech lądowego kerogenu typu III, ale wskazały na istotny udział

materii pochodzącej od organizmów eukariotycznych oraz bentonicznych mikro-organizmów niefotosyntetyzujących (kerogen typu II) oraz znaczne stężenia wielopierścieniowych węglowodorów aromatycznych, których obecność jest wiązana z dostarczaną z łądu zwęgloną materią organiczną, świadczącą o znaczącym udziale niegeneratywnego kerogenu typu IV (Marynowski, Simoneit, 2009). Stąd nasuwa się wniosek, że materia organiczna w czarnych łupkach dolnokredowych jest mieszaniną ropotwórczego kerogenu typu II i niegeneratywnego kerogenu typu IV.

Badania zostały wykonane w ramach projektu INNKARP pt. Opracowanie innowacyjnej koncepcji poszukiwania złóż węglowodorów w głębokich strukturach Karpat Zewnętrznych (nr umowy POIR.04.01.01-00-0006/18-00).

Literatura:

KOSAKOWSKI P., WIĘCŁAW D., KOTARBA M. J. 2009 – Charakterystyka macierzystości wybranych utworów fliszowych w przygranicznej strefie Polskich Karpat Zewnętrznych. *Geologia*, 35: 155–190.

MARYNOWSKI L., SIMONEIT B. R. T. 2009 – Widespread Upper Triassic to Lower Jurassic wildfire records from Poland: Evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons. *Palaios*, 24: 785–798.

Geneza węglowodorów ciekłych występujących w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego

Krzysztof J. JUREK¹, Dariusz WIĘCŁAW¹ i Adam KOWALSKI¹

¹ *Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – kjurek@agh.edu.pl*

Obecność węglowodorów ciekłych [kondensat (K)/ropa (R)] została stwierdzona w niektórych złożach gazu ziemnego akumulowanych w utworach miocenu zapadliska przedkarpackiego: Przemyśl (K), Kramrzówka (K), Kielanówka–Rzeszów (K) i Tarnów (R). W celu określenia typu genetycznego oraz stopnia przeobrażenia macierzystego kerogenu oraz identyfikacji procesów wtórnych (biodegradacja, kraking termiczny, przemiywanie wodą, odparowanie frakcyjne, termochemiczna redukcja siarczanów) pobrano 14 próbek kondensatu i 1 próbkę ropy z ww. złóż oraz wykonano zestaw badań analitycznych obejmujący analizę gęstości, zawartości siarki, GC-FID surowej próbki, GC-MS frakcji węglowodorów (HC) nasyconych i HC aromatycznych, GC-MS/MS frakcji HC nasyconych oraz składu trwałych izotopów węgla w kondensacie/ropie oraz ich frakcjach.

Skład trwałych izotopów węgla w kondensatach/ropie i ich poszczególnych frakcjach zmienia się w wąskim zakresie świadcząc, że węglowodory zostały wygenerowane z tego samego typu materii organicznej. W wielu kondensatach stwierdzono brak lub śladowe ilości steraanów oraz hopanów, a w składzie terpanów dominują diterpany, które są biomarkerami roślin wyższych (także iglastych, żywicujących). Wartości wskaźników biomarkerowych i niebiomarkerowych świadczą o dominującej roli lądowej materii organicznej i utleniających warunkach deponowania macierzystej materii organicznej wszy-

stkich kondensatów (środowisko fluwialno-deltowe w zatoce lub estuarium). We wszystkich próbkach kondensatów udało się oznaczyć diamandoidy, które niejednokrotnie występują w bardzo wysokich koncentracjach, a obliczone wskaźniki sugerują bardzo wysoki stopień dojrzałości termicznej i zaawansowane procesy krakingu termicznego. Prawdopodobnie kondensaty w przeważającej masie zostały wygenerowane w głęboko pograżonych utworach miocenu lub paleozoiczno–mezozoicznego podłoża (w rejonie Rzeszowa), na wysokim stopniu dojrzałości (powyżej 1.3% Ro), i po migracji do płycej zalegających utworów miocenu wymieszały się z węglowodarami generowanymi „in situ” wypłukując ze skał i bituminów niektóre węglowodory (w tym sterany i terpany). Dodatkowo węglowodory ciekłe w niektórych złożach zostały „przeplukane” przez gaz ziemny, co doprowadziło w wielu przypadkach (kondensaty ze złoża Przemyśl i Rzeszów) do usunięcia prawie wszystkich węglowodorów krótkołańcuchowych. Parametry i wskaźniki ropy naftowej pobranej ze złoża Tarnów świadczą, że jest ona związana genetycznie z przeobrażeniem na etapie okna ropnego (0.6–0.8%Ro) algowej materii organicznej zdeponowanej w skałach węglanowych (najprawdopodobniej utwory jury górnej).

Badania zostały wykonane w ramach realizacji projektu POIR.04.01.01-00-0046/19-00 finansowanego przez NCBiR oraz PGNiG S.A.

Zagospodarowanie zasobów wód i energii geotermalnej z płaszczowinowych utworów Karpat w obrębie województwa małopolskiego

Beata KĘPIŃSKA^{1,2}

¹ *Polskie Stowarzyszenie Geotermiczne (PSG), Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Gmach Główny AGH – A-O – bkepinska@interia.pl*

² *Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN (IGSMiE PAN), ul. Józefa Wybickiego 7 A, 31-261 Kraków*

Wody podziemne należą do cennych bogactw naturalnych Karpat, Są wśród nich m.in. wody geotermalne (termalne). Traktowane są one także jako odnawialne źródło energii – nośnik ciepła Ziemi. W Karpatach zewnętrznych ich występowanie jest ograniczone do niewielkich obszarów (a nawet ma charakter punktowy), związane z seriami podłoża lub też z seriami fliszowymi płaszczowin karpackich, niekiedy w strefach ich nasunięć i uskoków.

Na terenie województwa małopolskiego wody te są dotychczas stosowane w Rabce Zdroju oraz (od 2022 r.) w ośrodku rekreacyjnym w Porębie Wlk. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne mieszczą się w zakresie kilku – kilkunastu m³/h, temperatury wód na wypływach z otworów wynoszą odpowiednio 28 i 42°C, mineralizacja przekracza 20 g/dm³. Głównym obszarem występowania tych wód są natomiast Karpaty wewnętrzne – w Polsce jest to Podhale (podłoże podfliszowe niecki podhalańskiej). Skalami zbiornikowymi są przede wszystkim wapienie i dolomity triasu środkowego, wchodzące w skład płaszczowinowej jednostki reglowej dolnej (kriżniańskiej) i górnej (choczańskiej). W ich stropie znajdują się często węglanowe serie eocenu środkowego. Zatwierdzone zasoby eksploatacyjne wód wynoszą od kilku do 550 m³/h (warunki artezyjskie i subartezyjskie), temperatury na wypływach z ujęć wynoszą 20–86°C, mineralizacja nie przekracza 3 g/dm³.

Przesłanką występowania wgłębnych wód geotermalnych na północ od Tatr była cieplica w Jaszczurówce koło Zakopanego (opisana naukowo po raz pierwszy przez Zejsznera w 1844 r.). Potwierdził to otwór Zakopane IG-1 wykonany w latach 1961–1963, a zaprojektowany i udokumentowany przez prof. Stanisława Sokołowskiego (1973). Ujęta z niego woda (później także z sąsiedniego otworu Zakopane 2) była wykorzystywana do 2001 r. w niewielkim ośrodku kąpielowym. Od 2006 r. w jego miejscu działa kompleks Term Zakopiańskich (nazwa od stycznia 2023 r.).

Początki energetycznego wykorzystania wód geotermalnych na Podhalu (i jednocześnie w Polsce) sięgają przełomu lat 80. i 90. XX w. – była to inicjatywa specjalistów z PIG (obecnie PIG-PIB), AGH i CPPGSMiE PAN (obecnie IGSMiE PAN). W 1992 r. uruchomiono pierwszy w Polsce Doświadczalny Zakład Geotermalny PAN Bańska – Biały Dunajec, na bazie otworów Bańska IG-1 i Biały Dunajec PAN-1. Poprzedził on powołanie firmy pod obecną nazwą PEC Geotermia Podhalańska S.A., która realizuje

duży projekt geotermalnego ciepłownictwa sieciowego, stale powiększając jego zasięg. Do końca 2022 r. podłączonych było do sieci ponad 1600 obiektów: głównie w Zakopanem (ok. 40% rynku ciepła), a także w Bańskiej Niżnej, Białym Dunajcu, Poroninie. Sprzedaż ciepła w 2002 r. wyniosła 533 tys. GJ.

Ciepło geotermalne przynosi znaczące efekty ekologiczne, jest niezawodne, stabilne cenowo, tańsze niż z paliw kopalnych, odbiorcy chwalą sobie też komfort, niezawodność i bezpieczeństwo użytkowania. Dotychczas na Podhalu wykonano 17 otworów, w których stwierdzono wody geotermalne (dwa kolejne są w trakcie realizacji). Większość z nich jest eksploatowana (dla ciepłownictwa, przez kilka dużych „term”). W marcu 2023 r. rozpoczęto wiercenie kolejnego otworu – w Szaflarach, o planowanej głębokości 7 km. Wśród celów tego otworu jest m.in. nawiercenie i rozpoznanie podłoża mezozoicznych struktur płaszczowinowych, potwierdzenie obecności ewentualnych poziomów wód geotermalnych zalegających głębiej niż dotychczas eksploatowany zbiornik środkowotriasowy (a zatem o wyższych temperaturach) – na możliwość jego występowania wskazują badania z 1981 r. przy użyciu rurowego próbnika złoża w otworze Bańska IG-1, kiedy na głębokości ok. 4800 m p.p.t. uzyskano dopływ wody z płuczką, a temperatury według pomiarów wynoszą na tych głębokościach 120–130°C (Sokołowski, 1992). Otwór ten będzie służył do pozyskiwania ciepła geotermalnego dla pobliskich miejscowości, w tym Nowego Targu. W przypadku potwierdzenia obecności wód o odpowiednich temperaturach, rozważona będzie też kogeneracja energii elektrycznej oraz ciepła (w tzw. układzie binarnym).

Drugą istotną dziedziną stosowania wód i energii geotermalnej na Podhalu jest rekreacja i wypoczynek. W latach 2006–2016 otwarto siedem dużych ośrodków – term. Jest to bardzo atrakcyjna oferta turystyczna, przyciągająca tysiące osób, impuls dla lokalnego rozwoju gospodarczego, sektora usług, miejsc pracy. Jeden z takich ośrodków jest w programie wycieczki.

Literatura:

SOKOŁOWSKI J. 1992 – Dokumentacja geosynoptyczna otworu geotermalnego Bańska IG-1. Geosynoptyka i Geotermia, t. 1, wyd. CPPGSMiE PAN, Kraków.

SOKOŁOWSKI S. 1973 — Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 5–74.

Zastosowanie metod petromagnetycznych w poszukiwaniu węglowodorów – badania wstępne

Kamil KOBYLIŃSKI¹, Maciej ŁOZIŃSKI¹ i Anna WYSOCKA¹

¹ Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa – kamil.kobylinski@student.uw.edu.pl

Pod koniec lat 70. ub. wieku opisano wpływ obecności węglowodorów na parametry magnetyczne skał, możliwe do zaobserwowania zarówno teledetekcyjnie (np. Donovan i in., 1979), jak i w badaniach bezpośrednich. Pomimo wielu lat badań, wpływ ten nie został jeszcze w pełni poznany, jednak obecnie nowe techniki pomiarowe (np. FORC, *first-order reversal curves*) dają możliwości lepszego zrozumienia przemian chemicznych zachodzących w skałach w trakcie kontaktu z węglowodorami, co więcej – mogą stanowić nowe narzędzie do efektywnego poszukiwania złóż.

W ramach wstępnego etapu badań ukierunkowanych prowadzonego na obszarze Karpat zewnętrznych wykonano petromagnetyczną analizę próbek z powierzchniowych naturalnych i antropogenicznych nagromadzeń ropy naftowej (okolice Sękowej i Łosia). Próbki pobrano w regularnych odstępach, oddalając się od wysięków, w celu określenia propagacji zmian chemicznych spowodowanych kontaktem badanych utworów z węglowodo-

rami. Wykonano badania podatności magnetycznej, jej zmiany w stosunku do temperatury, pętłe histerezy i FORC. Uzyskane krzywe podatności charakteryzują się wyraźną zmianą wartości w odległości około 40 m od wycieków ropnych. Wskazuje to na zmiany chemiczne zachodzące w osadach w kontakcie z węglowodorami, w wyniku czego następuje przebudowa mineralogii magnetycznej. Stwierdzono również występowanie pseudojednodomenowych ziaren magnetytu oraz heksagonalnego pirotynu. Wyniki te są zgodne z wcześniejszymi badaniami (np. Abdulkarim i in., 2022).

Literatura:

ABDULKARIM M.A., MUXWORTHY A.R., FRASER A., SIMS, M., COWAN A. 2022 – Effect of hydrocarbon presence and properties on the magnetic signature of the reservoir sediments of the Catcher Area Development Region, UK North Sea. *Frontiers in Earth Sciences*, 10: 818624.

DONOVAN T.J., FORGEY R.L., ROBERTS A.A. 1979 – Aeromagnetic detection of diagenetic magnetite over oil fields: geologic notes. *AAPG Bulletin*, 63: 245–248.

Rozwój facjalny warstw magurskich podjednostki Siar płaszczowiny magurskiej pomiędzy Ublą (Słowacja) a Suchą Beskidzką

Robert KOPCIEWSKI¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków – robert.flisz@wp.pl

Strefa Siar jest zbudowana z utworów, które powstały w północnej części basenu magurskiego. Obszar ten był warunkowany przez obszary źródłowe położone na północy. Należy tu jednak zaznaczyć, że są to obecne relacje do stron świata. Pierwotnie obraz ten mógł być inny. Może to być związane z rotacjami w obrębie całych bloków tektonicznych.

Dolna granica utworów strefy Siar jest efektem odkłucia od pierwotnego podłoża i nie mamy danych wskazujących wprost na jego przedmastrychcką historię rozwoju. Również najmłodsze osady tego basenu zostały zniszczone w wyniku erozji syn- i posttektonicznej tego obszaru, która jest szacowana na około 3–4 km. Dla odtworzenia rozwoju facjalnego wbasenie zastosowano analizę systemów turbidytowych autorstwa Readinga i Richardsa (1994), opartą na udziale procentowym różnych frakcji osadu oraz rozwoju systemu zasilania dla osadów turbidytowych. Dla zdefiniowania poszczególnych facji basenowych zastosowano w tej pracy klasyfikację Stowa (1985), Pickeringa i in. (1986), a dla opisanie interwałów turbidytowych o niskiej gęstości spływu; klasyfikację Boumy (1962) oraz Lowe'a (1982) dla turbidytów związanych z wysoką gęstością spływu.

W oligocenie wczesnym głównym czynnikiem kontrolującym były ruchy tektoniczne w rejonie

basenu i związanych z nim obszarach alimentacyjnych w przeciwieństwie do rozwoju systemów depozycyjnych od późnego mastrychtu do późnego eocenu były efektem głównie kontroli basenu przez eustatykę. Osady oligocenu wczesnego to wynik linearnie zasilanego skłonu fartuchowego w facji piaszczystej (*linear source slope apron*) lub wielopunktowo zasilanej rampy w facji mułowo-piaszczystej (*multiple-source ramp*). Rozwój warstw magurskich w facji glaukonitowej wykazują pewną zmienność w relacji do warstw magurskich facji muskowi-towej (podjednostka raczańska) oraz w samym rozwoju systemu depozycyjnego tych warstw pomiędzy obszarem wschodnim a zachodnim.

Literatura:

BOUMA A.H. 1962 – Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation, 168 pp. Elsevier, Amsterdam.

LOWE D.R. 1982 – Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279–297.

PICKERING K.T., STOW D.A.V., WATSON M., HISCOTT R.N. 1986 – Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, 22: 75–174.

READING H.G., RICHARDS M. 1994 – Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78: 792–822.

STOW D.A.V. 1985 – Deep-sea clastics: where are and we going. *Geological Society Publications*, 18: 67–97.

Co w Ziemi piszczy, Dobczyce 2023

Paulina KORNAŚ¹, Maria PRUŚ² i Beata RUDNICKA³

¹ KNGF GEOFON przy Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie – paulina.kornas@poczta.onet.pl

Koło Naukowe Geofizyków GEOFON istnieje od 2005 roku i zrzesza studentów oraz absolwentów Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska na Akademii Górniczo-Hutniczej im. Stanisława Staszica w Krakowie. Podstawowym celem działalności Koła jest rozbudzanie zainteresowań pracą naukową i badawczą w zakresie szeroko pojętych Nauk o Ziemi. W ostatnim roku nasza działalność skupiła się głównie na badaniach geofizycznych na wysypisku śmieci pod Krakowem – Baryczy. Wspólnie z prowadzącymi wykonaliśmy pomiary dwiema podstawowymi metodami geofizycznymi – metodą sejsmiczną oraz metodą elektrooporową. Badania zostały wykonane w celu próby identyfikacji grubości składowanych śmieci.

Część członków koła należy również do Międzynarodowego Stowarzyszenia Geofizyków – SEG, (ang. Society of Exploration Geophysicists). Trzyosobowa grupa miała okazję uczestniczyć w wyjeździe pomiarowym organizowanym przez Uniwersytet Loránda Eötvösa w Budapeszcie. Badania

terenowe były przeprowadzone w rejonie jeziora Mały. W celu zidentyfikowania dokładnej głębokości jeziora oraz kształtu dna i występujących na nim osadów zostały wykonane pomiary sejsmiczne. W niedalekiej okolicy przeprowadzono pomiary przy użyciu metod elektrycznych ERT i VES. Pomiary miały na celu dokładne zlokalizowanie występujących tam uskoków oraz przypuszczalnych warstw węgla brunatnego.

Obecnie jesteśmy w trakcie realizacji projektu finansowanego z Grantu Rektora – „Badanie osuwiska w rejonie Wieliczki przy pomocy metod geofizycznych oraz Numerycznego Modelu Terenu”. W ramach grantu wykonujemy badania sejsmiczne, georadarowe i elektryczne na terenie osuwiska Stok pod Baranami w Wieliczce. Celami projektu są między innymi próba oceny stopnia aktywności osuwiska, rozpoznanie przebiegu przypuszczalnych granic powierzchni poślizgu oraz wygenerowanie Numerycznego Modelu Terenu.

Aktualia kartografii geologicznej Karpat

Adam KOZŁOWSKI¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków – adam.kozlowski@pgi.gov.pl

Prace kartograficzne nadal są jednym z wiodących zadań realizowanych przez państwową służbę geologiczną i stanowią podstawę skomplikowanego i długotrwałego procesu rozpoznawania budowy geologicznej. Obecnie prowadzone zadania kartograficzne to przede wszystkim aktualizowanie danych i opracowań archiwalnych przy wykorzystaniu technologii cyfrowych, zarówno w pracach kameralnych, jak i terenowych. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy realizując kartograficzną część zadań państwowej służby geologicznej pozyskuje dużą ilość danych geologicznych współpracując między innymi z przedsiębiorstwami z gałęzi budownictwa drogowego lub dokumentując postępujące prace w czynnych wyrobiskach górniczych. Obecnie zdecydowana większość wykonywanych projektów na obszarze Karpat stanowi element szerokich i ogólnokrajowych opracowań seryjnych.

Na przestrzeni dziesięcioleci niewątpliwie istotnej zmianie uległ sposób prowadzenia i zakres prac kartograficznych. Dzięki temu uwidoczniły się nowe problemy wymagające również nowych rozwiązań, podporządkowując je istocie tych działań, jakim jest rozpoznanie budowy geologicznej, powierzchniowej i wglębnej.

Dyskusji oczekuje umiejscowienie i rola kartografii geologicznej w dobie przemian gospodarczych i tzw. transformacji energetycznej. Czynniki te interferują z zauważalną luką pokoleniową i wyraźnie spadającą popularnością nauk przyrodniczych na uczelniach wyższych. Niemniej obecnie realizowane prace kartograficzne i ich efekty wymagają popularyzacji, również poza środowiskiem geologicznym.

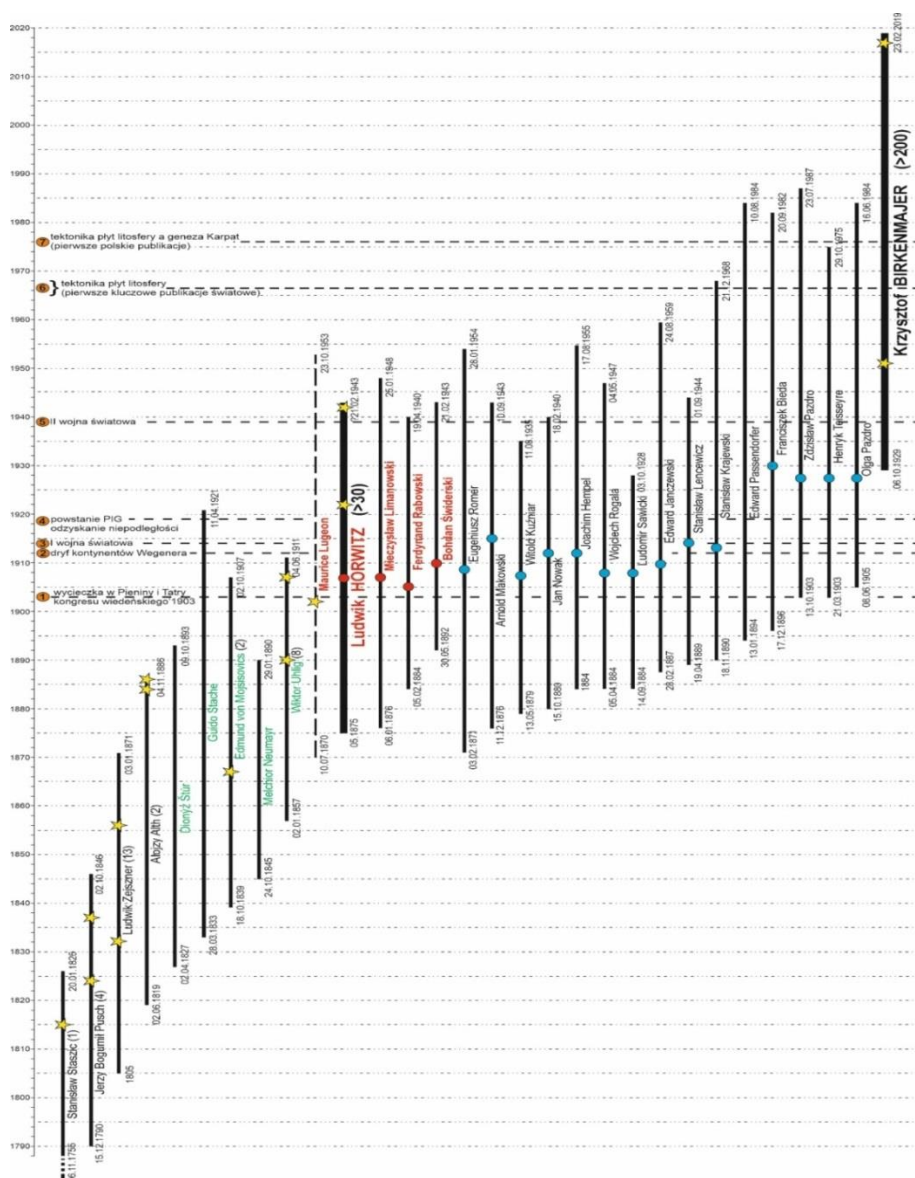
Polscy geolodzy lozańskiej szkoły Maurice'a Lugeona z pienińsko-tatrzańskiej perspektywy w 120-lecie teorii płaszczowinowej w Karpatach

Michał KROBICKI¹

¹ Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki; Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – krobicki@agh.edu.pl

Grono polskich geologów, którzy w okresie 25 lat (1905-1930) studiowali, bronili doktoraty, bądź odbywali krótsze/dłuższe staże naukowe na uniwersytecie w Lozannie pod czujnym okiem profesora

Maurice'a Lugeona – czego następstwem był nieco późniejszy, niecodzienny rozwój polskiej geologii karpackiej – liczyło z górą 20 osób (Ryc. 1).



Ryc. 1. Aktywność polskich geologów karpackich, oraz geologów zagranicznych na terenie polskich Karpat, na tle wydarzeń geologicznych i historycznych (wg Krobicki, 2022: Pieniny – Przyroda i Człowiek, Monografie, XVIII: 19–70). Objaśnienia: żółte gwiazdki – publikacje „pienińskie” i ich liczba (w nawiasie po nazwisku), kolor zielony – geolodzy zagraniczni, kolor czerwony – „stara gwardia” Uniwersytetu w Lozannie – uczniowie i doktoranci M. Lugeona, kropki czerwone i niebieskie – data przyjazdu do Lozanny.

Wśród tych osób trzonem „starej gwardii” była czwórka jego studentów/doktorantów: Ferdynand Rabowski (20-latek pierwszy przybyły do Lozanny w 1905, doktorat – 1920), Ludwik Horwitz (w Lozannie od 1907 jako 32-latek, doktorat – 1911), Mieczysław Limanowski (w Lozannie od 1907 jako 31-latek, doktorat – 1909), Bohdan Świdorski (przybył w 1910 jako 18-latek, doktorat – 1917).

Jako przedstawiciel młodej francuskiej szkoły tektoniki alpejskiej, 33-letni M. Lugeon brał udział w będącej częścią IX Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Wiedniu wycieczce terenowej w Pieniny i Tatry (11–18.08.1903). Tylko dwóch Polaków w niej uczestniczyło – Wiktor Kuźniar i Mieczysław Limanowski, i z relacji tego drugiego znamy dokładny jej przebieg. Wycieczkę prowadził słynny wiedeński profesor Wiktor Uhlig, autor syntetycznych opracowań geologii Tatr i Pienin. Przekonanie o analogicznym, jak Alpy, płaszczowinowym stylu tektonicznym polskich Karpat, w tym Tatr i Pienin, M. Lu-

geon opierał na jego doskonałych mapach geologicznych, nigdy wcześniej nie będąc w polskich Karpatach! Blisko dzisiejszego schroniska PTTK „Orlica” w Szczawnicy, 12.08.1903 r. miały miejsce decydujące obserwacje i dyskusje, które dobitnie przekonały M. Lugeona o słuszności jego przypuszczeń co do płaszczowinowej genezy również tej części orogenu alpejskiego. W następnych dniach będąc w Tatrach (przełęcz Liliowe) tym bardziej utwierdził się co do słuszności swojej koncepcji. Od tej pamiętnej wycieczki zaczęła się wielka sympatia M. Lugeona do Polski i Polaków, co skutkowało „pielgrzymkami” polskich geologów karpaccich do Lozanny. Dlatego po latach L. Horwitz i F. Rabowski, jako wybitni „łozañczycy”, wspólnie przygotowali i poprowadzili wycieczkę PTGeol w Pieninach w 1929 r. proponując wyróżnienie trzech płaszczowin nasuniętych na siebie od południa: najniższą czorsztyńską, środkową pienińską i najwyższą haligowiecką.

Tektonika frontu orogenu karpackiego: porównanie strefy Kraków–Pilzno i Stary Sambor–Borysław

Piotr KRZYWIEC¹, Andrij BUBNIAK^{2,1}, Ihor BUBNIAK^{3,1}, Nestor OSZCZYPKO⁴ i Łukasz SŁONKA¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa – piotr.krzywiec@twarda.pan.pl

² konsultant, Lwów, Ukraina

³ Instytut Geodezji, Narodowy Uniwersytet Politechnika Lwowska, ul. Karpińskiego 6, Lwów, Ukraina

⁴ Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Front orogenu karpackiego na obszarze od Krakowa po Borysław jest intensywnie badany od XIX w. Regionalne przekroje geologiczne opublikowane w ciągu kilku ostatnich dekad w znakomitej większości obrazują „klasyczny” styl strukturalny przyzmy orogenicznej z głównymi nasunięciami skierowanymi na północ bądź północny wschód. Analiza danych sejsmicznych wykonana dla frontu zatoki gdowskiej, strefy Bochnia–Tarnów czy rejonu Pilzna pokazała jednak, iż w obrębie jednostki zgórbickiej, zbudowanej z utworów miocenkich zapadliska przedkarpackiego, występuje strefa trójkątna, w jądrze której znajdują się mocno zdeformowane (zdupleksowane) warstwy chodenickie i grabowieckie, i która od północy jest ograniczona skierowanym na południe nasunięciem wstecznym, ponad którym warstwy miocenkie zapadają na północ. Powstanie strefy trójkątnej związane było z efektem oporowym wywołanym w trakcie nasuwania orogenu karpackiego przez morfologicznie zróżnicowane podłoże

mezozoiczne, w obrębie którego występują głęboko wcięte doliny. Dane sejsmiczne z zachodniej Ukrainy pokazały, iż również w tej części orogenu karpackiego operowała tektonika klinowa prowadząca do powstanie strefy trójkątnej – na obszarze między Starym Samborem a Boryslawem tworzy ją silnie zdupleksowana jednostka boryslawsko-pokucka ułożona pomiędzy nasuniętą na północny-wschód jednostką skibową i uniesioną wzdłuż nasunięcia wstecznego południowo-zachodnią częścią jednostki samborskiej. Powstanie strefy trójkątnej w tym rejonie mogło być wywołane występowaniem skarpy oporowej w postaci uskoku normalnego w podłożu orogenu. Uskoki takie, szczegółowo rozpoznane na obszarze Polski, kontynuują się na obszarze Ukrainy, stopniowo zanurzając się pod orogen. Występowanie stref trójkątnych ma istotne znaczenie nie tylko dla interpretacji strukturalnej, ale również dla określenia sekwencji czasowej poszczególnych etapów nasuwczych.

Działalność Koła Naukowego Geologów Studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego w latach 2021–2023

Agata KUŻMA¹ i Julia KRZYŻOWSKA¹

¹ *Koło Naukowe Geologów Studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego, Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – aga.kuzma@student.uj.edu.pl*

Koło Naukowe Geologów Studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego (KNGS UJ) od 1977 roku aktywnie uczestniczy w promowaniu aktywności naukowej i poszerzaniu wiedzy studentów geologii oraz popularyzacji nauk o Ziemi. Obecnie zrzesza ponad siedemdziesięciu studentów geologii, geografii oraz innych kierunków. W latach 2021–2023 KNGS UJ prowadziło intensywną działalność naukową – studenci zrealizowali 3 projekty badawcze. Prowadzono badania związane z analizą cykliczności profilu opok kredowych z kamieniołomu w Piotrowinie, których wyniki zostały przygotowane do publikacji i zaprezentowane na Cretaceous Symposium. Pozostałe zespoły prowadziły badania tropów bydła na Pustyni Błędowskiej oraz otoczek serii witowskiej. Obecnie członkowie KNGS UJ rozpoczynają trzy kolejne projekty naukowe.

We wrześniu 2022 roku KNGS UJ zorganizowało ogólnopolską, studencką konferencję naukową Dni Nauk o Ziemi. Instytut Nauk Geologicz-

nych odwiedziło wówczas wielu studentów z różnych uczelni w Polsce. Odbłyły się sesje referatowe i posterowe oraz warsztaty i wycieczki terenowe. Studenci z KNGS UJ w ciągu ostatnich dwóch lat zapoczątkowali także wewnętrzną, studencką konferencję naukową "Bitwa o Młotek", która jest prowadzona w formie konkursu, w którym główną nagrodą jest młotek geologiczny. Organizowano również rozmaite wyjazdy dydaktyczne: dłuższe, takie jak wyjazd na Ponidzie, w czeskie Sudety Wschodnie czy w okolice Łodzi oraz jednodniowe, m.in. na haldy i do kopalń węgla kamiennego na Górnym Śląsku. Realizowane są także mniejsze projekty, takie jak organizacja otwartych wykładów w internecie, na które zapraszani są naukowcy z różnych ośrodków naukowych. Koło stara się nieustannie angażować swoich członków w działalność naukową, organizacyjną i edukacyjną oraz promować współpracę wśród studentów ING UJ oraz innych uczelni.

Grawimetryczny obraz południowo-wschodniej części Karpat Polskich

Monika ŁÓJ¹, Sławomir PORZUCEK¹ i Jan GOLONKA¹

¹ *Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Geofizyki, Al. Mickiewicza 30, 32-050 Kraków – mloj@agh.edu.pl*

Obszar badawczy należy do Karpat Zachodnich, których struktura powstała w wyniku zderzenia skonsolidowanej płyty północno-europejskiej z mikroplątami wchodzącymi w skład większego elementu tektonicznego ALCAPA. Platforma północnoeuropejska składa się z prekambryjskiego krystalicznego podłoża i paleozoiczno-miocenowskiej pokrywy osadowej. W obrębie Karpat Zachodnich znajdują się trzy główne jednostki tektoniczne: Karpaty Zewnętrzne, Pieniński Pas Klippen (PKB) i Karpaty Środkowe. PKB znajduje się w strefie szwów między Karpatami Środkowymi i Zewnętrznymi, przy czym strefa ta jest częściowo pokryta osadami neogeńskimi Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. PKB jest ograniczony głęboko zakorzenionymi uskokiemi po obu stronach tworzącymi strukturę kwiatu, posiada melanżowy charakter wyrażający się w złożonej tektonice, która wykazuje zarówno nasunięcia, głęboko zakorzenione uskoki, jak i występowanie olistostromów i olistolitów.

PKB i Karpaty Zewnętrzne są oddzielone pionowym uskokiemi przesuwczym. Karpaty Zewnętrzne składają się z górnourajsko-dolnomiocenowskich sekwencji fliszowych, o grubości do sześciu kilometrów, które dzielą się na kilka płaszczewin: magurską, grupę podmagurską, dukielską, śląską, podśląską i skolską. Płaszczyzna magurska jest pocięta kilkoma głębokimi uskokiemi prostopadłymi do rozciągłości nasunięcia.

Rozkład anomalii Bouguera wykazuje spadek wartości anomalii z północy na południe, co odzwierciedla zapadanie się krystalicznej płyty europejskiej w tym kierunku, tj. wzrost grubości lżejszych formacji fliszowych. Z kolei ponowny wzrost wartości bardzo dobrze koreluje z pojawieniem się krystalicznej płyty ALCAPA, a tym samym zmniejszeniem grubości lżejszych formacji fliszu podhalańskiego. Pomimo znacznych zmian wartości anomalii w rozkładzie można wydzielić anomalie pochodzące od mniejszych, lokalnych struktur

geologicznych. Wyraźnie zaznacza się pas względnie ujemnych anomalii o rozciągłości prawie równoleżnikowej. W pasie tym można wydzielić m.in. silne anomalie pochodzące zapadliska orawsko-nowotarskiego.

Niemniej jednak celem lepszego zobrazowania struktur lokalnych zastosowano procedury

matematyczne usuwające z rozkładu anomalii Bouguera wpływ czynnika regionalnego. Uzyskano w ten sposób rozkład anomalii rezydualnych, który lepiej odzwierciedla wpływ struktur lokalnych, nie tylko tych wcześniej zaobserwowanych, ale również takich, które były słabo lub prawie całkowicie niewidoczne.

Efekty integracji działań interpretacyjnych geologiczno-geochemicznych w określeniu karpackiego systemu naftowego

Irena MATYASIK¹, Arkadiusz DROZD¹, Krzysztof SOWIŹDŹAŁ¹, Karol SPUNDA¹, Tomasz SŁOCZYŃSKI¹, Adam KOZŁOWSKI², Aleksander GAŚIENICA² i Aleksander WILK¹

¹ *Instytut Nafty i Gazu-Państwowy Instytut Badawczy, Lubicz 25A, 31-503 Kraków – matyasik@inig.pl*

² *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa*

W ramach wspólnego przedsięwzięcia PGNiG i NCBiR oraz trzech jednostek naukowych (AGH, PIG-PIB i INiG-PIB) jest realizowany projekt badawczy INGA-INNKARP, mający na celu weryfikację możliwości występowania nieodkrytych jeszcze złóż węglowodorów, wyznaczenie obszarów i warunkowań geologiczno-tektonicznych, w których złoża takie mogą występować.

Głównym wyzwaniem działań zespołów interdyscyplinarnych było uzyskanie wiarygodnej interpretacji strukturalnej obecnego stanu górotworu, który jest efektem silnych procesów deformacyjnych o charakterze kompresyjnym (z możliwymi epizodami ekstensji). Próbowano doprowadzić do rekonstrukcji przebudowy strukturalno-tektonicznej, która jest podstawą do symulacji procesów generacyjno-migracyjnych, warunkujących akumulację węglowodorów. Na podstawie przeprowadzonego bilansowania możliwe było odtworzenie poszczególnych etapów rozwoju tektonicznego w rejonie obszaru objętego projektem badawczym. Scharakteryzowano wszystkie elementy systemu naftowego, które umożliwiają przyjęcie poprawnych założeń w symulacji procesów naftowych. Informacja geochemiczna uzyskana z charakterystyki genetycznej rop naftowych, natural-

nych wycieków węglowodorów i ekshalacji gazowych umożliwiła korelację akumulacji z potencjalnymi skałami macierzystymi, a tym samym pozwoliła na wskazanie łączności „kuchni generacyjnej” z potencjalnymi pułapkami różnej rangi. Naturalne wycieki i ekshalacje gazowe wskazują na obecną aktywność uskoków, co z jednej strony wykorzystano przy weryfikacji wyników prac kartograficznych, a z drugiej strony w weryfikacji lokalizacji akumulacji wygenerowanych węglowodorów. Istotnym elementem w symulacji procesów naftowych w karpackim systemie naftowym było określenie energii aktywacji, dla zróżnicowanych facjalnie skał macierzystych, co bezpośrednio wpływa na czas, ilość i typ generowanych węglowodorów. Uzyskane wyniki modelowania procesów naftowych w postaci akumulacji węglowodorów w rejonie istniejących złóż pozwalają na stwierdzenie poprawności zarówno przyjętej koncepcji ewolucji strukturalnej polskiej części Karpat Zewnętrznych, jak i pozostałych założeń parametrów determinujących przebieg procesów naftowych.

Badania sfinansowano z funduszy NCBR (50%) i PGNiG SA (50%) w ramach projektu nr POIR.04.01.01-00-0006/18.

Zastosowanie metod wielowymiarowych w sedimentologii – nowe spojrzenie na żwir serii witowskiej

Szymon MOL¹, Agata KUŹMA¹, Anastasiia DERYK¹, Anna MICKIEWICZ¹, Krzysztof NINARD¹ i Piotr ŁAPCIK¹

¹ *Koło Naukowe Geologów Studentów Uniwersytetu Jagiellońskiego, Instytut Nauk Geologicznych UJ, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – szymon.mol@student.uj.edu.pl*

Piaski i żwiry serii witowskiej (pliocen – wczesny plejstocen zapadliska przedkarpackiego) są interpretowane jako osady rzek roztokowych. Ich badania sedimentologiczne były prowadzone od po-

nad 70 lat, dotychczas jednak bez uwzględnienia zintegrowanego zestawu metod statystycznych i wielowymiarowych. Celem badań było: (1) zaimplementowanie podejścia ilościowego zgodnie z o-

becnymi trendami w sedymentologii; (2) zbadanie zależności pomiędzy parametrami teksturalnymi, wykrycie trendów i ich korelacja ze zmiennymi paleośrodowiskowymi.

Badania przeprowadzono na materiale odsłoniętym w żwirowni w Witowie (50°08'57"N 20°34'51"E). Z profilu o długości 4,4 m w interwałach 10 cm pobrano próbki otoczków (min. 30 z każdego interwału). Określono litologię i zmierzono masę oraz wymiary: najdłuższy (a), pośredni (b) i najkrótszy (c) każdego z pobranych otoczków. Obliczono wskaźniki płaskości c/b (Zingg) i F (Cailleux) i wykonano diagramy Sneed'a i Foka oraz diagramy Zingg'a. Według podziału Sneed'a i Foka dominują ziarna w kształcie klingi, walcowe i płytkowe. Zastosowano test na rozproszenie wielowymiarowe

(PERMDISP) i analizę głównych składowych (PCA). Masa i wymiary ziaren, pozytywnie skorelowane ze sobą, wykazują trend spadkowy w górę profilu. Czynniki pierwsze PCA wyjaśnia około 85% wariancji i może być interpretowany jako energia przepływu, która była zmienna, ale zasadniczo spadała w górę profilu.

Przeprowadzone analizy wskazały potencjalne dalsze kierunki badań statystycznych i wielowymiarowych, a także możliwość przeprowadzenia tych samych analiz na większej liczbie profili z serii witowskiej. Badania potwierdzają przydatność metod wielowymiarowych w sedymentologii kontynentalnych osadów klastycznych.

Badania były finansowane przez Uniwersytet Jagielloński w ramach projektu Inicjatywa Doskonałości.

Zmiany hydrogeologiczne po zakończeniu eksploatacji rud Zn-Pb w kopalni Olkusz-Pomorzany

Jacek MOTYKA¹ i Kajetan d'OBYRN¹

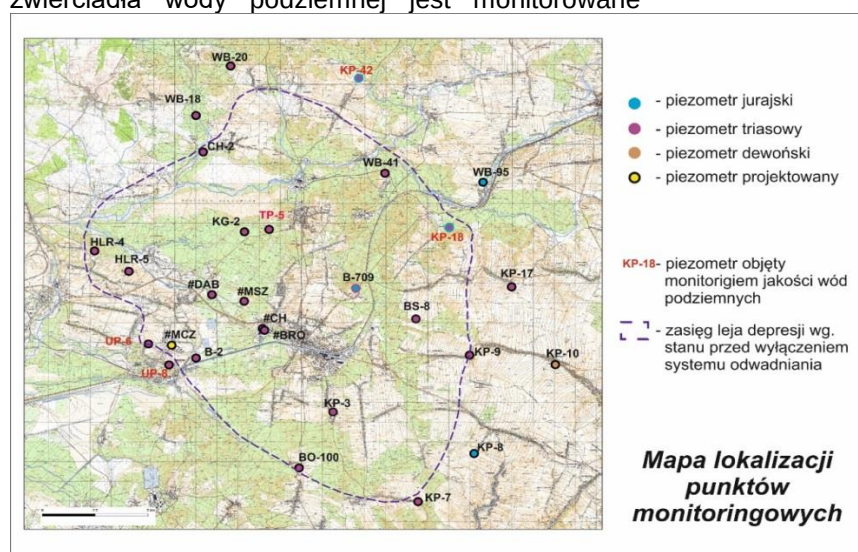
¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – dobyrn@agh.edu.pl

W związku z planowaną likwidacją kopalni rud cynku i ołowiu „Olkusz-Pomorzany” w ZGH „Bolesław” został opracowany program monitoringu środowiska wodnego. Roczne wyniki prac zespołu monitoringowego składają się z dwóch części: dotyczącej wód powierzchniowych (cieki powierzchniowe i źródła) oraz części dotyczącej wód podziemnych. W zakresie wód podziemnych określano zmiany położenia zwierciadła oraz zmian jakości wody po wyłączeniu systemów odwadniania wyrobisk górniczych kopalni „Olkusz-Pomorzany”. Położenie zwierciadła wody podziemnej jest monitorowane

w 28 punktach pomiarowych, z czego 19 znajduje się w obszarze leja depresji spowodowanego odwadnianiem wyrobisk olkuskich kopalń rud, a 9 poza jego zasięgiem (Ryc. 1).

Wśród tych punktów są szyby „Chrobry”, „Dąbrówka”, „Mieszko” (kopalnia „Pomorzany”) i „Bronisław” (kopalnia „Olkusz”). Poziom wody w piezometrach jest mierzony w wodonośnych utworach jury, triasu i dewonu.

Po wyłączeniu systemów odwadniania wyrobisk kopalni „Olkusz-Pomorzany” najszybciej po-



Ryc. 1. Mapa lokalizacji punktów monitoringowych

dnosił się poziom wody w szybach. Po około rocznym okresie odbudowy zwierciadła wody w górotworze, poziom wody w szybie „Chrobry” podniósł się o 128 m, w szybie „Dąbrówka” o 88 m, w szybie „Mieszko” o 88,5 m a w otworze OW-1 wywierconym do podszybia szybu „Bronisław”, o 63,5 m. Rzędne zwierciadła wody w szybach „Chrobry” i „Stefan” oraz w otworze OW-1 w grudniu 2022 r. były około 303 m n.p.m. w szybie „Dąbrówka” i „Mieszko” około 274 m n.p.m. Różnica około 29 m wynika stąd, że połączenie szybów „Chrobry” „Bronisław”, „Mieszko” i „Dąbrówka” zostało przecięte tamami wodnymi na przekopie głównym i w chodniku głównym w rejonie osadników przy szybie „Chrobry”. Dzięki temu zostało zlikwidowane bezpośrednie połączenie rowu Olkusa i północnego, zrzuconego skrzydła usłoko Pomorzani i w konsekwencji zwierciadło wody w obu blokach tektonicznych w 2022 r. podnosiło się w różnym tempie. Na peryferiach leja depresji poziom wody w utworach piętra triasowego zmienia się w różny sposób. Najszybciej zwierciadło wody odbudowuje się w północno-zachodnim sektorze leja. Przypuszczalnie nakłada się tu odbudowa lejów depresji w otoczeniu ujęcia w Łazach Błędowskich i kopalni „Pomorzany”. Umiarkowane tempo odbudowy poziomu wody obserwuje się w północnym sektorze leja, a we wschodnim i południowym zwierciadło wody zachowuje się podobnie jak w wapieniach jurajskich, tzn. do wiosny 2022 r. się podnosi, a następnie opada. Zatem nie obserwuje się w tej części rejonu olkuskiego wyraźnej odbudowy leja depresji w skałach triasowych. Znaczący wpływ mają wahania poziomu wody w utworach jury, uzależnione od wysokości opadów atmosferycznych. W zachodnim sektorze obserwuje się powolną odbudowę leja, ale w południowo-zachodniej poziom wody jest stabilny. Przyczyną tego może być oddziaływanie nieodległej kopalni piasku „Szczakowa”. Odbudowa leja depresji nie wpływa na jakość wody w utworach wodonośnego piętra jurajskiego. Nie obserwuje się także istotnych zmian jakości

wody w węglanowych skałach triasowych w peryferyjnych częściach leja depresji.

Natomiast w jego centralnej części jakość wody się pogorszyła, czego miarą jest stężenie siarczanów. W szybie „Chrobry” stężenie siarczanów w wodzie zmniejszyło się od września do grudnia 2022 r. z około 2600 mg/l do nieco ponad 1800 mg/l, co może wskazywać, że jakość wody się tu poprawia. W otworze TP-5 stężenie tego jonu między wrześniem a listopadem 2022 r. wzrosło z 520 do 600 mg/l, co może przemawiać za tym, że jakość wody w tym miejscu ulega pogorszeniu. W zakresie monitoringu wód powierzchniowych i źródeł wykonano trzy pomiary przepływu w ciekach i pięć pomiarów wydajności źródeł. Również pięciokrotnie opróbowano wodę w ciekach powierzchniowych i w źródłach do badań fizyko-chemicznych. Zestawione i omówione wyniki nie ujawniają żadnych prawidłowości, zarówno co do zróżnicowania przestrzennego, jak i zmienności przepływów w ciekach, wydajności źródeł czy składu chemicznego wód w czasie. Wprawdzie niektóre wyniki przedstawione graficznie zdają się ujawniać tendencje zmian, np. spadek lub wzrost wartości jakiegoś parametru lub składnika chemicznego wody, jednakże są to tendencje krótkookresowe. Na ich weryfikację potrzebny jest znacznie dłuższy okres obserwacji. Z analizy dotychczasowych wyników badań monitoringowych nie wynika, by zaprzestanie odwadniania wyrobisk Kopalni „Olkusz-Pomorzany”, miało wpływ na w reżim hydrologiczny źródeł. Wpływ tego procesu na ciek polega na zaprzestaniu zrzuć wód z kopalni do cieków. Skutkiem tego jest ograniczenie przepływów w Białej Przemszy i jej dopływach – Białej i Sztolę z Babą oraz Witeradówką. Przepływ w Sztolę ograniczony teraz do zasilania wypływem ze źródła jest na tyle mały, że praktycznie w całości zanika na skutek infiltracji wody z koryta w kierunku pobliskich wyrobisk pozostałych po kopalni piasku.

Sukcesja osadowa Mierzei Wiślanej w odsłonięciach na budowie kanału żeglugowego

Krzysztof NINARD¹

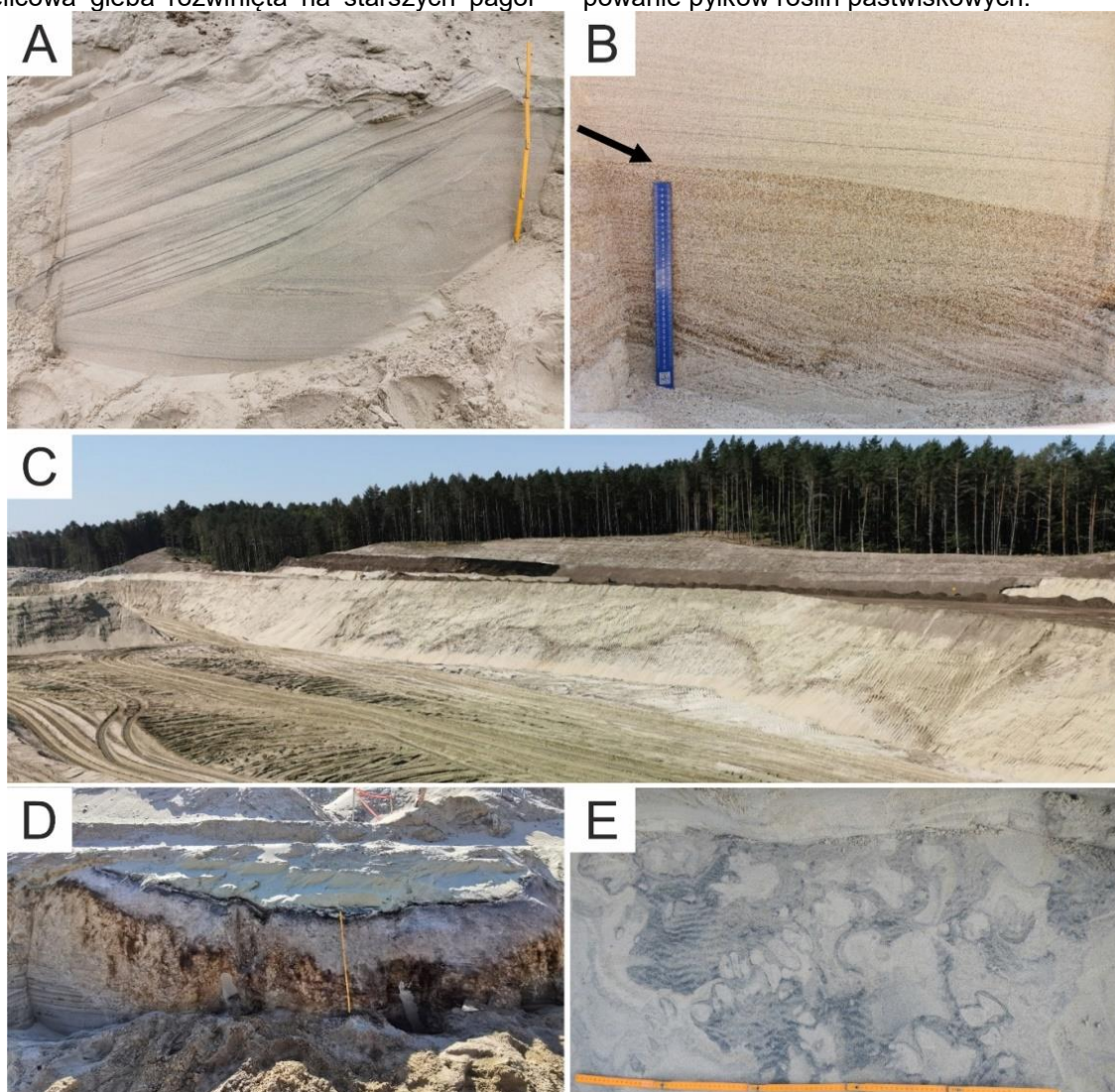
¹ *Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – krzysztof.ninard@uj.edu.pl*

Badania geologiczne Mierzei Wiślanej były dotychczas oparte o płytkie wiercenia i dane geofizyczne. Budowa kanału żeglugowego przez Mierzeję Wiślaną umożliwiła udokumentowanie powstającej przez ostatnie ok. 6 tys. lat sukcesji osadowej, po raz pierwszy bezpośrednio w odsłonięciach. W toku prac ziemnych udostępnione zostały przede wszystkim

osady kilku generacji wydym o miąższości przekraczającej 20 m, a także kilkumetrowy profil starszych, podwydmowych osadów plażowych i morskich osadów strefy przybrzeża. Oprócz piasku kwarcowego, istotny udział w budowie wydym ma piasek glaukonitowy, redeponowany najpewniej z wybrzeża Półwyspu Sambijskiego. W osadach wydymowych

zaznacza się rytmiczność występowania lamin kwarcowych i tych zdominowanych przez glaukonit (Ryc. 1A). Topografia powierzchni kontaktu osadów plażowych z wyżej ległymi osadami wydмовymi jest urozmaicona, co można wiązać z lokalną erozją zachodzącą przed wkroczeniem wydmy (Ryc. 1A; B). Niemniej jednak, w południowej i środkowej części Mierzei ta powierzchnia kontaktu została stwierdzona od 0 do 2 m poniżej poziomu morza – a więc o kilka metrów płycej, niż wynikałoby to z dotychczasowego modelu. Spośród kilku różnowiekowych poziomów gleb kopalnych zachowanych w wydmach, największą ciągłością i najpełniejszym rozwojem odznacza się bielnicowa gleba rozwinięta na starszych pagórkach

wydмowych, które są pogrzebane przez kilkakrotnie wyższą wydмę transgresywną (Ryc. 1C). W kopalnych zagłębieniach międzywydмowych zachowały się też pokłady torfów, będących cennym źródłem danych palinologicznych i dendrologicznych (Ryc. 1D). Analiza palinologiczna wykazała znaczący udział dębu i innych drzew liściastych w glebach kopalnych, torfach i bogatych w materię organiczną warstwach w osadach morskich. O działalności człowieka, która rozpoczęła się już na wczesnym etapie rozwoju Mierzei, świadczą poziomy z pochodzącymi sprzed naszej ery tropami bydła i ludzi (Ryc. 1E) oraz stwierdzone w tych poziomach występowanie pyłków roślin pastwiskowych.



Ryc. 1. **A** – Erozyjna powierzchnia kontaktu osadów plażowych i wyżejległych osadów wydмowych; **B** – Prawie zgodna powierzchnia kontaktu osadów plażowych i wydмowych; **C** – morfologia pogrzebanych pagórków wydмowych podkreślona przez głębę kopalną; **D** – pokład torfu w kopalnym zagłębieniu międzywydмowym; **E** – tropy bydła i ludzi – widok w płaszczyźnie poziomej.

Nafciarze Przekłęci – dzieło i losy pionierów Borysławskiego Zagłębia Naftowego

Mariusz PASZKOWSKI¹

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

W roku zjazdu PTGeol prawie zbiegły się dwie ważne jubileuszowe daty: 120-lecia historycznej, przełomowej dla rozwoju geologii Karpat debaty M. Lugeona z V. Uhligiem na Przełęczy Liliowej w Tatrach oraz 100-lecia śmierci inżyniera Wacława Wolskiego – ważnej postaci w historii polskiego i światowego przemysłu naftowego, genialnego wynalazcy, mecenasa, szlachetnego człowieka i patrio-

ty, ale także jednego z ojców założycieli Borysławskiego Zagłębia Naftowego. Ta zbieżność nie jest przypadkiem, adwersarzy i świadków debaty, uczestników pamiętnej wycieczki w ramach Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Wiedniu łączyło z naftowym Boryslawem wiele personalnych i merytorycznych wątków.



Ryc. 1. Pocztówka z widokiem na Boryslaw

Inżynier Wolski to postać wielce zasłużona dla Polski, zarazem tragiczna i nieco zapomniana. Przed swą przedwczesną śmiercią doczekał się nie tylko triumfu swojej udarowej hydraulicznej technologii wiercenia w szybie „Wilno”, ale także spowodowanej tym klęski nadprodukcji, bankructwa, samobójczej śmierci swego mentora, wuja Stanisława Szczepanowskiego, autora „Nędzy Galicji” i nafciarza, dla ratowania którego poświęcił swój majątek, a jego ukochany syn został zamordowany w Złoczowie. Wynalazki które opracował, a kilka samodzielnie wdrożył, zmieniły na zawsze oblicze cywilizacji przemysłowej, choć wiele z nich dopiero po latach doczekało się realizacji. Ale jeśli pochylimy się głębiej nad dziejami rozkwitu i upadku naftowego Boryslawia, musimy uznać, że i nad innymi czołowymi postaciami związanymi z tym miejscem ciążyła jakaś klątwa. Sukcesy, ale i spektakularne klęski i tragedie, zarówno na polu profesjonalnym, jak i w życiu osobistym, wzloty i upadki towarzyszyły im wszystkim. Były z jednej strony odbiciem historii, trudnych dramatycznych czasów, zaborów, złej woli i nieuczciwości otoczenia, w jakim przyszło im działać, ale i był też rodzaj fatum na ich losach ciężącego. Postacią szlachetną był też inny nominalnie człowiek sukcesu, Władysław Długosz, wynalazca, magnat naftowy i polityk, odkrywca

głębokich złóż Borysławskiego Zagłębia. Jego dorosłe życie zaczęło się jednak od porażek: profesjonalne od spektakularnego bankructwa przy poszukiwaniu ropy, a osobiste od podania czarnej jak ropa naftowa polewki przez pracodawcę i ojca ukochanej Kamili. Zadłużony i upokorzony Długosz zatrudnił się w największej wówczas firmie naftowej Williama McGarveya. McGarvey był zresztą także osobistym przyjacielem inżyniera Wolskiego od czasu, kiedy w wyniku niezwykłego zbiegu okoliczności spotkali się we wiedeńskim urzędzie patentowym z nieomal identycznymi aplikacjami patentowymi na wynalazek nowego wiertła. McGarvey zlecił Długoszowi wiercenie w Boryslawiu, ale na oczekiwanej głębokości ropy jednak nie było, a po wyczerpaniu budżetu na nieudane próby McGarvey kazał zakończyć odwierty. Długosz zaryzykował karierę i prowadził prace wbrew poleceniom zarządu. Na głębokości 900 m trafiono na złożę o wydajności nieosiągalnej w małopolskich kopalniach, a wszelkie rekordy pobiła kopalnia „Oil City” wyrzucająca 2,5 tys. ton ropy na dobę. McGarvey obsypał Długosza pieniędzmi i mianował kierownikiem w Borysławskim Zagłębiu. Kariera finansowa i polityczna Długosza rozwijała się wspólnie już w czasie zaborów, po wyzwoleniu został senatorem, doczekał się trzech synów. Niestety

dalsze losy jego rodziny potoczyły się tragicznie i ostatecznie ród Długoszków wymarł, a olbrzymi majątek przepadł. Inni karpaccy geolodzy także wiele w życiu wycierpieli, jak Limanowski, jeden z dwóch polskich świadków debaty na przełęczy Liliowe, uczeń i Uhliga, i Lugeona, ale tragiczny był los Bolesława Kropaczka, nadziei polskiej geologii naftowej, także ucznia Uhliga z Wiednia. W czerwcu 1912 r. objął stanowisko kierownika technicznego nowo utworzonej Stacji Geologicznej w Borysławiu i przez pierwszy rok był jedynym jej pracownikiem. Niestety

zmobilizowany, w pierwszych dniach I wojny światowej dostał kulę w pierś pod Kromolowem. Ludwik Horwitz, uczeń Lugeona, oprócz badania Pienin działał na roponośnych terenach Karpat fliszowych, w czasie II wojny jako pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego pod zarządem niemieckim wykonywał prace kartograficzne. Niemcy cierpliwie poczekali, kiedy naiwny geolog ukończy opracowanie i natychmiast po tym jako Żyda, uśmiercili wraz z małżonką.

Element Skrzydłnej w strefie lanckorońsko-żegocińskiej jako unikalne okno z widokiem na strukturę stosu płaszczowin Karpat Zewnętrznych i ewolucję basenów turbidytowych

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹ i Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

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

Pozycja elementu Skrzydłnej należącego do lanckorońsko-żegocińskiej strefy okien tektonicznych, od Uhliga i Limanowskiego począwszy, była różnie ujmowana, a i ostatnio wypowiedane są skrajnie różne opinie lokujące łuskę Skrzydłnej – w strefie przedmagurskiej, przez dukielską, grybowską, śląską, aż po podśląską. Wszystkie te dotychczas prezentowane poglądy stoją jednak, razem wzięte w sprzeczności z ostatnimi wynikami naszych studiów proveniencji oraz korelacji z innymi, podobnymi sekwencjami. Łuska Skrzydłnej stanowi odrębny i zwarty, odizolowany od sąsiednich elementów strefy L-Ż strefami melanżu, element strukturalny reprezentujący sukcesję warstw menilitowych najbardziej zewnętrznej części basenu karpackiego, odpowiednika najniższej strukturalnie w orogene strefy borysławsko-pokuckiej lub jednostki północnej skolskiej, ekshumowany poprzez stos wyższych płaszczowin po ich nasunięciu jako struktura związana z uskokowaniem przesuwczym.

Materiał w oligoceńskich olistostromach tej łuski, jakie będą prezentowane na sesji terenowej, pochodzi z erozji pasywnej, zewnętrznej krawędzi basenu, ewoluującej w wyniesienie przedgórskie. Podobnie jak dla basenu skolskiego/skibowego i analogicznie jak przyjmuje się ostatnio dla wielu oligoceńskich olistostrom Karpat zewnętrznych: od jednostki Vrancea/faldów brzeżnych we wschodnich Karpatach rumuńskich, aż po spąg warstw sriborickich strefy Zdanic na zachodzie. Urozmaicony, osadowy i krystaliczny materiał egzotyczny olistostrom łuski Skrzydłnej jest identyczny jak w oligoceńskiej olistostromie w Beskidach Morawsko-Śląskich, z potoku Jatny w półknie Bystric nad Olzą, uznawanym za podśląskie i pochodzi podobnie z rozcinanej południowej krawędzi terranu Brunovistulikum. Nie ma podstaw, aby przyjmować proveniencję tych spektakularnych olistostrom z erozji postulatywnej, hipotetycznej wewnętrzno-basenowej kordyliery śląskiej.

Bogactwo wód leczniczych doliny Popradu

Robert PATORSKI¹, Kamil PAWELEC¹ i Małgorzata TOTT¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków – rpat@pgi.gov.pl

Na obszarze województwa małopolskiego znajduje się ponad 1/3 spośród wszystkich złóż wód leczniczych w Polsce, wprawdzie uznawanych za lecznicze i kopaliny podstawowe. Pojęcie wód leczniczych nie jest jednoznaczne z pojęciem wód mineralnych. Wodami leczniczymi mogą być zarówno wody mineralne (o zawartości rozpuszczonych skład-

ników stałych powyżej 1000 mg/dm³) jak i wody słodkie (poniżej tej wartości), ale zawierające składniki swoiste. Dolina Popradu to największy obszar występowania wód leczniczych zawierających dwutlenek węgla czyli tzw. "szczaw" w Polsce. W dolinie Popradu znajduje się aż 15 miejscowości z udokumentowanymi złożami. Wody ujmowane są zarówno

z naturalnych wypływów, tzn. ze źródeł, jak też z otworów wiertniczych o głębokości 100-200 m, a nawet 950 m (Zuber II). Pochodzenie szczaw związane jest z infiltracją opadów atmosferycznych siecią szczelin ku obszarom morfologicznie niżej położonych. W strefach dopływu CO₂ nasycają się gazem wędrującym ku powierzchni. Zasoby tych wód są odnawialne, jednakże jest to uzależnione od stałego dopływu dwutlenku węgla z głębokich warstw Ziemi, który powstaje w wyniku procesów metamorficznych. Szczawy i wody kwasowęglowe, które znajdują się w dolinie Popradu, są wykorzystywane do celów lecznictwa uzdrowskiego, takich jak kąpiele mineralne i kuracje pitne. Niemniej jednak, większość

tych wód jest wykorzystywana do celów rozlewniczych. W uzdrowisku Krynica-Zdrój, wody lecznicze stanowią około 20% całkowitej wydobytej wody i są wykorzystywane w ogólnodostępnych pijalniach oraz punktach czerpalnych. Reszta wykorzystywana jest w rozlewnictwie. Z kolei, w uzdrowiskach Muszyna i Piwniczna-Zdrój, wykorzystanie wód mineralnych do celów leczniczych jest minimalne w porównaniu z ich wykorzystaniem do celów rozlewniczych. Generalnie, w ostatnich latach zauważalna jest tendencja zwiększania udziału wykorzystania wód mineralnych do celów rozlewniczych w stosunku do ich wykorzystania do celów lecznictwa uzdrowskiego.

Przetwarzanie regionalnych profili sejsmicznych przecinających basen karpacki. Analiza wybranych elementów przetwarzania danych sejsmicznych istotnych w poszczególnych elementach strukturalnych

Krzysztof PIENIĄDZ^{1,2}, Piotr MISIACZEK^{1,2}, Michał MARTUŚ^{1,2}, Sylwia ŁABAJ^{1,2}, Leszek SMOLARSKI^{1,2}, Adam CYGAL^{1,2} i Michał STEFANIUK^{1,2}

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – pieniadz@agh.edu.pl

² Geo-Energy Innovations sp. z o.o., ul. Czarnowiejska 36/C5/017, 30-054 Kraków

Weryfikacja koncepcji budowy geologicznej fałdowo-nasuwczego pasa Karpat zewnętrznych oraz osadów miocenu zapadliska przedkarpackiego jest ściśle zależna od jakości obrazu sejsmicznego udostępnionego do interpretacji. W ramach projektów INNKARP i Miocen 3D realizowanych na zlecenie PGNiG SA i NCBiR zaprojektowano siatkę regionalnych trawersów 2D zlokalizowaną we wschodniej części polskich Karpat oraz zapadliska przedkarpackiego. Pierwotnie trawersy sejsmiczne stanowiły dwa różne zestawy danych dla obu tematów. Dzięki spójnemu processingowi dane te można analizować wspólnie, ponieważ tworzą one trawersy sejsmiczne o długościach często przekraczających 100 km, przecinając wzdłużnie i poprzecznie analizowany górotwór karpacki i zapadlisko przedkarpackie. Dzięki temu otrzymane obrazy sejsmiczne pozwalają w sposób ciągły śledzić badany ośrodek w ujęciu regionalnym. Scalanie linii sejsmicznych, zarejestrowanych w ramach różnych tematów poszukiwawczych, pozwoliło odzyskać spójną przestrzeń informacji geologicznej. W strefie karpackiej w szczególności dotyczy to danych z brzegów pojedynczych profili. Dotychczas cechowały się one

ograniczoną wiarygodnością rozwiązania migracyjnego ze względu na wpływ apertury i obniżonej krotności profilowania. Po połączeniu, trawersy sejsmiczne dostarczyły wiarygodnego i spójnego obrazu strukturalnego ośrodka karpackiego. Natomiast w strefie mioceńskiej, ujednolicenie przetwarzania regionalnych trawersów pozwoliło na uzyskanie obrazu jednolitego pod względem amplitudowo-częstotliwościowym. Trawersy zostały przetworzone w domenie czasu i głębokości z użyciem dwóch systemów processingowych SeisSpace (ProMAX) i GeoTomo (GeoThrust). Finalnie uzyskany obraz sejsmiczny stanowił ważne wsparcie dla prac koncepcyjnych budowy polskiej części Karpat Zewnętrznych oraz zapadliska przedkarpackiego. Pozwoli to wyznaczyć lokalizacje miejsc potencjalnie złożowych.

Źródło finansowania badań: Projekt INGKARP: „Opracowanie innowacyjnej koncepcji poszukiwania złóż węglowodorów w głębokich strukturach Karpat Zewnętrznych” (POIR.04.01.01–00–0006/18) oraz Projekt Miocen 3D: „Nowy model sejsmogeologiczny 3D testujący perspektywy odkrycia niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w miocenie Zapadliska Przedkarpackiego” (POIR.04.01.01–00–0046/19-00)

Bogate znaleziska tropów permskich czworonogów w dolnopermskim piaskowcu budowlanym synklinorium śródsudeckiego

Izabela PLOCH¹, Sebastian VOIGT² i Paweł RACZYŃSKI³

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

² Umweltmuseum GEOSKOP, Burg Lichtenberg, Burgstraße 19, 66871 Thallichtenberg, Niemcy

³ Uniwersytet Wrocławski, Pl. Maksa Borna 9, 50-204 Wrocław

Piaskowiec budowlany należy do dolnej części formacji ze Słupca, która uważana jest za zapis megacyklu w powstaniu którego odegrały rolę ruchy tektoniczne (m.in. Dziedzic, 1961; Wojewoda, Mastalerz, 1989; Kurowski, 2004). Osady piaskowca budowlanego – głównie fluwialne piaskowce i lokalnie zlepionce przechodzą w drobnoziarniste osady zwane łupkami walchowymi o charakterze głównie jeziornym. Występują one jedynie we wschodniej części synklinorium. Dotychczas nieliczne były znaleziska skamieniałości w piaskowcu budowlanym, który uważany był za ubogi w skamieniałości. O tropach znalezionych w okolicach Włodowic w piaskowcu budowlanym wspominał Dziedzic (1961), jednak dopiero teraz, kiedy eksploatacja piaskowca budowlanego w kamieniołomie w Bieganowie osiągnęła wyższy poziom, znaleziono zostały w nim liczne tropy czworonogów. Większość z nich to duże tropy *Ichniotherium cotta*, odlewy tropów zachowane w nadległym piaskowcu. Wśród licznych skamieniałości śladowych pozostawionych przez bezkręgowce występuje *Scoyenia gracilis*. Znaleziono także ślady po korzeniach oraz odciski i odlewy gałązek roślin iglastych. W osadzie widoczne są ślady wysychania czy odciski kropki

deszczu z suchych okresów, kiedy czworonogi mogły swobodnie wędrować na tym terenie. Są też ślady pozostawione w osadzie płytkich rozlewisk wodnych. Występujące tropy dużych czworonogów, które preferowały wędrówkę po stosunkowo stabilnym podłożu, dobrze oddają charakter ówczesnego środowiska. Dobrze dokumentują życie w ówczesnym często skrajnym, prawdopodobnie monsunowym klimacie, w którym gwałtowne opady mogły przyczyniać się do zalania dużych obszarów wodą, która stopniowo stabilizowała się, aby następnie pozostała po niej tylko wysuszona ziemia – i tak do następnego cyklu pogodowego.

Badania zostały sfinansowane przez Narodowe Centrum Nauki (grant 017/26/M/ST10/00646).

Literatura:

DZIEDZIC K. 1961 – Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. *Studia Geologica Polonica*, 6: 1–121.

KUROWSKI L. 2004 – Fluvial sedimentation of sandy deposits of the Stupiec Formation (Middle Rotliegendes) near Nowa Ruda (Intra-Sudetic Basin, SW Poland). *Geologia Sudetica*, 36: 21–38.

WOJEWODA J., MASTALERZ K. 1989 – Ewolucja klimatu oraz anocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. *Przegląd Geologiczny*, 37: 173–180.

Koło Naukowe Kiwon – wczoraj i dziś na Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Dobczyce 2023

Rozalia SAWA¹, Radosław SZCZĘCH¹, Justyna WÓJCIK¹ i Zuzanna ZAPART¹

¹ AGH, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska – rosawa@student.agh.edu.pl

Koło Naukowe KIWON powstało w 2010 r., działa przy Katedrze Surowców Energetycznych na Wydziale Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska na Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Skupia studentów interesujących się geologią naftową, przemysłem naftowym, poszukiwaniem złóż oraz geotermią. Opiekunem koła jest dr inż. Grzegorz Machowski. Dotychczasowe osiągnięcia Koła to:

Grant Rektora (2021/2022): „Wykorzystanie bezzałogowego statku powietrznego do opracowania modelu 3D architektury depozycyjnej skał mezozo-

iku wybranych obszarów obrzeżenia Gór Świętokrzyskich”); Coroczny udział Barbórkowej Konferencji Studenckich Kół Naukowych AGH; Spotkania z przedstawicielami firm związanych z branżą naftową (m.in. Shell, SLB); Wyjazdy naukowe do miejsc związanych z przemysłem naukowym (m.in. platforma wiertnicza na Morzu Bałtyckim, Muzeum Przemysłu Naftowego w Bóbrce); Udział w konkursie Imperial Barrel Award.

Bieżące projekty Koła to: Grant Rektora – „Model trójwymiarowy odsłonięcia warstw menilito-

wych w Karpatach zewnętrznych – Ściana Olzy w Rudawce Rymanowskiej”; W czerwcu bieżącego roku planowany jest wyjazd członków Koła Nauko-

wego na platformę wiertniczą położoną na Morzu Bałtyckim.

Występowanie osuwisk wzdłuż głównych nasunięć karpackich w obszarze między Skawą a Dunajcem (zewnętrzne Karpaty fliszowe)

Rafał SIKORA¹, Jacek RUBINKIEWICZ¹, Izabela LASKOWICZ¹ i Dariusz BUDZIŃSKI¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń – rafal.sikora@pgi.gov.pl

Strefy nasunięć w polskiej części zewnętrznych Karpat fliszowych wskazywane są często jako obszary wrażliwe na rozwój osuwisk (m. in. Teisseyre, 1936; Laskowicz, 2016). Niewątpliwie takie stwierdzenie wynika z obserwacji terenowych i rozpoznania tego typu zależności w drodze analizy konkretnych form osuwiskowych względem geologii ich podłoża. Rozwój osuwisk w strefach nasunięć może wynikać z różnych czynników, spośród których najczęściej wskazywane są czynniki strukturalne (m.in. Wójcik, Mrozek, 2009; Wódka, 2020) i litologiczne (Teisseyre, 1936; Wójcik, 1997). Zdarza się jednak, że problem ten pozostaje bez szerszego komentarza (np. Wójcik, Rączkowski, 2001).

W celu falsyfikacji poglądu o związku osuwisk ze strefami nasunięć dokonano analizy ich występowania wzdłuż nasunięć (głównych oraz drugiego rzędu) między dolinami Skawy i Dunajca. Wykonane badania, do których wykorzystano rozkład osuwisk o powierzchni powyżej 5 ha oraz przebieg nasunięć głównych jednostek karpackich wykazały, że zależność tego typu jest ograniczona do wybranych obszarów. Najlepszą korelację między nasunięciami a osuwiskami stwierdzono w brzeżnej części Karpat, w tym wzdłuż nasunięcia jednostki śląskiej. Strefa nasunięcia jednostki magurskiej koreluje ze zwiększoną liczbą osuwisk w kilku obszarach, w środkowej części analizowanego fragmentu Karpat zewnętrznych.

Stwierdzono również, że osuwiska wzdłuż nasunięć rozwijają się pod warunkiem istnienia dodatkowych kryteriów mających wpływ na uruchomienie przemieszczeń grawitacyjnych. Spośród czynników biernych, koniecznych do wystąpienia osuwisk w badanych strefach na pierwszy plan wysuwa się topografia terenu, a więc obecność odpowiednio stromo nachylonych stoków, na których ruchy masowe mogą się rozwijać. Kolejnym czynnikiem jest litologia. Osuwiska częściej rozwinęły się w przypadku obecności w podłożu utworów cienkoławicowych (najczęściej łupkowych), w obrębie których istnieją liczne powierzchnie związane z silniejszym zniszczeniem i zwiertzeniem skał w strefach nasunięć lub charakteryzują się obecnością licznych

powierzchni nasunięć drugiego rzędu. Niewątpliwie dla rozwoju osuwisk w sąsiedztwie nasunięć i w obszarach o podłożu zbudowanym ze skał fliszowych duże znaczenie ma obecność sieci spękań i uskoków (Wójcik, Mrozek 2009; Laskowicz, 2016; Sikora, 2021), szczególnie, gdy są to strefy charakteryzujące się kontrastem litologicznym polegającym na obecności naprzemianległych warstw cienkoławicowych i gruboławicowych (Sikora, 2022). W przyczynach rozwoju osuwisk we wskazanych obszarach należy również upatrywać silnego wpływu czynników hydrogeologicznych: zwiększonej infiltracji wód opadowych w strefach zniszczenia oraz krążenia wód podziemnych zmieniających właściwości mechaniczne skał. Przedstawione wyniki badań wykazały, że przy analizie osuwisk w strefach nasunięć należy brać pod uwagę różne czynniki, a obecność nasunięć nie wszędzie jest czynnikiem decydującym o wystąpieniu procesów grawitacyjnych.

Literatura

- LASKOWICZ I. 2016 – Analiza statystyczna rozmieszczenia osuwisk i nieciągłości tektonicznych w rejonie Bochni. [W:] Wojewoda J. (red.), Wyzwania polskiej geologii. Tom Kongresowy. 3. Polski Kongres Geologiczny, 14-18 września 2016. PTG, Wrocław: 204–207.
- SIKORA R. 2021 – Rola spękań i uskoków w wykształceniu osuwisk i ich skarp w Beskidzie Śląskim na przykładzie rejonu Baraniej Góry. Rozpr. Dokt. Państw. Inst. Geol.
- SIKORA R. 2022 – Geological and geomorphological conditions of landslide development in the Vistula source area in the Silesian Beskid (Outer Carpathians, southern Poland). Geological Quarterly, 66: 19.
- TEISSEYRE H. 1936 - Materiały do znajomości osuwisk w niektórych okolicach Karpat i Podkarpacia. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 12: 133–192.
- WÓDKA M. 2020 – Ocena aktywności wybranych osuwisk w rejonie Jeziora Rożnowskiego w świetle badań terenowych oraz analiz różnicowych modeli terenu. Przegląd Geologiczny, 68: 60–67.
- WÓJCIK A. 1997 – Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – Strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 376: 5–42.
- WÓJCIK A., MROZEK T. 2009 – Osuwiska zagrożeniem dla infrastruktury – cz. II. <https://edroga.pl/drogi-i-mosty/osuwiska-zagrozeniem-dla-infrastruktury-cz-ii-2608595/all-pages> [dostęp 27.04.2023].
- WÓJCIK A., RĄCZKOWSKI W. 2001 – Osuwiska w dolinie Wisłoki na terenie projektowanego zbiornika w Kątach (Beskid Niski). Przegląd Geologiczny, 49: 389–395.

Rejestracja lejów zapadliskowych w świetle prac terenowych i nowoczesnych metod obrazowania powierzchni terenu – doświadczenia z realizacji zadań Centrum Geozagrożeń PIG-PIB

Rafał SIKORA¹, Marcin WÓDKA¹, Sylwester KAMIENIARZ¹, Zbigniew PERSKI¹, Krzysztof KARWACKI¹, Maria PRZYŁUCKA¹, Mariusz ZAJĄC¹ i Tomasz WOJCIECHOWSKI¹

¹*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń – rafal.sikora@pgi.gov.pl*

Problemy spowodowane rozwojem lejów zapadliskowych (zapadlisk) w Polsce występują przede wszystkim w rejonach, w których prowadzona była podziemna eksploatacja kopalin (węgla kamiennego, brunatnego, rud cynku i ołowiu) oraz w obszarach, gdzie skały podłoża podatne są na procesy krasowe lub sufozję. Deformacje powierzchni terenu spowodowane zapadliskami powodują trudno przewidywalne zagrożenia dla obszarów o postępującej urbanizacji i rozbudowie osiedli ludzkich. Odnotowane w ostatnich latach nasilenie zagrożeń związanych z rozwojem licznych lejów zapadliskowych na Górnym Śląsku i w Małopolsce spowodowały konieczność podjęcia prac nad ich kompleksową i systematyczną inwentaryzacją oraz monitoringiem terenów, na których one występują. Działania Centrum Geozagrożeń PIG-PIB pozwalają na bieżącą redukcję zagrożeń i ryzyka oraz uniknięcie ich w przyszłości.

Podstawowym elementem prac jest rejestracja lejów w terenie, dokumentacja ich geometrii za pomocą wysorozdzielczego skaningu laserowego wykonywanego z powierzchni terenu (TLS – Terrestrial Laser Scanning) oraz określenie gruntów, w jakich one występują. Na tej podstawie określane

są podstawowe cechy zapadlisk i ich parametry morfometryczne. Ważną rolę odgrywają pozostałe metody teledetekcyjne. Ustalenie występowania i zasięgu zapadliska w przeszłości następuje na podstawie metod fotogrametrycznych wykorzystujących archiwalne zdjęcia lotnicze. Rozpoznanie zapadlisk w skali większego obszaru umożliwiają: lotniczy skanowanie laserowe (LiDAR – Light Detection and Ranging) oraz skanowanie (ULS – Unmanned Laser Scanning) i fotogrametria niskiego pułapu za pomocą bezzałogowych statków powietrznych (UAV – Unmanned Aerial Vehicles). Metody te są ważne również z punktu kompleksowego monitoringu tych terenów, który jest wspomagany satelitarną interferometrią radarową (InSAR) ukazującą ciągle zmiany powierzchni terenu w skali regionalnej.

Zastosowanie powyższych metod i kompleksowa analiza uzyskanych danych pozwoliła na identyfikację kilkuset nieznanych do tej pory lejów zapadliskowych i wskazanie form odnowionych. Rezultaty prac i badań od momentu ich uzyskania wpływają na poprawę bezpieczeństwa ludzi. W dalszym etapie badań pozwolą powiązać obszary zapadliskowe z czynnikami powodującymi ich rozwój oraz opracować mapy podatności.

Zróźnicowanie środowisk sedymentacji turbidytowej w basenie przedmagurskim: ograniczony strukturalnie minibasen *versus* system lobów stożka podmorskiego (oligocen, okna tektoniczne Szczawy i Klęczan-Limanowej)

Piotr SIWEK¹, Anna WAŚKOWSKA¹ i Marek WENDORFF¹

¹ *Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – psiwek@agh.edu.pl*

Szczegółowej analizie facjalnej zostały poddane dwie oligoceńskie serie turbidytowe należące do jednostki przedmagurskiej, odsłaniające się (i) w oknie tektonicznym Szczawy oraz (ii) w czynnym kamieniołomie w Klęczanach. Profil Szczawa, zdominowany przez facje cienkich i średniej grubości laminowanych piaskowców ze współgenetycznymi mułowcami o miąższości znacznie przekraczającej miąższość piaskowca, reprezentuje osady prądów zawieszinowych zamkniętych i „zatamowanych” (tzw. *ponded turbidites*) w ograniczonym strukturalnie

minibasenie, który na podstawie przesłanek facjalnych można sytuować na skłonie basenu przedmagurskiego (Siwek i in., 2023). Profil Klęczany tworzą (i) sukcesja gruboławicowych piaskowców amalgamowanych, przechodząca w (ii) serię piaskowcowo-mułowcową, zbudowaną z kilku tzw. sekwencji negatywnych. Są to osady wysokiej i niskiej gęstości prądów zawieszinowych oraz pojedynczych spływów hybrydowych. Tworzą one tabularne ciała depozycyjne o miąższości kilku do kilkunastu metrów, które można identyfikować z lobami budującymi system

depozycyjny stożka podmorskiego. Jego architektura depozycyjna oraz trendy litofacjalne wskazują na retrogradację systemu, która może wiązać się zarówno z czynnikami tektonicznymi, jak i wahaniami poziomu światowego oceanu. Udokumentowanie ograniczonego strukturalnie minibasenu, którego fałdy i architektura depozycyjna są wyraźnie odmienne od tych typowych dla nieograniczonych strukturalnie stożków podmorskich, poszerza spektrum opisywanych dla Karpat środowisk sedymentacji turbidytowej. Stawia również pytanie o możliwość istnienia innych tego typu sekwencji osadowych, które dokumentowałyby depozycję w obrębie strukturalnie ogra-

niczonych minibasenów, stanowiących elementy większych form strukturalnych, czyli głównych basenów karpaccich (zob. Pszonka i in., 2023).

Literatura:

PSZONKA J., WENDORFF M., GODLEWSKI P. 2023 – Sensitivity of marginal basins in recording global icehouse and regional tectonic controls on sedimentation. Example of the Cergowa Basin, (Oligocene) Outer Carpathians. *Sedimentary Geology*, 444: 106326.

SIWEK P., WAŚKOWSKA A., WENDORFF M. 2023 – Mud-rich low-density turbidites in structurally-controlled intraslope minibasin: The influence of flow containment on depositional processes and sedimentation patterns (Szczawa, Oligocene, Polish Outer Carpathians). *Sedimentology*, doi:10.1111/sed.13095.

Parametry kinetyczne kerogenu skał macierzystych polskiej części Karpat zewnętrznych jako czynnik determinujący dynamikę procesów generowania węglowodorów

Karol SPUNDA¹ i Tomasz SŁOCZYŃSKI¹

¹ Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy – spunda@inig.pl

Jednym z głównych problemów w prospekcji naftowej jest określenie czasu generacji węglowodorów oraz umiejscowienie tego procesu w przestrzeni górotworu. Powstawanie węglowodorów w skałach następuje w wyniku rozpadu złożonych związków organicznych (głównie związków węgla, wodoru i tlenu) budujących kerogen, na cięższe i lżejsze węglowodory frakcji olejowej i gazowej. Przebieg tego procesu zależny jest od parametrów kinetycznych charakteryzujących kerogen budujący organiczną substancję macierzystą (Tissot, Espitalié, 1975; Waples, 1980; Tissot, Welte, 1984). Parametry te można oznaczyć w kontrolowanych warunkach laboratoryjnych w oparciu o metody pirolityczne.

W pracy przedstawiono wyniki oznaczeń parametrów kinetycznych determinujących przebieg ter-

micznego krakingu kerogenu oraz ich wpływ na czas i tempo generacji węglowodorów. Badania przeprowadzone zostały dla potencjalnych skał macierzystych występujących w polskiej części Karpat zewnętrznych (Spunda, Słoczyński, 2022).

Literatura:

SPUNDA K., SŁOCZYŃSKI T. 2022 – Energia aktywacji utworów warstw menilitowych i jej implikacje dla procesu generowania węglowodorów w Karpatach. *Nafta – Gaz*, 5: 327–335.

TISSOT B., ESPITALIÉ J. 1975 – L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: applications d'une simulation mathématique. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 30: 743–777.

TISSOT B. P., WELTE D. H. 1984 – *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer-Verlag, Berlin, second edition.

WAPLES D.W. 1980 – Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. *AAPG Bulletin*, 64: 916–926.

Podłoże wschodniej części Karpat polskich w świetle nowych interpretacji danych geofizycznych

Michał STEFANIUK¹ i Adam CYGAL¹

¹ Akademia Górniczo-Hutnicza im St. Staszica w Krakowie, al. A. Mickiewicza 30, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Surowców Energetycznych – stefaniu@agh.edu.pl

W prezentowanej pracy obszar wschodniej części Karpat polskich został zawężony do terenów położonych ogólnie na wschód od doliny Wisłoki. W jego obrębie zaznacza się przebudowa strukturalna nasunięcia karpacciego i jego podłoża oraz wyraźna zmiana charakteru pól geofizycznych np. układ anomalii pola siły ciężkości. Z powodu głębokiego pograżenia podłoża nasunięcia kar-

pacciego w tym obszarze oraz skomplikowanej struktury orogenu, które utrudniają efektywną penetrację wiertniczą, jego fragmentaryczne i niepewne rozpoznanie bazuje głównie na geofizycznych badaniach powierzchniowych. Złożona budowa orogenu obniża efektywność wykorzystania sejsmicznej metody refleksyjnej, której udział

ogranicza się w praktyce do rozpoznania podłoża w marginalnej strefie nasunięcia karpackiego.

W pozostałym obszarze są wykorzystywane alternatywne metody geofizyki powierzchniowej tj. metoda magnetotelluryczna i grawimetria. Istotną rolę w rozpoznaniu podłoża wschodniej części Karpat polskich spełniły sondowania magnetotelluryczne, które pokrywają ww. obszar względnie gęstą siecią kilku generacji punktów pomiarowych. Wyniki interpretacji sondowań MT posłużyły do konstrukcji modelu opornościowego podłoża, którego weryfikacja została wykonana poprzez nowe wyniki przetwarzania regionalnych, profili sejsmicznych oraz modeli magnetotellurycznych i grawimetrycznych wykonanych częściowo w ramach realizacji projektu o akronimie INNKARP

w programie INGA2. Geometryczne cechy powyższego modelu obrazują ilustracje pseudo 3D oraz mapy i przekroje strukturalne. Wizualizacja rozkładów oporności została zaprezentowana została poprzez mapy oporności interpretowanej na wybranych poziomach głębokościowych oraz w postaci przekrojów opor-nościowych. Rozkłady oporności stanowią podstawę interpretacji stref tektonicznych zaznaczających się jako kontrasty opornościowe.

Referat opracowany został w ramach badań naukowych Katedry Surowców Energetycznych Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie., umowa nr: 16.16.140.315/05, wykorzystane zostały także wyniki projektu INNKARP finansowanego przez NCBiR oraz PGNiG S.A.

Mali świadkowie wielkich wydarzeń: tajemnicze historie karpackich regionalnych procesów deformacyjnych uwiecznione w mikrostrukturach deformacyjnych

Piotr STRZELECKI¹

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – piotr.strzelecki@agh.edu.pl

Regionalne procesy deformacyjne, takie jak fałdowanie czy uskokiowanie, manifestują się w różnej skali. Wielkoskalowe deformacje posiadają także swój ślad w postaci mikrostruktur zapisanych w skałach. Przykładem takiego zapisu są wstęgi deformacyjne. Są to wąskie, tabularne strefy, które powstają w skałach ziarnistych w wyniku deformacji (Aydin, 1978). W przeciwieństwie do innych struktur geologicznych np. ciosu czy uskoku, wewnętrzna mikrostruktura wstęg jest zachowana. Poprzez badania mikrostrukturalne wstęg deformacyjnych możemy lepiej zrozumieć wielkoskalowe mechanizmy odpowiedzialne za ich powstanie oraz prześledzić warunki, w jakich zachodziły, tym samym redukuje się część niepewności związanych z różnorodnością modeli i założeń obecnych przy odtwarzaniu regionalnych historii geologicznych. Analiza wstęg deformacyjnych znajduje zastosowanie zarówno naukowe, jak i komercyjne w różnych obszarach geonauk, a także pokrewnych dziedzinach. Należą do nich identyfikacja stref uskoku oraz charakterystyka

uskoków, badanie właściwości mechanicznych i zbiornikowych skał, studia nad przepływem płynów w skałach oraz rekonstrukcja historii geologicznej. Na przykładzie wstęg deformacyjnych rozwiniętych w piaskowcach otryckich płaszczowiny śląskiej w Karpatach zewnętrznych, południowo-wschodnia Polska (Strzelecki, Świerczewska, 2023), i ich zapisu mikrostrukturalnego zaprezentowano historię ewolucji strukturalnej tego segmentu Karpat zewnętrznych.

Badania przeprowadzono w ramach projektu nr 2018/31/N/ST10/02486 finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki.

Literatura:

AYDIN A., 1978 – Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 913–930.

STRZELECKI P., ŚWIERCZEWSKA A. 2023 – Pure compaction bands in the naturally deformed flysch sandstones of the Silesian Nappe (SE Poland): early markers of tectonic shortening, *EGU General Assembly 2023*, EGU23-14083. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-14083>.

Nowe dane o środkowym miocenie wzgórz Woroniaków (zachodnia Ukraina, Środkowa Paratetyda)

Barbara STUDENCKA¹, Marcin GÓRKA², Marek JASIONOWSKI³, Dariusz NAST¹, Andriy POBEREZHSKY⁴, Oksana STUPKA⁴ i Yuliia VERYNHOROVA⁵

¹ Polska Akademia Nauk Muzeum Ziemi w Warszawie; Na Skarpie 20/26, 00-488, Warszawa – bstudencka@mz.pan.pl

² Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

³ Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy; Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

⁴ Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy; Naukova 3a, 79060 Lwów

⁵ Instytut Nauk Geologicznych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, O. Honchara 55b, 01601 Kijów

Stanowiska piasków miocenijskich Woroniaków, wzgórz położonych między Gólgórami i Wzgórzami Krzemienieckimi, które tworzą północno-zachodnią granicę Wyżyny Podola, znane są już od pierwszej połowy XIX wieku za przyczyną bogatej fauny mięczaków. Zróżnicowana i doskonale zachowana fauna ze stanowisk Olesko-Biała Góra, Podhorce, Jasionów i Hołubica, znajdująca się w zbiorach wielu muzeów europejskich, była przedmiotem licznych opracowań paleontologicznych. Brak natomiast szczegółowych badań stratygraficznych, facjalnych i tafonomicznych. Ostatnie opisy stanowisk pochodzą z czasów przygotowywania map do *Atlasu geologicznego Galicji* (Łomnicki, 1895). Także podczas prac terenowych prowadzonych w latach 1931–1938, finansowanych przez Towarzystwo Muzeum Ziemi, główny nacisk położono na pozyskanie fauny. Pobrane wówczas próbki osadów nigdy nie zostały opracowane, brak zaś dokładnej lokalizacji sprawia, że są bezużyteczne. Dlatego też w roku 2018 podjęliśmy prace terenowe, których głównym celem było określenie dokładnej lokalizacji stanowisk miocenu, opisanie ich litologii i struktur sedimentacyjnych, rozpoznanie tafonomii zespołów mięczaków oraz pobranie próbek do badań petrograficznych i biostratygraficznych. Do badań wytypowaliśmy: Olesko-Biała Góra 2 (facja piaszczysta), Jasionów 1 (facja marglistą z przeławiczeniami warstw rodolitowych) oraz Zahorce i Wołujki, gdzie widoczny jest ostry kontakt między facją piaszczystą i nadległą facją marglistą. Łącznie przebadano około 12 m osadów piaszczystych i osadów węglanowych. Na podstawie

wartości ilościowego stosunku dwóch naturalnych izotopów strontu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ w muszlach małżów z Oleska oszacowano wiek osadów na 13,6 Ma [$\pm 0,4$], co odpowiada późnemu badenowi (wczesny serrawal).

Transgredujące morze późnobadeńskie zastało na obszarze Woroniaków teren bardzo zróżnicowany, pokryty drobnoklastycznymi zwietrzelinami. Miąższość osadów piaszczystych waha się od 2 m (Jasionów 2) do 20 m (Wołujki). Profil osadów w Olesku obrazuje postępującą transgresję. Dolne warstwy piasków bez fauny można odnieść do czasu tworzenia się bardzo płytkowodnych osadów, powyżej podstawy falowania, z materiału zwietrzelin lądowych. Warstwy z obfitą fauną wskazują na przesunięcie się linii brzegowej ku wschodowi i pogłębienie się zbiornika. Okresy silniejszej działalności sztor-mowej zaznaczają się dostawami grubsze-go materiału żwirowego i fauną zdominowaną przez wybitnie oportunistyczny gatunek, jakim jest *Glycymeris deshayesi* (Mayer). Ostatnia warstwa w Olesku (margle) i cały profil w Jasionowie 2 (kilka zwięzłych ławic krasnorostowych zbudowanych z rodolitów, przeławiconych marglami ilastymi wyznacza ustanie częstych dostaw materiału klastycznego i spokojny wzrost plech krasnorostów. Bardzo uboga fauna małżowa, zdominowana przez *Glans trapezia* (Linnaeus), jest zachowana jako ośrodków lub odciski. Linia brzegowa przypuszczalnie oddaliła się jeszcze bardziej, a warunki ujednoliciły się na większym obszarze.

Projekt realizowany w ramach współpracy bilateralnej między Polską Akademią Nauk i Narodową Akademią Nauk Ukrainy.

Z małżami grupy *Lithiotis* przez świat (Maroko-Albania-Nepal) – geologiczne ekspedycje Koła Naukowego STRATI AGH

Studenckie Koło Naukowe STRATI¹

¹ Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki; Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – krobicki@agh.edu.pl

Studenckie Koło Naukowe Stratygrafii „STRATI” AGH, założone w latach 90. poprzedniego stulecia, od początków swojego istnienia skupia swoją działalność na geologii alpidów oraz ewolucji Oceanu Tetydy w jurze i kredzie. W jej ramach prowadzone były badania w polskiej części Karpat

jak też w Karpatach Wschodnich (Ukraina, Słowacja, Rumunia), a w ostatnich latach – w Atlasie Wysokim (Maroko), Alpach Albańskich (Albania), oraz w rejonie Thakkhola centralnego Nepalu (Ryc. 1), natomiast obecnie celem koła jest ekspedycja naukowa do regionu Ladakh w Himalajach Indyjskich.



Ryc. 1. Uczestnicy wyprawy w okolicach wsi Muktinath (górna część doliny Kali Gandaki centralnego Nepalu – jesień 2019 roku); w tle szczyt Dhaulagiri (8167 m n.p.m.).

Projekt ten jest ściśle związany z dotychczasową aktywnością naukową Koła, szczególnie z działalnością na terenie Atlasu Wysokiego (Maroko – wyjazdy w roku 2007 i 2016), Alp Albańskich (Albania – 2017 i 2021) czy Nepalu (2019), gdzie członkowie Koła studiowali wczesnojurajskie budowle organiczne tworzone przez małże z tzw. facji *Lithiotis*. Dzisiaj budowle „lithiotisowe” są zlokalizowane w licznych miejscach na świecie, paleogeograficznie jednak głównie w południowej części wczesnojurajskiego Oceanu Tetydy (obecnie obszar ciągnący się na zachodzie od Maroka poprzez Hisz-

panię, Włochy, Słowenię, Chorwację, Albanie, Grecję, Oman, Iran, Pakistan aż po Nepal czy wyspę Timor na wschodzie). Analiza paleontologiczna, paleoekologiczna, sedymentologiczna i paleobiogeograficzna stanowi podstawę studiów porównawczych tych biostruktur w wymienionych regionach dając możliwość określenia przyczyn pojawienia się budowli „lithiotisowych” w pliensbachu i ich całkowitemu zanikowi pod koniec wczesnego toarku na tak rozległym obszarze wzdłuż ówczesnego południowego brzegu Oceanu Tetydy. Budowle „lithiotisowe” Ladakhu (północno-zachodnie Indie) wpisują

się w tetydżki zapis tych biostruktur na świecie w sposób następujący. Po kryzysie faunistycznym jednego z wielkich wymierań (tzw. wielkiej piątki) z pogranicza triasu i jury, środowiska rafowe i rafopodobne z mozołem odbudowywały swoje biocenozy. Jedną z pierwszych grup morskich bezkręgowców, które po tym kryzysie tworzyć zaczęły budowie organiczne, były wczesnojurajskie małże facji *Lithiotis*. Najbardziej charakterystyczni przedstawiciele tej grupy należą do następujących rodzajów: *Lithiotis*, *Cochlearites*, *Lithioperla* i *Mytiloperla*. W wielu przypadkach profili wczesnej jury (plienbachu i wczesnego toarku) płytkowodnej sedymentacji węglanowej lub węglanowo-klastycznej, małże te występują masowo, bardzo często w pozycjach przyżyciowych tworząc swoiste

budowie „rafowe”. Jednym z bardziej spektakularnych miejsc, gdzie można takie biostruktury studiować, jest obszar północnej części doliny Kali Gandaki centralnego Nepalu. Doskonale odsłonięty, ciągły profil węglanowych utworów triasu i najniższej jury jest zapisem wczesnojurajskiej historii środkowej części rozległej platformy węglanowej Kioto. Podobna sekwencja utworów występuje prawdopodobnie w indyjskiej części Himalajów (rejon Ladakh/Zaskar) a praktycznie jest nieznana szerzej w fachowej literaturze przedmiotu. Szczegółowa analiza sedymentologiczno-paleoekologiczna profili Ladakh/Zaskaru będzie głównym celem następnej wyprawy Koła, a podobne wystąpienia małży grupy *Lithiotis* w innych częściach świata będą służyć jako materiał porównawczy.

Charakterystyka geochronologiczna minerałów ciężkich z egzotyków formacji istebniańskiej (Krzeszów Dolny, Zachodnie Karpaty Zewnętrzne) – badania wstępne

Monika SZCZUKA¹, Aleksandra GAWĘDA², Anna WAŚKOWSKA³ i Piotr STRZEBONSKI³

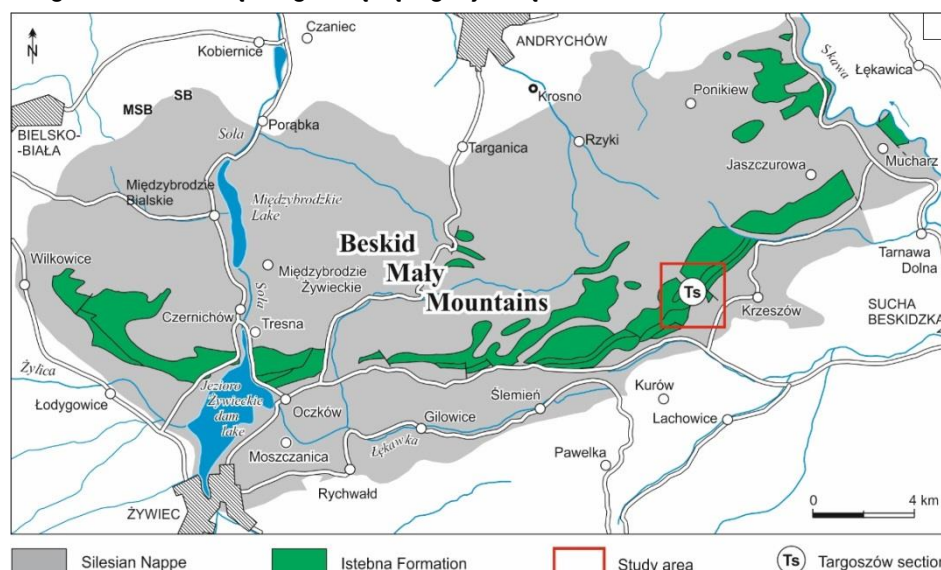
¹ Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, WGGiOŚ, Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie; Al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – szczuka@agh.edu.pl

² Instytut Nauk o Ziemi, Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski w Katowicach, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

³ Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, WGGiOŚ, Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie; Al. A. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Głównym celem badań było określenie charakterystyki geochronologicznej kryształów cyrkonu, apatyty i rutylu, pochodzących z egzotyków interpretowanych jako fragmenty mezozoiczno-paleogeńskiego Grzbietu Śląskiego, będącego jedną z waż-

niejszych struktur w basenach karpackich (Książkiewicz, 1962, 1977; Unrug, 1963, 1968; Golonka i in., 2019).



Ryc.1. Lokalizacja obszaru badań na mapie topograficznej Beskidu Małego z oznaczeniem płaszczowiny śląskiej (kolor szary) oraz formacji istebniańskiej (kolor zielony).

Obszar badań jest zlokalizowany w Krzeszowie Dolnym, który jest najlepszą ekspozycją egzotyków formacji istebniańskiej w Beskidzie Małym (Strzeboński i in., 2017).

Klasty pobrano z najbogatszych w krystaliczny materiał egzotyczny wychodni w korycie potoku Targoszówka. Egzotyki występują w masywnym piaszczysto-błotnym zlepieńcowatym debrycie o grubości ok. 60 cm. Klasty egzotyczne ujawniają dużą różnorodność typów petrograficznych, natomiast do analiz wybrano i przygotowano dwie próbki: granulit i gnejs. Materiał badawczy analizowano przy wykorzystaniu mikroskopii optycznej, katodoluminescencji (CL) kryształów cyrkonu oraz datowania LA-ICP-MS U-Pb cyrkonu, apatytu i rutylu.

W wyniku separacji w cieczach ciężkich granulitu powstała bogata i zróżnicowana populacja cyrkonu oraz mniejsza populacja rutylu i apatytu. Większość kryształów cyrkonu wykazuje strefowanie oscylacyjne, typowe dla krystalizacji magmowej i zmienną intensywność katodoluminescencji. W próbce granulitu wykonano 84 analizy. Ziarna i rdzenie cyrkonu dawały wiek głównie waryscyjski ($333,4 \pm 2,0$ Ma, $341,7 \pm 1,5$ Ma, $345,0 \pm 1,8$ Ma, $351,4 \pm 1,7$ Ma). Wiek protolitu magmowego jest szacowany na między 570 a 590 Ma. Kryształy rutylu pochodziły głównie z wieku waryscyjskiego (od 300 do 391 Ma) i starszego, kaledońskiego (od 422 do 496 Ma) i kadomskiego (535-633 Ma). W gnejsie

wykonano 39 analiz. Kryształy cyrkonu dały wiek waryscyjski (330 do 390 Ma).

Na podstawie prezentowanych wyników można stwierdzić, że analizowany granulit reprezentuje zdarzenia metamorficzne wieku waryscyjskiego, podobnie jak badany wcześniej w Kamiesznicy (warstwy istebniańskie, Beskid Śląski) (Szczuka i in., 2022). Przedstawione dane wskazują, że waryscyjski ślad termalny jest najważniejszy w rozwoju podłoża protokarpacciego.

Literatura:

- GOLONKA J., WAŚKOWSKA A. & ŚLĄCZKA A. 2019 – The Western Outer Carpathians: origin and evolution. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170: 229–254.
KSIĄŻKIEWICZ M. ed., 1962 – Geological Atlas of Poland, Stratigraphic and Facial problems. Wyd. Geol., Warszawa.
KSIĄŻKIEWICZ M. 1977 – Hypothesis of plate tectonics and the origin of the Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 47: 329–353.
STRZEBONSKI P., KOWAL-KASPRZYK J., OLSZEWSKA B. 2017 – Exotic clasts, debris flow deposits and their significance for reconstruction of the Istebna Formation (Late Cretaceous-Paleocene, Silesian Basin, Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 68: 562–582.
SZCZUKA M., GAWĘDA A., WAŚKOWSKA A., GOLONKA J., SZOPA K., CHEW D., DRAKOU F. 2022 – The Silesian Ridge in the light of petrological and LA-ICP-MS U-Pb analyses of cohesive debrites from the Istebna Formation (Silesian Nappe, Outer Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 66 (20).
UNRUG R. 1963 – Istebna Beds – a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 33: 49–92.
UNRUG R. 1968 – The Silesian cordillera as the source of clastic material of the Flysch sandstones of the Beskid Śląski and Beskid Wysoki ranges, Polish West Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 38: 81–164.

Debryt podstawowy olistrostromy warstw popielskich (płaszczowina skolska, Karpaty zewnętrzne)

Anna WAŚKOWSKA¹, Svitlana HNYLKO², Jan GOLONKA¹, Justyna KOWAL-KASPRZYK¹, Tadeusz SŁOMKA¹ i Sławomir BĘBENEK¹

¹ Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. St. Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – waskowsk@agh.edu.pl

² Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals, NAS of Ukraine, Naukova 3a. 79060 Lviv, Ukraine

Formacja popielska jest charakterystycznym wydzieleniem płaszczowiny skolskiej (skibowej). Budują ją utwory zdeponowane przez ruchy stokowe, które zachodziły w zewnętrznej części basenu karpacciego. Formacja ma charakter olistrostromy o zasięgu regionalnym, która powstała w wyniku masowych osunięć północnego brzegu basenu karpacciego.

Badania były prowadzone na terenie antykliny pobuckiej, będącej elementem skiby orivskiej,

czyli drugiej od północy jednostki tektonicznej płaszczowiny skolskiej. W obrębie antykliny odsłania się profil reprezentujący dystalną część formacji. Rozpoczyna się on debrytem podstawowym, który od niżej leżących, stratyfikowanych utworów formacji wygodzkiej jest ostro odcięty powierzchnią erozyjną. Debryt podstawowy (Ryc. 1) rozpoczynają utwory o wysokiej koncentracji fazy rozproszonej, składające się z gęsto upakowanych klastów.



Ryc. 1. Debyrt podstawowy olistostromy popielskiej.

Fazę tę budują liczne klasty miękkich, obtoczonych lub plastycznie zdeformowanych, zbiorowatych margli o wielkości do 25 cm, jak również słabo do dobrze obtoczone klasty szarych i kremowych wapieni, szarych piaskowców oraz ciemnych skał krzemionkowych wielkości do 15 cm. W debrycie podstawowym występuje normalna gradacja i po około 70 cm przechodzi on w debryt z niską ilością fazy rozproszonej, w którym podstawowym składnikiem jest szaro-zielone, w różnym stopniu zapiaszczone matriks. W celu

rozpoznania budowy obszaru źródłowego olistostromy oraz czasu jej osadzenia zostały wykonane analizy petrograficzne i biostratygraficzne. Na ich podstawie w fazie rozpraszającej wyróżniono 4 grupy wiekowe klastów. Są to:

- egzotyki tytońsko-beriańskich wapieni typu sztramberskiego, zawierających bogate zespoły skamieniałości, m.in., glony, gąbki, koralowce, mięczaki, szkarłupnie, ramienionogi, dinocysty wapienne, mszywioly, otwornice, małżoraczki;
- egzotyki górnokredowych piaskowców wapienistych, wapieni skrzemionkowanych lub laminowanych skał wapienno-krzemionkowych, zawierających otwornice, radiolarie, gąbki, szkarłupnie i dinocysty wapienne;
- egzotyki wapieni dolnopaleogeńskich, zawierających glony koralinowe, dinocysty wapienne, otwornice (również duże), mszywioly, serpuły, małżoraczki i szkarłupnie;
- egzotyki margli eoceńskich, zawierające górnopreską faunę otwornic planktonicznych (poziom E7) i zęby ryb.

Mułowcowe matriks zawiera otwornice planktoniczne wskazujące na górnolutecki wiek, odpowiadający poziomowi E10. Podstawowy debryt olistostromy popielskiej zalega na utworach warstw wygodzkich, w których stropie występują otwornice planktoniczne i aglutynujące wieku luteckiego, odpowiadające poziomowi *Reticulophragmium amplexans* i zonie E9-E10 otwornic planktonicznych.

Prac badawcze zostały wykonane dzięki wsparciu finansowemu subwencji badawczej KGOiG WGGiOŚ AGH (No. 16.16.140.315).

Zasięg i wiek łupków z Faronów (formacja ropianiecka, płaszczowina magurska)

Anna WAŚKOWSKA¹, Mateusz SZCZĘCH² i Sławomir BĘBENEK¹

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – waskowsk@agh.edu.pl

² Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

Płaszczowina magurska składa się głównie z głębokomorskich utworów fliszowych, które zostały osadzone z obrębie basenu magurskiego. W jednostce bystrzyckiej, reprezentującej fację centralnej części basenu, w górnej kredzie i paleocenie powstawały utwory formacji ropianieckiej. Buduje je seria szarych lub szaro-zielonych cienko- i średnioławicowych utworów piaskowcowo-łupkowych z przeławiczeniami gruboławicowych piaskowców. Na północnych zboczach Górców, w dolnej części formacji

ropianieckiej, występuje wyraźnie wyodrębniający się kompleks pstrych utworów, nazywany łupkami z Faronów (Waśkowska, Szczęch, 2023). Jest to kompleks skrzemionkowanych mułowców, zdominowany przez łupki czerwone, które są przewarstwiane łupkami zielonymi oraz podrzędnie bardzo cienkimi warstewkami drobnoziarnistych piaskowców. Ma on miąższość kilkunastu metrów i rozciąga się na dystansie 20 km, w pasie od Rabki po Szczawę, tworząc zwarty poziom w obrębie formacji ropianieckiej. Łupki

z Faronów zostały zdeponowane w okresie ograniczonych dostaw materiału piaszczystego do centralnej części basenu magurskiego.

W celu ustalenia wieku łupków z Faronów zostały wykonane badania biostratygraficzne. Dla tych celów z 4 lokalizacji pobrano 17 próbek. W materiale badawczym została zidentyfikowana aglutynująca mikrofauna otwornicowa. Zespoły otwornicowe zawierały głównie kosmopolityczne i długowieczne taksony. Bardziej precyzyjne oszacowanie wieku było możliwe na podstawie tylko 2 próbek (Waśkowska, Szczęch, 2023). W jednej z nich występował gatunek *Rzehakina inclusa* (Grzybowski), będący wskaźnikowym dla późnego kampanu-mastrychtu. Towarzyszyły mu liczne otwornice z rodzaju *Caudammina* [tj. *Caudammina gigantea* Geroch, *Caudammina ovula* (Grzybowski)], co jest charakterystyczne dla interwału późny santon – wczesny mastrycht (Waśkowska, 2021). W innej z próbek

występował zespół odpowiadający poziomowi rozkwitu *Placentammina placenta* (Grzybowski) and *Saccammina grzybowskii* (Schubert), zawierający spory udział *Placentammina placenta* (Grzybowski) var. *gigantea*, który w basenach Karpat zewnętrznych rozwijał się w interwale późny kampan – dan. Biorąc pod uwagę powyższe, wiek łupków z Faronów jest szacowany na późny kampan – wczesny mastrycht.

Prace badawcze zostały wykonane dzięki wsparciu finansowemu subwencji badawczej KGOiG WGGiOŚ AGH (No. 16.16.140.315).

Literatura:

- WAŚKOWSKA A., 2021 – Agglutinated foraminiferal acmes and their role in the biostratigraphy of the Campanian–Eocene Outer Carpathians. *Geosciences*, 11: 367, <https://doi.org/10.3390/geosciences11090367>.
WAŚKOWSKA A., SZCZĘCH M. 2023 – The Upper Cretaceous variegated shale in the Ropianka Formation of the Magura Nappe (Outer Carpathians) – age and lithostratigraphic position. *Geological Quarterly* – w druku.

Chemizm wód wybranych jaskiń południowej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Jakub WCISŁO¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – jakub.wcislo@student.uj.edu.pl

Wyżyna Krakowsko-Częstochowska jest zbudowana z górnourajskich wapieni, w obrębie których rozwinięte są systemy krasowe z jaskiniami, które pozwoliły na pobieranie próbek wód strefy wadycznej. W tym celu w każdej z wybranych jaskiń (J. Łokietka, J. Ciemna, J. Twardowskiego, Smocza Jama) rozstawiono polietylenowe butelki w których zbierała się woda badana co miesiąc. Badania rozpoczęto w maju 2022 roku i trwają nadal.

W badanych wodach dominują jony typowe dla krasu węglanowego – Ca i HCO₃, ale również SO₄, które nie mając naturalnych (geogenicznych) źródeł nad jaskiniami, wskazują na istotny wpływ czynnika antropogenicznego w kształtowaniu się chemizmu tych wód.

Okolo 25 lat temu zespół naukowców pod przewodnictwem profesora Jacka Motyki badał wody z tych samych jaskiń (m.in. Motyka i in., 2002, 2005). Porównanie z uzyskanymi wówczas danymi poka-

zuje, że badane wody współcześnie zawierają mniej jonów pochodzących z antropogenicznego zanieczyszczenia. Największe zmiany odnotowano w zawartości SO₄. Poprawa jakości wód jest efektem zaniku źródeł zanieczyszczeń i powolnego samoczyszczania się systemów krasowych. Zaobserwowany proces pozwala przewidywać, że w przyszłości jakość wód w badanych jaskiniach ulegnie jeszcze większej poprawie.

Badania zostały częściowo sfinansowane z grantu The Philip M. Smith Graduate Research Grant for Cave and Karst Research przyznanego przez organizację The Cave Research Foundation.

Literatura:

- MOTYKA J., RÓŹKOWSKI K., SIKORA W., GOC J. 2002 – Wpływ strefy aeracji w wapieniach jury górnej na skład chemiczny wód podziemnych w Ojcowskim Parku Narodowym. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 404: 123–144.
MOTYKA J., GRADZIŃSKI M., RÓŹKOWSKI K., GÓRNY A. 2005 – Chemistry of cave water in Smocza Jama, City of Kraków, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 189–198.

Szlakiem Profesora Walerego Goetla przez Krainę Lodu i Ognia z Kołem Naukowym Geoturystyka (AGH)

Karolina WIEWIÓRSKA¹, Karolina STĘPIEŃ¹, Marta ESMUND¹, Kacper MADEJ¹, Dominik POLAK¹, Wiktor SALWA¹ i Dawid DOMALIK¹

¹¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. St. Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – geoturystyka@agh.edu.pl

Profesor Walery Goetel był wybitnym geologiem, działaczem społecznym i podróżnikiem. Stworzył nową gałąź nauki – sozologię – zajmującą się łączeniem ochrony środowiska i racjonalnego korzystania z zasobów. W 1927 r. odwiedził Islandię. Pobyt został opisany przez towarzyszącego mu brata Ferdynanda w książce „Wyspa na chmurnej północy”.

Islandia, jedno z najbardziej wyjątkowych geologicznie miejsc na świecie, znajduje się na styku Grzbietu Śródatlantyckiego i grzbietu ciągnącego się między Grenlandią a Wyspami Owczymi, a jednocześnie nad plamą gorącą (*hot spot*). Jest to najlepsze miejsce na Ziemi do obserwowania ryftu oceanicznego, gdyż tutaj wynurza się on ponad taflę wody i można niemal dotknąć jednocześnie dwie płyty tektoniczne – północnoamerykańską i euroazjatycką. Wyspa określana jest jako „Kraina Lodu i Ognia” ze względu na dużą ilość lodowców i aktywny wulkanizm (ok. 30 systemów uznawanych za aktywne).

W 50. rocznicę śmierci Prof. W. Goetla, KN Geoturystyka udało się na Islandię, aby podążać

szlakiem opisanym w książce. Następnie stworzyliśmy projekt ścieżki geoturystycznej (dostępny na student.agh.edu.pl/~geoturys/w-krainie-lodu-i-ognia-dawniej-i-dzis/), upamiętniającej wyprawę Profesora. Na szlaku znalazły się 22 punkty, które odwiedził Profesor, z których 15 wyróżniliśmy jako szczególnie atrakcyjne geoturystycznie (w tym m.in. Geysir, wodospad Gullfoss, jaskinia Surtshellir, Park Narodowy Thingvellir). Proponujemy też 14 innych punktów wartych odwiedzenia, które nie zostały wspomniane w książce, ale znajdują się w rejonie szlaku i oceniamy je jako mające znaczny potencjał geoturystyczny. Długość szlaku to 770 km, a na jego przemierzenie samochodem warto przeznaczyć minimum 5 dni. Podążając szlakiem warto również zwrócić uwagę na to, jak współczesna Islandia realizuje idee sozologii.

Projekt został zrealizowany przy wsparciu AGH, Fundacji dla AGH, Stowarzyszenia Naukowego im. St. Staszica, Iceland Car Rental (ICE POL) i Iyofood (LYO).

Dinocysty dolnej kredy polskich Karpat zewnętrznych

Elżbieta Agnieszka WITKOWSKA¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków – elzbieta.a.witkowska@gmail.com

Dinocysty, czyli cysty kopalnych Dinoflagellata, są cenną grupą mikroskamieniałości dla stratygrafii morskich utworów kredowych. Stanowi o tym szerokie rozprzestrzenienie, duża zmienność gatunkowa, szybka ewolucja oraz odporność chemiczna cyst, zbudowanych z materii organicznej.

Dinocysty z utworów dolnokredowych polskich Karpat Zewnętrznych były obiektem badań autorki w latach 1997–2014 (m.in. Gedl, 1999, 2003; Vasicek i in., 2010). W efekcie tych badań opisane zostały po raz pierwszy w historii dinocysty z utworów jednostki skolskiej oraz powstała propozycja zonacji dinocystowej dolnej kredy jednostki śląskiej (Gedl, 2003). Najbogatsze i najbardziej zróżnicowane gatunkowo zespoły zostały opisane jak dotąd z warstw spaskich jednostki skolskiej w rejonie wsi Rybotycze koło Przemyśla. Na posterze prezen-

towane są dinocysty z tego obszaru. Prezentowane są również zespoły charakterystyczne dla dolnej kredy jednostki śląskiej. Na mapie Karpat polskich zaznaczono również lokalizacje dotychczasowych badań dinocyst kredowych wykonanych przez autorkę w obrębie Karpat Zewnętrznych.

Literatura:

GEDL E. 1999 – Lower Cretaceous palynomorphs from the Skole nappe (Outer Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 50: 75–90.

GEDL E. 2003 – „Biostratygrafia i paleoekologia warstw wierzowskich i Igockich jednostki śląskiej polskich Karpat fliszowych na zachód od Raby w świetle badań palinologicznych” Praca doktorska, Archiwum UJ; KBN PB 6PO4D 051 19.

VÁŠÍČEK Z., GEDL E., KĘDZIELSKI M., UCHMAN A. 2010 – Two ammonites from the Early Cretaceous deep-sea sediments of the Silesian Nappe, Polish Carpathians, and stratigraphic problems resulted from micro-palaeontological dating of their sites. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 25–37.

Nowe dane biostratygraficzne o utworach formacji z Ropianki w rejonie Przemyśla (jednostka skolska, Karpaty Zewnętrzne, Polska)

Jan WOYDA¹, Anna WAŚKOWSKA² i Zbyszek REMIN¹

¹ Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, PL-02-089 Warszawa – j.woyda@student.uw.edu.pl

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

Rejon Przemyśla stanowi ważny obszar w historii badań karpaccich serii fliszowych oraz licznie tu występujących utworów egzotykowych. Najstarsze opracowania dotyczące geologii Pogórza Przemyskiego pochodzą już z drugiej połowy XIX wieku (Niedźwiedzki, 1876; Paul, Tietze, 1877; Paul, 1883; Zuber, 1888; Dunikowski, 1891; Uhlig, 1894 fide Kotlarczyk, 1978). Do najbardziej znanego i klasycznego stanowiska wystąpień skał egzotykowych w tym rejonie należą wielokrotnie opisywane (Niedźwiedzki, 1876; Wójcik, 1907, 1913-1914), obecnie niemal całkowicie wyeksploatowane olistolity odsłaniające się w Kruhlu Wielkim. Ponadto wielu badaczy (Ney, 1956; Nowak, 1962; Dżułyński, Kotlarczyk, 1988; Geroch i in., 1988, Gucik i in., 2005, 2017; Olszewska i in., 2011) podkreślało fakt znacznie szerszego rozprzestrzenienia utworów egzotykowych w rejonie Przemyśla, których to nagromadzenia rozpoznano głównie w brzeźnych łuskach jednostki skolskiej. Kontrowersyjnym zagadnieniem jest niejasny wiek powstania serii z egzotykami w utworach budujących płaszczowinę skolską (Niedźwiedzki, 1876; Wójcik, 1907; Bukowy, Geroch, 1956; Kotlarczyk, 1988; Geroch i in., 1988; Olszewska i in., 2011) oraz dokładna pozycja poszczególnych olistostrom i olistolitów w jej profilu (Dżułyński, Kotlarczyk, 1988; Jankowski, 1998, 2007). Nieliczne przesłanki oparte na badaniach matriksu (Geroch i in., 1988) oraz utworów fliszowych odsłaniających się w niedalekiej odległości od wychodni skał egzotykowych nie pozwoliły na jednoznaczne rozstrzygnięcie przedstawionego problemu. W toku badań prowadzonych przez autorów odkryto nowe odsłonięcia, z których pobrano materiał do badań laboratoryjnych. Dane biostratygraficzne pozyskano na podstawie analizy bogatego zespołu, dobrze zachowanych otwornic planktonicznych występującego w łupkach marglistych pobranych z profilu w Zielonce. Wśród nich występowały *Racemi-guembelina fructicosa* (*R. fructicosa* – *P. hariaensis* Zone) oraz *Contusotruncana walfischensis* (*R. fructicosa* – *P. hantkeninoides* Zone) wskazujące na późnomastrychcki wiek badanych łupków marglistych. Ponadto przeanalizowano i przedyskutowano dotychczas opublikowane wyniki (Bukowy, Geroch, 1956), proponując korelację utworów z Zielonki z warstwami margli odsłaniającymi w profilu olistostromy na

Iwanowej Górze. Otrzymane wyniki umożliwiły sprecyzowanie wieku skał odsłaniających się w Zielonce (górny mastrycht, dotychczas zamykane w interwale górna kreda-paleocen (Gucik i in., 2017) oraz zaproponowanie ich przynależności litostratygraficznej do ogniwa z Leszczyn. Analizując sytuację tektoniczną można wstępnie założyć, że utwory te stanowią dolną granicę olistostromy odsłaniającej się w rejonie Kruhla Wielkiego.

Literatura:

- BUKOWY S., GEROCH S. 1956 – O wieku zlepieńców egzotykowych w Kruhlu Wielkim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 26: 4.
- DUNIKOWSKI E. 1891 – Atlas geologiczny Galicji. Zeszyt 4. Wydawnictwo Komisji Fizyograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie. Tekst do zeszyt. 4, 1-63. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S., KOTLARCZYK J. 1988 – Zlepienie we fliszu ogniwa z Leszczyn. W: Kotlarczyk J., Pękala K., 1988. Przewodnik 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Przemyśle: 92–94.
- GEROCH S., GUCIK S., KOTLARCZYK J. 1988 – Pozycja „skałek” jurajskich Kruhla Wielkiego w profilu formacji z Ropianki (fm). W: Kotlarczyk J., Pękala K., 1988. Przewodnik 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Przemyśle: 266–272.
- GUCIK S., WASILUK R., GAŹDZICKA E. 2005 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Krzywca (1026). Inst. Geol. Warszawa.
- GUCIK S., WASILUK R., GAŹDZICKA E. 2017 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Krzywca (1026). Inst. Geol. Warszawa.
- JANKOWSKI L. 1998 – Utwory olistostromowe Karpat polskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 54 (6): 81–83.
- JANKOWSKI L. 2007 – Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty Zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 27–52.
- KOTLARCZYK J. 1978 – Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. Prace Geologiczne, 108: 1–82.
- KOTLARCZYK J. 1988 – Zarys stratygrafii brzeźnych jednostek tektonicznych orogenu karpacciego. W: Kotlarczyk J., Pękala K. 1988. Przewodnik 59 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Przemyśle: 266–272.
- NEY R. 1956 – O egzotykach wapieni jurajskich brzeźnej części Karpat i Przedgórze między Sanem a Wiarem. Katedra Złóż Ropy i Gazu, AGH, Kraków, 259–270.
- NIEDŹWIEDZKI J. 1876 – Spostrzeżenia geologiczne w okolicy Przemyśla. Kosmos, 1.
- NOWAK W. 1962 – Wstępne wyniki badań egzotyków warstw inoceramowych serii skolskiej z niektórych stanowisk Karpat przemyskich i birczańskich. Karpaccza Stacja Terenowa I. G.
- OLSZEWSKA B., PAUL Z., RYŁKO W., GARECKA M. 2011 – Biostratygrafia olistolitów wapiennych zewnętrznego pasa skałowego Karpat i skał otaczających. AEM Studio Kraków.
- PAUL K.M. 1883 – Die neueren Fortschritte der Karpathensandstein-Geologie. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 33: 659–690.

PAUL K.M., TIETZE E. 1877 – Studien in der Sandstein-zone der Karpathen. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 27: 33-130.

WÓJCIK K. 1907 – Exotica fliszowe Kruhela Wielkiego koło Przemyśla. Sprawozdanie Komisji fizyograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie, 42.

WÓJCIK K. 1913-1914 – Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. *Rozprawy Polskiej Akademii Umiejętności*, 53, 54: 409–490; 13–69.

ZUBER R. 1888 – Atlas geologiczny Galicyi. Zeszyt 2. Wydawnictwo Komisji Fizyograficznej Akademii Umiejętności w Krakowie. Tekst do zeszyt. 2, 1-120. Kraków.

W poszukiwaniu litu (łuska Bystrego) – projekt LiSEARCH Koła Naukowego AZYMUT AGH

Zbigniew ZIAREK¹, Radosław SZCZĘCH¹, Konrad LUKAJ¹ i Jakub ANDRZEJAK¹

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. St. Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków – zbysiuziarek@student.agh.edu.pl

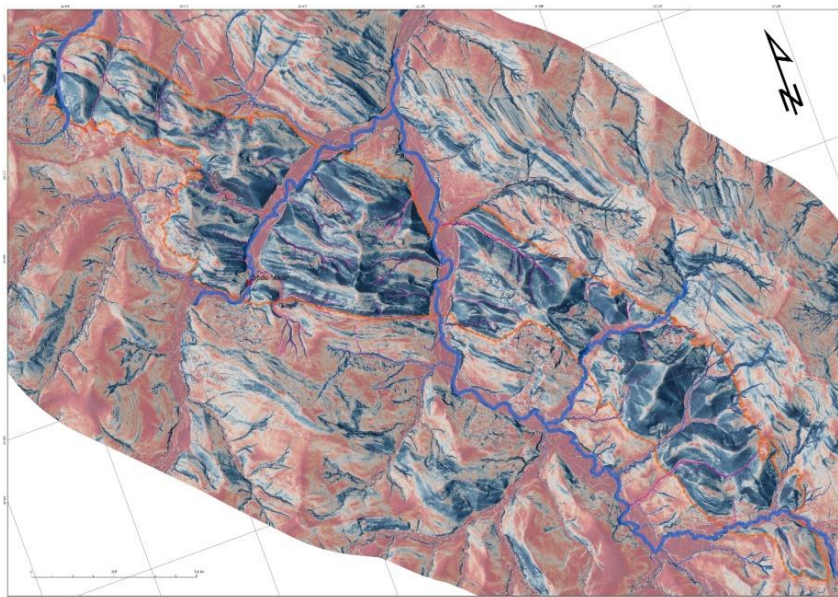
Studenckie Koło Naukowe Kartografii Geologicznej i Komputerowej „AZYMUT”, działające przy katedrze KAŚKGG na WGGiOŚ AGH, zostało założone w 2015 roku. Działalność Koła skupia się na organizacji szkoleń i wzajemnym podnoszeniu kompetencji członków Koła w zakresie kartografii geologicznej, zwłaszcza narzędzi i technik usprawniających prace kartograficzne.

W bieżącym roku w ramach grantu IDUB realizowany jest projekt „Szczegółowe rozpoznanie budowy strukturalnej łuski Bystrego w obszarze występowania anomalii geochemicznych, w celu identyfikacji potencjalnych złóż litu w Karpatach Zewnętrznych”, któremu nadano akronim LiSEARCH. Głównym celem przedsięwzięcia jest wyznaczenie trendów zmienności zawartości litu w wodach i źródeł jej anomalii w rejonie łuski Bystrego znajdującej się w strefie przeddukielskiej w Bieszczadach Zachodnich (Ryc. 1). Dodatkowo, projekt zakłada nabycie cennego doświadczenia przez studentów w zakresie projektowania i realizacji złożonych badań. Realizacja celów będzie możliwa dzięki szczegółowym pracom kartograficznym oraz ukierunkowanym na ich podstawie badaniom

geochemicznym. W kredowych i paleogeńskich skałach łuski Bystrego od lat obserwowano mineralizację kruszcową w postaci pirytu, markasytu, sfalerytu i galeny oraz realgaru i aurypigmentu. W wodach rejonu badań stwierdzono podwyższoną zawartość mikrośladników litu, żelaza i arsenu. Wody bogate w lit w rejonie Rabego występują m.in. w postaci szczawy wodorowęglano-nowo-chlorkowo-sodowej, borowej wypływającej ze źródła Anna z odwiertu Rabe-1.

Pierwszym etapem projektu była analiza map geologicznych, danych literaturowych i ich porównanie z rzeźbą strukturalną i lineamentami w obrazie wysokorozdzielczego numerycznego modelu LiDAR w celu szczegółowego opracowania struktur tektonicznych obszaru badań. W połowie kwietnia miał miejsce pierwszy wyjazd w teren, w efekcie którego wstępne opracowanie kartograficzne i szkic tektoniczny zostały skonfrontowane z danymi terenowymi i uszczegółowione. Po integracji i analizie pozyskanych danych będzie miał miejsce drugi wyjazd terenowy, ukierunkowany na pobór próbek do badań geochemicznych.

Wyniki tych analiz staną się podstawą do wyznaczenia zasięgu strefy mineralizacji litowej i trendów jej zmienności oraz określenia źródła pochodzenia jego podwyższonych wartości (ok. 2 mg/l) w stosunku do innych wód podziemnych w Polsce (kilka µg/litr, niekiedy do ~1 mg/l).



Ryc. 1. Obszar łuski Bystrego i okolic na cieniowanym modelu terenu opartym na numerycznym modelu terenu LiDAR, ze skalą barwną. Większość obszaru łuski wyraźnie odznacza się barwą względem otoczenia.



88

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO
TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

SESJA TERENOWA A

SESJA TERENOWA A

(17 maja, środa)

ŚLADEM PRZEŁOMOWEJ DYSKUSJI MAURICEA LUGEONA Z VIKTOREM UHLIGIEM O PŁASZCZOWINOWEJ BUDOWIE TATR, KASPROWY WIERCH–PRZEŁĘCZ LILIOWE–SKRAJNA TURNIA

Alfred UCHMAN¹ i Renata JACH¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński

WPROWADZENIE

Celem zaproponowanej wycieczki na przełęcz Liliowe (1952 m n.p.m.) jest przypomnienie kluczowej dla geologii Karpat dyskusji z 1903 roku, jaka się tu rozegrała w ramach wycieczki w Tatry zorganizowanej przez wybitnego wiedeńskiego geologa Viktora Uhliga dla uczestników IX Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Wiedniu (Uhlig, 1903; Ryc. 1). Dyskusja ta rozgorzała pomiędzy Viktorem Uhligiem a Mauricem Lugeonem (Ryc. 2) na przełęczy Liliowe, a przysłuchiwali jej się oprócz barwnej, międzynarodowej grupy znanych badaczy, dwaj młodzi uczestnicy wycieczki, jedyni Polacy, Mieczysław Limanowski (w tym czasie liczący 27 lat; Ryc. 3) oraz Wiktor Kuźniar (24 lata; Ryc. 4).

W trakcie wycieczki Wiktor Uhlig (lat 46), zaprezentował budowę geologiczną Tatr zgodnie z ogólnie przyjętą teorią fałdową przedstawioną kilka lat wcześniej w jego monografii „Die Geologie des Tatrgebirges” (Uhlig, 1897, 1899; Ryc. 5). Szwajcarski geolog Maurice Lugeon, mający wówczas 33 lata, nie będąc w Tatrach, na podstawie wspomnianego opracowania Uhliga zawierającego mapę geologiczną, przedstawił swoją koncepcję płaszczowinowej budowy Tatr w krótkich notatkach (Lugeon, 1902, 1903; Ryc. 6). Koncepcja ta była została zweryfikowana w terenie 15 i 17 sierpnia 1903 roku i była gorącym tematem kongresu (Klemun, 2022). Wycieczka poprzedzała kongres w Wiedniu, a uczestniczyło w niej kilkunastu znanych i cenionych badaczy z całego świata oraz szereg młodych adeptów geologii (Limanowski, 1904).

Mieczysław Limanowski (1904) nakreślił w niezwykle ekspresywny sposób tło tej dyskusji: *Jeżeli Uhlig udowodni, że płat ten wychodzi z głębi ziemi, To udowodni tem samym, że działały tu siły podnoszące pionowo do góry pracujące, siły, których nauka tłómacząca powstanie gór dawno się już wyrzekła, których nigdy nie stwierdzono w Alpach, gdzie całe generacje odcyfrowywały budowę Gór. Jeżeli Lugeon wykaże, że dany płat jest efektem nasuniętym, to rozwiąże wszystkie sprzeczności, do*

jakich badanie Tatr naprowadziło, a zarazem wykaże, że wybudowała je siła pozioma skierowana ku północy, jak w Alpach, Karpatach, na Bałkanach, Krymie.

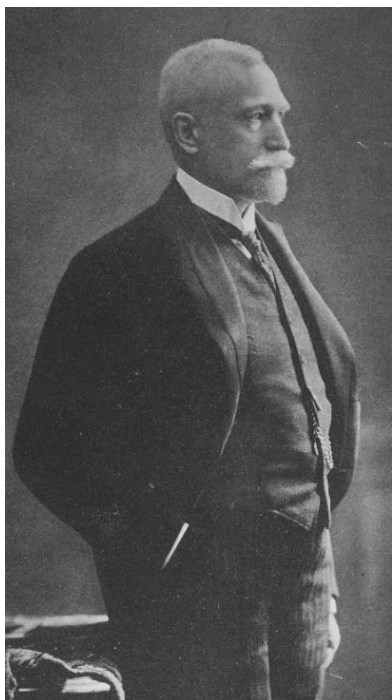
Dyskusja rozpala nas. Naglą do dalszego pochodzenia przewodnicy.

Niebo zakrywa się chwilami zupełnie. Przechodzimy koło wapieni i pytamy się, czy zanurzają się pod granity po prawej?

Uczestnicy wycieczki oglądali odsłonięcia rejonu przełęczy Liliowe. Limanowski (1904) tak relacjonuje ten etap wycieczki: *Stosunki ogółem są następujące. Na granitach Skrajnej Turni leżą ławice piaskowca permskiego i tryasowego łupku, potem rozciąga się wapień jurajski mocno poszarpany, oraz margiel górnokredowy. Wszystkie ławice zapadają pod granit Beskidu, który nakrywa po prostu margiel. Nieco dalej Limanowski (1904) pisze Lugeon bada przez lornetkę Czerwone Wierchy, granit na szczycie Małolączniaka i spostrzega, że leży na wapieniach w miednicze.*

Granit po którym stąpamy spoczywa też na wapieniach, przynajmniej dla mnie jest to oczywiste i proste. Przecież widzimy, jak wapienie pod nami w zboczu doliny zapadają się pod granit.

Pod wpływem koncepcji płaszczowinowej przedstawionej w terenie przez Maurica Lugeona porzucono obowiązującą wówczas fałdową koncepcję budowy geologicznej Tatr, promowaną przez Viktora Uhliga (1897) na rzecz budowy płaszczowinowej rozpoznanej wcześniej w Alpach przez Marcela Alexandre Bertranda, którego uczniem był Lugeon. Limanowski (1904) tak pointuje tę sytuację: *Właściwie już po dzisiejszej wycieczce możemy się tylko zgodzić na fałdy leżące... Nie możemy odtąd inaczej mówić, jak o płaszczowinach tatrzańskich.* W kolejnych latach także Uhlig stał się gorącym zwolennikiem koncepcji płaszczowinowej budowy nie tylko Tatr, ale także całych Karpat i zaprezentował ją m.in. w dziele „Über die Tektonik der Karpathen” (Uhlig, 1907).



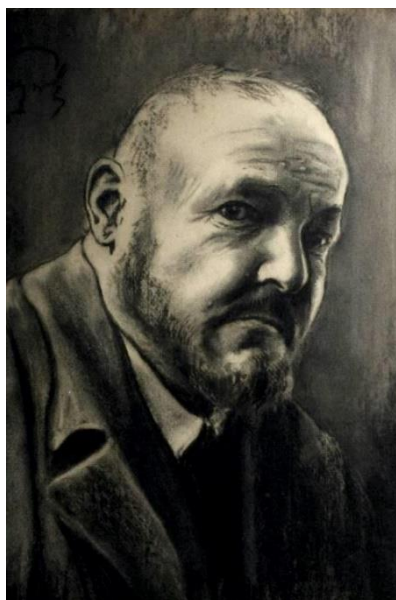
Ryc. 1. Viktor Uhlig (1857–1911) – austriacki geolog i paleontolog. Pracował jako asystent naukowy Melchiora Neumayra w Wiedniu. Od 1891 r. był profesorem niemieckiej politechniki w Pradze, a od 1900 r. Uniwersytetu Wiedeńskiego. Prowadził badania budowy geologicznej Karpat (w tym Tatr) oraz Alp.



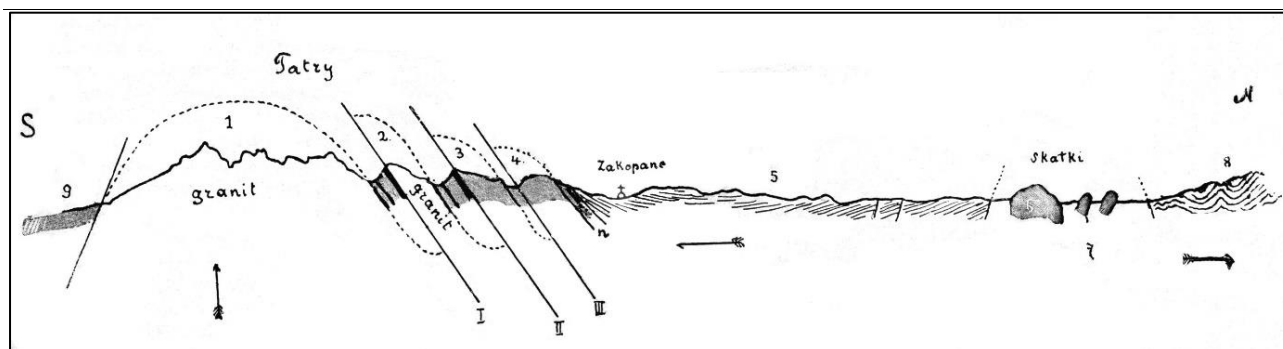
Ryc. 2. Maurice Lugeon (1870–1953) – szwajcarski geolog, propagator płaszczowinowej budowy Alp i odkrywca płaszczowin w Tatrach. Od 1898 r. był profesorem na Uniwersytecie w Lozannie, a w latach 1918–1920 jego rektorem. Głównym polem jego zainteresowań badawczych była tektonika.



Ryc. 3. Mieczysław Limanowski (1876–1948) – polski geolog, reżyser teatralny, współtwórca i kierownik literacki stowarzyszenia teatralnego Reduta. Od 1927 r. był profesorem Uniwersytetu Stefana Batorego. Zainspirowany monografią geologiczną Tatr Viktora Uhliga Limanowski rozpoczął badania geologiczne na ich terenie. Był stypendystą u Maurice Lugeona.



Ryc. 4. Wiktor Kuźniar (1879–1935) – polski geolog i paleontolog, adiunkt UJ. Prowadził badania naukowe w Tatrach i na Podtatrzu. Walcząc w Legionach Polskich w latach 1914–15 został ciężko ranny, co zdecydowało o zakończeniu przez niego badań terenowych w Tatrach.



Ryc. 5. Schematyczny przekrój geologiczny przez Tatry, nieckę podhalańską i Pieniny (Skalki). Interpretacja według Uhliga; za Limanowskim (1904).

O randze wycieczki świadczą także relacje z jej przebiegu w prasie codziennej Kurjer Lwowski (1903a, b, c). W jednym z numerów znajdujemy jej podsumowanie (1903c): *Prof. Uhlig z Wiednia doskonale oprowadzał, przedstawiał swoją mrówczą pracę, tem ułatwiał wniknięcie w problematy sporne. Zachowano dla niego wdzięczność, choć z syntezą jego niegodzono się.* Doniesienia na temat wycieczki pojawiły się także w niemieckojęzycznych dziennikach *Deutsches Volkblatt* (1903), *Neues Wiener Tagblatt* (*Tages-Ausgabe*) (1903), *Neue Freie Presse* (1903).

Ta przełomowa i pamiętna dyskusja okazała się być brzemiennej w skutki. Zainicjowała dalsze bada-

nia nad tektoniką Karpat. Dzięki pracom Rao-wskiego (1925), Goetla i Sokołowskiego (1930), Kotańskiego (1961, 1973), Passendorfera (1978a), Jurewicz (2005) i innych obraz budowy geologicznej Tatr stawał się coraz bardziej wyrazisty.

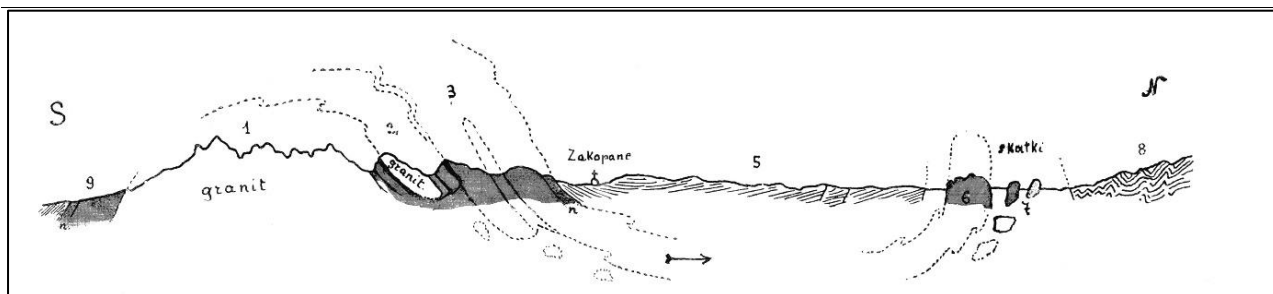
W pięćdziesiątą rocznicę wycieczki ukazał się artykuł Stanisława Sokołowskiego (1954), przedstawiający ewolucję koncepcji płaszczowin tatrzańskich. Znajdujemy tu cytaty z jednej z prac tatrzańskich Lugeona, który brzmi: *Fakty pozostają niezmiennie, tylko teoria się zmienia.*

PODSTAWOWE CECHY BUDOWY GEOLOGICZNEJ TATR

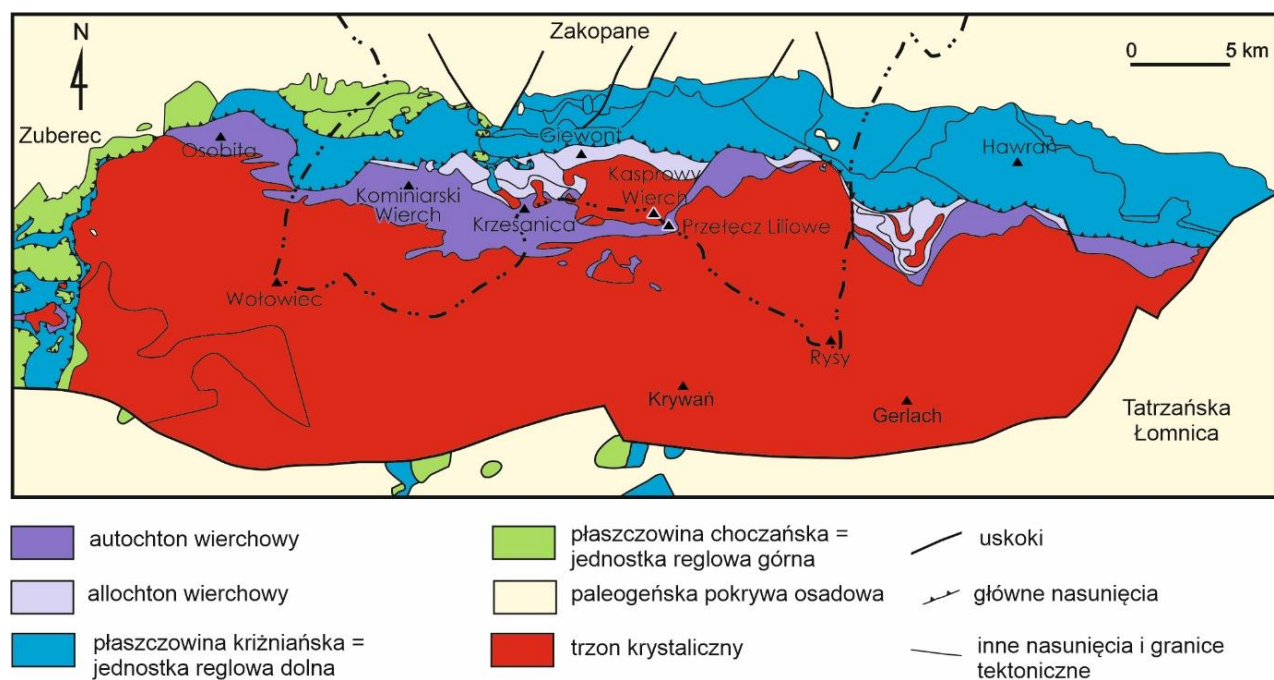
Tatry wchodzą w skład wewnętrznych Karpat Zachodnich, które rozciągają się na południe począwszy od pienińskiego pasa skałkowego i zajmują znaczną część Słowacji oraz niewielki skrawek Polski. Ta część Karpat wewnętrznych tworzy tak zwany blok słowacki. Podobnie jak w wielu innych masywach górskich tego regionu (Mahel', 1980; Plašienka, 2003), Tatry są zbudowane z trzonu krystalicznego i jego mezozoicznej pokrywy osadowej, na którą nasunięte są z południa jednostki wierchowce, zbudowane mezozoicznych skał osadowych a niektóre z nich i ze skał krystalicznych ich podłoża (Kotański, 1965; Bac-Moszaszwili i in., 1981, 1984; Bac-Moszaszwili, 1998; Dumont i in., 1996; Ryc. 7, 8). Tworzą one razem domenę tektoniczno-facjalną tatrikum (Plašienka, 2003). Miejscami, skały autochtonu są częściowo oderwane od swojego podłoża i przemieszczone na niewielką odległość w wyniku nasuwania się allochtonu, tworząc tak zwany parautochton (przykładowo w rejonie Ciemniaka i Komińskiego Wierchu). Na jednostki wierchowce są nasunięte jednostki reglowe dolne (płaszczowina krzyżniańska, domena fatrikum) oraz górne (jednostka choczańska, hronikum), zbudowane wyłącznie ze skał osadowych mezozoiku. Jednostki te mają budowę łuskowo-płaszczowinową. Na jednostkach tatrikum, fatrikum i hronikum zalega niezgodnie pokrywa osadowa paleogenu wewnątrzkarpackiego,

reprezentowana w Tatrach przez tzw. eocen numulitowy, który przechodzi we flisz podhalański (oligocen-miocen?). Miejscami, na wszystkich jednostkach występuje pokrywa czwartorzędowa, głównie utwory polodowcowe. Równowiekowe sekwencje skał osadowych mezozoiku, a zwłaszcza jury, wykazują znaczne różnice facjalne w poszczególnych jednostkach tektonicznych. Duża zmienność facjalna oraz liczne jednostki tektoniczne niewielkich rozmiarów warunkują unikatową, mozaikową budowę geologiczną Tatr.

Powszechnie uważa się, że jednostki allochtoniczne zostały nasunięte z południa w kredzie późnej, w fazie subhercyńskiej (medytterrańskiej) (np. Kotański, 1961; Bac-Moszaszwili i in., 1984). Według Birkenmajera (2000a), pomiędzy łuskami jednostki krzyżniańskiej w rejonie Rusinowej Polany są zaklinowane górnokredowe zlepieńce facji gozawskiej, co sugeruje ruchy nasuwcze także w fazie laramijskiej na przełomie kredy i trzeciorzędu. W wyniku nierównego wydźwignięcia masywu tatrzańskiego w neogenie i czwartorzędzie (Gross, 1973; Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili, 1995), znacznie większego od południa wzdłuż uskoku podtatrzańskiego, wszystkie jednostki tektoniczne wraz z pokrywą paleogeńską są wychylone i zapadają najczęściej ku północy.



Ryc. 6. Schematyczny przekrój geologiczny przez Tatry, nieckę podhalańską i Pieniny (Skałki). Interpretacja według Lugeona; za Limanowskim (1904).



Ryc. 7. Uproszczona mapa tektoniczna Tatr; według Bac-Moszaszwili i in. (1979); zmodyfikowana.

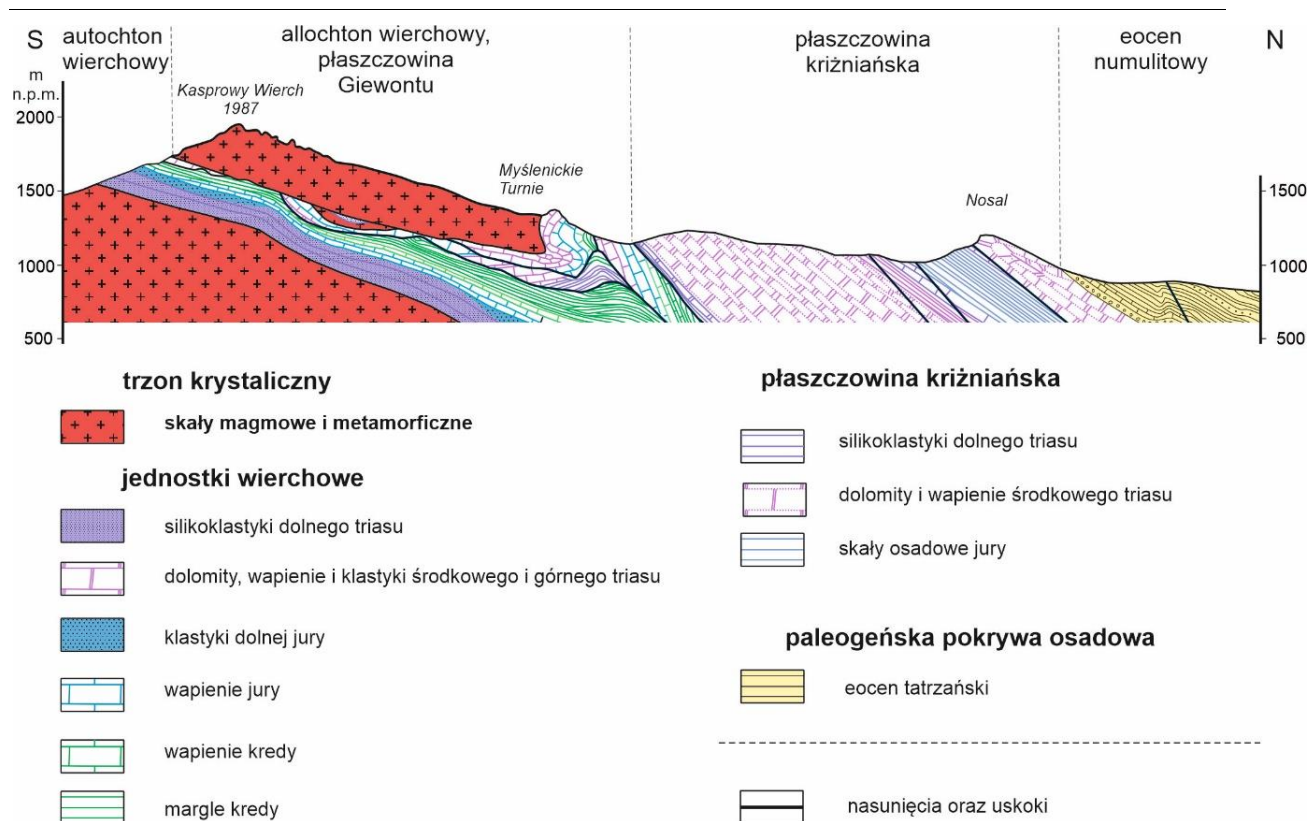
Budowa geologiczna Tatr Polskich została przedstawiona na mapach w skali 1: 10 000, wydanych na przestrzeni wielu lat przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (wcześniej pod innymi nazwami). Przegląd budowy geologicznej Tatr Polskich wraz z przekrojami przedstawia mapa w skali 1 : 30 000 (Bac-Moszaszwili i in., 1979). Budowę geologiczną całych Tatr wraz z korektą budowy geologicznej dolnej części Doliny Chochołowskiej w rejonie Wielkich Korycisk przedstawia słowacka mapa geologiczna w skali 1: 50 000

(Nemčok i in., 1994). Budowę geologiczną regli zakończonej i Kop Sołtysich przedstawiają prace Bac-Moszaszwili, Lefelda (1999) oraz Lefelda (1999), a rejonu Szerokiej Jaworzyńskiej prace Birkenmajera (2000b). Rewizję pozycji jednostek reglowych w rejonie Doliny Białej Wody dokonał Birkenmajer (2000c). Budowa geologiczna Tatr została spopularyzowana między innymi przez książki i przewodniki (Passendorfer, 1978b; Kotański, 1971; Bac-Moszaszwili, Gąsienica-Szostak, 1990).

TRASA WYCIECZKI

Trasa biegnie drogą z Brzeziny na Halę Gąsienicową do schroniska „Murowaniec”. Z drogi widoczne są odsłonięcia moren plejstoceńskich (Ryc. 9A). Dalsza trasa wiedzie szlakiem turystycznym na Kasprowy

Wierch, przez Beskid na przełęcz Liliowe i stoki Skrajnej Turni (Ryc. 9B–F). Po powrocie na przełęcz Liliowe szlakiem w dół wracamy na Halę Gąsienicową, a następnie przez Boczań schodzimy do Kuźnic.



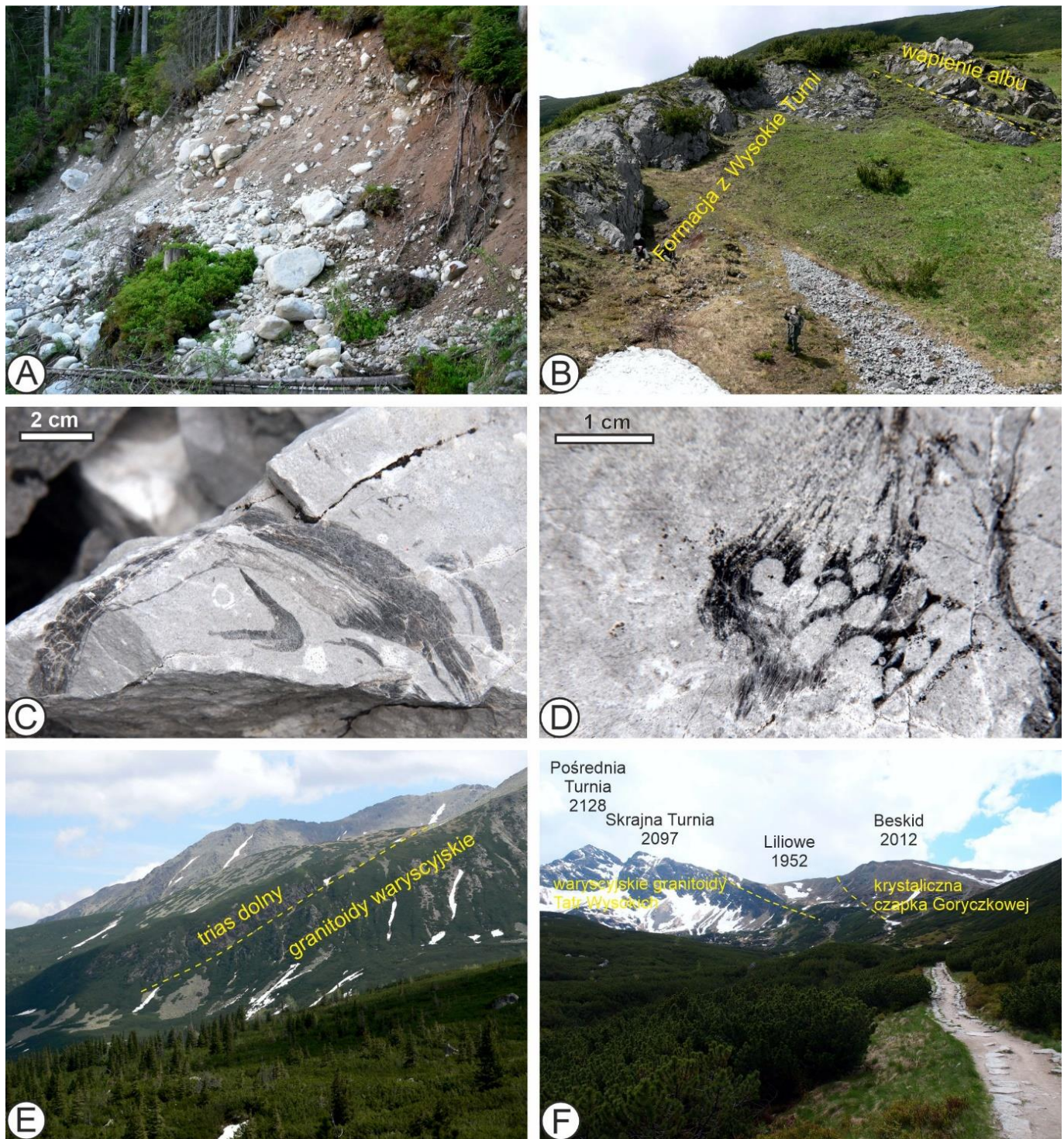
Ryc. 8. Przekrój geologiczny przez Kasprowy Wierch – Myślenickie Turnie; według (Bac-Moszaszwili i in., 1979).

PUNKT 1

STARY KAMIENIOŁOM NA HALI GĄSIENICOWEJ – WAPIENIE KREDY DOLNEJ (BARREM – APT DOLNY – ALB) AUTOCHTONU WIERCHOWEGO

W nieczynnym wyrobisku położonego przy szlaku na południowy zachód od schroniska „Murowaniec” odsłania się 22-metrowy profil jasnobieżowych, białobieżających wapieni formacji z Wysokiej Turni (górny barrem – dolny alb?), przykryty kilkoma metrami ceglanych i szarych, skrzemionkowanych wapieni albu wierzchowego (domena tatrikum; Ryc. 9B–D). Wapienie formacji z Wysokiej Turni to masywne biokalkarenity z nielicznymi fragmentami grubych muszli małży ostrygowatych *Aetostreon* i *Arctostrea* (Masse, Uchman, 1997), z których część jest podrażona przez gąbki (ichnorodzaj *Entobia*). Znalezione w nich ramienionogi i małże rudysty (Lefeld,

1968). W płytkach cienkich rozpoznano otwornice *Colomiella recta*, *Favusella washitensis* (Carsey), *Favusella* sp., *Neotrocholina aptiensis* (Iotcheva), *Lenticulina* sp., *Meandrospira washitensis* Loeblich & Tappan, szkarłupnie, mszywioly i serpulidy (Masse, Uchman, 1997). Jest to przykład facji typu urgońskiego (Passendorfer, 1930), związanego z platformą węglanową, która została zatopiona w albie w wyniku jednej z największych transgresji w dziejach Ziemi. Wapienie albu są skondensowanymi utworami głębszego morza po tymże zalewie (Krajewski, 2003).



Ryc. 9. Geologia w terenie. **A** – odsłonięcie moreny czwartorzędowej w Dolinie Suchoj Wody; **B** – odsłonięcia w starym kamieniołomie na Hali Gąsienicowej; **C** – muszla małża ostrygowatego w kalkarenitach formacji z Wysokiej Turni, kamieniołom na Hali Gąsienicowej; **D** – wypełnione komory gąbkowego drażenia *Entobia* isp. w muszli małża, formacja z Wysokiej Turni, kamieniołom na Hali Gąsienicowej; **E** – widok z Hali Gąsienicowej w kierunku stoków Żółtej Turni i Wielkiej Koszystej; **F** – widok w kierunku przełęczy Liliowe ze szlaku turystycznego w jej kierunku.

PUNKT 2**KASPROWY WIERCH – BESKID – KRYSTALINIK CZAPKI GORYCZKOWEJ**

Przy szlaku turystycznym można oglądać różnorodne skały metamorficzne czapki krystalicznej Goryczkowej, głównie gnejsy, mniej rozpowszechnione łupki krystaliczne i granitoidy, miejscami występujące amfibolity, migmatyty, czy żyły pegmatytowe. Ich protolitem były głównie skały osadowe paleozoiku

dolnego. Czapka krystaliczna Goryczkowej jest częścią (podłożem mezozoicznych skał osadowych) płaszczowiny Giewontu. Wiek skał metamorficznych określono tu metodą Rb-Sr na 420 Ma, a metodą K-Ar z hornblendy w amfibolitach – na 360–400 Ma (Burchart, 1968).

PUNKT 3**PRZEŁĘCZ LILIOWE – SKRAJNA TURNIA – PIASKOWCE KWARCOWE I ŁUPKI TRIASU DOLNEGO (?IND-OLENEK DOLNY), WAPIENIE KREDY (WALANŻYN-APT), MARGLE KREDY DOLNEJ-GÓRNEJ (ALB-CENOMAN)**

Przy zejściu z Beskidu w kierunku najniższej części rozległej przełęczy Liliowe można obserwować niewielkie odsłonięcia i luźne fragmenty skał osadowych mezozoiku wierzchowego, na ogół bez porządku stratygraficznego z powodu deformacji tektonicznych (Ryc. 10A–F). Częściowo należą one do płaszczowiny Czerwonych Wierchów (wapienie triasu środkowego – Kotański, 1971). Natomiast sama przełęcz Liliowe została wypreparowana w marglach i mułowcach wapnistych formacji z Zabijaka (alb–cenoman) i w wapieniach formacji z Wysokiej Turni (barrem–dolny alb?) autochtonu wierzchowego. W pobliżu odsłaniają się też piaskowce formacji dudzińskiej (jura dolna) oraz wapienie jury i dolnej kredy

z formacji z Raptawickiej Turni. Kierując się na stoki Skrajnej Turni wchodzimy na odsłonięcia i gołoborza kwarcytowych piaskowców formacji z Lúžnej (ind–olenek) autochtonu wierzchowego. Miejscami można zauważyć w nich warstwowania skośne i grzbiety ripplemarków. Piaskowce te są utworami rzeki roztokowej. Dochodzimy do miejsca, gdzie spoczywają one na zwietrzałych warwyscyjskich granitoidach Tatr Wysokich. Przy dobrej widoczności widać pas skał osadowych autochtonu wierzchowego ciągnący się ku zachodowi po zboczach Doliny Cichej (Słowacja) wzdłuż głównej grani Tatr, poniżej skał krystalicznych wyspy Goryczkowej reprezentujących płaszczowinę Giewontu.

PUNKT 4**PRZY SZLAKU Z PRZEŁĘCZY LILIOWE NA HAŁĘ GAŚIENICOWĄ – WAPIENIE ROBACZKOWE ANIZYKU**

W niewielkiej skałce po prawej (wschodniej) stronie szlaku odsłaniają się sinoszare wapienie robaczkowe anizyku płaszczowiny Giewontu (Ryc. 10F). Cylindryczne, kręte „robaczki” przepełniające skały to skamieniałości śladowe, głównie *Planolites*, bardzo rzadko *Rhizocorallium* czy *Thalassinoides*. Taki niemal monogatunkowy zespół skamieniałości

śladowych powstał na dnie przewietrzanego basenu z dużą ilością pokarmu, ale w przy wysokim zasoleniu, ograniczającym różnorodność organizmów ryjących. Facja wapieni robaczkowych środkowego triasu jest powszechna w Tetydzie i jej otoczeniu (Jaglarz, Uchman, 2010).

PUNKT 5**SKUPNIÓW UPŁAZ – DOLOMITY I WAPIENIE ŚRODKOWEGO TRIASU PŁASZCZOWINY KRIŻNIAŃSKIEJ**

Od Przełęczy między Kopami do granicy lasu na Skupniowym Upłazie obserwujemy dolomity i bar-

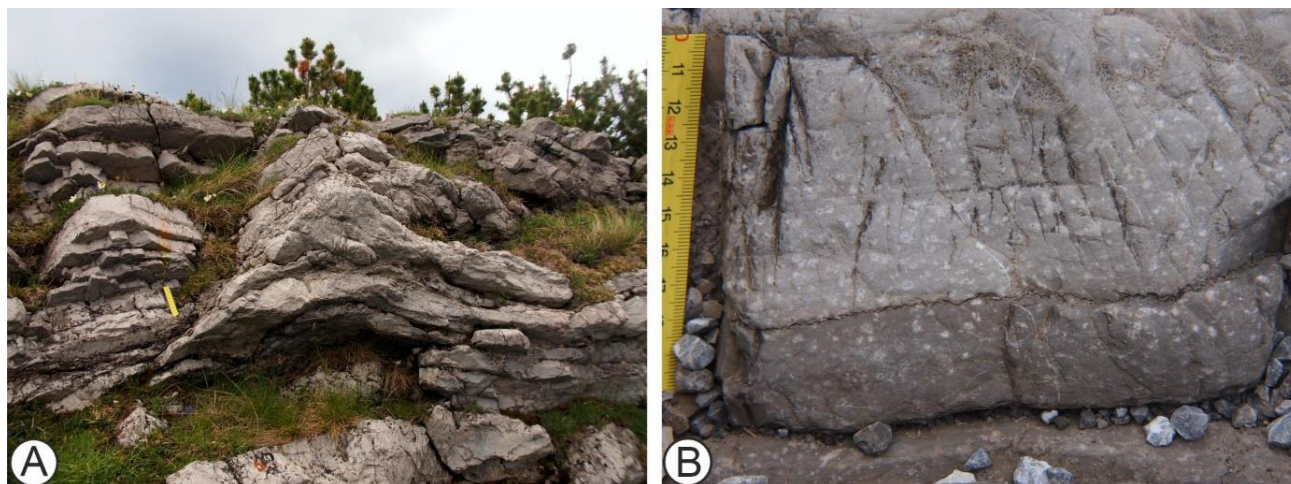
dzo rzadko wapienie anizyku i ladynu jednostki reglowej dolnej (kriżniańskiej) należące do łuski tekto-



Ryc. 10. Geologia w rejonie przełęczy Liliowe. **A** – widok w kierunku Świnicy przy zejściu z Beskidu; **B** – widok na zachód z podejścia na Skrajną Turnię; **C** – rowy grzbietowe na przełęczy Liliowe z odsłonięciami wapieni z formacji z Wysokiej Turni; **D** – blok piaskowca kwarcytowego z warstwowaniem skośnym, formacja z Łůżnej, stok Skrajnej Turni; **E** – kontakt zwietrzałych granitoidów z piaskowcami kwarcytowymi formacji z Łůżnej, szlak na stoku Skrajnej Turni; **F** – wapień robaczkowe anizyku pomiędzy przełęczą Liliowe i Halą Gąsienicową.

nicznej Suchego Wierchu (Ryc. 11A, B). W anizyjskiej części profilu skały są masywne lub słabo uławiczone. Znalaziono w nich diplopory. Ladyńska część profilu charakteryzuje się bardzo dobrym uławiczeniem. W niektórych ławicach widać struktury tepee, brekcje kolapsyjne oraz drobne pseudomorfozy

po ewaporatach. Utwory te tworzyły się na rampie węglanowej w warunkach podwyższonego zasolenia. W najwyższej części profilu, przy granicy lasu, widać gruzłowe ławice z przejawami krasu kopalnego, świadczącego o wynurzeniu rampy węglanowej na przełomie lądynu i karniku (Rychliński, 2008).



Ryc. 11. Dolomity lądynu jednostki krzyżniańskiej (reglowej dolnej) na Skupniowym Uplazie. **A** – struktura tipi; **B** – pseudomorfozy po ewaporatach w dolomicie.

PUNKT 6

STOKI WYSOKIEGO I BOCZANIA – KAJPER KARPACKI – SKAŁY KLASTYCZNE I WĘGLANOWE TRIASU GÓRNEGO (KARNIK – NORYK) PŁASZCZOWINY KRIŻNIAŃSKIEJ

Przy szlaku obserwujemy różnorodne, słabo odsłonięte utwory kajpru karpackiego o łącznej miąższości do około 200 m. Są to utwory lądowe, w wyższej części z wpływami morskimi. Ich główną masę stanowią pstre mułowce. W kilku miejscach widać w nich fioletowe horyzonty związane z inicjalnymi glebami. W obrębie pstrych mułowców wy-

stępują ławice lub pakiety ławic rzecznych piaskowców i zlepieńców oraz morskich (?) dolomitów (Rychliński, 2008). Zielone mułowce z kajpru karpackiego w Tatrach zawierają ziarna pyłku roślin iglastych oraz spory paproci i widłaków (Fijałkowska, Uchman, 1993).

PUNKT 7

STOK BOCZANIA PRZY ROZWIDLENIU SZLAKU KU NOSALOWEJ PRZEŁĘCZY – UTWORY FORMACJI FATRZAŃSKIEJ (RETYK) I FORMACJI Z KOPIEŃCA (HETTANG – SYNEMUR DOLNY)

W niewielkiej skałce przy drodze odsłaniają się sino szare wapienie i wapienie piaszczyste formacji fatrzańskiej (retyk). W zwietrzelinie można napotkać zlepy muszlowe z kosmopolitycznym ramieniem *Rhaetina gregaria*. W wapieniach tej formacji można znaleźć bioklasty, między innymi małży, koralowców, otwornic. Są to utwory płytkiego morza.

W odgałęzieniu drogi ku Nosalowej Przełęczy widać drobnorytmiczne utwory formacji z Kopiańca (hettang – synemur dolny); głównie są tu mułowce margliste oraz pakiety cienkoławicowych i średnioławicowych piaskowców oraz ciemnoszarych, niemal czarnych wapieni z krynoidami. W utworach tych, o miąższości około 100 m, znalaziono między

innymi małże, ramienionogi, małżoraczki, otwornice, spory i palinomorfy oraz skamieniałości śladowe (Gaździcki i in., 1979; Gaździcki, 2015 i literatura tamże). Utwory formacji kopienieckiej tworzyły się na

szelfie, a część piaskowców to utwory sztormowe. Granica pomiędzy formacją fatrzańską a formacją z Kopieńca jest diachroniczna (Gaździcki, Iwanow, 1976).

Literatura:

- BAC-MOSZASZWILI M. 1995 – Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in the Tatra Mountains. *Folia Quarternaria*, 66: 131–144.
- BAC-MOSZASZWILI M. 1998 – Budowa geologiczna jednostek reglowych Tatr Zachodnich. *Studia Geologica Polonica*, 111: 113–136.
- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHARDT J., GŁĄZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONEWICZ P., SKUPIŃSKI A., WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa Geologiczna Tatr Polskich (Geological Map of the Polish Tatra), 1: 30 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI M., GAMKREDLIDZE I.P., JAROSZEWSKI W., SCHROEDER E., STOJANOV S., TZANKOV T.V. 1981 – Thrust zone of Križna nappe at Stoły in the Tatra Mts. (Poland). *Studia Geologica Polonica*, 68: 61–73.
- BAC-MOSZASZWILI M., GAŚIENICA SZOSTAK M. 1990 – Tatry Polskie, Przewodnik Geologiczny dla Turystów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- BAC-MOSZASZWILI M., JAROSZEWSKI W., PASSENDORFER E. 1984. W sprawie tektoniki Czerwonych Wierchów i Giewontu w Tatrach. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 62–88.
- BAC-MOSZASZWILI M., LEFELD J. 1999 – Correlation of the Subtatric tectonic units south of Zakopane (Polish Tatra Mts). *Studia Geologica Polonica*, 115: 131–138.
- BIRKENMAJER K. 2000a – Gosau-type conglomerate in the Rusinowa Polana area, Polish Tatra Mts: its relation to the Lower Subtatric Nappe. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 48: 117–133.
- BIRKENMAJER K. 2000b – Inferred fault pattern and reinterpretation of architecture of the Široká Javorinská tectonic depression, Eastern Tatra Mts, West Carpathians, Slovakia. *Studia Geologica Polonica*, 117: 37–48.
- BIRKENMAJER K. 2000c – Correlation of the Lower Subtatric Nappe partial units across the Biała Woda Valley, Tatra Mts, Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 48: 232–245.
- BURCHART J. 1968 – Rubidium-strontium isochron ages of the crystalline core of the Tatra Mts., Poland. *American Journal of Science*, 266: 895–907.
- DEUTSCHES VOLKSBLATT 1903 – Der IX. International Geologen-congress. 25. August 1903, 5256–5257.
- DUMONT T., WIECZOREK J., BOULLIN J.-P. 1996 – Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High-Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 89: 181–202.
- FIJAŁKOWSKA A., UCHMAN A. 1993 – Nowe dane do palinologii triasu tatrzańskiego. *Przegląd Geologiczny*, 41: 373–375.
- GAŹDZICKI A., MICHAŁÍK J., PLENDEROVÁ E., SÝKORA M. 1979 – An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západné Karpaty, sér. Geologia*, 5: 119–148.
- GAŹDZICKI A. 2015 – Lejowa Valley – Lower Jurassic mixed siliciclastic/carbonate deposits. [W:] Haczewski, G. (red.), *Guidebook for field trips accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Krakow on 22nd–25th of June 2015*. Polish Geol. Soc., Kraków, 86–89.
- GAŹDZICKI A., IWANOW A. 1976 – The diachronism of the Rhaetic and “Gresten” Beds in the Tatra (West Carpathians). *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Sér. Sci. Terre*, 24: 117–122.
- GOETEL W., SOKOŁOWSKI S. 1930 – Tektonika serii reglowej okolicy Zakopanego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 6: 235–301.
- GROSS, P. 1973 – O charaktere chočsko-podtatranského zlomu. *Geologické práce, Správy*, 61: 515–319.
- JAGLARZ P., UCHMAN A. 2010 – A hypersaline ichno-assemblage from the Middle Triassic carbonate ramp of the Tatricum domain in the Tatra Mountains, Southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 71–81.
- JUREWICZ E. 2005 – Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): Problems and comments. *Acta Geologica Polonica*, 53: 295–338.
- KLEMUN M. 2022 – Science and Prestige: The 9th International Geological Congress, Vienna (1903). *History of Geology, IUGS*, <https://doi.org/10.18814/epiugs/2022/022035>
- KOTAŃSKI Z. 1961 – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii i pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 11: 187–476.
- KOTAŃSKI Z. 1965 – Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. *Acta Geologica Polonica*, 15: 257–320.
- KOTAŃSKI Z. 1971 – Przewodnik geologiczny po Tatrach. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1973 – Upper and Middle Sub-Tatric Nappe in the Tatra Mts. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Sér. Sci. Terre*, 21: 75–83.
- KRAJEWSKI K.P. 2003 – Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 121: 81–158.
- KURJER LWOWSKI (LEMBERGER COURIER) 1903a – Kongres geologów. *Kurjer Lwowski*, z dnia 13. Sierpnia 1903, 3.
- KURJER LWOWSKI (LEMBERGER COURIER) 1903b – Wycieczka geologów. *Kurjer Lwowski*, z dnia 16. Sierpnia 1903, 3.
- KURJER LWOWSKI (LEMBERGER COURIER) 1903c – Po wycieczce geologicznej IX. międzynarod. kongresu w Tatry i Pieniny. *Kurjer Lwowski*, z dnia 2. Września 1903, 2.
- LEFELD J. 1968 – Stratigraphy and palaeogeography of the High-Tatric Lower Cretaceous in the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 24: 1–115.

- LEFELD J. 1999 – Tectonics of the Subtatic Units, Eastern Tatra Mts. *Studia Geologica Polonica*, 115: 139–166.
- LIMANOWSKI M. 1904 – Wycieczka w Tatry i Pieniny: 9 Międzynarodowy Kongres Geologiczny 1903). *Pamiętnik Towarzystwa Tatrzńskiego*, 25: 131–183.
- LUGEON M. 1902 – Analogie entre les Carpathes et les Alpes, *C.R. Acad. Sci., Paris*: 872–874.
- LUGEON M. 1903 – Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. *Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne*, 4: 1–51.
- MAHEL' M. 1980 – Heterogeneity of crust and further fundamental factors of particularity of development and structure of the West Carpathians. *Geologický Zborník, Geologica Carpathica*, 31: 397–406.
- MASSE J.-P., UCHMAN A. 1997 – New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Cretaceous Research*, 18: 713–729.
- NEMČOK J., BEZÁK Y., BIELY A., GOREK A., GROSS P., HALOUZKA R., JANÁK M., KAHAN S., KOTAŇSKI Z., LEFELD J., MELLO J., REICHWALDER P., RACZKOWSKI W., RONEWICZ P., RYKA W., WIECZOREK J., ZELMAN J. 1994 – Geologická Mapa Tatier (Geological Map of the Tatra Mountains), 1: 50 000. *Geologický Ústav Dionýza Štúra*, Bratislava.
- NEUE FREIE PRESSE 1903 – The Klippen der Karpathen. 26. August 1903, 14007: 6–7.
- NEUES WIENER TAGBLATT (TAGES-AUSGABE) 1903 – Internationaler Geologencongress, 18. August 1903, 7.
- PASSENDORFER E. 1930 – Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą, serji wierchowej w Tatrach. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, Warszawa, 2: 548–667 (1–327).
- PASSENDORFER E. 1978a – Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. *Prace Muzeum Ziemi*, 28: 3–33.
- PASSENDORFER E. 1978b – Jak powstały Tatry. Wydanie 6. *Wyd. Geol., Warszawa*.
- PIOTROWSKI J. 1978 – Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. *Studia Geologica Polonica*, 15: 1–190.
- PLAŠIENKA D. 2003 – Development of basement-involved fold and thrust structures exemplified by the Tatric-Fatric-Veporic nappe system of the Western Carpathians (Slovakia). *Geodinamica Acta*, 16: 21–38.
- RABOWSKI F. 1925 – Budowa Tatr. Pasma wierchowe. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 3: 169–177.
- RYCHLIŃSKI T. 2008 – Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper deposits from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78: 1–18.
- SOKOŁOWSKI S. 1954 – W pięćdziesiąt rocznicę wycieczki IX Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Tatry i Pieniny. *Przegląd Geologiczny*, 2: 81–89.
- UHLIG V. 1897 – Die Geologie des Tatragebirges, 1. Einleitung und stratigraphische Theil. *Denkschr. Anz. Akad. Wiss. (Wien) Mathem. Naturwiss. Kl.*, 64: 643–684.
- UHLIG V. 1899 – Die Geologie des Tatragebirges, 2. Tektonik des Tatragebirges, 3. Geologische Geschichte des Tatragebirges, 4. Beiträge zur Oberflächengeologie. *Denkschr. Anz. Akad. Wiss. (Wien) Mathem. Naturwiss. Kl.*, 68: 1–87.
- UHLIG V. 1903 – Exkursion in die pieninische Klippenzone und in das Tatragebirge. *Führer zu den Exkursionen des IX. Internat. Geolog. Kongresses*, Wien: 1–76.
- UHLIG V. 1907 – Über die Tektonik der Karpathen. *S.B. Akad. Wis., Wien*, 116: 871–982.

The background of the page is a faded photograph of a mountain valley. In the foreground, there is a calm lake reflecting the surrounding landscape. The middle ground shows steep, rocky slopes and a small village nestled in the valley. In the background, more mountain peaks are visible under a clear sky. Overlaid on the right side of the image is a large, bold, dark grey number '88'. A short, thick yellow horizontal line is positioned directly beneath the number.

88

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO
TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

SESJA TERENOWA B

SESJA TERENOWA B

(19 maja, piątek)

JEDNOSTKA OKIENNA SKRZYDLNEJ – KLUCZOWY I NAJBARDZIEJ KONTROWERSYJNY ELEMENT ZACHODNICH KARPAT FLISZOWYCH

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹, Mateusz MIKOŁAJCZAK¹, Krzysztof STARZEC²,
Marek WENDORFF², Aneta SIEMIŃSKA², Paweł GODLEWSKI², Alfred UCHMAN³, Agata KUŹMA³,
Mateusz SZCZĘCH³, Aleksander GAŚSIENICA⁴, Mateusz MOROZ⁴ i Adam KOZŁOWSKI⁴

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza

³ Instytut Nauk Geologicznych UJ

⁴ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

WPROWADZENIE

Krzysztof STARZEC¹ i Mariusz PASZKOWSKI²

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza

² Instytut Nauk Geologicznych PAN

Stało się już dobrą tradycją, że część zjazdów terenowych PTGeol, zwłaszcza w Karpatach jest dedykowana ważnym jubileuszom, dotyczącym istotnych dat z rozwoju geologii Polski: na przykład 59. Zjazd PTGeol w Przemyśle w roku w 1988, w 80. rocznicę prac Tadeusza Wiśniowskiego o fliszu i Kazimierza Wójcika o egzotykach Karpat Przemyskich (przewodnik terenowy liczył wówczas 297 stron) czy 67. Zjazd w Szczyrku, w roku 1996, z okazji 75-lecia założenia Polskiego Towarzystwa Geologicznego, z przewodnikiem liczącym 211 stron. Tych wydawnictw nie należy traktować jak druków ulotnych, to często są poważne regionalne monografie, kompendia wiedzy, która nie doczekała się nigdy innej formy przekazu i są często cytowane, choć nie spełniają dzisiejszych kryteriów „*valid publication*”. W roku niniejszego jubileuszowego 88. zjazdu PTGeol, w Dobczycach, poświęconemu rozpoznaniu budowy geologicznej i złóż Małopolski prawie zbiegły się dwie ważne jubileuszowe daty: 120-lecie historycznej, przełomowej dla rozwoju geologii Karpat debaty M. Lugeona z V. Uhligiem na Przełęczy Liliowej w Tatrach oraz 100-lecie śmierci inżyniera Wacława Wolskiego – ważnej postaci w historii polskiego i światowego przemysłu naftowego, genialnego wynalazcy, szlachetnego człowieka i patrioty, ale także jednego z ojców założycieli Borysławskiego Zagłębia Naftowego w Małopolsce Wschodniej. Ta nieprzypadkowa koincydencja ma wymiar symboliczny. Adwersarzy i świadków debaty, uczestników pa-

miętnej pienińsko-tatrzańskej wycieczki i debaty, z samym naftowym Boryslawem, a i Karpatami fliszowymi wraz z przedpolem łączyło wiele personalnych i merytorycznych wątków. Nasza sesja terenowa jest poświęcona prezentacji jednej z najbardziej kluczowych i jednocześnie kontrowersyjnych struktur i sekwencji w Karpatach zewnętrznych (Ryc. 1) – łusce Skrzydłnej, jej otoczeniu i geotektonicznej pozycji w obrębie lancorońsko-żegocińskiej strefy okien tektonicznych (Ryc. 2 i 3, Punkt 4 i 5) i szerzej, w stosie karpackich płaszczowin. Podobne zawiłości budowy Karpat Wewnętrznych – Tatr i Pienin, a także kontrowersji wokół nich, którym poświęcono ową specjalną wycieczkę w ramach Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Wiedniu w 1903 roku, tak jak wtedy dotyczyły, tak i dziś dotyczą struktury całego orogenu karpackiego, łącznie z jego zapadliskiem przedgórskim. W rejonie Dobczyc będziemy mieli także okazję zapoznać się z wybranymi aspektami budowy i wykształceniem podstawowych członów sekwencji jednostki śląskiej, tutaj występującej jako północne otoczenie okien tektonicznych Wiśniowej i Skrzydłnej (Punkt 1, 2 i 3). Jedną z prezentowanych w czasie sesji terenowej alternatywnych koncepcji lokuje oligoceńską sekwencję łuski Skrzydłnej właśnie w bogatej w ropę naftową strefie borysławsko-pokuckiej. Warto w tym miejscu zwrócić właśnie uwagę na aspekt złożowy tej struktury, której dedykowana jest nasza sesja terenowa. Łuska Skrzydłnej mogła być kiedyś

w przeszłości geologicznej „drugim Boryslawem” (a nie da się wykluczyć, że w przyszłości takim zagłębieniem się stanie), o czym świadczy m.in. przesycenie martwą ropą potężnej, masywnej i amalgramowanej ławicy piaskowca odsłoniętej w kamieniołomie w Skrzydlnej, a uznanej przez MP za odpowiednik piaskowca boryslawskiego. Świadczy o tym także złożę ropy naftowej Skrzydlina (Ryc. 4) eksploatowane w latach 50. ubiegłego wieku z utworów tej łuski, będące tylko resztką pierwotnego rezerwuaru, rozformowanego w dużym stopniu poprzez otwarcie nasyconych ropą pułapek (koryt wypełnionych piaskowcami i zlepiercami) w wyniku postępującej erozji.

Nietypowa formuła niniejszej sesji terenowej 88. Zjazdu PTGeol przewiduje prezentację w jednej wspólnej publikacji kilku odmiennych poglądów grup badawczych na pierwotną pozycję sekwencji warstw menilitowych struktury (łuski) Skrzydlnej w obrębie basenów karpackich, a także na jej obecny kontekst geotektoniczny. Nawijamy tu do podobnej formuły zastosowanej przed laty na łamach pierwszego oficjalnego przewodnika zjazdowego, wydanego dla 9. Zjazdu PTGeol w Szczawnicy w 1929 roku, opublikowanego na łamach *Rocznika Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, w którym przedstawiono zestawione odmienne idee Ludwika Horwita – nie przypadkowo zresztą ucznia pary adwersarzy z Liliowego: Lugeona i Uhliga, oraz innego badacza Tatr i Piecin – Rabowskiego, także ucznia Lugeona z Lozanny (Horwitz, Rabowski, 1929). Niecodziennym tego śladem jest zawartość współautorskiego opracowania tamtej wycieczki, gdzie równocześnie opublikowano interpretacyjnie sprzeczne ze sobą schematyczne przekroje tektoniczne przez pieniński pas skałkowy (Horwitz, Rabowski, 1929; Krobicki, 2022). Natomiast na łamach niniejszego przewodnika zjazdowego te nasze odmienne poglądy zostaną przedstawione z wyraźnym ich sygnowaniem, ale też przewidujemy ich konfrontację w terenie, po zapoznaniu się z odsłonięciami, w formie otwartej debaty nawiązującej formułą do historycznej debaty na tatrzańskiej Przełęczy Liliowej.

Historia i współczesność badań i sporów wokół łuski Skrzydlnej

Co znaczące, pierwsze zastosowania teorii płaszczowinowej w badaniach Karpat Zewnętrznych zawdzięczamy Viktorowi Uhligowi, początkowo jej przeciwnikowi i jednemu z adwersarzy debaty na przełęczy Liliowej, oraz polskiemu świadkowi tej historycznej debaty, Mieczysławowi Limanowskiemu, skądinąd uczniowi Uhliga, ale i Lugeona, a także twórcy polskiego terminu „płaszczowina”. Obaj badacze zwrócili między innymi uwagę na nietypową budowę okolic Żegociny jako elementu „obcego” w stosunku do najbliższego otoczenia geologicznego (Limanowski, 1905), choć kontynuującego się ku W jako element Skrzydlnej. Niezwykły układ warstw,

spotykany w strefie żegocińskiej, tłumaczył Limanowski, zafascynowany ideami Lugeona, wyłącznie tektoniką. Jednak pierwsze opisy tej anomalnej struktury znajdujemy głównie w dwóch pracach dotyczących geologii arkusza Bochnia. Jest to tekst samego Uhliga (1883) do tego arkusza, którego mapa w skali 1: 75 000 zachowała się tylko w formie rękopiśmiennej. Wzajemny stosunek utworów neokomskich i trzeciorzędowych nie był dla Uhliga (1893, 1898) zupełnie jasny. Czarne łupki neokomu (dziś powieździelibyśmy dolnokredowe) poprzedzielane są łupkami pstrymi, a ta naprzemianległość następuje niekiedy tak szybko, że odnieść można wrażenie, że jest wynikiem stratygraficznego przeławiania. Następstwo jest pozornie normalne, wszystkie warstwy wykazują południowy azymut kąta upadu i zgodne ułożenie. Mimo to V. Uhlig przyjął jednak przeławdowanie jako przyczynę takiej budowy geologicznej. Utwory neokomu zostały do pewnego stopnia sfałdowane w czasie kredowej fazy górotwórczej, na nich miał transgredować paleogen, po czym obie te serie, oba te ogniwa, zostały ponownie sfałdowane, w wyniku czego układ tych warstw jest pozornie zgodny. Cała ta seria, zdaniem autora, przypomina w wielu miejscach południową strefę skałkową, z którą później Uhlig miał się okazję lepiej zapoznać z okazji wycieczki pamiętnego Kongresu Geologicznego w 1903 roku (omówienie za Skoczylas-Ciszewską, 1960). Bezpośrednio przed nasunięciem jednostki magurskiej między Lipnikiem a Zawadką, bezpośrednio na W od wspomnianego okna Żegociny, jednego z kilku elementów strefy lanckorońsko-żegocińskiej (Ryc. 3, Skoczylas-Ciszewska, 1960) rozciąga się interesująca nas strefa stromo nachylonych warstw serii menilitowo-krośnieńskiej. Na arkuszu SMGP50 Mszana Dolna była ona zaliczana do jednostki śląskiej (Burtan, 1974, 1978), podobnie zidentyfikowali ją Konon (1997) oraz Cieszkowski i in. (2014). Burtan (1984) w późniejszym czasie wyraziła opinię, że utwory tu występujące należą do jednostki przedmagurskiej. Polak (1999) na zamieszczonym szkicu geologicznym zaznaczył kompleks piaskowców cergowskich i zasugerował, że strefa ta może reprezentować jednostkę przedmagurską (dukielską lub grybowską północną wg Cieszkowskiego, 1992). Na podstawie obecności piaskowców cergowskich Jankowski (2012) zaliczył ten obszar do jednostki dukielskiej. Połowicz (1985) zasugerował, że jednostka grybowska widoczna w oknie Kłęczan–Limanowej przedłuża się w kierunku zachodnim na północ od okna tektonicznego Mszany Dolnej.

Ze strukturalnego punktu widzenia należy zauważyć, że łuska Skrzydlnej ma generalnie przebieg NW–SE, rozciągłość warstw zmienia się tutaj od około 120° w części zachodniej i środkowej do 80° we wschodniej. Biegi warstw o kierunku SE dominują również w oknie Kłęczan–Limanowej i wprost na jego przedłużeniu ku NW wypada łuska Skrzydlnej. Można więc z dużym prawdopodobieństwem założyć, że obydwie struktury są ze sobą powiązane, a ich połą-

czenie między Limanową a Zawadką jest przykryte przez płaszczowinę magurską – w otworach Słupnice 14 i 20 znajdujących się prawie w połowie odległości między omawianymi strukturami jednostka grybowska została nawiercona na głębokości około 1800 i 2000 m.

Ponadto łuska Skrzydlnej jest od północy oddzielona od jednostki śląskiej, stosunkowo wąską, ale wyraźną strefą jednostki podśląskiej; co więcej warstwy w jednostce śląskiej mają przebieg N–S, a więc prawie prostopadły względem biegu warstw w obrębie łuski, co wskazuje, że są to odrębne elementy strukturalne, a nie jak sądził Książkiewicz (1974) – dwa skrzydła antykliny w jednostce śląskiej, w jądrze której na powierzchni ukazują się utwory niżejległej jednostki podśląskiej.

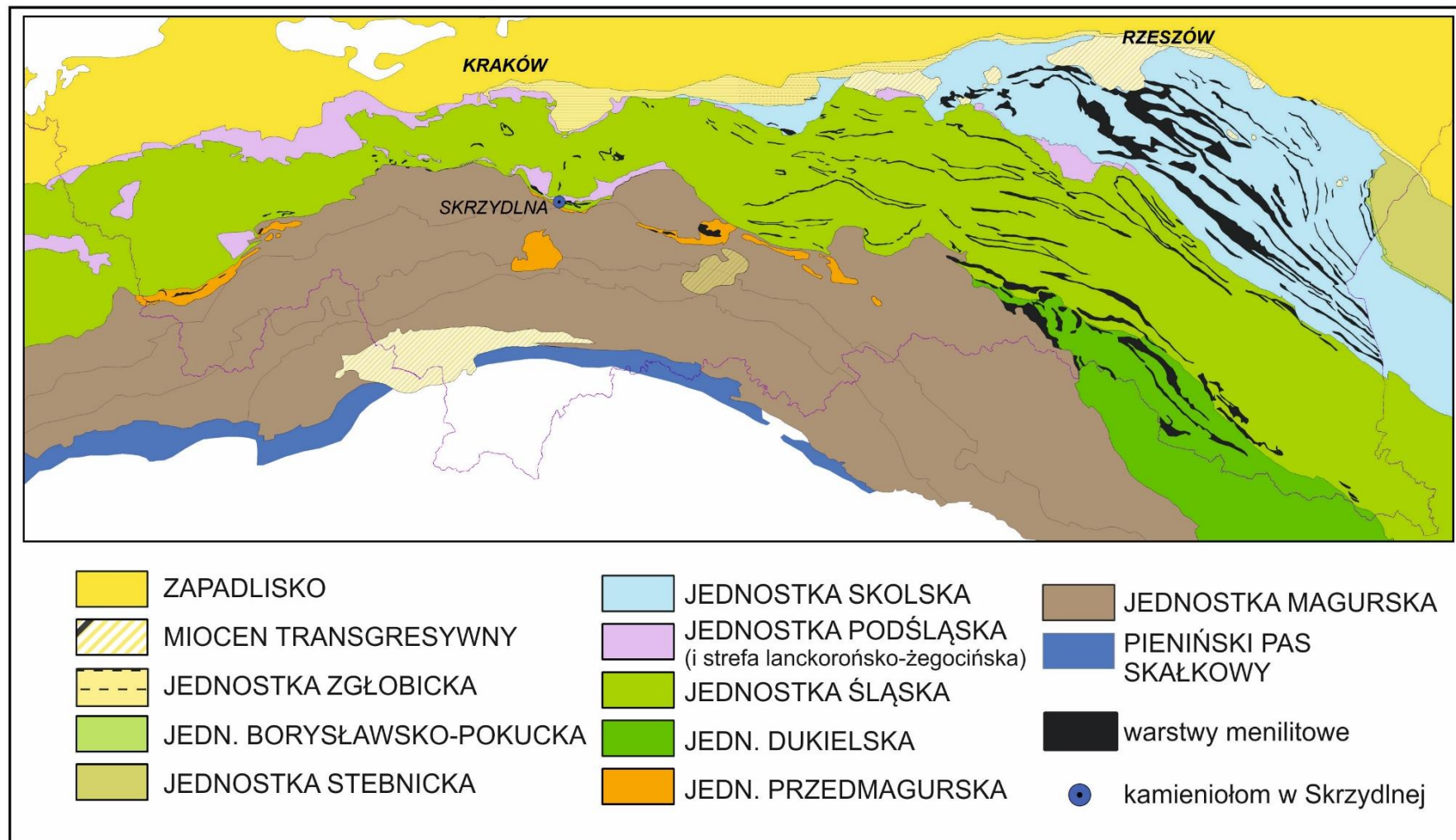
Różnie interpretowana była także budowa wewnętrzna jednostki. Ze względu na obecność w środkowej części jednostki pasa dolnokredowych, czarnych utworów Burtan (Burtan i in., 1974; Burtan, 1978) wyróżniła dwie łuski: południową łuskę Bystrego i północną Skrzydlnej. Autorka stwierdziła, że łuska Bystrego wzdłuż silnie zlustrowanych i zaburzonych tektonicznie dolnokredowych osadów nasuwa się na warstwy krośnieńskie i łupki menilitowe strefy Skrzydlnej. Podobnie strukturę tej jednostki przedstawili Konon (1997) oraz Polak (1999), z tym, że ten ostatni autor rozważał również alternatywne wyjaśnienie, tzn.olistostromową, a nie tektoniczną genezę obecności czarnych osadów dolnokredowych pomiędzy warstwami menilitowymi a piaskowcami cergowskimi, co wiąże się z trudnością w wytłumaczeniu tektonicznej redukcji utworów górnej kredy, paleocenu i eocenu o ponad 2500 m miąższości. Takie pochodzenie wspomnianych utworów zakładali Cieszkowski i in. (2014) i na przedstawionym szkicu geologicznym nie wyznaczają wzdłuż nich złuskiowania.

Łuskę Skrzydlnej uznaje KS za pojedynczą, zwartą strukturę tektoniczną, od południa ograniczoną nasunięciem magurskim, od północy stromą powierzchnią uskoku oddzielają jednostkę Skrzydlnej od strefy melanżu jednostki podśląskiej. MP nie wyklucza jednak, że łuską Skrzydlnej *sensu stricte* jest tylko element centralny, reprezentujący facje brzegu basenu karpackiego, oddzielony także od południa strefą melanżu tektonicznego zbudowaną z rozdrobnionych utworów kredy. Sekwencja piaskowców cergowskich i warstw krośnieńskich kontaktujących tu z płaszczowiną magurską tworzy odrębną strukturalnie łuskę, choć nazwaną myląc przez Burtan łuską Bystrego, to niekoniecznie pier-

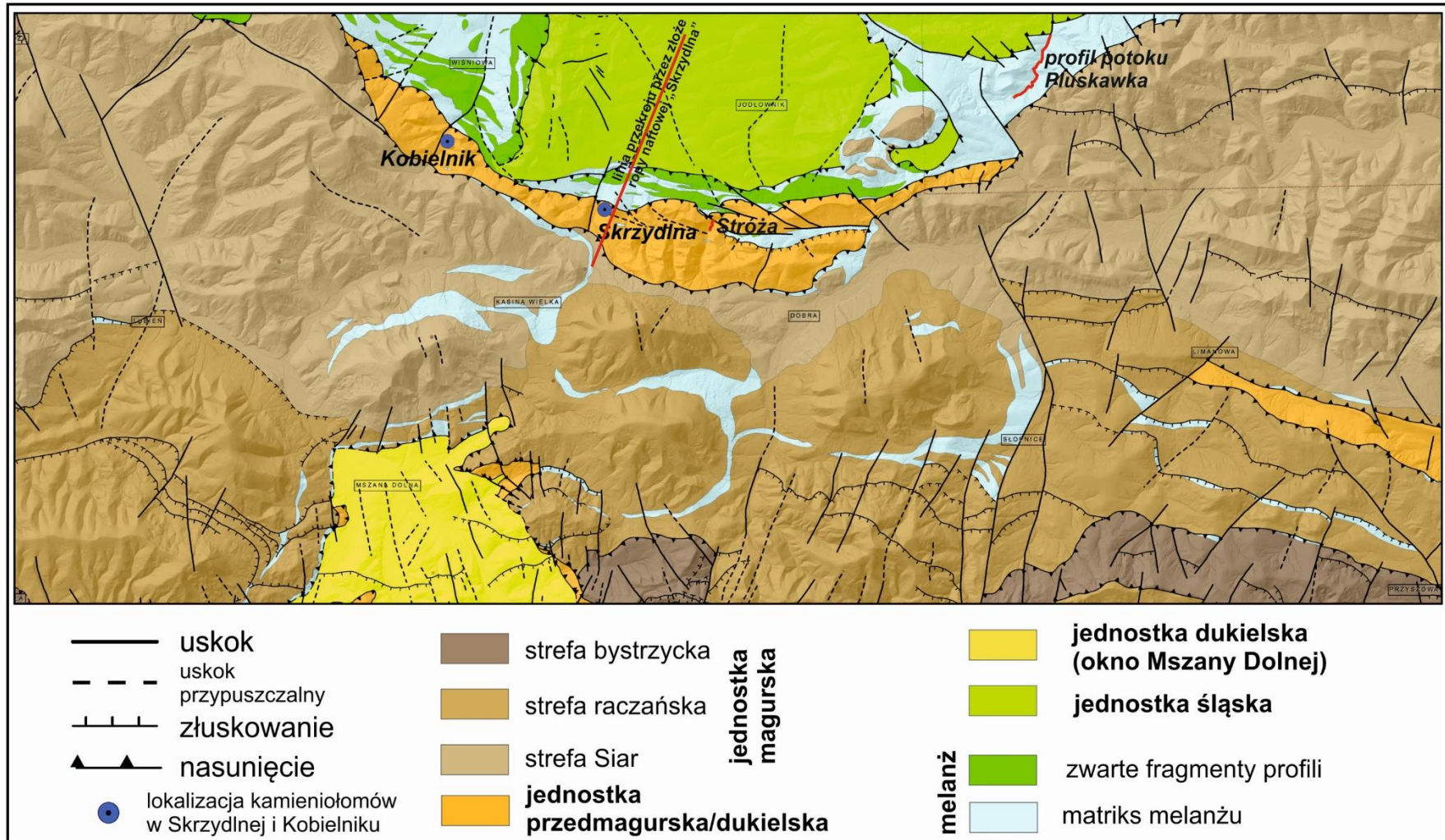
wotnie powiązaną basenowo z sekwencją właściwej łuski Skrzydlnej i raczej nawiązującą do jednostki dukielskiej, odsłaniającej się w pobliskim oknie Mszały. Stadnik (2007) podkreślił zresztą podobieństwo litologiczne piaskowca cergowskiego jednostki dukielskiej w tym oknie do warstw krośnieńskich.

Cechą charakterystyczną tej struktury jest bardzo strome ułożenie warstw – w większości wartości kąta upadu mieszczą się w przedziale 50–70°, liczne są też kąty powyżej tej drugiej wartości, a dość często rejestrowano warstwy ustawione pionowo. Jedynie w najbardziej zachodnim fragmencie łuski przeważają mniejsze kąty zapadania, około 20–40°. Generalnie można przyjąć strome nachylenie całej łuski w kierunku południowym. Ma ona charakter fałdu o obciętym skrzydle północnym i dobrze rozwiniętym skrzydle południowym (z prawie monoklinalnie zapadającymi warstwami). Grzbiet antykliny Skrzydlnej–Zadziela jest zbudowany z warstw menilitowych, od Zadziela ku wschodowi w jej osi wyłaniają się warstwy hieroglifowe. Za uskokiem w Skrzydlnej w kierunku zachodnim, gdzie łuska ulega znacznemu zawężeniu, widoczne jest tylko skrzydło południowe antykliny. Dopiero w rejonie Wierzbanowej grzbiet antykliny (Lipnika – Węglarskiej Góry), a częściowo także jej północne skrzydło ponownie się odsłaniają – najpierw w jej osi pojawiają się warstwy hieroglifowe, które ku zachodowi ulegają zanurzeniu i dalej w strefie osiowej występują już tylko warstwy menilitowe. Zarówno gruboławicowe piaskowce cergowskie, jak i warstwy krośnieńskie południowego skrzydła fałdu są niekiedy zafałdowane w formy o mniejszej amplitudzie, ale przeważnie na długich odcinkach utwory te zapadają monoklinalnie w kierunku południowym.

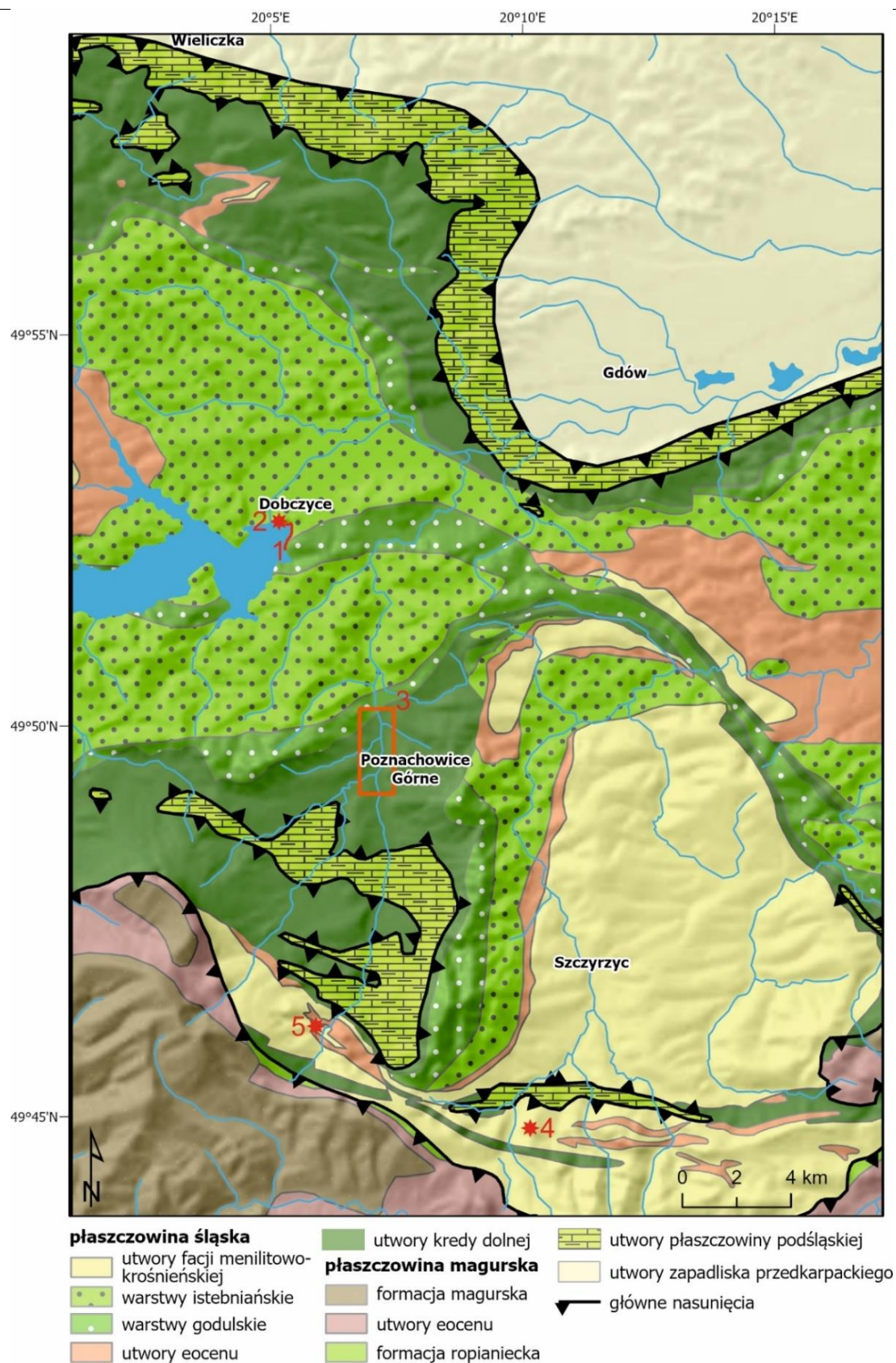
W środkowej i wschodniej części łuska jest pocięta uskokiemi (strefą uskoku) o przebiegu równoleżnikowym i odchodzącymi od nich uskokiemi w kierunku NW. Prawdopodobnie są one genetycznie związane z jednostką podśląską. W części wschodniej dzielą one łuskę na dwa odrębne fragmenty, pomiędzy którymi występują zmelanżowane warstwy menilitowe oraz wciągnięte w tę strefę utwory jednostki podśląskiej (głównie pstrych łupki i margle). Na niejasną pozycję pstrych utworów w obrębie warstw menilitowych łuski Skrzydlnej wskazywała już Burtan (1978), uznając je za porwaki tektoniczne jakiejś innej jednostki tektonicznej. Północny fragment tej łuski zbudowany jest głównie z warstw krośnieńskich, miejscami silnie zafałdowanych, którym od południa towarzyszy pas utworów menilitowych.



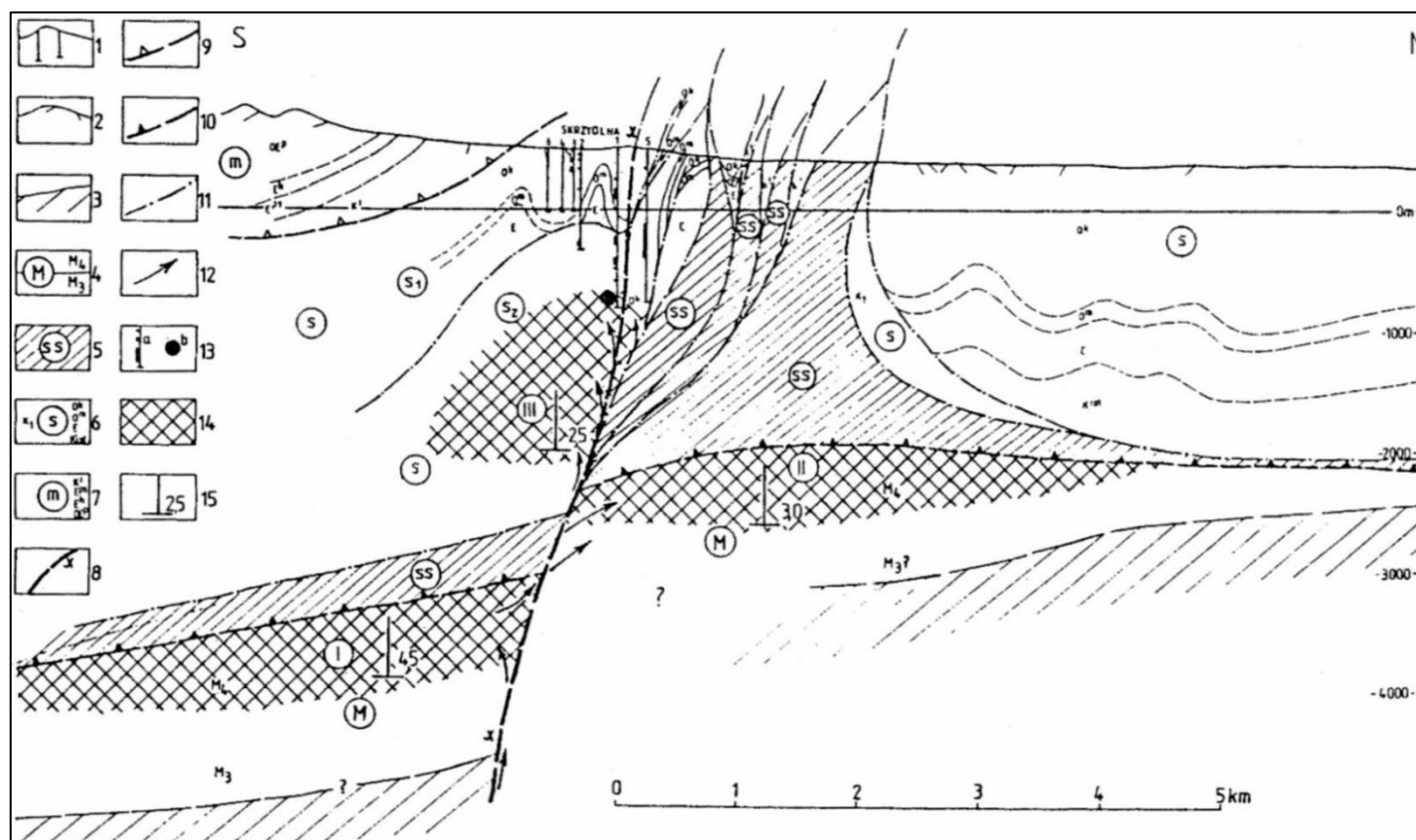
Ryc. 1. Polski odcinek Karpat z zaznaczeniem występowania wychodni warstw menilitowych.



Ryc. 2. Regionalny szkic tektoniczny (na podstawie Żyto i in., 1989, zmienione) z lokalizacją kamieniołomu Skrzydlina i Kobielnik oraz na czerwono zaznaczonymi, komentowanymi w przewodniku profilami potoku Pluskawka i Stróża-Strużewicze i linią przekroju przez złożo ropy naftowej „Skrzydlna” (patrz ryc. 4).



Ryc. 3. Mapa geologiczna Karpat polskich pomiędzy Wieliczką a Szczyrzycem (na podstawie Sokołowskiego, 1954), wykonana przez Radosława Szczęcha. Na mapie uwidoczniono numerami pozycje prezentowanych w czasie wycieczki stanowisk obserwacyjnych (punktów).



Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez złożę ropy naftowej w Skrzydlniej (wg Olewicza, 1965), oraz mapy geologicznej K. Wieczfłińskiej, materiały robocze w teczках otworów, archiwum ZPNIg w Krakowie). 1 – otwory, 2 – upady warstw 3 – podłoże platformowe 4 – miocen autochtoniczny: **M3** – starsza molasa (karpat), **M4** – młodsza molasa (baden dolny) 5 – jednostka podśląska 6 – jednostka śląska: **K1** – kreda dolna (bez rozdzielania), **Ks** – warstwy istebniańskie, **E** – eocen (bez rozdzielania), **Om** – warstwy menilitowe, **Ok** – warstwy krośnieńskie, **S1** – łuska górna, **S2** – łuska dolna, 7 – jednostka magurska: **K1** – warstwy inoceramowe, **Eh** – warstwy hieroglifowe – łupki pstre, **OEP** – warstwy podmagurskie, 8 – uskók żegociński (x-x), 9 – nasunięcie magurskie, 10 – nasunięcie karpackie, 11 – pozostałe nasunięcia i uskoki, 12 – przypuszczalne kierunki migracji węglowodorów, 13 – objawy węglowodorów i nieprzemysłowe przyływy ropy naftowej (a), przemysłowy przyływ ropy naftowej (b), 14 – prawdopodobne strefy akumulacji węglowodorów, 15 – głębokość (w km) proponowanej penetracji wiertniczej.

Odmienne opinie na temat przynależności sekwencji odsłaniających się w obrębie łańcucha okien tektonicznych Lanckorona-Żegocina, w tym i okolicy Skrzydłnej, prezentowały inne grupy autorów, w tym zwłaszcza Koszarski (1985). Autor ten wprost traktował niektóre elementy sekwencji kredowo-paleogeńskiej okna tektonicznego Żegociny-Rajbrotu, stanowiącego bezpośrednią wschodnią kontynuację elementu Skrzydłnej, jako wypełnienie basenu skolskiego lub lateralne ekwiwalenty wypełnienia tego basenu. Zaliczył do niego utwory przede wszystkim gruboklastyczne, występujące także w elemencie Skrzydłnej (piaskowce z Rajbrotu i Rybia, utożsamiane z warstwami inoceramowymi/z Ropianki, olistostromowe margle z egzotykami andezytów i gnejsów, typu frydeckiego – por. Skoczylas-Ciszewska, 1956, 1960), ale także utwory hemipelagiczne (łupki spaskie, margle żegocińskie i niektóre łupki zielone i pstre).

Łuski tektoniczne budowane przez utwory sekwencji skolskiej w obrębie serii okiennych są według tego autora przetasowane i przełańdowane wspólnie z elementami jednostki śląskiej i podśląskiej, jak można to zaobserwować w klasycznym przekroju potoku Pluskawka (Ryc. 3). Analogicznie można by przyjąć, że wyróżnione w rejonie okien Skrzydłnej i Wiśniowej podobne, choć inaczej nazwane przez J. Burtan, autorkę arkusza Mszana Dolna mapy geologicznej Polski 1:50 000, elementy także reprezentują sekwencje basenu skolskiego.

Znane z jednostki skolskiej gruboziarniste odmiany piaskowców ogniwa z Boguszówki (Rajchel, 1990; Rajchel, Myszkowska, 1998), bogate w czerwone skalenie potasowe, charakterystyczne także dla piaskowców z Rybia i Rajbrotu są – w opinii niniejszego autora (MP) – elementem jednego rozległego systemu depozycyjnego zasilanego z jednego źródła. Wyróżnione przez Burtan na arkuszu Mszana Dolna warstwy „godulsko-inoceramowe” są z kolei w opinii KS odpowiednikami piaskowców inoceramowych i piaskowców z Rajbrotu/Rybia. Jeszcze dalej poszli w tej koncepcji Ślaczka i Kamiński (1998), uznając, że wszystkie margle w oknie tektonicznym Żegociny mogą stanowić osad jednego skolsko-podśląskiego basenu, w czym autorzy zbliżają się do radykalnego poglądu L. Jankowskiego (2015) o jednym „inoceramowym” rozległym i pozbawionym barier basenie zewnętrznych Karpat fliszowych na przełomie kredy i paleogenu.

Najobszerniej wypowiadał się ostatnio na temat natury strefy L-Ż, a zwłaszcza ewolucji i budowy geologicznej rejonu Skrzydłnej, Leszek Jankowski z PIG-PIB. Poglądy tego badacza Karpat i kontestatora, z lekka modyfikowane z czasem, znalazły się w wielu jego kolejnych publikacjach, często pomijanych w cytacjach przez innych autorów pracujących w tym rejonie. Odbiegają one od klasycznych

prezentowanych dotychczas modeli budowy i rozwoju Karpat fliszowych.

Strefa ta miała być wynikiem wysokokątowego nasunięcia pozasekwencyjnego w reakcji ze starszymi, przedalpejskimi strukturami podłoża, a nie Karpaty aż po okno Smilna na SE skośnie, niezgodnie z ułożeniem jednostek strukturalnych (Jankowski, 2015; Jankowski i in., 2019). Odcina także fragment płaszczowiny magurskiej. Jankowski odrzucił tradycyjny pogląd o ścisłym związku, wyrażonym także w nazewnictwie, jednostek strukturalnych Karpat zewnętrznych z poszczególnymi basenami czy depocentrami oddzielonymi od siebie kordylierami sensu Książkiewicz (1951). W szczególności utwory budujące strukturę Skrzydłnej zostały uznane przez tego autora za zmelanżowane sekwencje strefy brzegowej szelfu i skłonu basenu karpackiego. Znane pod różnymi nazwami szelfowe piaskowce glaukonitowe, margliste osady skłonu typu frydeckiego i platformowa facja biancone margli żegocińskich reprezentują środowiska depozycyjne pasywnego brzegu kontynentu, podobnie jak margle senonu z Bonarki na przedpolu Karpat (Jugowiec-Nazarkiewicz, Jankowski, 2001).

Autor ten odrzucił w ogóle pojęcie odrębnego basenu podśląskiego, proponując zastąpienie go terminem „jednostka melanżowa”. Wstępne uformowanie się melanżu L-Ż strefy okien tektonicznych związane było według tego autora z rozpoznaną przez niego przesuwczością sinistralną. Melanże powstały już na etapie nasuwania się Karpat na przedpole i są widoczne w strefie okien tektonicznych i na froncie orogenu, fałszywie nazywanej strefą podśląską (rozumianej jako produkt sfałdowania wypełnienia basenu podśląskiego) czy fliszem zewnętrznym. Te melanże podnasunięciowe zostały przełańdowane z utworami miocenu na przykład w Żegocinie (Jankowski i in., 2019).

Zasięg piaskowca cergowskiego, który w opinii szeregu autorów, zwłaszcza grupy Wendorffa (Siemińska i in., 2018, 2020), odgrywa podstawową rolę w profilu jednostki Skrzydłnej, a w szczególności w profilu kamieniołomu Skrzydłna, w opinii Jankowskiego rozpościera się od Małego Wyżyna w Ukrainie na wschodzie, po Barwałd na zachodzie. Obecność tego piaskowca w łusce Skrzydłnej dowodzi w opinii Siemińskiej i in. (2020) jej przynależności do jednostki dukielskiej.

Według pomiarów kierunków transportu wykonanych przez Jankowskiego (2019) materiał piaskowców cergowskich w okolicy Skrzydłnej, a także dalej na NW, blisko brzegu Karpat w Barwałdzie pochodził z południa. Taki kierunek transportu jest też zgodny z wynikami Polaka (1999, 2000), ale sprzeczny z kolei z pomiarami badaczy z grupy Wendorffa, którzy sugerowali transport generalnie z NW (Siemińska i in., 2020).

Podczas etapu przesuwczności i formowania melanżu powstaje szereg struktur przyuskokowych; typu struktury kwiatowej czy końskiego ogona (Jankowski, 2007, 2015; Jankowski, Margielewski, 2012; Jankowski i in., 2019, w druku – arkusz Mszana Dolna; Jankowski, Wilk, 2022). Przesuwczność jako ważny etap rozwoju Karpat została opisana po raz pierwszy w Karpatach fliszowych (Jankowski, Probulski, 2011). Jest to etap odpowiedzialny za wstępne uformowanie melanżu w strefie L-Ż, o czym wspominał już Jankowski (2007). Podobny, za Jankowskim, pogląd o przesuwczej naturze procesu tektonicznego włączającego elementy strefy L-Ż zaprezentowała Siemińska i in. (2020). Ten etap jest odpowiedzialny za uformowanie szczególnego obrazu morfologicznego tzw. Pieniek Skrzydlańskich – dodatkowym etapem, który dotknął strefę L-Ż jest etap kolapsu orogenicznego (patrz Mazzoli i in., 2010; Jankowski, 2015; Jankowski, Margielewski, 2012, 2014, 2021) – ten etap ukształtował obraz morfologii całego regionu strefy L-Ż także i jest widoczny w odsłonięciach. Jankowski i Wilk (2022) uważali zresztą, że obecnie strefa L-Z nie jest żadnym wysadem, ale rowem tektonicznym.

W opinii Jankowskiego (2019) charakterystyczny obraz topografii „Pieninek Skrzydlańskich” w obrębie samej łuski Skrzydłnej (a także rejonu Kobielnika na W, MP) jest wynikiem selektywnego wypreparowania bardziej odpornych na erozję gruboziarnistych wypełnień kanałów w obrębie mułowcowego tła warstw menilitowych. Na związane z tą erozją zjawisko ucieczki węglowodorów zakumulowanych w strefach struktur kwiatowych i melanży, w tym w strefie L-Ż, zwrócił uwagę Jankowski (2019). Doskonale to widać na przykładzie wzgórza przepołowionego przez kamieniołom w Skrzydłnej, a także w łomie w Kobielniku.

Obecna, widoczna dystrybucja wypełnień tych kanałów nie jest wynikiem melanżowania, lecz w opinii niniejszego autora (MP) procesów czysto sedymentacyjnych w zwartym segmencie basenu menilitowego łuski Skrzydłnej, stanowiącym zachodnie, ekshumowane przedłużenie strefy borysławsko-pokuckiej lub północnej jednostki skolskiej.

Według Jankowskiego proces tzw. ekstensji radialnej jest odpowiedzialny za segmentowanie strefy L-Ż i obszaru otaczającego – powstało szereg stref uskokowych prostopadłych do strefy L-Ż wykorzystywanych przez potoki. Ekstensja radialna powoduje załamywanie przebiegu strefy L-Ż (por. Jankowski, 2015).

Na uwagę zasługują w całej strefie L-Ż wspomniane wapniste piaskowce z Goryczkowca (dawniej nazywane piaskowcami z Szydłowca, Książkiewicz, 1951) występujące przy brzegu Karpat w rejonie Wadowic i Lanckorony k. Bielska-Białej, a ponadto w lanckorońsko-żegocińskiej strefie okien tektonicznych: Sułkowic, Wiśniowej oraz w oknie tektonicznym Żywca, a także w interesującym nas tutaj oknie Skrzydłnej. Ostatnio identyczne wapienie mszywiółowo-litotamniowe stwierdzone także zostały przez obecnego autora (MP) w sąsiednim od E oknie Żegociny, w profilu potoku Pluskawka (patrz ryc. 3). Jest prawdopodobne, że wapienie z Birczy, a także glonowe wapienie alodapiczne w stropie formacji z Ropianki, opisane przez Rajchela (1990) z jednostki skolskiej reprezentują dystalną fację systemu tych węglanowo-silikoklastycznych turbidytów, których obszar źródłowy położony jest na zachodzie, daleko poza uznanym zasięgiem jednostki skolskiej. Proksymalne facje wapieni mszywiółowo-litotamniowych zostały opisane m.in. z Morawsko-Śląskich Beskidów, z półkna tektonicznego Bystric nad Olzą oraz z okolic Pribora (warstwy kłokoczowskie, Eliáš, 1998). Przez badaczy czeskich uznawane za element jednostki podśląskiej, jako gruboziarnista facja w obrębie mułowcowych i marglistych warstw frydeckich, tzw. piaskowce facji strażowskiej czy warstwy frydecko-kłokoczowskie (Eliáš, 1998; Menčík, 1993), w opinii autora (MP) reprezentują osady zbiornika stanowiącego kontynuację ku W basenu skolskiego.

Okno tektoniczne Wiśniowej i łącząca się z nim łuska Skrzydłnej-Kobielnika ma w swoim otoczeniu na NE tak zwany blok Szczyrzyca należący do jednostki śląskiej (patrz ryc. 3). Pasma Ciecienia obrzeżające od E okno Wiśniowej ma nietypowy dla zewnętrznych Karpat zachodnich przebieg południkowy, co dało asumpt m.in. Starcowi oraz Jankowskiemu do tezy o rotacji tego elementu w stosunku do szerszego otoczenia jednostki śląskiej. W opinii niniejszego autora (MP) taka orientacja wynika jednak nie z rotacji tektonicznej, a z procesu fleksuralnego poddarcia warstw tego pasma w procesie tektonicznego włączania (ekstruzji) okiennej jednostki Wiśniowej. Podobny mechanizm doprowadził do nietypowej orientacji pasma Lubomira-Kamiennika w zachodnim obrzeżeniu okna Wiśniowej.

POZYCJA ŁUSKI SKRZYDLNEJ I INNYCH SEGMENTÓW STREFY L-Ż W ŚWIELE STUDIÓW PROWENIENCJI KLASTÓW SKAŁ EGZOTYCZNYCH ORAZ DETRYTUSU W TURBIDYTACH

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹ i Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN

Opisana powyżej panorama odmiennych, a nawet radykalnie sprzecznych poglądów i koncepcji zarówno historycznych, jak i publikowanych współcześnie przez badaczy świadczy o złożoności i nietrywialności problemu. Strefa L-Ż, a szczególnie rejon Skrzydłnej jak w soczewce ogniskuje zasadnicze i aktualne spory na temat struktury i ewolucji orogenu karpackiego.

Jak się wydaje, w toku trwających od ponad półtora wieku studiów i wynikłych z nich kontrowersji wyczerpano wszystkie argumenty: zastosowano znane dotychczas konwencjonalne, w tym strukturalne metody badania orogenu, analizy facjalne, petrofacjalne, stratygraficzne, pomiary lokalnych kierunków transportu etc. Nie uzyskano jednak rozstrzygających konkluzji, można nawet odnieść wrażenie, że ten spór się z czasem zaostrza.

Każda z zastosowanych metod z osobna daje rezultaty często niejednoznaczne, sprzeczne wewnątrznie, sprzeczne z wynikami innych badaczy uzyskanych tą samą metodą, a przede wszystkim sprzeczne z innymi metodami, zatem jest niekonkluzywna. Z jednej strony serie turbidytowe są makroskopowo, facjalnie i petrofacjalnie podobne do siebie i monotonne, i w pojedynczym odsłonięciu czy nawet profilu niełatwo zidentyfikować ich przynależność strukturalną i stratygraficzną. Widać to na przykładzie czerwonych osadów pelagicznych pojawiających się w kilku poziomach i na kilku obszarach w Karpatach Zewnętrznych. Podobnie warstwy inoceramowe wyróżniane są zarówno w jednostce skolskiej, jak i magurskiej. W jednym basenie możemy spotkać w różnych miejscach i w różnym czasie bardzo różne facje i ich asocjacje, a z kolei identyczne makroskopowo facje i ich zespoły mogą występować w zupełnie odrębnych, a nawet izolowanych i odległych od siebie przestrzennie basenach. Brakuje w tych metodach skutecznych narzędzi typu *space specific* które by umożliwiły pewne pozycjonowanie badanych zdeformowanych sekwencji w zidentyfikowanych strukturach przyzmy akrecyjnej orogenu, a przede wszystkim w systemie basenów turbidytowych na etapie depozycji ich wypełnień. Nawet takie geometryczne wektorowe metody jak pomiary lokalnych kierunków transportu detrytusu czy pomiary paleomagnetyczne, wykonane przez rzetelnych i doświadczonych badaczy obarczone są nieusuwalną niepewnością. Samo założenie o tożsamości poszczególnych subbasenów z dużymi jednostkami strukturalnymi w orogenicie wynika z założenia, że poszczególne wypełnienia zostały w pro-

cesie budowy orogenu odkłute od podłoża i nasunięte na siebie, a wyniesione strefy rozdzielające te baseny i zasilające je w detrytus zwane konwencjonalnie kordylierami pozostały na miejscu.

Jankowski najbardziej kategorycznie kontestuje taki model argumentując, że z jednej strony baseny fliszowe już na etapie wypełniania były rozległe i zintegrowane, a facje uznawane konwencjonalnie za charakterystyczne dla danego subbasenu mogły się pojawiać w wielu, także izolowanych od siebie, miejscach takiego rozległego, choć topograficznie zróżnicowanego basenu. Z drugiej nie widzi powodu, aby kordyliery były selektywnie oszczędzane w procesie odkłuwania i odkorzenia płaszczowin, a więc brak ich fragmentów w stosie płaszczowin dowodzi raczej ich pierwotnego rzeczywistego istnienia. Przyczyną pojawiania się wypełnień tych samych stref basenu karpackiego w różnych jednostkach strukturalnych jest według tego autora kierunek ujmowania tych wypełnień skośny, a nawet prostopadły do pierwotnych stref facjalnych i batymetrycznych w basenie (por. ryc. 33C, Jankowski, 2015). Nie do końca wypada się z takim radykalnym poglądem zgodzić, bo widzimy wyraźne przestrzenne, systematyczne różnice w pierwotnym wykształceniu między poszczególnymi sekwencjami, dowodzące istnienia jakiś fizycznych barier w basenie, warunkujących także dystrybucję poszczególnych strumieni detrytusu o różnej proveniencji. Widać to wyraźnie na przykładzie warstw istebniańskich w basenie śląskim i warstw inoceramowych w basenie skolskim.

Niektórzy adwersarze – uczestnicy toczącego się sporu, w tym Golonka i Wendorff, oraz Jankowski, także powołują się także na argumenty wynikające z pomiarów lokalnych kierunków transportu, skądinąd kwestionowane we własnych publikacjach jako wiarygodne narzędzie rekonstrukcji proveniencyjnych (Golonka i in., 2004).

Niepewność związana jest między innymi z wieloetapową, wieloskalową rotacją, ekstensją i kontrakcją, kołysaniem pochylanych bloków podłoża basenu, przesuwczością na uskokach syn- i postdepozycyjnych, pierwotną krętością kanałów turbidytowych i konfiguracją kaskad turbidytowych basenów zawieszonych etc., to samo zresztą dotyczy pomiarów paleomagnetycznych. Można zilustrować przestrzenną niepewność rekonstrukcji na przykładzie argumentacji Jankowskiego (2015; por. Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski, 2001), który z jednej strony postulował nieomal fiksistyczne przywiązanie

obecnych sekwencji identyfikowanych w orogene do bliskich im, także w obecnych koordynatach, elementów podłoża i źródeł detrytus w ramach i obrzeżeniu basenu (baseny karpackie prawie „na miejscu”, palinspastyczny minimalizm), a jednocześnie wskazał na ogromną rolę ruchów przesuwczych i deformacji typu *out of sequence* w procesie budowy pryzmy akrecyjnej (ultramobilizm). Nie powinno się weryfikować czy falsyfikować jednej hipotezy drugą, a heterodoksja sama w sobie nie jest automatycznie bliższa prawdy od tradycjonalistycznej ortodoksji.

Jak widać dla wyjścia z obecnego klinczu, rozstrzygnięcia które z proponowanych hipotez i modeli są bliższe rzeczywistości przyrodniczej, do poznawczego „wyjścia z pudełka” (*the out of box*) potrzebujemy zamiast – metaforycznie rzecz ujmując – fortelu barona Münchhausena, który sam się za hacap wyciągnął z bagna wraz w wierzchowcem, oparcia na nowych skutecznych narzędziach badawczych.

Jednym z takich narzędzi są instrumentalne studia proveniencji, które już się w Polskich Karpatach rozpoczęły. Autor (MP) brał udział w tych pionierskich pracach, które opierały się na wówczas dostępnych niedoskonałych metodach datowania (datowania monacytów metodą CHIME, daty K/Ar dla całych populacji łyszczyków). Badania geochronologiczne detrytus są zdecydowanie bardziej zaawansowane w rumuńskich Karpatach wschodnich i południowych, natomiast z oczywistych powodów sytuacja jest gorsza w Karpatach ukraińskich, ale i u zachodnich sąsiadów, w Czechach, można zaobserwować wyraźne zapóźnienie w stosunku do postępu w badaniach proveniencji utworów budujących alpidy Europy Zachodniej. Warto studiować ich wyniki, aby podjąć z jednej strony próbę korelacji z tymi segmentami orogenu karpackiego, a z drugiej inspirować się i opanować metodologię.

Realizowane w ramach statutowego projektu „Egzokarp” w ING PAN badania pod hasłem „*From find to source*” (będącym mobilistyczną parafrazą dewizy platformowych prowincjonalistów „*From the source to sink*”) trwają już piąty rok, w tym czasie nasz zespół zgromadził olbrzymią kolekcję skał egzotycznych z ponad 100 stanowisk w zewnętrznych Karpatach polskich, a także ukraińskich i czeskich. Postępuje analiza zgromadzonego materiału, zarówno ze stanowisk klasycznych, znanych badaczom, a także z nowo zidentyfikowanych przez nasz zespół, głównie dzięki ostatnim epizodom wezbrań i wzrostowi erozji w Karpatach. Tutaj przedstawimy cząstkowe wyniki, jakie rzucają nowe światło na pozycję i ewolucję utworów budujących sekwencje strefy L-Ż, a w szczególności łuski Skrzydłnej.

Badaniami objęto przede wszystkim egzotyki wolistostromowych ciałach w obrębie warstw menilitowych, ale także inne zespoły egzotyków,

w szczególności z margli/mułowców frydeckich, piaskowców z Goryczkowca, piaskowców z Rajbrotu/Rybia oraz warstw spaskich/wierzowskich. Jako olistostromę uznajemy tu warstwę lub amalgamowany zespół warstw gruboklastycznego, źle wysortowanego, nie warstwowanego osadu, w tym sedymentacyjnych melanży, powstałą w wyniku zsuwania się (ześlizgiwania) luźnego osadu w zbiorniku sedymentacyjnym (*debris flow*) niezależnie czy był to spływ kohezyny czy ziarnowy.

Badania makroskopowe i w płytkach cienkich już dostarczyły wielu informacji, natomiast obecnie koncentrujemy się na analizach geochronologicznych egzotyków skał krystalicznych i piaskowców, zwłaszcza niemych paleontologicznie.

Pionierskie pod tym względem prace Gawędy i in. (2019) i Golonki i in. (2021) i ograniczały się do badania nielicznych egzotyków krystalicznych w strefie L-Ż, zazwyczaj o znacznych rozmiarach, olistolitów, co było uzasadniane obawą przed analizami populacji klastów redeponowanych. Takie podejście powodowało jednak wybiórczość i niereprezentatywność w stosunku do całych, zróżnicowanych populacji egzotyków.

Dodatkowych danych, znaczących w szerszym kontekście strefy L-Ż dostarczyły badania skał z bezpośredniego otoczenia tej strefy, w szczególności warstw grodziskich, istebniańskich i godulskich jednostki śląskiej (por. punkt 1 i 2 oraz punkt 3), zarówno próbek turbidytów, jak i egzotyków.

Inwentarz egzotyków z olistostromy odsłoniętej w kamieniołomie w Skrzydłnej, w obrębie łuski Skrzydłnej, obejmuje przede wszystkim skały osadowe, ale zebraliśmy także znaczną ilość fragmentów skał krystalicznych, stanowiących ok. 5% populacji klastów, a w profilu Stróża–Stróżewice (patrz ryc. 2, por. ryc. 30) i Kobielnik (patrz ryc. 2) nawet ponad 10%. Przykładowe datowanie cyrkonów z bloku migmatytu z olistostromy w Kobielniku (Ryc. 5E) potwierdziło neoproterozoiczny wiek protolitu tej skały (Anczkiewicz i in., w przygotowaniu), muskowił w egzotyku łupku krystalicznego z głównej olistostromy w Skrzydłnej datowany metodą K/Ar wykazał wiek stygnięcia ediakarski, natomiast wspomnianego migmatytu z olistostromy w Kobielniku – wczesnokambryjski.

W zespole skał osadowych na uwagę zasługują utwory paleozoiku: węglanowe platformowe utwory dewonu i dolnego karbonu–missisipu, często obfitujące w skamieniałości: korale (Ryc. 6C) ramienionogi, szkarłupnie, trylobity oraz skały produktywnego karbonu, zarówno utwory płonne: piaskowce arkozowe ze zwęgloną florą, jak i klasty węgla kamiennego, zresztą obecne w całym profilu kamieniołomu Skrzydłna i Kobielnik.

Najpospolitszym typem skał osadowych są arenity kwarcowe, zazwyczaj silnie scementowane

w kwarcyty, z pirytem i fragmentami kostnymi, czasem z fragmentami zwęglonej flory i często z dużymi blaszkami detrytycznego muskowitu, a także związane z nimi mułowce i pyłowce z obfitą miką, uznane przez autorów za reprezentacje utworów

środkowej i dolnej jury facji Gresten. Należy wspomnieć, że w świetle naszych badań klasty arenitów kwarcowych facji Gresten są najpospolitszym składnikiem zespołów egzotyków wszystkich jednostek Karpat zewnętrznych w Polsce.



Ryc. 5. Profil Kobielnik, kamieniołom i otoczenie na S: **A** – odsłonięcie sekwencji białą wietrzejących, drobnouławicznych, laminowanych margli krzemionkowych (dynowskich) z wkładkami czertów, w potoku 20 m na S od łomu; **B** – fragment odsłonięcia S części kamieniołomu z olistostromą złożoną głównie z bloków i płyt zielonych i kremowych mułowców oraz klastów muskowitowych łupków krystalicznych do 10 cm, wyżej topograficznie po prawej stronie w kontakcie ławica zbudowana z drobnych klastów mułowych, bioklastów i fragmentów szkieletów ryb; **C** – S część kamieniołomu z pakietem mułowców ciętym niezgodnie przez system dajek klastycznych, wtórnie zdeformowanych; **D** – pakiet heterolitów z drobnymi izolowanymi ripplemarkami (trakcjony), bezpośrednio na prawo i na S od warstwy z mułowymi intraklastami; **E** – przecięcie egzotykowego bloku migmatytu tkwiącego pierwotnie w piaszczysto-zlepieńcowej olistostromie ok 50 m na S od kamieniołomu, z tego okazu uzyskano dla protolitu ediakarskie daty cyrkonowe i dolnokambryjski wiek stygnięcia K/Ar z łyszczyków; **F** – blok wapienia dewońskiego u podnóża skarpy zbudowanej z piaszczysto-zlepieńcowej olistostromy, 60 m na S od kamieniołomu.

Wśród postpaleozoicznych skał węglanowych oprócz pospolitego górnourajskiego wapienia sztramberskiego, często w facji wysokoenergetycznych ziarnitów, najczęstsze są paleogeńskie wapienie glonowe zapiaszczone z glaukonitem, wapienie numulitowe (Ryc. 6B), wapienie litotamniowe oraz charakterystyczne węglanowo-silikoklastyczne utwo-

ry frakcji rudytywowej z krasnorostami, numulitami i fauną szkieletową (mszywioly, gąbki, korale, małże i ramienionogi) oraz klastami kwarcu żyłowego i skał krystalicznych, głównie diabazów i ich tufów, gnejsów i łupków łyszczykowych (Ryc. 6A). W zespole egzotyków skał krystalicznych najpospolitsze są granitoidy, gnejsy i łupki krystaliczne, zasadowe skały wy-

lewnie (Ryc. 6H) i fylity. Co możemy stwierdzić w oparciu o taką szczególną asocjację egzotyków? Obszar źródłowy dla tej olistostromy, a także podobnych badanych przez zespół autorów niniejszego tekstu, w profilu Stróża–Stróżewice na E od Skrzydłnej (patrz ryc. 2) oraz w Przenoszy i Kobielniku na W od tej miejscowości (patrz ryc. 2) musiał obejmować podłoże krystaliczne i pokrywę osadową dewonu, karbonu węglanowego i produktywnego oraz jury wykształconej w facji węglonośnej Gresten i młodszych platformowych węglanów, głównie facji sztarmberskiej. Młodsze osady węglanowe i węglanowo-silikoklastyczne reprezentują paleogen wykształcony w facjach platformowych, w tym biostromalnych.

Z naszych obserwacji wynika że niemal identyczny, zróżnicowany i charakterystyczny zespół egzotyków buduje olistostromę należącą do serii menilitowej, a odsłoniętą w centralnej części półkna tektonicznego Bystric nad Olzą w czeskich Beskidach Morawsko-Śląskich. Półkno to przez badaczy czeskich uznawane jest za odsłonięcie jednostki podśląskiej, zajmującej znaczne obszary zewnętrznego brzegu Beskidów Morawsko-Śląskich. Mają za tym przemawiać między innymi odsłaniające się w Bystricach nad Olzą w klasycznym odsłonięciu przy meandrze (Bouček, Pribyl, 1954; Menčík, 1983; Eliáš, 1998; Bubik, 2013) warstwy frydeckie, u nas zwane marglami frydeckimi, a właściwie iły frydeckie, tylko miejscami margliste, uznawane dotychczas za typową fację basenu podśląskiego. Jednak zespół egzotyków występujących w tym odsłonięciu jest identyczny z jednej strony z zespołem stwierdzonym przez nas w szarych marglach frydeckich w Wiśniowej, a z drugiej strony w również badanych przez nasz zespół olistostromach iłów babickich (jakie można utożsamiać i korelować z iłami frydeckimi) jednostki skolskiej i to aż po dolinę Strwiąża na wschodzie, blisko granicy polsko-ukraińskiej (Sikora, Żyto, 1961). Jeśli ten zespół reprezentuje konkretny wspólny obszar źródłowy, o specyficznej strukturze tektonostratygraficznej, to można przyjąć, że ta domena proveniencyjna reprezentuje pierwotnie zwartą, następnie tektonicznie rozczłonkowaną, zdupleksowaną i pogrzebaną pod stosem płaszczowin, a finalnie lokalnie ekshumowaną część basenu skolskiego.

Tak więc olistostromowe utwory serii menilitowej w Czechach, być może obejmujące nadległe? lub oboczne warstwy zenklavskie (Bubik, 2013), odsłonięte i wynurzające się w otoczeniu warstw frydeckich i frydlandzkich w potoku Jatny w Bystricach nad Olzą (Ryc. 7), podobnie jak i badana przez nas polimiktyczna olistostroma oligocenu? na NE od Pribora, z największym w zewnętrznych Karpatach fliuszowych olistolitem skały krystalicznej, łupków krystalicznych i fylitów z żyłami pegmatytu, 1,4 km długości! (Černý, Dudek, 2002) oraz w Żenklavie na

S od Štramberka, czy jeszcze dalej na SW w jednostce zdaniczkiej polimiktyczne olistostromy i bloki skał krystalicznych w spągu menilitowych oligocen-skich warstw sribonickich (Ryc. 8; Picha, Stranik, 1999), wszystkie one nie mogą stanowić jednostki bardziej wewnętrznej w orogenie (np. dukielskiej), a raczej jednostkę jeszcze bardziej brzeżną w stosunku do podśląskiego/skolskiego otoczenia. W grę może zatem wchodzić lateralny ekwiwalent jednostki borysławsko-pokuckiej/skibowej/skolskiej zewnętrznej czy jeszcze dalej na SE rumuńskiej jednostki Vrancea/fałdów brzeżnych. W modelach budowy tego segmentu orogenu warstwy menilitowe (ewentualnie zenklavskie; Bubik, 2013) z egzotykami traktowane są jako wypełnienie kanionu podmorskiego, w facji zlepieńców i mułowców z blokami (żwirowców ilastych „*valounovych bahen*” sensu Eliáš, 1998) i zlepieńców, analogicznie do modelu prezentowanego przez Siemińską i in. (2020) dla olistostromy z łomu w Skrzydłnej.

W utworach starszych od głównej olistostromy, w marglach dynowskich i serii czertowej i starszej serii ciemnych mułowców z czertami występuje szereg poziomów żwirowców ilastych i piaszczystych o frakcji granulowej, wypełniających małe kanały typu *gutter cast* i *pot cast* lub tworzących ciągle ławice. Kompozycja klastów w tych ciałach jest dosyć jednolita: kwarc żyłowy, klasty margliste i bioklasty węglanowe oraz szczątki drobnych kręgowców, głównie ryb, ale najbardziej charakterystyczne są klasty jasnych krystalicznych łupków muskowitowych i fylitów oraz okruszy węgla kamiennego.

W profilu kamieniołomu Kobielnik ławice tych utworów osiągają miąższości do 1 m i mają charakter nie tylko typowych fluksoturbidytowych zlepieńców, ale i olistostrom o obfitym mułowym matriks, z rozproszonymi klastami (patrz ryc. 5B) a nawet płytami zielonych i kremowych iłowców o rozmiarach do 3 metrów i grubości do 25 cm, okruszami wapieni z krasnorostami i klastami fylitów i krystalicznych łupków muskowitowych do 10 cm średnicy oraz ostrokrawędzistymi klastami węgla kamiennego.

I te właśnie utwory mają związek z bardzo specyficznym obszarem źródłowym, odmiennym od wybitnie polimiktycznej kompozycji głównej olistostromy wciętej w margle dynowskie.

Jest to o tyle istotne, że identyczne co do geometrii i kompozycji soczewy żwirowców i zlepieńców granulowych autorzy rozpoznali w warstwach menilitowych, odsłoniętych w kamieniołomie Lichwin na obszarze płaszczowiny skolskiej (patrz Ryc. 6E, F, G). Towarzyszą im tam, podobnie jak w łusce Skrzydłnej formy dna (duże izolowane ripplemarki, *starved current ripples*) i wypełnienia kanałów (*gutter casts*) drobnoziarnistym piaskowcem z glaukonitem oraz ławice typowych turbidytów facji kliwskiej (patrz ryc. 6G).

Datowanie detrytycznych cyrkonów z warstwy piaskowca kliwskiego/borysławskiego z tego profilu w Lichwinie wykazało identyczne spektrum wieków jak w innych próbkach z płaszczowiny skolskiej, w tym z piaskowców warstw inoceramowych (Anczkiewicz i in., w przygotowaniu).

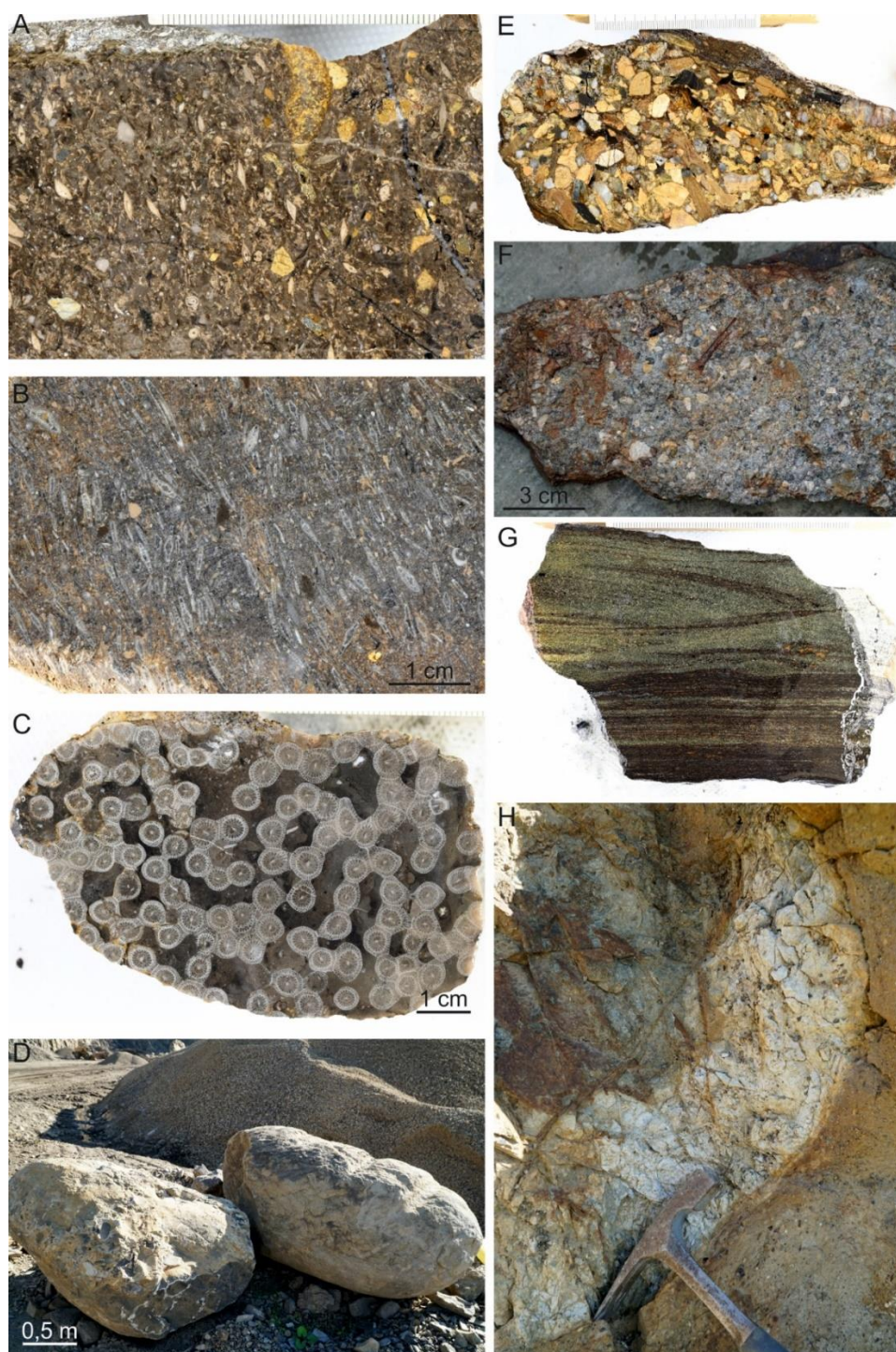
Co w tym przypadku istotne, teza Jankowskiego (2015) o jednolitym basenie „inoceramowym” obejmującym wszystkie strefy Karpat zewnętrznych, z zazębaniem się facji inoceramowej i istebniańskiej nie znajduje potwierdzenia w naszych badaniach geochronologicznych. Piaskowce serii przed-menilitowych jednostki skolskiej, podobnie jak piaskowce kliwskie czy borysławskie wykazują specyficzny wzór wieków detrytycznych cyrkonów, z wybitnym pikiem ca 1-1,2 Ga związanym z orogenezą Grenville. Piku tego nie obserwuje się w próbkach z warstw istebniańskich, w tym także w próbkach opisywanych jako wkładki facji inoceramowej wśród utworów istebniańskich. Wszystkie badane przez nasz zespół próbki, na całym obszarze występowania warstw istebniańskich od granicy czeskiej po łuskę Bystrego na wschodzie, mają bardzo jednolity wzór rozkładu wieków cyrkonów detrytycznych (Kozłowski i in., w przygotowaniu) i zupełnie odmienny od skolskich warstw inoceramowych (Anczkiewicz i in., w przygotowaniu).

Ma to bardzo istotne znaczenie dla weryfikacji, a raczej falsyfikacji ugruntowanej w literaturze hipotezy o pochodzeniu materiału warstw istebniańskich z różnych odcinków tak zwanej kordyliery śląskiej. Nic jednak nie wskazuje na pochodzenie tych relatywnie gruboziarnistych utworów z jakiegoś hipotetycznego grzbietu wewnątrzbasenowego. Wszystkie dostępne i uzyskane przez nas dane, w tym geochronologiczne, wskazują na pochodzenie tego materiału z jednego, ściśle określonego źródła, zlokalizowanego na zachodnim krańcu basenu śląskiego, z systemu kanionów podmorskich, rozpoznanego na E od Brna, osiowy system transportu w basenie śląskim przenosił ten materiał co najmniej po łuskę Bystrego na wschodzie (Paszowski i in., 2022; Kozłowski i in., w przygotowaniu).

Oczywiście nasze badania egzotyków strefy L-Ż nie ograniczały się do warstw menilitowych. Jak już wspomniano, w okiennej jednostce opisywanej dotychczas jako podśląska na N od łuski Skrzydłnej, a także w oknie Wiśniowej i Żegociny-Rajbrotu mamy szereg starszych kredowych i paleogeńskich litosomów z egzotykami, wszystkie one nawiązują składem do podobnych wiekowo zespołów badanych przez nas w jednostce skolskiej, a więc tym bardziej nie pochodzących z owej hipotetycznej kordyliery śląskiej.

Z naszych badań wynika, że łuska Skrzydłnej reprezentuje sekwencję związaną z kanionem nacinającym jakiś element o strukturze tektono-stratygraficznej dokładnie odpowiadającej także kompozycji olistostromy z potoku Jatny w półknie tektonicznym Bystric w Czechach (Bubik, 2013, 2014). W opisie tego geostanowiska autor stwierdził: *Fauna ta wskazuje na środowisko kanionu podmorskiego rozcinającego wschodni skłon Masywu Czeskiego. W obrębie jednostki podśląskiej "formacja żwirowców ilastych" jest całkowicie odrębnym pakietem warstw, który zasługuje na status oddzielnej jednostki litostratygraficznej. Jatny jest najbardziej znanym miejscem występowania tego typu utworów.* Dlatego element ten nie może stanowić wschodniego odcinka hipotetycznego grzbietu czy kordyliery śląskiej, postulowanego jako obszar źródłowy dla warstw cergowskich basenu dukielskiego. Tylko wyniesiony jako *forebulge* północny brzeg basenu Karpat zewnętrznych, stanowiący fragment terranu Brunovistulikum może stanowić źródło materiału badanej olistostromy. W świetle wyników naszych badań propozycja rekonstrukcji części basenu z sekwencją łuski Skrzydłnej opracowanej przez zespół Wendorffa (Siemińska i in., 2020), przy założeniu, że ma on rację co do kierunku transportu materiału detrytycznego, powinna zostać radykalnie zmodyfikowana (por. ryc. 33B).

Taka modyfikacja jest w wielu aspektach zgodna z profilem, rozpoznaną architekturą facjalną i proponowanymi rekonstrukcjami nie tylko jednostki, uznawanej dotychczas jako podśląską w Czechach, ale też strefy borysławsko-pokuckiej w Ukrainie (Hnylko, 2014), w której ten autor pokazał obecność utworów gruboziarnistych w serii menilitowej. Co najciekawsze, jeszcze dokładniej odpowiada profilowi, a także, w proponowanej niedawno rekonstrukcji (Mic-lăuş i in., 2009) subbasenowi jednostki Vrancea/faldów brzeżnych – rumuńskiego segmentu brzegu basenu karpackiego. To uderzające podobieństwo dotyczy nie tylko inwentarza facji, ale przede wszystkim ich sukcesji. Można łatwo przeprowadzić korelację obu tych przestrzennie odległych segmentów (patrz ryc. 8). W odsłoniętym kamieniołomem profilu łuski Skrzydłnej seria menilitowa rozpoczyna się ciemnymi marglistymi osadami mułowców i czertów, z wkładkami piaskowców turbidytowych, których wiek oznaczono na najwyższy eocen (zona NP21), odpowiadają one stropowi formacji Biserici i ogniwu dolnych menilitów, choć nie można wykluczyć obecności w tym profilu korelacyjnego poziomu ogniwa margli globigerinowych. Z powodu słabego odsłonięcia tego odcinka profilu tych utworów w łusce Skrzydłnej dotychczas nie rozpoznano, ale sam ich brak, czy to erozyjny



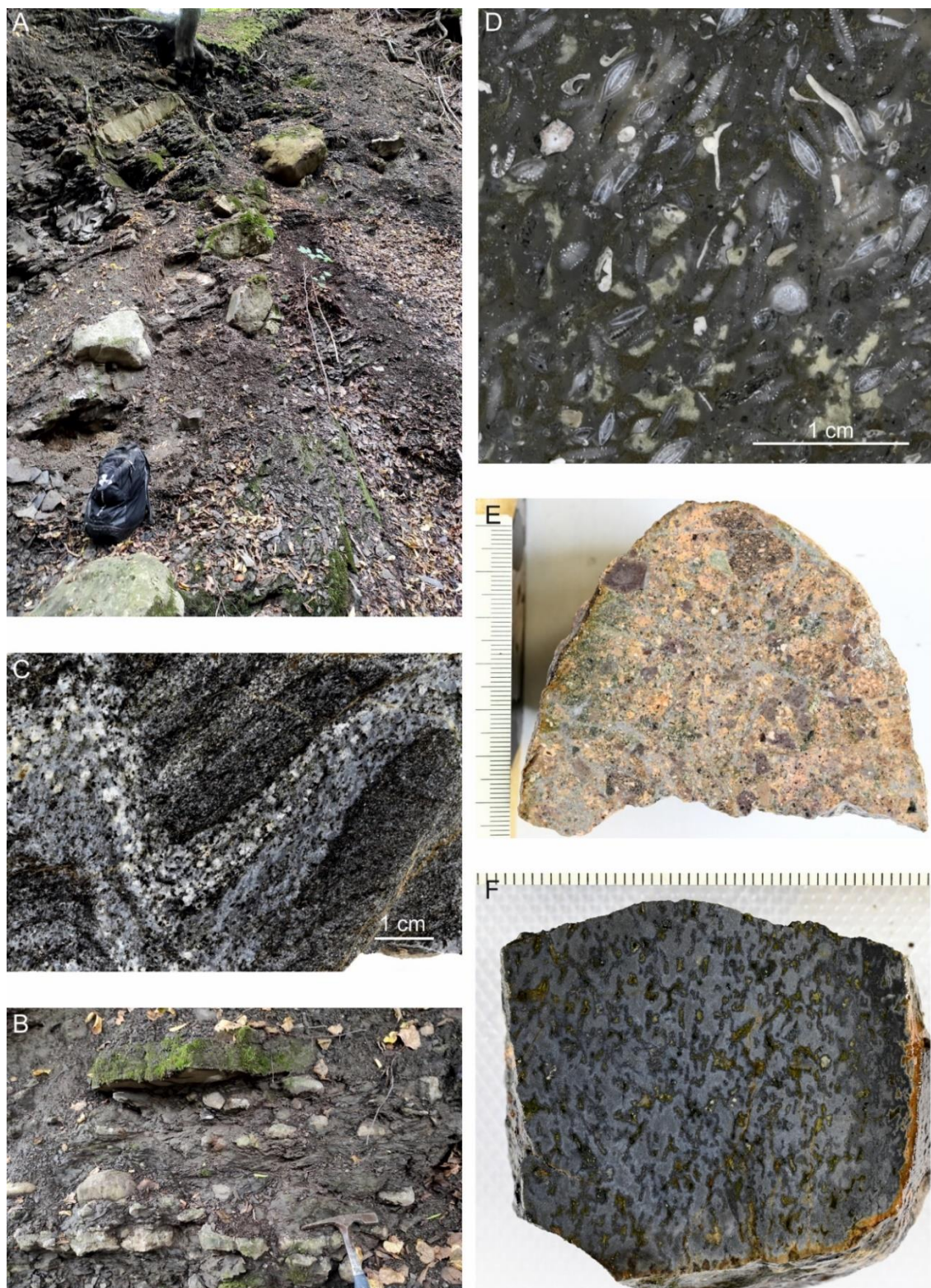
Ryc. 6. Wybrane przykłady charakterystycznych litologii w egzotykach oligoceńskiej głównej olistostromy w Skrzydłnej: **A** – przecięcie okazu egzotycznego ziarnistego wapienia numulitowego z klastami skał metamorficznych i wulkanicznych, kwarcu żółtego, frakcji granulowej; **B** – przecięcie okazu egzotycznego typowego wapienia numulitowego; **C** – przecięcie okazu egzotycznego wapienia koralowcowego dolnego karbonu; **D** – charakterystyczne wrzecionowate głazy egzotycznych wapieni paleozoicznych wydobyte z olistostromy; **E** – przekrój soczewki (kanału) wypełnionego zlepieńcem z klastami głównie muskowitowego łupku krystalicznego, kwarcu żółtego i bioklastów i margli; **F** – zlepienie granulowy z kośćmi kręgowców; **G** – fragment izolowanego ripplemarka z piaskowca glaukonitowego; **H** – przekrój głazu zasadowej skały wulkanicznej, tkwiącego w matriks olistostromy, widoczna silne zwiertzała, jaśniejsza kora. Charakterystyczne litologie i struktury w profilu dolnych warstw menilitowych w kamieniołomie Lichwin jednostki skolskiej, analogiczne do występujących w sekwencji łuski Skrzydłnej.

czy tektoniczny, albo obecność nie są rozstrzygające dla pozycjonowania tej sukcesji w określonej strefie basenu. Margle globigerinowe nie są facją *space specific*, bo występują we wszystkich jednostkach fliszowych, ale też są tam miejscami zastępowane różnymi silikolastykami. Istotna jest obecność wśród basenowych, bogatych w organikę utworów wkładek gruboziarnistych w formie *gutter casts* i *pot casts*, a nawet żwirowców i ciągłych warstw zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym frakcji granul oraz okrucowców ilastych.

Także obecność specyficznych form dna: izolowanych ripplemarków prądowych i *gutter casts* złożonych z drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych z glaukonitem, czasem pogrążniętych, jest typowa dla niewątpliwie skolskiej, bo potwierdzonej datowaniem detrytycznych cyrkonów, sekwencji warstw menilitowych, odsłoniętych w kamieniołomie koło Lichwina, ale także dla ogniwa dolnych menilitów/*dysodilic* jednostki Vrancea. W kamieniołomie w Kobielniku mamy do czynienia z jeszcze jedną specyficzną facją osadów detrytycznych: są to piaskowce i drobnoziarniste zlepieńce złożone wyłącznie ze spłaszczonych klastów mułowych, marglistych i fragmentów szkieletów kręgowców, głównie ryb (patrz ryc. 6F). Takie niezwykle utwory detrytyczne zostały opisane także niedawno właśnie z profili ogniwa margli bitumicznych jednostki Vrancea (Schieber i in., 2019), choć nie jest jasne, czy mamy do czynienia z nagromadzeniami drobnych intraklastów, czy z koprolitami; dalsze badania zapewne wyjaśnią genezę tych utworów. Podobnie nadległa jednostka masywnych piaskowców przesyconych martwą ropą, z apofizami dąjek klastycznych ma swój odpowiednik w piaskowcu borysławskim jednostki borysławsko-pokuckiej, skibowej i skolskiej, ale występuje także w podobnej pozycji w profilach jednostki Vrancea. Wyżej w profilu mamy odpowiednik menilitowego dolnego ogniwa *dysodilic*, z jednostki Vrancea, ciemnych laminowanych bitumicznych mułowców i czertów z nielicznymi wkładkami piaszczystymi oraz granulowych zlepieńców (Miclăuș i in., 2009). Wyżej, zarówno w kamieniołomie Skrzydlna, jak i Kobielnik widzimy charakterystyczną jednostkę ciemnych, ale wietrzejących na biało, bitumicznych margli krzemionkowych, zapewne odpowiednik poziomu szeroko rozprzestrzenionych korelacyjnych margli dynowskich, ale przede wszystkim identycznie tu wykształconych jak ogniwo margli bitumicznych w jednostce Vrancea (Schieber i in., 2019). Podobieństwo to jest tak daleko idące, łącznie z identycznym systemami izolowanych, czasem pogrążniętych ripplemarków piaszczystych i warstewek arenitów kwarcowych z glaukonitem, że musi odzwierciedlać identyczne warunki panujące w tym czasie na odległych segmentach basenu

brzeżnego Karpat. Seria olistostromowa wcinająca się w te margle ma swój odpowiednik w wielu profilach strefy Vrancea np. w profilu Nechit 1 (Ryc. 9C) opisanym szczegółowo przez Miclăuș i in. (2009). Różnica między tymi olistostromami wypełniającymi kanały czy kaniony nacinające zewnętrzną krawędź turbidytowego basenu karpackiego w oligocenie (patrz ryc. 8) dotyczy tylko kompozycji klastów zdominowanych w profilach rumuńskich przez zielone fyllity i łupki tyszczkowe, zwane tam niekiedy mylnie zieleńcami (*greenschists*), oraz wapienie facji Stramberku. Ta różnica jest całkowicie zrozumiała, bo rozcinana krawędź basenu o charakterze *forebulge* – wyniesienia przedgórskiego – jest zbudowana na tym odcinku z niskometamorficznych utworów ediakaru masywu małopolskiego–centralnej Dobrudży, pokrytych bezpośrednio utworami jurajskimi. Najbardziej złożona sytuacja dotyczy ukraińskiego segmentu Karpat; zaszłości historyczne i obecne trudności, jakie przeżywa ten kraj, złożyły się na słabsze rozpoznanie omawianej sekwencji i trudną dostępność już pozyskanych przez przemysł naftowy danych. Generalna opinia prezentowana w zachodniej literaturze o braku jednostki margli dynowskich lub jej ekwiwalentów na Ukrainie jest już jednak nieaktualna. Ukazały się publikacje wskazujące, że przejście od margli globigerinowych/jednostki szeszorskiej do warstw menilitowych wygląda litologicznie i sedimentologicznie podobnie jak w innych segmentach Karpat. Rozpoznana jednostka margli krzemionkowych (Popp i in., 2022, Ryc. 10A, B), daje się łatwo skorelować zarówno z profilami jednostki skolskiej w Polsce, z jej ogniwem margli dynowskich, jak i z jednostką Vrancea w Karpatach rumuńskich – z ogniwem margli bitumicznych. Proponowane modele paleogeograficzne (Popadyk i in., 2006; Koltun w Bodlyak i in., 2014, Ryc. 10C, D) także wskazują na bardzo podobną topografię i rozkład facji w basenie skibowym i borysławsko-pokuckim, jak i w basenie jednostki Vrancea. To podobieństwo wzmacnia także naszą argumentację o możliwym lokowaniu sekwencji łuski Skrzydłnej właśnie w obrębie zachodniej kontynuacji basenu borysławsko-pokuckiego jako skłonowej strefy wyniesienia *forebulge* (Hnylko, 2014), rozcinanego kanionami podmorskimi, ze stożkami gruboziarnistych osadów, w tym olistostrom u ich wylotów. Co istotne dla korelacji jednostek, profile warstw menilitowych jednostek bardziej wewnętrznych we wschodnich Karpatach różnią się istotnie i nie zawierają takiej ilości wkładek gruboziarnistych.

Synorogeniczne piaskowce formacji Fusaru pochodzące z erozji aktywnej krawędzi nasuwającego się orogenu dacydów są arenitami litycznymi i arkozowymi (ich odpowiednikiem gruboziarnistym



Ryc. 7. Odsłonięcia olistostromy w dolnooligocenijskiej formacji żwirowców ilastych (*Pebble Mudstone Formation*) w potoku Jatny i na brzegu Olzy w Bystricach i przykłady klastów egzotycznych: **A** – wąwóz potoku Jatny: węglanowe i krystaliczne bloki egzotyczne w matriks mułowym i piaszczysto-mułowym; **B** – warstwa zlepieńca, lewy brzeg Olzy przy ujściu potoku Jatny; **C** – powierzchnia przecięcia klastu egzotycznego migmatytu z wąwozu potoku Jatny; **D** – powierzchnia przecięcia wapienia numulitowego z bloku egzotycznego, olistostroma odsłonięta na brzegu Olzy przy ujściu potoku Jatny; **E** – aglomerat lawowy, widoczne klasty dacytów prakrystalami skaleni, z warstwy zlepieńca B, ujście potoku Jatny; **F** – przecięcie klastu gąbczastej zasadowej skały wulkanicznej, z warstwy zlepieńca B, ujście potoku Jatny.

są młodsze górnooligoceno–mioceńskie zlepieńce formacji Slon, położone bliżej wewnętrznego, orogenicznego źródła), w przeciwieństwie do dojrzałych oligomiktycznych arenitów kwarcowych piaskowców kliwskich reprezentujących rozcinane wyniesienie przed-górskie (Schieber i in., 2019; Roban i in., 2023) i jego zaplecze lądowe. Podobna sytuacja jest w polskim segmencie Karpat zewnętrznych. Jednostki wewnętrzne, zwłaszcza śląska, zawierają wkładki gruboziarniste (piaskowce magdaleńskie), ale inaczej rozmieszczone. Nigdzie w warstwach cergowskich jednostki dukielskiej nie widzimy olistostrom z grubym, i co ważne polimiktycznym, egzotycznym materiałem, jaki możemy obserwować w synorogenicznych warstwach krośnieńskich, choćby rejonu Gilowic, uznawanych za jednostkę dukielską (Stadnik, 2009) czy w łusce Bystrego, tradycyjnie rozpatrywanej jako element płaszczowiny śląskiej (z czym z kolei nie zgadza się Jankowski).

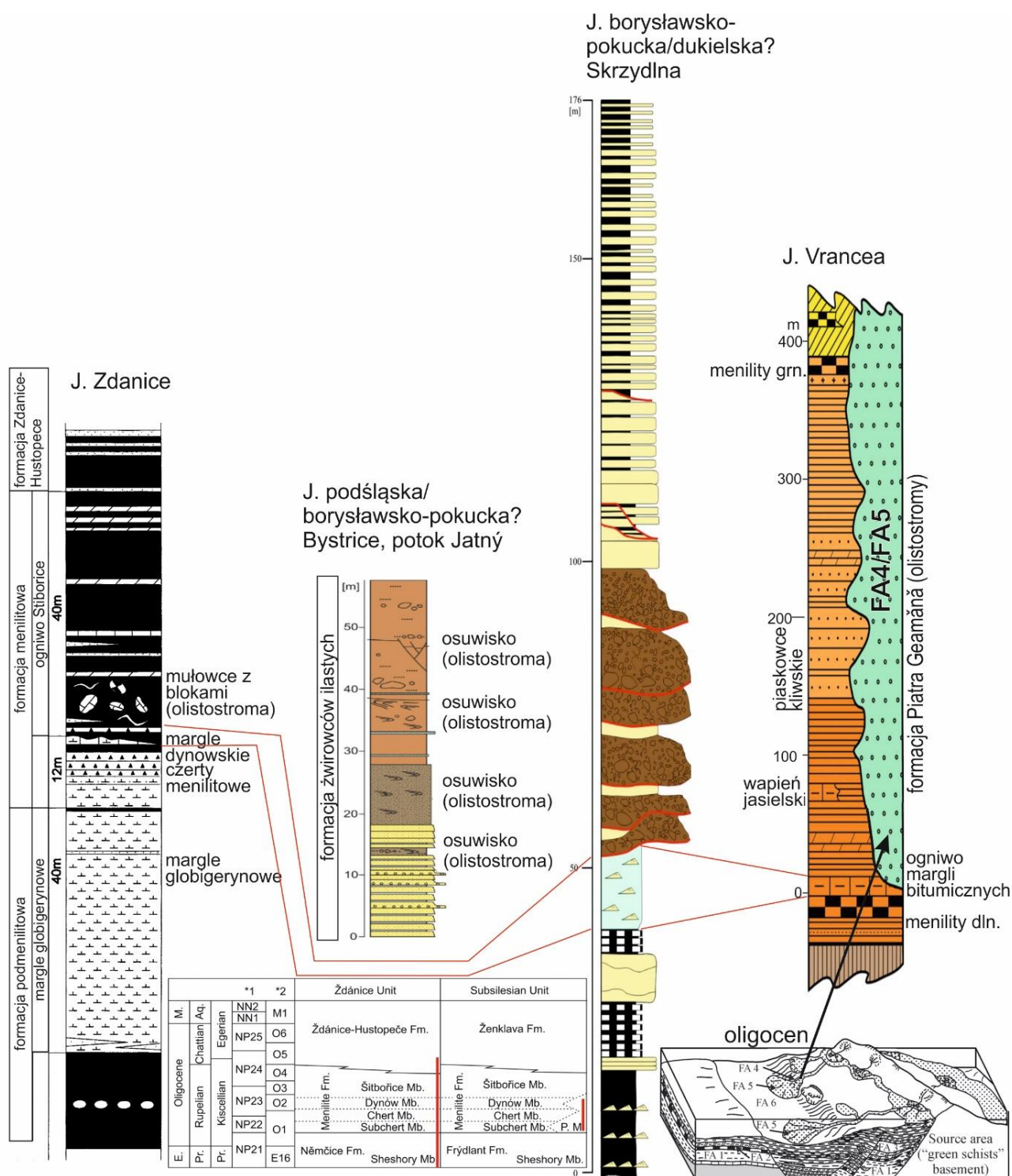
Zarówno natura strefy L-Ż, jak i w szczególności pozycjonowanie sekwencji łuski Skrzydłnej w basenie dukielskim czy ogólniej przedmagurskim (cokolwiek paleogeograficznie to znaczy), śląskim czy podśląskim powinno zostać zasadniczo zrewidowane. Leszek Jankowski, podobnie jak my kontestator zastanych poglądów na orogen karpacki, trafnie lokuje tak zwane „podśląskie” melanżowe elementy strefy L-Ż w strefie brzeżnej orogenu, i odrzuca ideę kordyliery śląskiej jako podstawowego źródła detrytusu, ale w sprawie łuski Skrzydłnej i warstw cergowskich wypowiada się odmiennie niż autorzy niniejszego podrozdziału.

Opinia Alfreda Uchmana o pozycji sekwencji odsłoniętej w kamieniołomie Kobielnik jest w zasadzie zbieżna z poglądem zespołu Wendorffa: uznaje on, że mamy tu do czynienia z jednostką dukielską, ale odrzuca możliwość, że piaskowce tu występujące mogą stanowić ekwiwalent piaskowca borysławskiego czy kliwskiego, a margo krzemionkowe widoczne w profilu nie mogą stanowić ekwiwalentu margli dynowskich w ogólności (co z kolei dla niemal identycznego pobliskiego profilu kamieniołomu Skrzydła zakłada grupa Wendorffa), a jednostki skolskiej w szczególności.

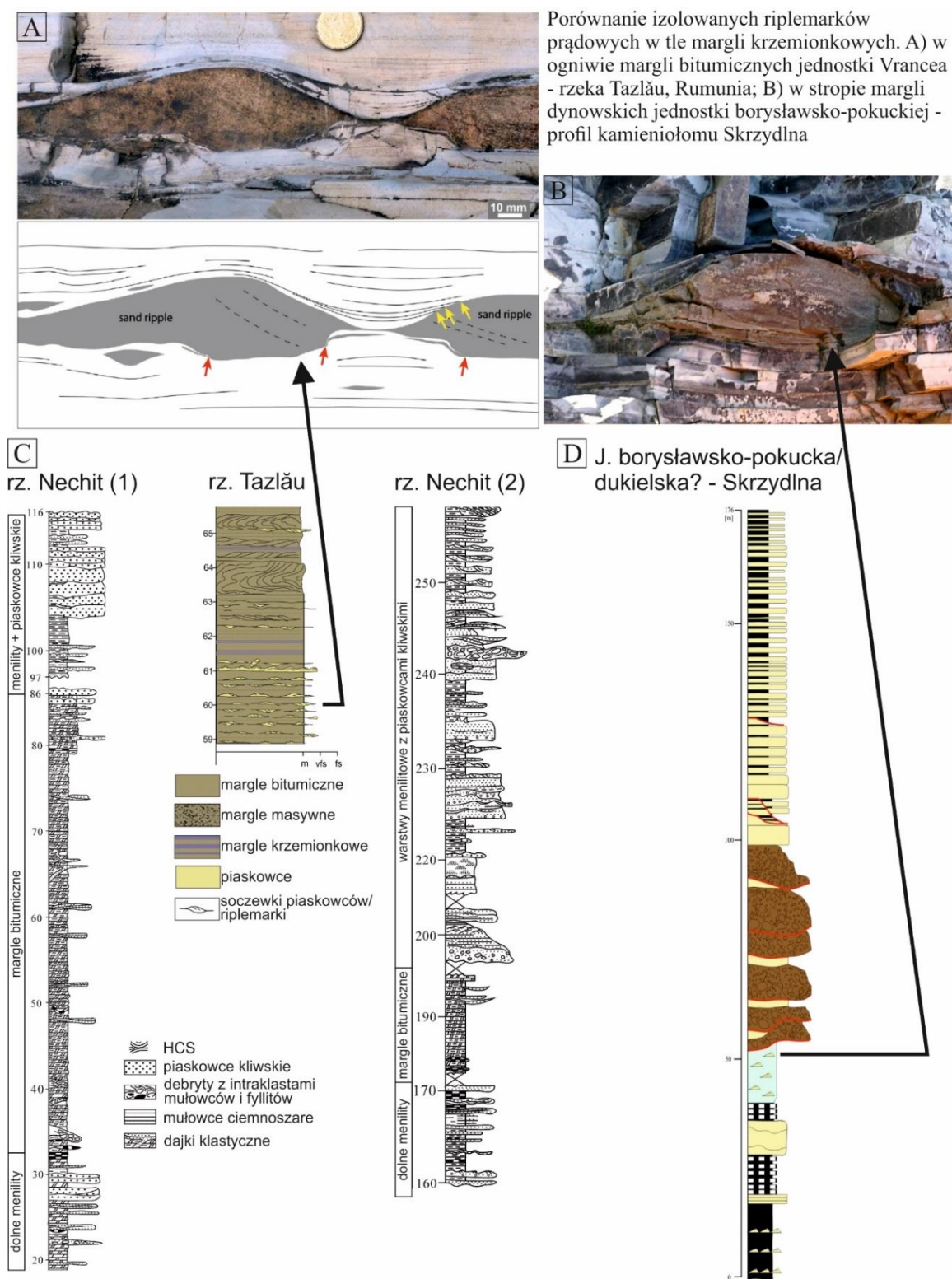
Reasumując, w świetle omówionych powyżej obserwacji i rozważań, autorzy doszli do wniosku, że wszystkie dotychczas prezentowane zróżnicowane i częściowo wzajemnie sprzeczne poglądy razem wzięte, stoją z kolei w sprzeczności z naszymi ostatnimi wynikami studiów proveniencji. Łuska Skrzy-

dłnej stanowi odrębny i zwarty element strukturalny być może typu paraautochtonicznej, zdupleksowanej i ekshumowanej olistoplaki (w rodzaju skałek andrychowskich, stramberskich lub granitu z Bugaja?), odizolowany od sąsiednich, północnych i południowych elementów strefy L-Ż strefami melanżu, reprezentujący sukcesję warstw menilitowych najbardziej zewnętrznej części basenu karpackiego, odpowiednika strefy borysławsko-pokuckiej lub, jeśli przyjąć, że jednoznaczny wyznacznikiem tej strefy w basenie jest brak warstw krośnieńskich, jednostki północnej skolskiej. Takie koncepcje o kontynuacji jednostki skolskiej ku SW pod stołem wyższych płaszczowin były już rozważane w odniesieniu do jednostki Obidowej–Słopnic (por. np. Żytko, Malata, 2000). Materiał w oligocenojskich olistostromach tej łuski pochodzi z erozji wyniesienia przedgórskiego (*forebulge*), podobnie jak dla basenu skolskiego/ski-bowego i analogicznie – jak przyjmuje się ostatnio – dla wielu oligocenojskich olistostrom: od jednostki Vrancea/fałdów brzeżnych we wschodnich Karpatach rumuńskich, aż po spąg warstw straborickich strefy Zdanic na zachodzie (patrz ryc. 8; Picha, Stranik, 1999). Materiał egzotyczny olistostromy Skrzydłnej pochodzi z rozcinanej południowej krawędzi terranu Brunovistulikum (por. ryc. 33A, B) podobnie jak to przyjmuje się dla olistostromy z potoku Jatny w Bystricach (Bubík, 2013, 2014; Brzobohatý, Bubík, 2019), natomiast nie ma podstaw, aby przyjmować jej pochodzenie z erozji postulatywnej, hipotetycznej wewnątrzbasenowej kordyliery śląskiej.

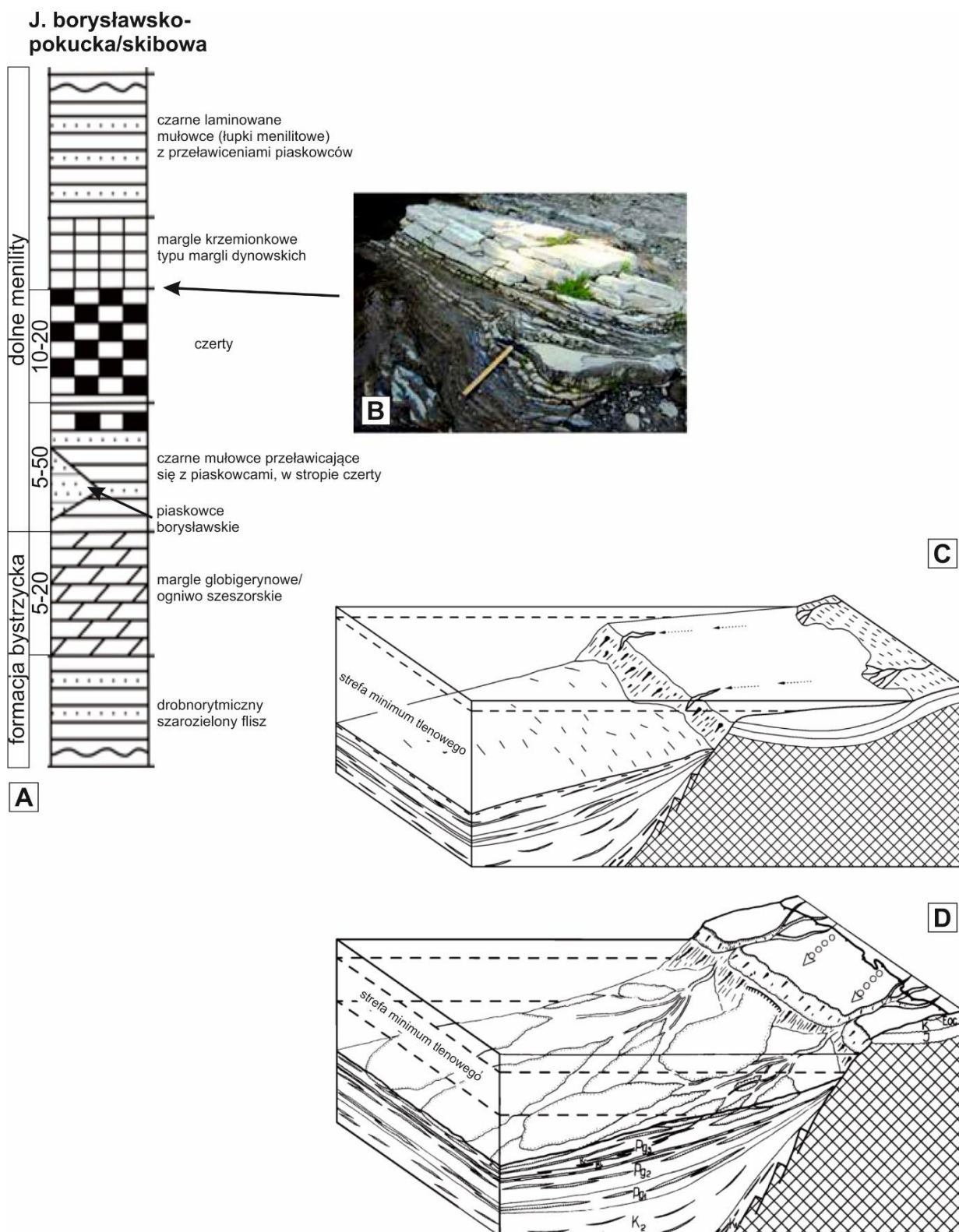
Rozcinaną południową krawędź, skłon terranu Brunovistulikum, a także terranu małopolskiego można wiązać z systemem paleodolin rozpoznanych w rejonie Tarnów–Rzeszów (Gedl, Worobiec, 2020; Urbaniec i in., 2021) a także zapewne w rejonie Zawoi (Oszczypko i in., 2000). Na dnie niektórych z nich zachowała się sekwencja pelogeńskich olistostrom z olistolitami, a nawet olistoplakami, o kompozycji niektórych z nich intrygująco zbliżonej do olistostrom łuski Skrzydłnej. Nowatorska onegdaj koncepcja wewnątrzbasenowej „Kordyliery Śląskiej”, jako podstawowego źródła detrytusu do basenów fli-szowych, wprowadzona przez Książkiewicza (1951), stanowiła w pewnym stadium rozpoznania orogenu Karpat rodzaj pomocnej „mądrości etapu”, ale dziś nie daje się utrzymać w świetle napływu nowych danych, wynikających z rozwoju metod instrumentalnych, w szczególności geochronologii izotopowej.



Ryc. 8. Korelacja profili oligoceńskich dolnych warstw menilitowych zawierających olistostromy dla karpackich jednostek brzeżnych. Od zachodu: Czechy, jednostka zdanicka (wg Picha, Stranik, 1998), potok Jatny, Bystrice nad Olzą, jednostka okienna dotychczas uznawana jako podśląska (Brzobohaty, Bubik, 2019), a jako skolska/borysławsko-pokucka wg niniejszych autorów (MP, AK, i MM) i pozycja czeskich profili na schemacie stratygraficznym. **P.M.** – Pebble Mudstone Fm. – formacja żwirowców ilastych (wg Brzobohaty, Bubik, 2019), Polska – Skrzydlna kamieniołom, jednostka uznawana za dukielską (wg Siemińska i in., 2020), a skolska/b-p wg niniejszych autorów (MP, AK i MM), oraz Rumunia, jednostka Vrancea/fałdów brzeżnych z olistostromową formacją Piatra Geamăna (wg Țabără, 2010), deponowaną w przyujściowej strefie kanionów podmorskich, facji FA4/ FA4 na modelowym blokdiagramie (Miclaus i in., 2009).



Ryc. 9. Zestawienie facji izolowanych riplemarków charakterystycznych dla ogniwa margli krzemionkowych (margli dynowskich) z niższej części warstw menilitowych: **A** – w ogniwie margli bitumicznych jednostki Vrancea w Rumunii; **B** – w stropie margli krzemionkowych w profilu kamieniołomu Skrzydlna; **C** – zestawienie wybranych profili ogniwa margli bitumicznych i nadległych warstw menilitowych ogniwa Piatra Geamana, i piaskowców kłiwskich w jednostce Vrancea, pokazujące podstawowe facje (Miclaus i in., 2009, Schieber i in, 2019), rozpoznane także w **D** – w łusce Skrzydlniej, w krzemionkowych marglach dynowskich jednostki skolskiej/borysławsko-pokuckiej i w olistostromach powyżej.



Ryc. 10. Zgeneralizowany profil jednostki borysławsko-pokuckiej/skibowej na Ukrainie: **A** – pozycja nowo rozpoznanego ogniwa, budowanego przez fację margli krzemionkowych (ekwiwalent margli dynowskich), w obrębie jednostki dolnych menilitów; **B** – odsłonięcie kontaktu ogniwa czertów z ogniwem margli krzemionkowych, Skole, rzeka Opir (wg Popp i in., 2022). Modelowe blokdigramy paleotopografii ukraińskiego segmentu basenu na przełomie eocenu i oligocenu **C** – i w oligocenie **D** – (wg Koltun w Bodlyak i in., 2014).

PUNKT 1

REJS PO ZBIORNIKU DOBCZYCKIM – PANORAMA WSCHODNIEGO, KLIFOWEGO BRZEGU

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹ i Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN

W czasie rejsu uczestnicy wycieczki będą mieli okazję zapoznać się z dystansu z odsłoniętym na klifach powyżej linii wody (Ryc. 11) profilem utworów należących do płaszczowiny śląskiej, tu stanowiącej północne otoczenie okien tektonicznych strefy L-Ż, okien Wiśniowej i Skrzydłnej: piaskowców turbidytowych warstw godulskich, z których tutaj pobrano próbkę na datowanie cyrkonów detrytycz-

nych (Kozłowski i in., w przygotowaniu), z pakietem czerwonych mułowców oraz warstw istebniańskich, budowanych przez masywne ławice typowych gruboławicowych, często amalgamowanych gruboziarnistych piaskowców warstw istebniańskich, fluksoturbidytów, odsłoniętych na skalistym cyplu, na którym wzniesiono zamek w Dobczycach.

PUNKT 2

ODSŁONIĘCIE WARSTW ISTEBNIAŃSKICH POD ZAMKIEM W DOBCZYCACH

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹ i Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN

Sam zamek jest posadowiony na skalistym wzgórzu, a obecnie cyplu dobczyckiego jeziora zaprowego, budowanym przez masywne ławice typowych gruboławicowych, często amalgamowanych gruboziarnistych piaskowców warstw istebniańskich, fluksoturbidytów należących do płaszczowiny śląskiej (patrz ryc. 11). W niewielkim odsłonięciu pod murami zamku (patrz ryc. 11) możemy zaobserwować krótki, kilkumetrowy fragment profilu warstw istebniańskich, ale reprezentujący większość podstawowych litofacji

tych utworów: od masywnych fluksoturbidytowych piaskowców gruboziarnistych przez typowe turbidyty, heterolity z klastami węgla kamiennego, do laminowanych mułowców i pyłowców.

Próbka piaskowca pobrana z tego odsłonięcia wykazała typowe dla wszystkich badanych przez nas silikoklastyków warstw istebniańskich, (nie wyłączając wkładki utworów tak zwanych „facji inoceramowych”!), spektrum wieków detrytycznych cyrkonów (Kozłowski i in., w przygotowaniu).

PUNKT 3

POZNACHOWICE GÓRNE – PROFIL KRZYWORZEKI. DOLNA KREDA PŁASZCZOWINY ŚLĄSKIEJ

Alfred UCHMAN¹, Agata KUŹMA¹ i Radosław SZCZĘCH¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych UJ

Profil Krzyworzeki znajduje się na terenie płaszczowiny śląskiej (patrz ryc. 3) pomiędzy Poznachowicami Górnymi i Czaślawiem (Ryc. 12). Zawiera on głównie bardzo cienkoławicowe i cienkoławicowe utwory warstw cieszyńskich górnych (walańżyn–hoteryw) i warstwy grodziskie (hoteryw górny–barrem środkowy), które są tu nierozdzielone z powodu słabego kontrastu litologicznego (Burtan, 1954, 1966a, b, 1974). W tym rejonie, utwory te wraz z nadście-

lającymi je tektonicznie zredukowanymi warstwami wierzowskimi występują w łuskach tektonicznych w pobliżu północnej granicy okna Wiśniowej i stanowią charakterystyczną część kredowej sukcesji płaszczowiny śląskiej (Ryc. 13).

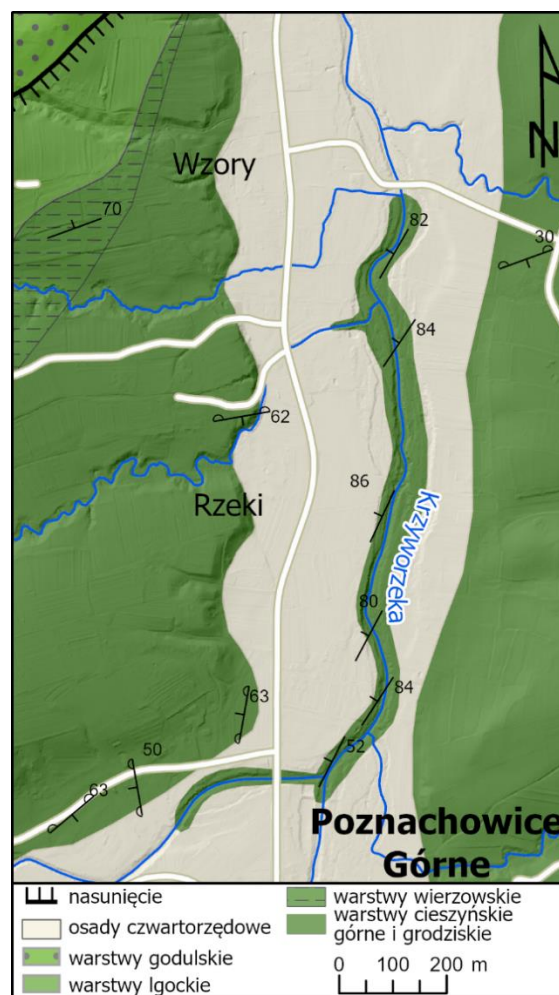
W prezentowanym profilu dominują margliste mułowce o barwach od ciemnoszarych do niemal czarnych, przewarstwione licznymi cienko i bardzo cienkoławicowymi piaskowcami w większości warst-

wowanymi przekątnie i drobnoziarnistymi, rzadziej piaszczystymi wapieniami i lokalnie zsyderyzowanymi mułowcami, pyłowcami i piaskowcami (Ryc. 14, 15A, B, C). W piaskowcach są obserwowane ostre spągi oraz stopniowe przejście w wyżejległe mułowce. Osady te są interpretowane jako turbidytowe piaskowce i mułowce, przykryte mułowcami hemipelagicznymi. Wykazują one podobieństwo do turbidytowej facji C2.3 wg Pickeringa i in. (1986), lecz w obserwowanych osadach część mułowa ma większą miąższość niż w modelu tej facji. Biorąc pod uwagę długość czasu sedimentacji i oszacowaną liczbę ławic, częstość depozycji rytmów piasek-mułowiec wynosząca około 500 lat jest jedną z najwyższych w polskich Karpatach fliszowych (Uchman, 2004).

Lokalnie występują ławice o grubszym ziarnie, w większości ukazujące uziarnienie frakcjonalne. Miejscami widoczne są soczewkowe w przekroju, wypukłe ku dołowi ławice lub rzadziej pakiety amalgamowanych grubo- i średnioziarnistych piaskowców wapienistych. Rzadko stowarzyszone są nimi cienkie debryty (patrz ryc. 15C). Mają one erozyjne spągi i strome nachylenia spągu z jednej strony i łagodne z drugiej (Ryc. 15E). Są one interpretowane jako wypełnienia płytkich kanałów meandrujących (Uchman, 2008). Utwory te mają litotyp warstw grodziskich, jednakże Burtan (1978, 1984) używała terminu warstwy grodziskie tylko w stosunku do gruboławicowego fliszu występującego w formie soczew w cienkoławicowych osadach o takim samym ogólnym litotypie jak w warstwach cieszyńskich górnych. Zawierają one zlepienie i bloki egzotyków, które mogą być interpretowane jako osady spływów rumoszowych. Podobne facje z egzotykami występują w spągowej części niektórych soczew piaskowców w profilu Krzyworzeki. Wśród egzotyków dominują wapienie sztramberskie (Ryc. 15F, G). Obecny jest też węgiel kamienny.

Utwory te są starsze niż barremskie ogniwo piaskowców z Piechówki (Golonka i in., 2008) i ich wiek był określany na hoteryw (Burtan, 1978, p. 25) na podstawie aptychów *Lamellaptychus* w pobliżu Wiśniowej i Raciechowicach-Wolicy (Gąsiorowski, 1960). Krajewski, Urbaniak (1964, s. 120) wspominali wystąpienie *Aptychus* w warstwach grodziskich w Poznachowicach Dolnych w strumieniu będącym dopływem Krzyworzeki oraz niezidentyfikowanych koralowców, a także amonita z rodzaju *Crioceras* z warstw grodziskich na wzgórzu u podnóża pobliskiej góry Grodzisko. Szymakowska (1981) wskazała kilka stanowisk z amonitami w rejonie Poznachowic Dolnych na ogólnej mapie geologicznej polskich Karpat, jednak bez szczegółowych danych dotyczących lokalizacji i dokładnego opisu. W dół

rzeki, w dwóch osobnych stanowiskach nieodwiedzanych podczas tej wycieczki, znaleziono amonity *Teschenites subflucticulus* Reboulet i *Criosarasinella mandovi* Thieuloy; zbadano następnie mikroskamieniałości z tych samych próbek (Vašíček i in., 2010). *T. subflucticulus* jest diagnostyczny dla zony *Furcillata* z późnego walańzynu, ale współwystępujący z nim nannoplankton wapienny wskazuje na hoteryw późny–barrem późny, a dinocysty na hoteryw późny. *C. mandovi* również wskazuje na zonę *Furcillata* z walańzynu późnego i jest to zgodne z danymi pozyskanymi z badań nannoplanktonu (walańzyn wczesny–barrem wczesny), a dinocysty wskazują na hoteryw późny. Sposób zachowania amonitów oraz charakter sedimentologiczny warstw goszczących pozwalają wykluczyć redepozycję.

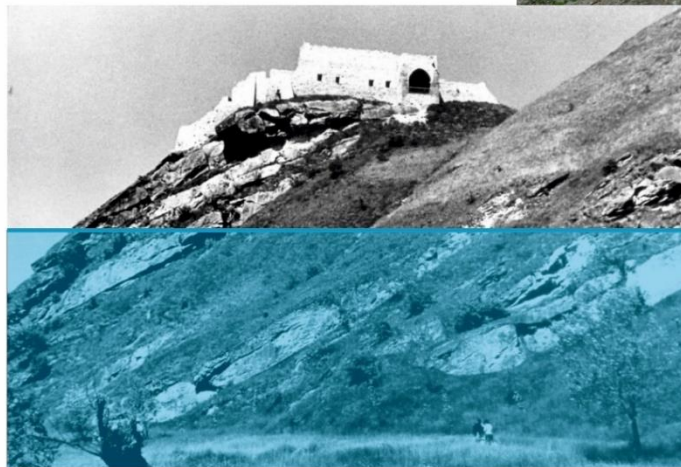


Ryc. 12. Mapa geologiczna profilu Krzyworzeki wraz z otoczeniem w Poznachowicach Górnych (na podstawie Burtan, 1978, Wójcik, 2017)



Panorama wschodniego klifu zbiornika Dobczyce

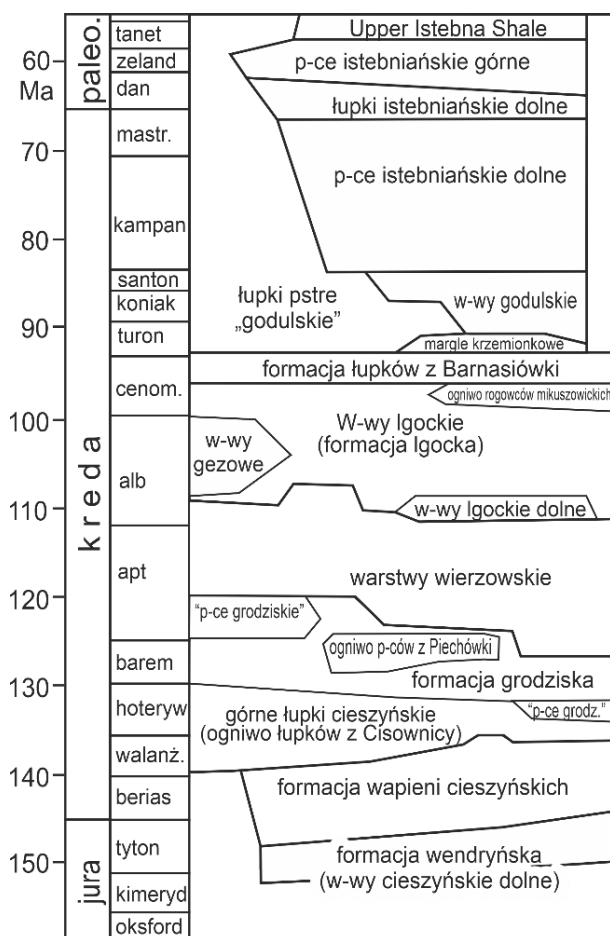
Odsłonięcie warstw istebniańskich pod murami zamku w Dobczycach



obecny poziom wody w zbiorniku

Fluksoturbidyty warstw istebniańskich odsłonięte na zboczu wzgórza zamkowego - widok przed zalaniem

Ryc. 11. Panorama klifu NE brzegu zbiornika Dobczyce z profilem warstw godulskich i istebniańskich, odsłonięcia warstw istebniańskich po zamkiem w Dobczycach i widok przed zalaniem odsłonięć warstw istebniańskich na zboczu wzgórza zamkowego.

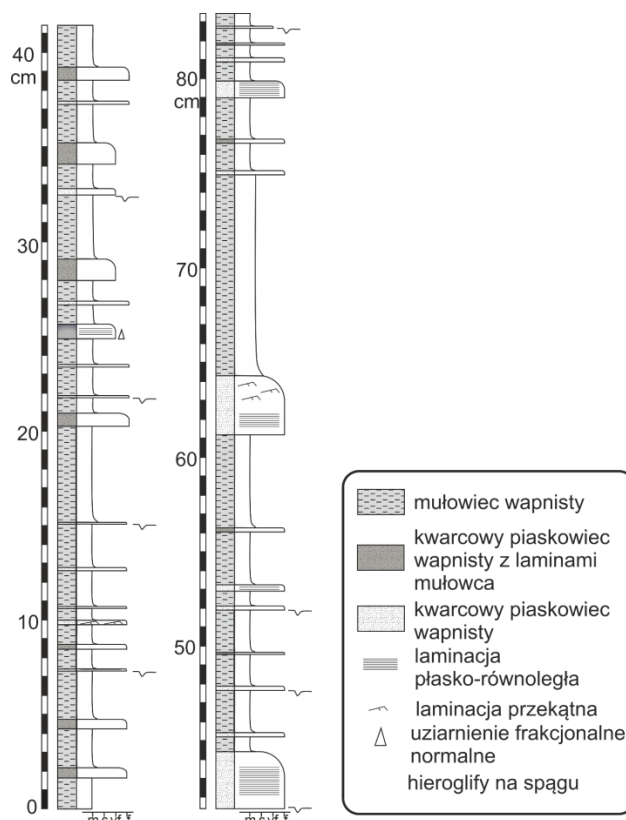


Ryc. 13. Schemat litostratygrafii jury i kredy w płaszczyźnie śląskiej (na podstawie Vašíček i in., 2010 i literatury tamże).

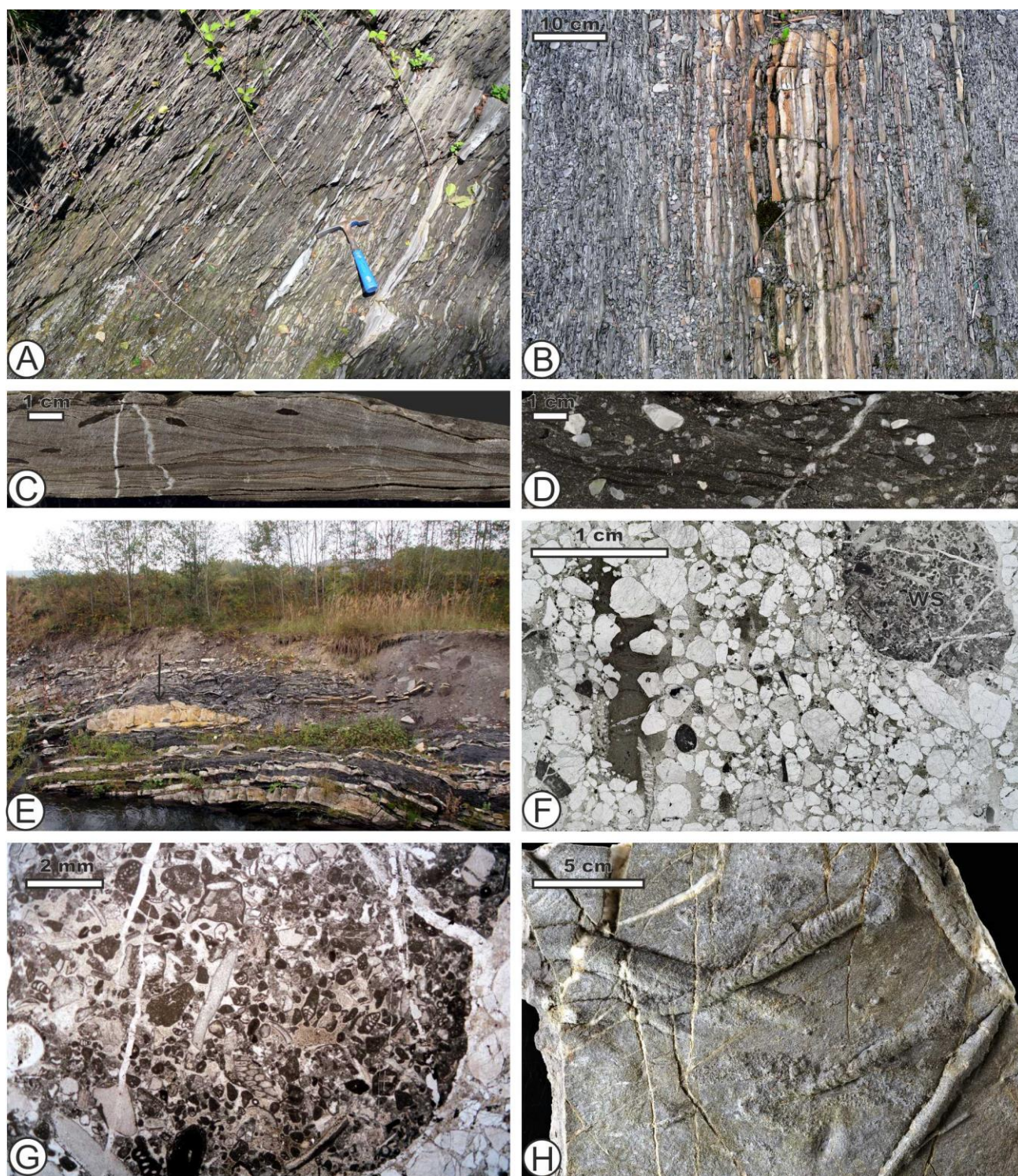
Różnica 3 My między tymi datowaniami pozostaje niewyjaśniona (Vašíček i in., 2010). W pobliżu stanowiska z *C. mandovi* był analizowany nannoplankton wapienny z interwału granicy walanżyn – hoteryw w warstwach, w których występują pakiety jaśniejszych i ciemniejszych mułowców. Ciemnoszare mułowce zawierały więcej gatunków borealnych, natomiast jasnoszare mułowce więcej gatunków tetydzkich. Jest to charakterystyczne dla okresowych zmian cyrkulacji wody powierzchniowej (Kędzierski, Ochabska, 2012).

Skamieniałości śladowe prezentowanych osadów są względnie liczne i zróżnicowane. W większości zachowane są w półreliefie lub w pełnym reliefie na spągach piaskowców turbidytowych. Najczęściej występujące ichnotaksony to *Chondrites intricatus*, *Helminthopsis abeli*, *H. hieroglyphica*, *H. tenuis* i *Planolites*.

W grupie grafogliptydów znaleźć można *Belorhapha zickzack*, *Lorenzina nowaki*, *Paleodictyon strozzii* oraz *Megagraption submontanum*. Charakterystyczne jest nierzadkie występowanie *Protovirgularia* isp. (ryc. 15H). Inne skamieniałości śladowe (*Chondrites targionii*, *Gordia* isp., *Phycodes bilix*, *Phycodes* isp., *Protovirgularia pennata*, *Thalassinoides* isp.) są rzadkie. Całkowicie zbioturbowana jasna warstwa (warstwy plamiste sensu Uchman, 1999) występuje na stropie ciemnych zestawów turbidytowo-hemipelagicznych. Większość tych zestawów ma miąższość do 1 cm, a warstwa plamista do około 3 mm. W warstwie tej występuje głównie *Planolites*, przecięty przez bardzo cienkie tunele *Chondrites* występujące na całkowicie zbioturbowanym tle. W niewielkiej części warstw warstwa plamista nie występuje wcale. Wskazuje to na bardzo płytkie położenie granicy redoks w osadzie. Zespół skamieniałości śladowych wskazuje na głębokomorską subichnofację *Paleodictyon* ichnofacji *Nereites* (Uchman, 2008; Uchman, Szczęch, 2022).



Ryc. 14. Fragment profilu drobnorytmicznego fliszu.



Ryc. 15. Odslonięcia i cechy utworów kredy dolnej w profilu Krzyworzeki: **A** – bardzo drobnorytmiczny flisz przeławicowy z cienkimi i średnimi ławicami piaskowca; **B** – bardzo drobnorytmiczny flisz z pakietem piaskowców syderytowych; **C** – przekrój przez cienką ławicę piaskowca z warstwowaniem ripplemarkowym i norami wypełnionymi ciemnym mułowcem; **D** – debryt rozporoszonymi ziarnami kwarcu w mułowo-pylastym matriks; **E** – soczewkowe wypełnienie kanału (strzałka); warstwy w pozycji odwróconej; **F** – klast wapienia sztramberskiego (ws) w arenicie kwarcowym. Skan płytki cienkiej; **G** – zdjęcie mikroskopowe płytki cienkiej z klastu wapienia sztramberskiego z E. Widoczne liczne bioklasty, w tym pokruszone muszle mięczaków, otwornice mszywioly i *Crescientella* (mikrobialne inkrustacje otwornic); **H** – skamieniałość śladowa *Protovirgularia* isp. na spągu piaskowca.

PUNKT 4

KAMIENIOŁOM SKRZYDLNA – WARSTWY MENILITOWE (OLIGOCEN)

Marek WENDORFF¹, Krzysztof STARZEC¹, Aneta SIEMIŃSKA¹ i Paweł GODLEWSKI¹¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza

*Materiał zaprezentowany w opisie stano-
wiska kamieniołomu Skrzydlina częściowo został za-
czerpnięty z opublikowanych prac: Siemińska i in.,*

*2017, 2018, 2020; Wendorff i in., 2015, a także
zawiera nieopublikowane dane autorów.*

Skrzydlna jest wsią położoną około 50 km na południowy wschód od Krakowa (Ryc. 16). W jej południowej części, w pobliżu drogi lokalnej między Skrzydlną a Kasiną Małą, jest zlokalizowany kamieniołom, w którym odsłania się prawie 200 metrowa sukcesja warstw menilitowych (oligocen). Warstwy menilitowe to jednostka litofacyjna szeroko rozpowszechniona w Karpatach (patrz ryc. 1), bogata w substancję organiczną, a zbudowana głównie z ciemno-brunatnych łupków, czertów i margli krzemionkowych z przewarstwieniami piaskowców. Całkowita miąższość kompleksu waha się od około 100 m w południowej części ich występowania, a do 550 m w części północnej (Kuśmerek, 1990). Większa miąższość tej jednostki w niektórych obszarach wynika głównie z obecności ciał piaskowcowych, które niekiedy mogą stanowić połowę całkowitej miąższości warstw menilitowych. Stosunkowo wysoka zawartość materii organicznej, dochodząca do 20% (np. Curtis i in., 2004), czyni te utwory najważniejszą skałą źródłową węglowodorów w całym obszarze karpackim. Z kolei miąższe przeławienia kompleksów piaskowcowych bywają ważnymi skałami zbiornikowymi. Polskie Karpaty to jedna z najstarszych prowincji naftowych na świecie, gdzie eksploatacja ropy naftowej sięga połowy XIX wieku.

Kamieniołom Skrzydlina położony jest w obszarze o złożonej budowie strukturalnej. Widoczne w kamieniołomie warstwy menilitowe wraz z nadległymi warstwami krośnieńskimi tworzą wąską strefę stromo zapadających utworów. Jej kontekst geologiczny jest różnie interpretowany (np. Burtan, 1974; Polak, 1999; Cieszkowski i in., 2012; Jankowski, Margielewski, 2012). W ujęciu autorów niniejszego rozdziału strefa ta należy do jednej z przedmagurskich jednostek tektonicznych, tj. jednostki dukielskiej lub grybowskiej (patrz ryc. 2). W rejonie Skrzydlny jednostka przedmagurska rozciąga się w kierunku NW–SE i jest położona u frontu płaszczowiny magurskiej, której brzeg przyjmuje tutaj formę zatoki tektonicznej. Na SE jednostka ta kontynuuje się pod przykryciem płaszczowiny magurskiej, o czym świadczą dane z wierceń w rejonie Słopnic, a dalej ku SE obecność tej jednostki zaznacza się wychodniami

w kilku oknach tektonicznych w obrębie płaszczowiny magurskiej (patrz ryc. 2). Kamieniołom w Skrzydlny jest aktywnie eksploatowany, dlatego niektóre szczegóły odsłonięcia zmieniają się w czasie; w niniejszym przewodniku opisano sytuację zaobserwowaną w latach 2017–2019 r. Rozwój strukturalny jednostki przedmagurskiej w Skrzydlny jest związany ze strefą lanckorońsko-żegocińską, graniczącą z jednostką przedmagurską od północy. Geneza tej strefy była różnorodnie interpretowana (m.in. Skoczylas-Ciszevska, 1960; Książkiewicz, 1972; Burtan, 1978; Polak, 1999; Jugowiec-Nazarkiewicz, Jankowski, 2001). Szczegółowe badania kartograficzne ujawniły, że jest to strefa melanżu tektonicznego (Ryc. 17), złożonego z elementów wczesnokredowych o proveniencji śląskiej oraz z utworów uznawanych za typowe dla serii podśląskiej przede wszystkim margli węglowieckich i frydeckich (piaskowców z Rajbrotu, Szydłowca oraz z Czerwina). W obrazie kartograficznym widocznych jest szereg bloków, złożonych ze zwartych fragmentów profili, które najczęściej są izolowane w ilasto-piaszczystym matriks, rzadziej kontaktują ze sobą. Według Golonki i in. (2011) melanż w strefie lanckorońsko-żegocińskiej powstał w wyniku migracji typu diapirycznego mniej kompetentnych utworów wzdłuż strefy uskokowej. Jugowiec-Nazarkiewicz i Jankowski (2001), Jankowski i in. (2012) oraz Jankowski (2015) uznali, że jest to efekt wieloetapowego procesu deformacji obejmującego ruchy nasuwcze, następnie ruchy przesuwcze równoległe do biegu struktur fałdowych, a w końcowym etapie powstanie uskoków normalnych. Zdaniem autorów niniejszej części przewodnika po uformowaniu nasunięcia jednostki Skrzydlny w kompresyjnej fazie tworzenia się karpackiej przyzmy akrecyjnej, jednostka ta została poddana wpływowi ruchów przesuwczych wzdłuż strefy lanckorońsko-żegocińskiej. Efektem tego jest układ elementów tektonicznych jednostki, tj. obecność stref uskokowych z melanżem tektonicznym, równoległych do biegu warstw menilitowych i krośnieńskich, a także strome zapadanie warstw widocznych w kamieniołomie, układających się w strukturę kwiatową (Ryc. 18). Ka-

mieniółom jest aktywnie eksploatowany, dlatego niektóre szczegóły odsłonięcia zmieniają się w czasie.

W niniejszym przewodniku opisano sytuację zaobserwowaną w 2017 roku.

Sukcesja odsłonięta w Skrzydłnej jest heterogenicznym zespołem kilku kompleksów facjalnych odzwierciedlających radykalne zmiany sedymentacji kontrolowanej tektonicznie we wczesnym oligocenie (Cieszkowski, 2006; Polak, 2000; Siemińska i in., 2020).

Na najstarszą partię odsłoniętej sukcesji składa się kompleks anoksycznych/dysoksycznych brunatnych łupków menilitowych, zawierający grubą warstwę pomarańczowego piaskowca, podścielający białawo wietrzejące margle i wapienie (Ryc. 19). Powyżej spoczywa kompleks zdominowany przez pomarańczowe zlepionce (sukcesja olistostromowa), przechodzący ku górze w cieniejącą/drobniejącą sekwencję turbidytową (FU-*fining-upwards*; Ryc. 20). Orientacja ściany kamieniółom jest w przybliżeniu prostopadła do kierunku biegu warstw. Te zapadają stromo i spoczywają w pozycji normalnej z lewej strony odsłonięcia, stopniowo zmieniając orientację na odwróconą w stratygraficznie najmłodszej partii sekwencji w prawej stronie odsłonięcia (Ryc. 21).

Z punktu widzenia wieku sukcesji, zespoły nanoplanktonu wapiennego analizowane przez K. Žecovą, pochodzące z warstw marglistych w dolnej, łupkowej części odsłoniętej sukcesji reprezentują strefę NP 21 (późny eocen). Natomiast najmłodsze gatunki, wskazujące na strefę NP 22 (wczesny oligocen), stwierdzono w warstwie wapieni w obrębie turbidytów w najwyższej części odkrywki (Siemińska i in., 2017).

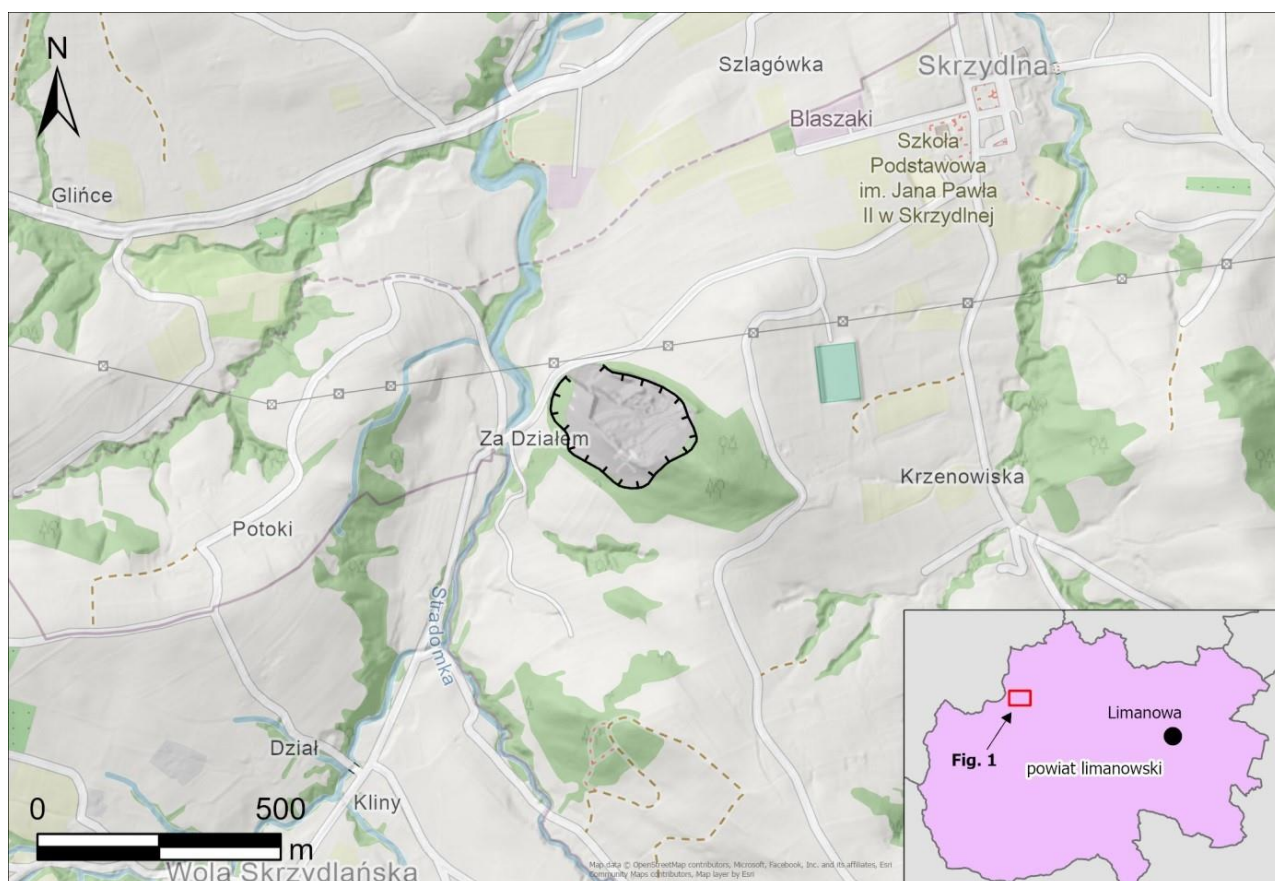
Kompleks łupków menilitowych i łupków krzemionkowych położony w stratygraficznie najstarszej partii odsłoniętej sukcesji (patrz ryc. 19) zawiera rzadkie, bardzo cienkie przewarstwienia piaskowców turbidytowych z ripplemarkami prądowymi (Bouma T_{cd}; T_{ce}) i czertów oraz przecięty jest kilkoma cienkimi dajkami piaskowcowymi. Powyżej występuje warstwa drobno- i średnioziarnistego piaskowca o miąższości 9 m, złożona z masywnych, amalgowanych interwałów, pozbawiona wkładek mułowcowych, o ostrej erozyjnej powierzchni spągowej. Powyżej kolejnego interwału facji menilitowej z czertami występuje 10-metrowy kompleks cienkich warstw wapieni pelitowych, lokalnie zsylikowanych i zawierających pojedyncze laminowane przekątnie soczewki średnioziarnistego piaskowca kwarcowego formujące ripplemarki prądowe.

Kompleks łupków menilitowych reprezentuje depozycję bardzo niskoenergetyczną w głębokim, spokojnym, beztlenowym, nieaktywnym tektonicznie basenie, przerwaną epizodem depozycji materiału

piaszczystego z gęstych, szybko zwalniających prądów gęstościowych.

Natomiast dajki piaskowcowe w łupkach menilitowych są tu interpretowane jako skutki upłynięcia warstw niezdiagnozowanego piasku wywołanych zjawiskami sejsmicznymi. Połączenie tych dwóch zjawisk interpretujemy jako najwcześniejsze sygnały wypiętrzenia zainicjowanego w obszarze źródłowym (Ryc. 22), któremu towarzyszyły wstrząsy sejsmiczne (Siemińska i in. 2018; Jankowski, Wysocaka, 2019).

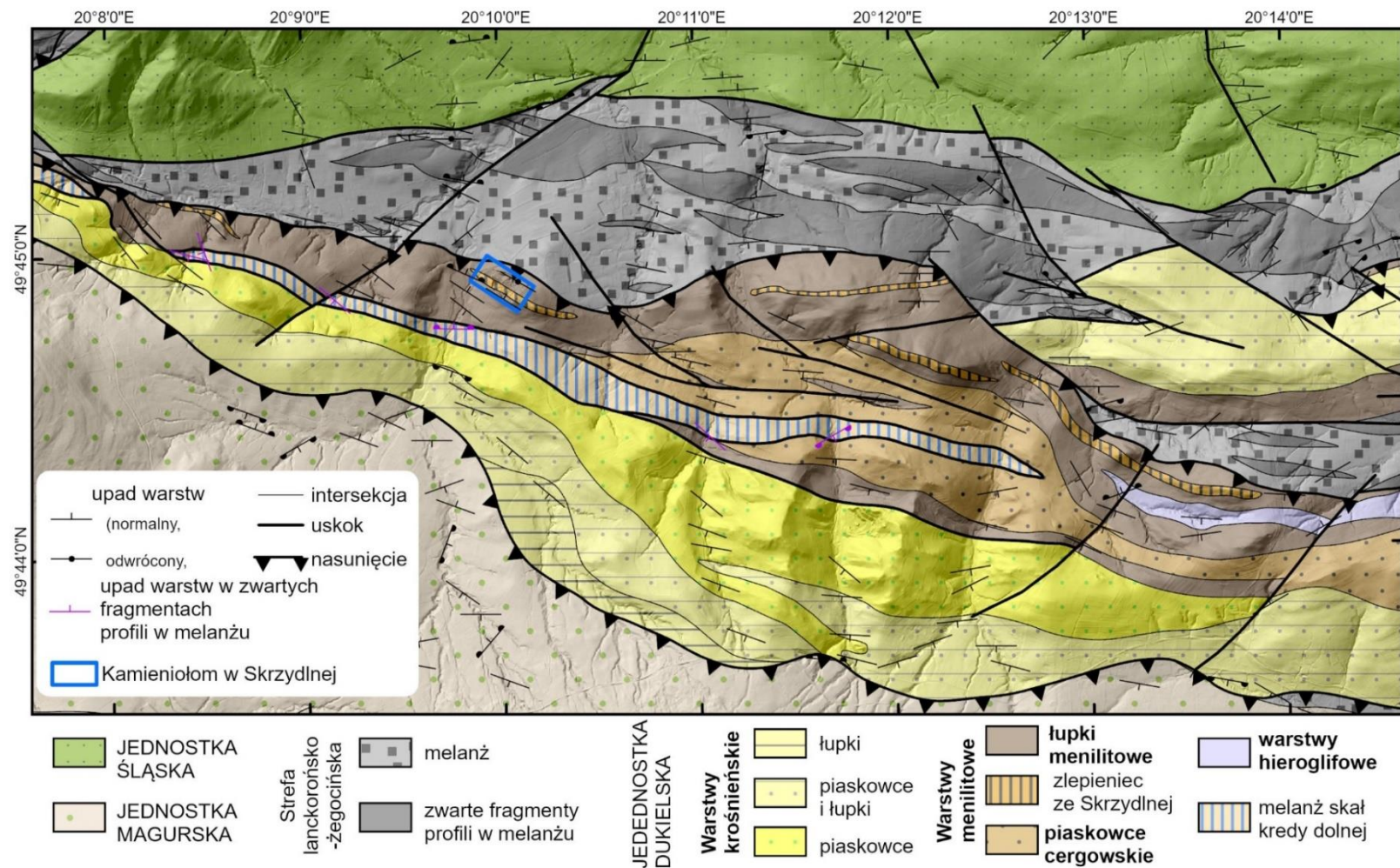
Masywny interwał piaskowca jest interpretowany jako wypełnienie kanału rozprzeczającego turbidyty wysokiej gęstości, erodowanego i rozciągającego się w obszar równiny basenu menilitowego. Charakter tego interwału sugeruje serię długotrwałych spływów hiperpiknalnych. Cechy nadległego kompleksu wapieni sugerują depozycję hemipelagiczną okresowo przerywaną przez prądy trakcyjne przerabiające ograniczoną ilość materiału piaszczystego, na co wskazują izolowane ripplemarki prądowe (*starved current ripplemarks*). Jednostka ta jest również poprzecinana dajkami piaskowca, które reprezentują trzy pokolenia. Sugerujemy, że dwie przecinające się cienkie żyły i jedna iniekcja o grubości 30 cm wraz z masywną warstwą piaskowca miąższości 9 m to najwcześniejsze oznaki zbliżającego się wypiętrzenia odpowiedzialnego za pochodzenie zbliżającego się wypiętrzenia odpowiedzialnego za pochodzenie leżącego powyżej gruboklastycznego kompleksu. Nadległa sekwencja olistostromy składa się z amalgowanych warstw deponowanych przez spływy rumoszowe, w których bogata piaszczysta matrix z ekstrabasenowym żwirem podtrzymuje pojedyncze bloki (olistolity) o długości przekraczającej 0,5 m. Spąg olistostromy jest nierówny, wcięty erozyjnie min. 7 m w podścielający kompleks węglanowy (Ryc. 23) i zawiera odlewy śladów wleczenia dużych obiektów rozciągającymi się NW-SE (Ryc. 24). Fragmenty skał wewnątrzbasenowych to zdeformowane plastycznie elementy rozerwanych warstw piaskowca oraz klasty czarnych łupków menilitowych. Wśród olistolitów pozabasenowych w środku miąższości kompleksu znajdował się w roku 2017 blok jurajskiego wapienia o wymiarach 10x2,5 metra. Dwie warstwy czarnych łupków zaznaczały przerwy w sedymentacji facji wysokoenergetycznej. Warstwom zlepionców towarzyszą nieregularnie pojawiające się warstwy masywnych ('bezstrukturalnych') piaskowców, których geometria determinowana jest przez kontakt ze zlepioncem. Najczęściej nadległy zlepioniec spoczywa na piaskowcu erozyjnie, natomiast spąg warstwy piaskowca dostosowuje się do nieregularnej powierzchni podścielającego zlepionca (Ryc. 25). Facje wyróżnione w tym kompleksie są zilustrowane i podsumowane na Ryc. 26.



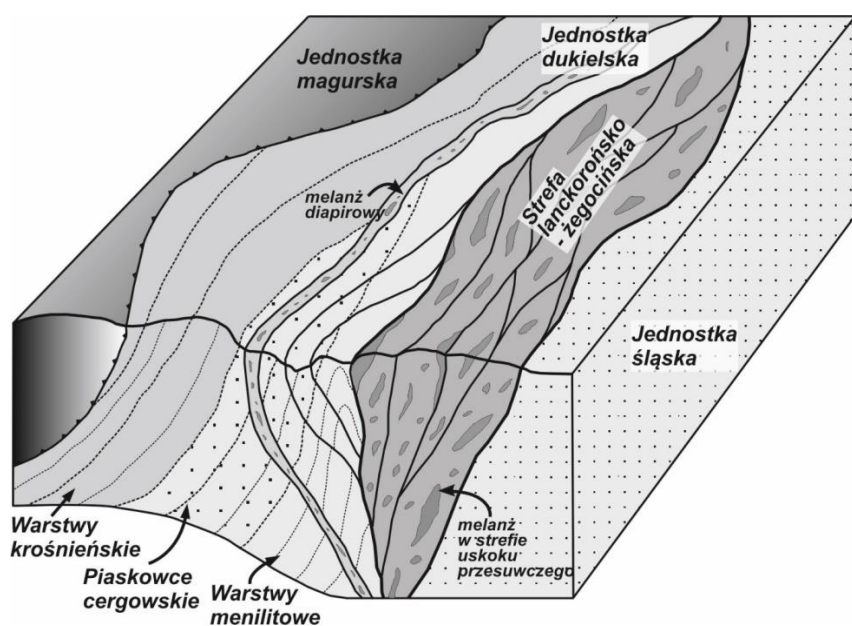
Ryc. 16. Mapa lokalizacyjna kamieniołomu Skrzydlna.

Przejście od olistostromy do leżącego powyżej kompleksu turbidytowego jest zaznaczone przez kilka warstw hybrydowych (patrz ryc. 26), z których każda składa się z piaskowca turbidytowego, na którym spoczywa debryt (*linked debryte*, czyli waka bogata w klasty mułowca). Niektóre inne warstwy mają cechy charakterystyczne dla ciągłych/długotrwałych przepływów grawitacyjnych: turbidytów zasilanych hiperpiknalnie. Nadległa sekwencja, osadzona głównie przez krótkotrwałe, klasyczne prądy zawiesinowe (*surge-type turbidites*), składa się z trzech cykli drobniejących ku górze (F-U). Dwa z nich zaczynają się bardzo grubymi, amalgamowanymi warstwami piaskowca masywnego osadzonymi przez prądy zawiesinowe dużej gęstości, które wypełniają kanały wcięte 2,5 m w podścielające warstwy. Powyżej pojawiają się sekwencje Boumy, reprezentujące turbidyty „normalnej” gęstości, aż po rozcieńczone, z rytмами Ta-e drobniejącymi i cieniejącymi do Tce najwyższych zespołów cienkoławicowych piaskowców i łupków. Piaskowce turbidytowe to arenity kwarcowe z częstą domieszką uwęglonych szczątków roślinnych. Ogólnie rzecz biorąc, ta sukcesja turbidytów o grubości 60 m tworzy megasekwencję drobniejąca ku górze, złożoną z mniejszych cykli drobniejących/cieniejących ku górze.

Ekstremalne kontrasty facjalne między leżącymi poniżej olistostromy, drobnoziarnistymi osadami basenu beztlenowego, a nagle pojawiającym się kompleksem olistostromy osadzonym przez masowe przepływy grawitacyjne dostarczające gruboziarnisty materiał i utlenione wody, sugerują szybkie wypiętrzenie obszaru źródłowego i bardzo intensywną erozję (Wendorff i in., 2015; Siemińska i in., 2018). Obfitość intraklastów ciemnych łupków wskazuje na zaangażowanie skłonu lub dna basenu, którego proksymalna część została przekształcona w skłon ograniczający wypiętrzony blok źródła materiału detrytycznego. Pionowe zmiany litologii kompleksu zlepieńcowego/sukcesji olistostromy są odbiciem trzech głównych faz depozycji (patrz ryc. 23). Każda z nich znaczone jest przez powierzchnię erozyjną w skali całego odsłonięcia (patrz ryc. 19). Szeroka różnorodność litologiczna, rozrzut wiekowy i kształty ekstraklastów w olistostromie implikują złożoną strukturę obszaru źródłowego, który obejmował skały mezozoiczne. Sugeruje to, iż topografia strefy źródłowej była bardzo zróżnicowana i zmieniała się w czasie. Bardzo dobrze zaokrąglone glazy, niektóre wydłużone, po wrzecionowate (patrz ryc. 6D) sugerują długotrwałe przetaczanie dużych bloków na platformie abrazyjnej. Ogromny kanciasty blok wapienia



Ryc. 17. Mapa geologiczna rejonu Skrzydlnej.



Ryc. 18. Model budowy geologicznej rejonu Skrzydlnej.

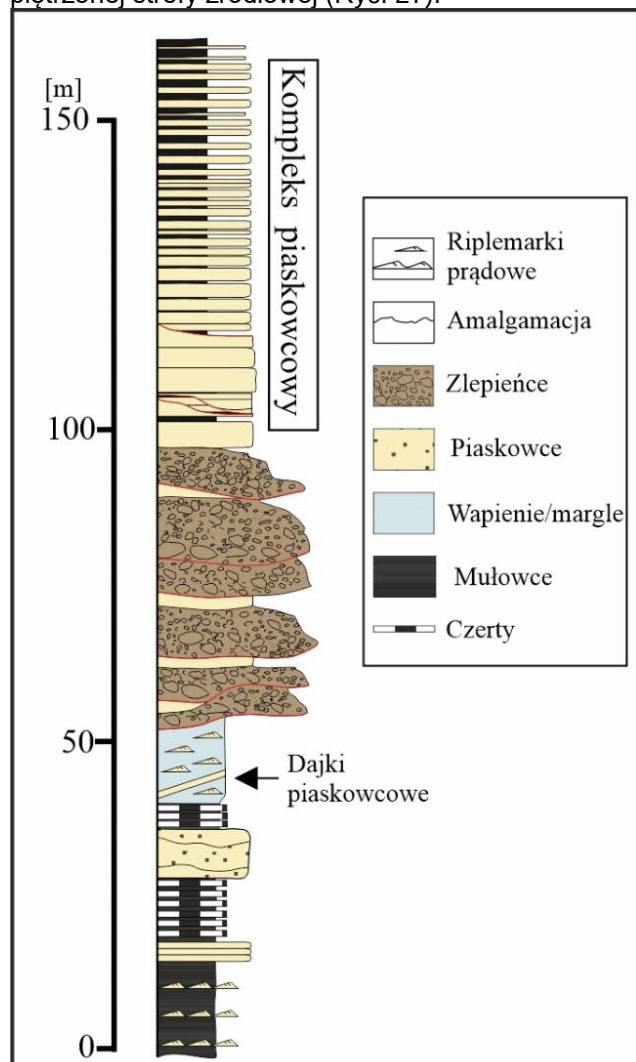


Ryc. 19. Widok ogólny NE części kamieniołomu Skrzydlina z dolną częścią sukcesji menilitowej zdominowanej przez osady ciemnych mułowców.

jurajskiego zapewne odzwierciedla oberwanie się ściany klifu i ześlizg. Osuwiskowe warstwy piaszczowca o składzie odmiennym od matryks zlepieńca implikują osuwiska i ześlizgi płatów – fragmentów warstw piaszczowców deponowanych w proksymalnej strefie skłonu. Cechy te sugerują, że sukcesja po-

wstała w efekcie transportu masowego spływów rumosзовych (MTD), ruchów osuwiskowych, ześlizgiwania się bloków i płatów warstw w dolnej części w fazie wcześniejszej, oraz różnorodnych turbulentnych spływów osadu, od wysokiej gęstości po niską w późniejszej fazie depozycji (Siemińska i in., 2020).

Z punktu widzenia wypełnienia basenu, nagłe pojawienie się olistostromy w niskoenergetycznym, ubogim w tlen basenie menilitowym, cechy jej powierzchni spągowej oraz intraklasty skał warstw menilitowych sugerują, że ten gruboklastyczny kompleks deponowany przez spływy rumoszowe wypełnia rynnę – kanał wyerodowany w skłonie wypiętrzanej strefy źródłowej (Ryc. 27).



Ryc. 20. Schematyczny profil sukcesji litologicznej w kamieniołomie Skrzydlna.

Trend zmian kierunku zapadania ławic obserwowanych w latach 2017–2019, przy braku wyraźnych śladów poślizgów na powierzchniach międzylawicowych, sugeruje syntektoniczną depozycję na podłożu rotowanego bloku (patrz ryc. 21), podobnie do udokumentowanej relacji stratygraficznej i formowania progresywnych niezgodności udokumentowanych po raz pierwszy w Pirenejach (Riba, 1976). Lateralne i pionowe zmiany facji w kompleksie olistostromy odzwierciedla istotne zmiany hydrodynamiczne w obrębie i między kolejnymi przepływami. Se-

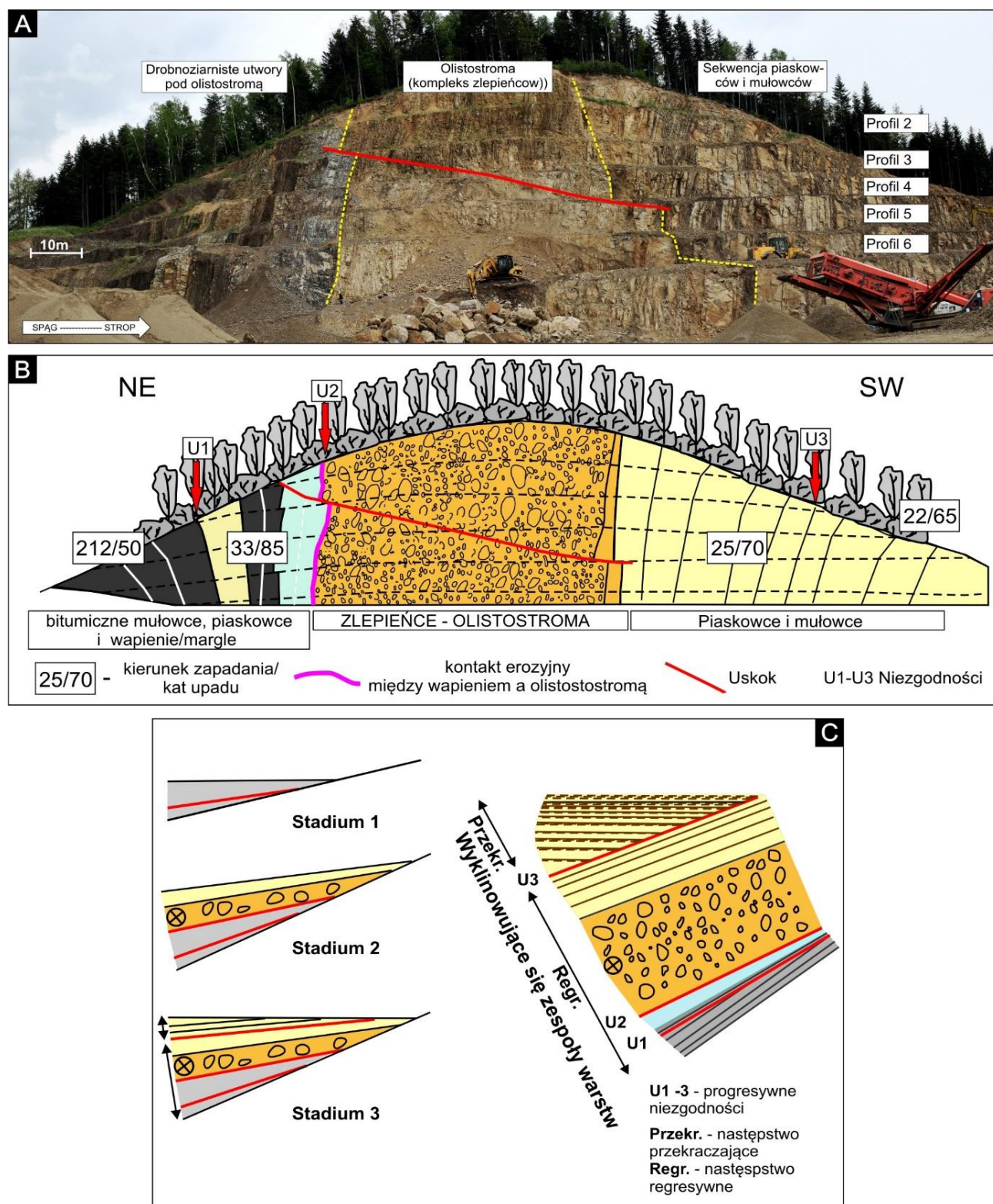
kwencja F-U pierwszego rzędu złożona z sekwencji F-U drugiego rzędu w obrębie nadległej sukcesji turbidytów implikuje formowanie retrogradującego stożka podmorskiego (Ryc. 27; Wendorff i in., 2015).

Wiekowo, sukcesja olistostromy i stożka była deponowana w okresie warunkowanego klimatycznie globalnego spadku poziomu morza w eocenie i oligocenie. Dlatego jej genezę można wiązać ze wzmocnieniem wpływu wypiętrzenia tektonicznego strefy źródłowej przez regresję morską, a więc intensywniejsze wynurzenie obszaru alimentacji. Ponadto obserwowane zespoły nannoplanktonu mogą odzwierciedlać eustatyczne fluktuacje poziomu morza i chwilowo niskie zasolenie środowiska, co mogło być związane z ruchami tektonicznymi, zmianami klimatycznymi i stopniową izolacją Paratetydy w późnym eocenie i w okresie oligocenu (Švábenická i in., 2007; Siemińska i in., 2017; Pszonka i in., 2023). Porównanie składu petrograficznego piaskowców spoczywających nad olistostromą z piaskowcami warstw cergowskich jednostki dukielskiej między Lipowicą a Sniną (Słowacja) nasuwa wnioski dotyczące zróżnicowania źródła materiału klastycznego (Siemińska i in. 2018; Godlewski 2023, w przygotowaniu). W kamieniołomie w Skrzydlniej, piaskowce występujące nad olistostromą są arenitami kwarcowymi (kwarc stanowi 51-96% szkieletu ziarnowego, mediana 91%). Skalenie (1-5% mediana 2%), okruchy skał metamorficznych (0-13%, mediana 1%) i krzemionkowych (0-12%, mediana 1%), glaukonit (0-4%, mediana 1%) oraz muskowit (0-2%, mediana 1%) są tutaj pobocznymi składnikami silikoklastycznymi. Uwzględniając obecność węglanów, profil piaskowców w Skrzydlniej dzieli się na dwie części:

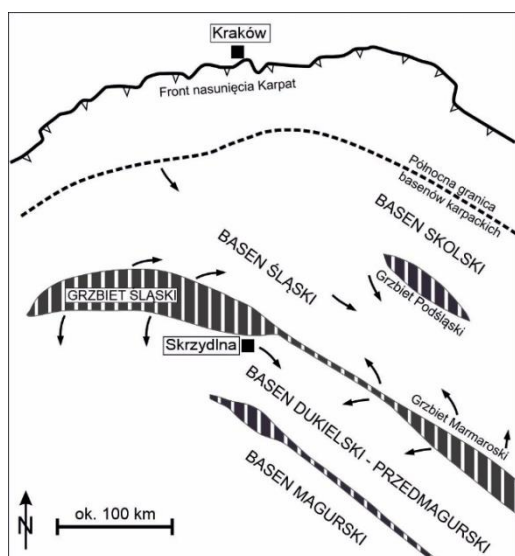
(i) część dolną – ubogą w węglany, w której ziarna kalcytu i dolomitu, a także ziarna bioklastów są akcesoryczne (<1%), natomiast spoiwo jest najczęściej cementem krzemionkowym lub matriks,

(ii) część górną – bogatszą w węglany, charakteryzującą się większą zawartością ziaren kalcytu (0-9%, mediana 2%), dolomitu (0-3%, mediana 1%), a przede wszystkim bioklastów (1-31%, mediana 6%) oraz spoiwem kalcytowym.

Natomiast piaskowce z litosomu warstw cergowskich występujących w wyżej wymienionym obszarze jednostki dukielskiej są arenitami litycznymi. Analizowane były ich próbki pochodzące z trzech lokalizacji: kamieniołomu Lipowica, odsłoneń w korycie rzeki Solinka w miejscowości Żubracze oraz odsłoneń przy drodze nr 558 w Parku Narodowym Poloniny (Słowacja) w pobliżu opuszczonej wsi Dara niedaleko Sniny. W porównaniu z piaskowcami ze Skrzydlniej, piaskowce te charakteryzują się kalcytowym spoiwem, nieporównywalnie wyższą zawartością ziaren dolomitu (22%-50%, mediana 33%), wyższym udziałem ziaren kalcytu (2-13%, mediana 6%),

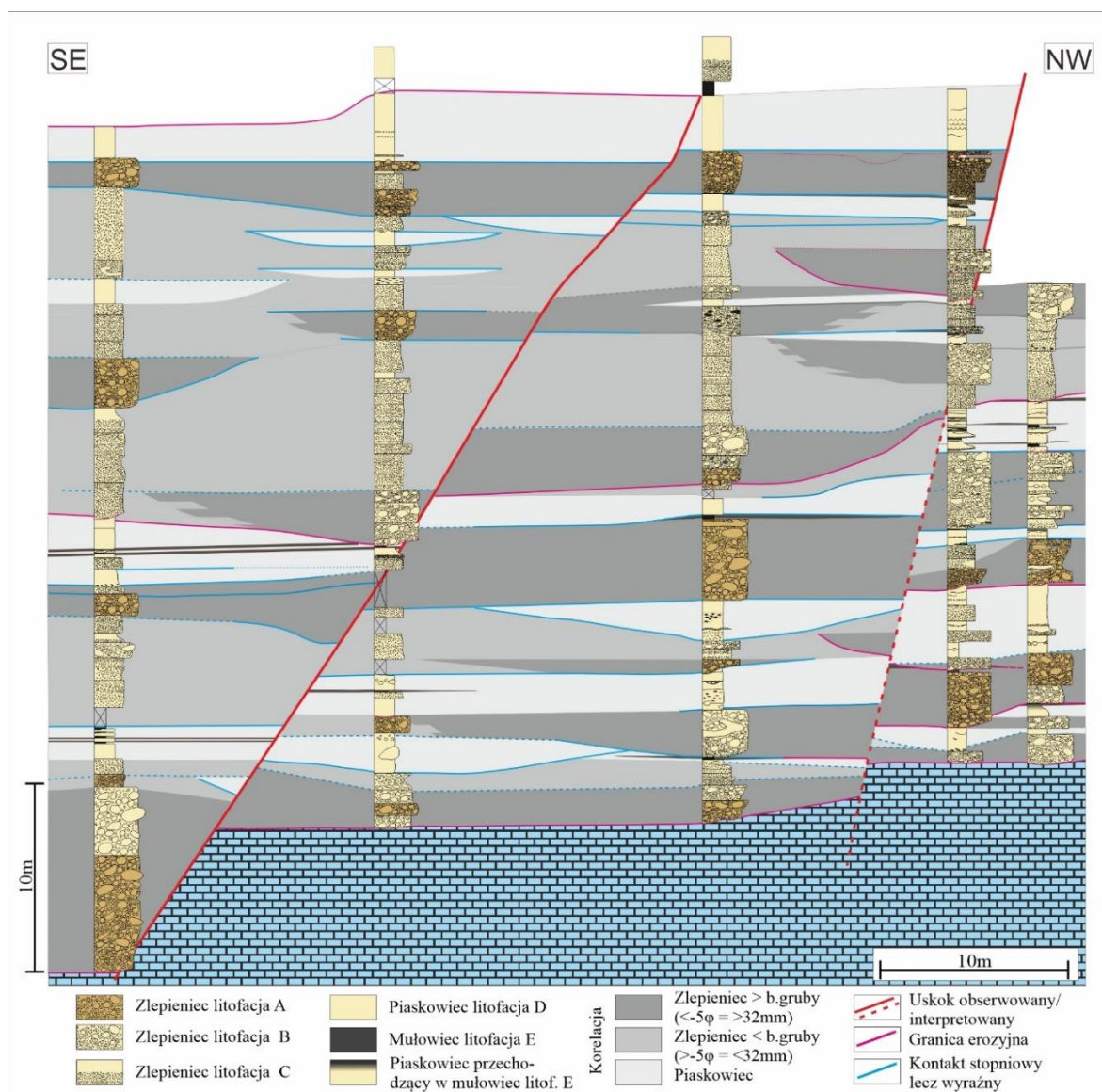


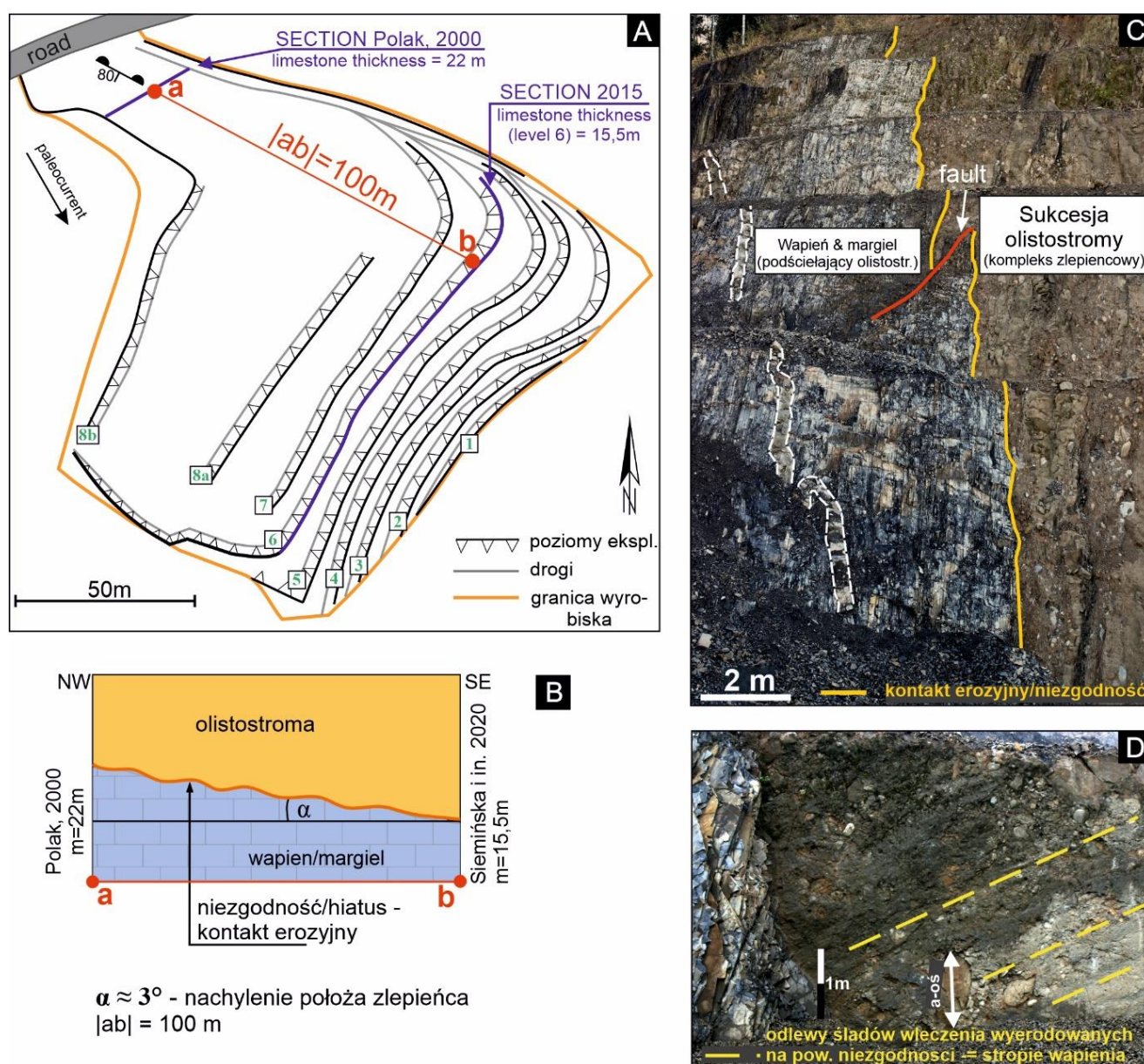
Ryc. 21. Ogólny widok głównych kompleksów litologicznych odsłoniętych w 2017 roku w kamieniołomie Skrzydlna (a i b) oraz schemat progresywnych niezgodności związanych z syndepozycyjną rotacją; geometria i relacje stratygraficzne bazują na 30 pomiarach orientacji uławicenia (zmodyfikowane z Siemińska i in., 2018).



Ryc. 22. Schemat systemu basenów i obszarów źródłowych (zmodyfikowane z Winkler, Ślaczka, 1992).

Ryc. 23. Szczegółowe profile sedymentologiczne odkrywki kamieniołomu Skrzydła w obrębie pięciu poziomów eksploatacji (lata 2017–2018).



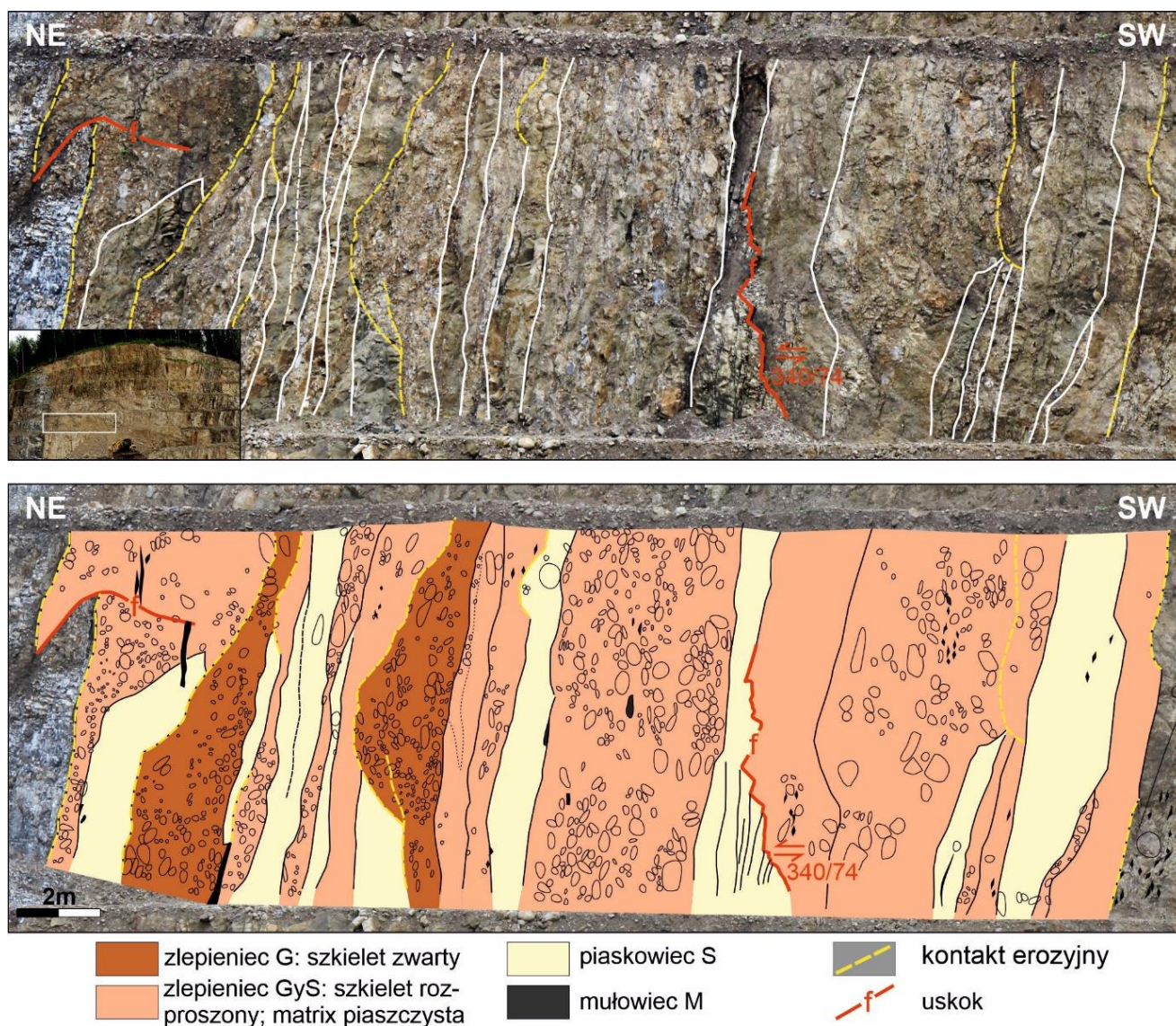


Ryc. 24. Pakiety skał podścielających olistostromę: **a** – erozyjny kontakt między olistostromą a podścielającym kompleksem wapienia i marglu; **b** – odlewy śladów wleczenia bloków skalnych na spągowej powierzchni olistostromy, **c** – orientacja wielkiego wrzecionowatego klastu sugeruje transport przez toczenie; różnica miąższości kompleksu wapiennego między rokiem 2000 (Polak, 2000) a rokiem 2016 w przekroju niemal równoległym do dominującego kierunku paleoprądów sugeruje nachylenie bazy erozyjnej olistostromy w stosunku do uławicenia wapienia.

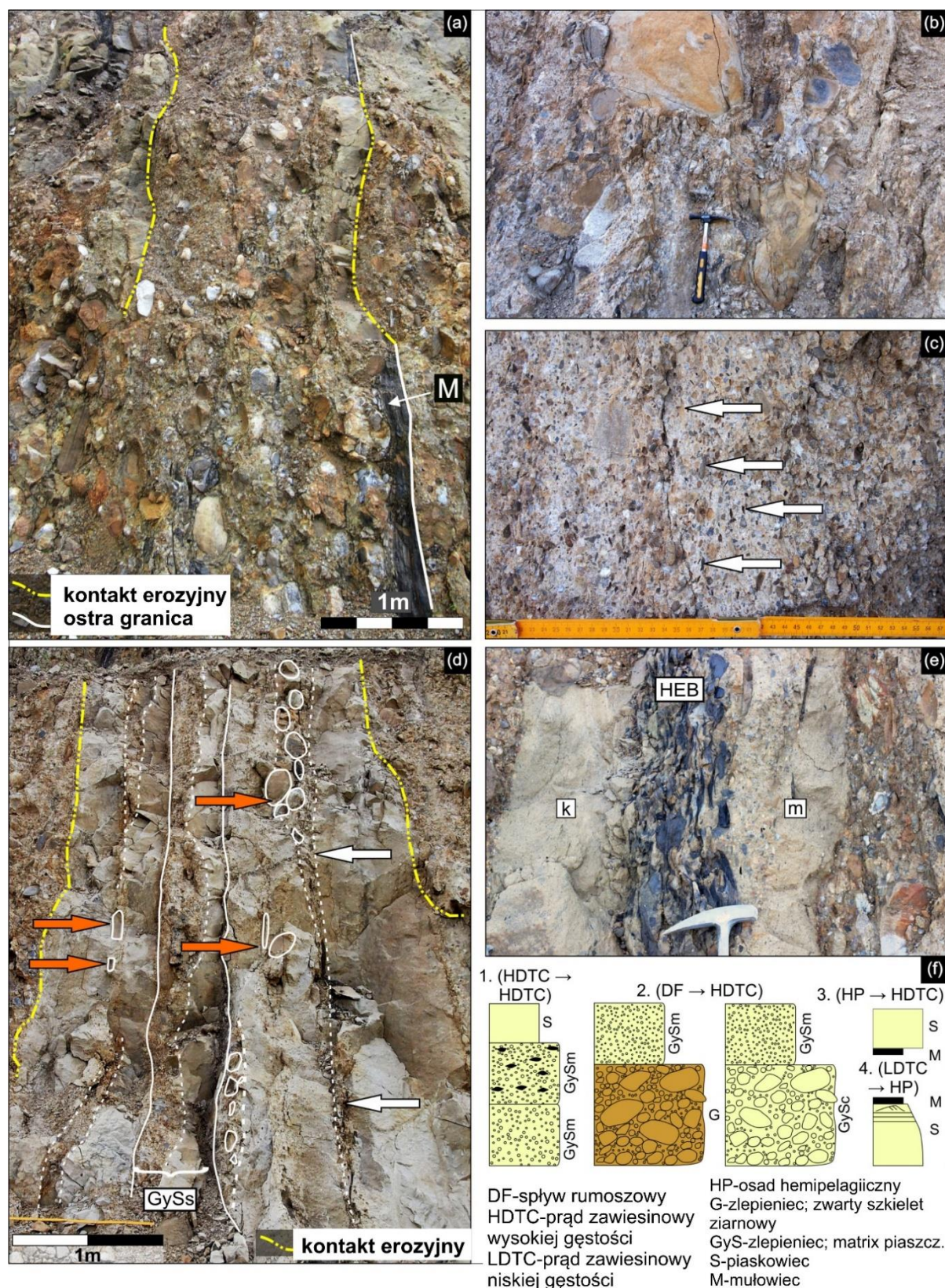
okruchów skał metamorficznych (4-17%, mediana 10%), okruchów skał krzemionkowych (2-13%, mediana 6%) i skaleni (2-10%, mediana 5%), niższym udziałem kwarcu (23-40%, mediana 32%) oraz porównywalnym udziałem muskowitu (0-3%, mediana 1%) i glaukonitu (<1%). Bioklastów (0-5%, mediana 2%) jest przeciętnie więcej niż w części nie węglanowej sukcesji piaskowców w Skrzydlnej, ale mniej

niż w węglanowej. Glaukonit przeciętnie stanowi poniżej 1%. We wszystkich próbkach spoiwo jest kalcytowe.

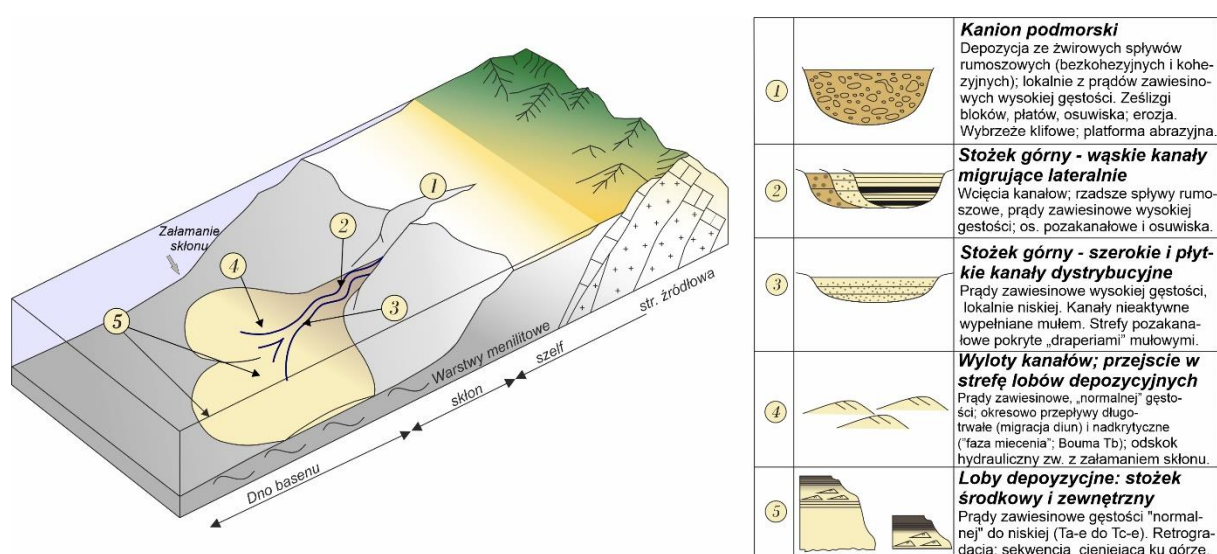
Podsumowując, takie zróżnicowanie składu sugeruje, iż detrytus piaskowców obydwu powyższych sukcesji był dostarczany z obszarów strefy źródłowej lub nawet odrębnych źródeł, o odmiennym inwentarzu dostępnego materiału.



Ryc. 25. Gwałtowna zmienność lateralna miąższości warstw zlepieńców oraz ich cech sedimentacyjnych. Powierzchnie spągowe towarzyszących warstw piaskowców dostosowują się do geometrii stropu niżejleżących zlepieńców, a ich stropy są ścinane erozyjnie.



Ryc. 26. Przykłady litofacji utworów odsłoniętych w kamieniołomie Skrzydlina: zlepieniec: bardzo gruboziarnisty zlepieniec z blokami, **a** – oraz klastami czarnego mułowca; **b** – średnioziarnisty z klastami zorientowanymi równolegle do uławicenia; **c** – warstwy piaskowca z kieszeniami zlepienia; **d** – warstwy hybrydowe z klastami czarnych mułowców; **e** – subfacje zlepieńców i ich dominujące przejścia.



Ryc. 27. Model ewolucji sukcesji olistostromy (melanżu sedimentacyjnego) przechodzącej retrogradacyjnie od wypełnienia kanionu podmorskiego po mały dystalny stożek turbidytowy.

AKTUALNY PROFIL WARSTW MENILITOWYCH ODSŁONIĘTY NA SE ŚCIANIE KAMIENIOŁOMU W SKRZYDLNEJ (stan na listopad 2022)

Aleksander GAŚIENICA¹, Mateusz MOROZ¹ i Adam KOZŁOWSKI¹

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy

W poprzednim ustępie niniejszego przewodnika opisano sytuację zaobserwowaną w 2017 roku, zatem istotny dla uczestników sesji terenowej będzie aktualny opis stanu ściany i profilu. W kamieniołomie odsłaniają się subwertykalnie ułożone utwory warstw menilitowych reprezentowane przez margle krzemionkowe, łupki mułowcowe, piaskowce i zlepieńce

(Ryc. 28, 29). Należy zauważyć że obraz ścian i zasięg profilu sekwencji warstw menilitowych i ich wykształcenie facjalne (zwłaszcza części zlepieńcowatej) oraz postdepozycyjne deformacje typu dajek klastycznych, zmienia się wyraźnie się w miarę postępów eksploatacji, dlatego istotne jest okresowe dokumentowanie jego stanu.

OPIS SEDYMENTOLOGICZNY PROFILU

Profil kamieniołomu w Skrzydlnej został wykonany w listopadzie 2022 roku w ramach projektu „Prace interwencyjne” prowadzonego przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy wykonujący zadania państwowej służby geologicznej. Profilowanie prowadzono na piątym poziomie eksploatacyjnym osiągając łączną długość profilu wynoszącą ok. 145 m (patrz ryc. 3).

Pakiet I (35 m, margle, rogowce, łupki, piaskowce)

Dolną część profilu zajmują margle krzemionkowe i piaskowce cienkoławicowe we wzajemnym stosunku około 2:1. Ich ławice osiągają do 10 cm miąższości. Margle przyjmują barwy od szarej do brunatnej, mają teksturę masywną. Miejscami zaznacza się w nich warstwowanie płaskorównoległe. Piaskowce występują w postaci nieregularnych ławic z lokalnymi soczewkowatymi pogrubieniami. Ich

udział oraz miąższość maleje ku stropowi. Przyjmują barwy od szarej do beżowej, zdarzają się też czerwone i pomarańczowe przebarwienia spowodowane występowaniem tlenków i wodorotlenków żelaza. Na zwiertzałych powierzchniach, są drobnoziarniste, czasami uwidacznia się w nich uziarnienie frakcjonalne oraz warstwowanie płaskorównoległe, przechodzące w niektórych ławicach w przekątne. W stropie są widoczne nagromadzenia detrytusów roślinnych. W górnej części tego pakietu dochodzi do niemal całkowitego zaniku margli, pojawiają się rogowce. Są one przeławiczone czarnymi łupkami oraz piaskowcami cienkoławicowymi. Sporadycznie występują wkładki zlepieńców o miąższości dochodzącej do 20 cm. Cały pakiet jest dość mocno spękany, w niektórych ławicach margli zaznacza się cios diagonalny i zbliżony do ortogonalnego. Wiele z tych spękań wypełnionych jest kalcytem lub bituminami

w postaci charakterystycznych czarnych żyłek tzw. „martwej ropy” (patrz ryc. 19). W tej asocjacji spotykana była również mineralizacja kwarcowa (choć dużo rzadziej). Centralna część pakietu przecięta jest załadowanymi dawkami klastycznymi o miąższości dochodzącej do kilkunastu centymetrów. Płaszczyzny osiowe tych fałdów są ułożone w przybliżeniu zgodnie z powierzchnią uławicenia.

Pakiet II (8,5 m, piaskowce)

Kolejny wyróżniony pakiet stanowi bezwapnisty piaskowiec średnioziarnisty o zmiennej miąż-

szości (średnio ok. 8,5 m). Skala ma lekko zielonkawo odcień, miejscowo występują charakterystyczne limonitowe przebarwienia. Piaskowiec jest średnio wysortowany. Często obserwowane są rozproszone klasty do 0,5 cm średnicy zbudowane głównie kwarcu, sporadycznie ze skaleni. W piaskowcu widoczne są powierzchnie ścień tektonicznych, stwierdzono dwie główne powierzchnie spękań w płaszczyznach 309/81 oraz 137/55 – najprawdopodobniej stanowiący cios diagonalny.

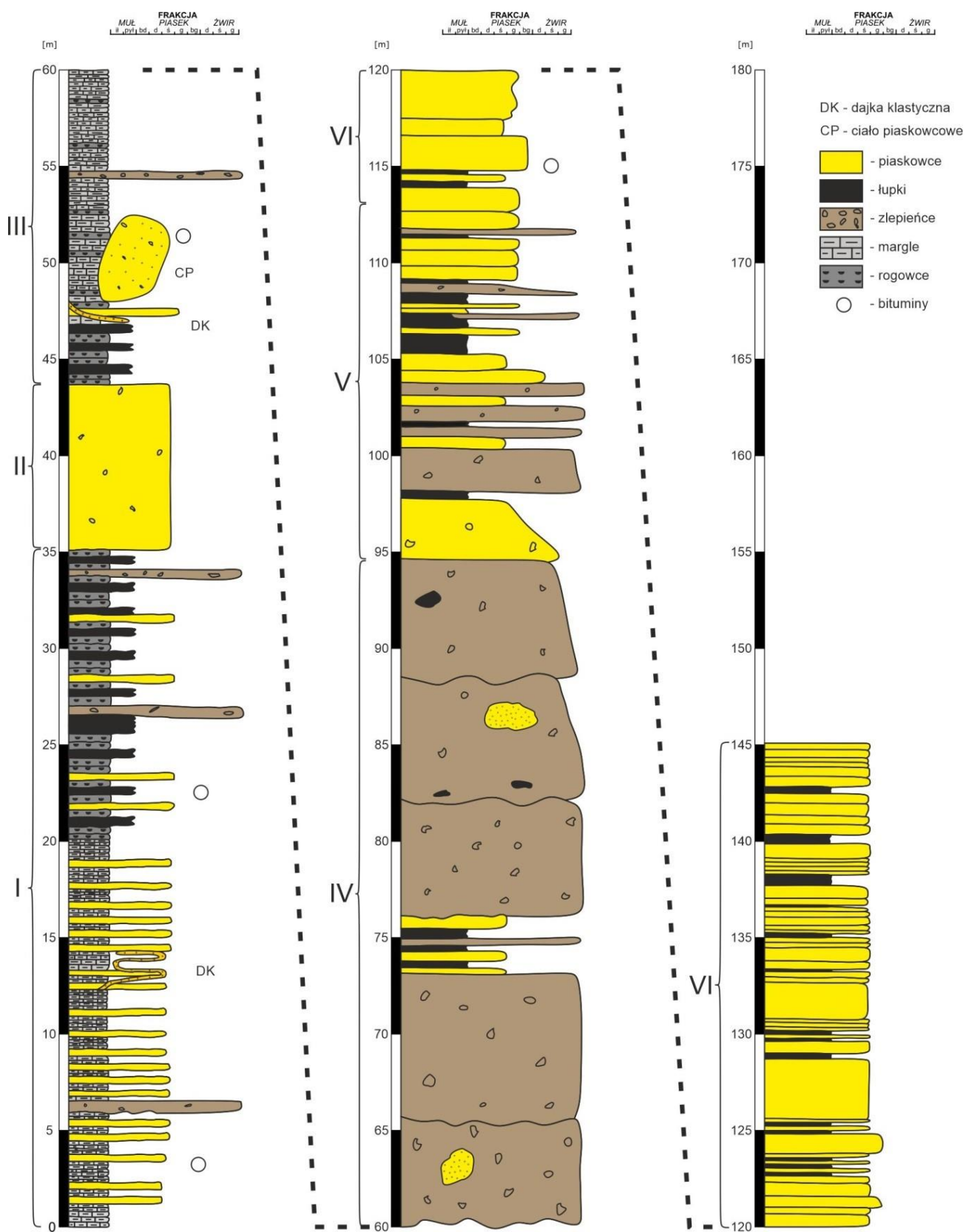


Ryc. 28. Południowo-wschodnia ściana kamieniołomu Skrzydlna z zaznaczonymi pakietami oraz linią profilu (czerwony).

Pakiet III (16,5 m, rogowce, margle i łupki krzemionkowe)

Spąg pakietu tworzą łupki menilitowe z rogowcami. Łupki są liściaste, twarde i skrzemionkowane, na ich powierzchni widać liczne żółte naloty a-

łunowe. Łupki menilitowe z rogowcami przechodzą w margle krzemionkowe i rogowce o miąższości ławic do kilku centymetrów. Pomiędzy nimi widoczne są sporadycznie nieduże wkładki i soczewki zlepieńców do kilku centymetrów miąższości, a także cienkie



Ryc. 29. Profil sedimentologiczny kamieniołomu w Skrzydlnej, stan w roku 2022.

wkładki piaskowca (do 1 cm). W górnej części pakietu zdecydowanie dominują silnie skrzemionkowane margle i rogowce z domieszką węglanu wapnia. Dolną część pakietu przecina dajka klasztyczna o zmiennej miąższości. Charakterystyczną cechą opisywanego wydzielenia jest obecność dużych nieregularnych ciał piaskowcowych o rozmiarach dochodzących do kilku metrów. W części z nich są widoczne bituminy. Ich kontakt z otoczeniem jest ostry, zdarzają się granice erozyjne w spągach, miejscami widać też podgięcia sąsiadujących warstw – prawdopodobnie są to olistolity, ale nie można wykluczyć ich injekcyjnej, powiązanej z dajkami klastycznymi, post-depozycyjnej natury.

Pakiet IV (35 m, zlepieńce)

Cały pakiet stanowią zlepieńce z pięcioma dosyć dobrze zarysowującymi się powierzchniami niezgodności erozyjnej. Klasty osiągają wielkość 20–30 cm, choć zdarzają się pojedyncze o wielkości dochodzącej nawet do 50 cm. W skład klastów wchodzi wapnienie, piaskowce, kwarcyty, zlepieńce, rogowce i gnejsy różnego wieku (więcej w podrozdziale autorstwa MP, AK i MM). Sporadycznie pojawiają się bloki piaskowca osiągające średnicę nawet 3 m, a w części stopowej także intraklasty mułowców. Generalnie zlepieńce są równoziarniste, jedynie w dwóch kanałach wydzielonych w stropie pakietu zaznacza się uziarnienie frakcjonalne. Spoiwo wszystkich zlepieńców jest węglanowe. Mniej więcej w połowie pakietu pojawiają się wkładki piaskowca o zróżnicowanej miąższości ławic (amalgamowanego), przewarstwiałe zlepieńce. Towarzyszą im cienkie wkładki czarnych łupków typu menilitowego.

Pakiet V (18 m, piaskowce, zlepieńce, łupki)

W spągu pakietu V dominują piaskowce gruboławicowe uziarnione frakcjonalnie, przechodzące od zlepieńcowatych do średnioziarnistych. Wyżej pojawiają się zlepieńce, często uziarnione frakcjonalnie, z przejściami do piaskowców gruboziarnistych. Miejscami pomiędzy ławicami występują cienkie wkładki czarnych łupków mułowcowych, które zaczynają dominować w środkowej części pakietu. Piaskowce stanowią w nich stosunkowo cienkie wkładki do kilkudziesięciu centymetrów. Obserwuje się również drobne soczewki zlepieńca. W stropowej części pakietu wzrasta zdecydowanie zawartość piaskowców, które są cienko i średnioławicowe. Widoczne są też wkładki zlepieńców, dochodzące miejscami do 40 cm miąższości. Osady są tu bezwapniste, a zarówno piaskowce, jak i zlepieńce w całym pakiecie są miejscami porowate, wtórnie wylugowane z węglanowego spoiwa.

Pakiet VI (32 m, piaskowce, łupki)

W pakiecie zdecydowanie dominują beżowoszare piaskowce. Są one głównie średnio- i gruboziarniste, czasami zlepieńcowate, zwłaszcza w spągu. Miejscami pojawia się uziarnienie frakcjonalne, ale głównie w dolnej części pakietu. W piaskowcu widać rozproszone klasty osiągające rozmiar do 1 cm, pojawiają się okruchy węgla kamiennego. W spękaniach widoczne są bituminy. Czarne łupki mułowcowe rozdzielają ławice piaskowca tworząc często cienkie, wyklinowujące się warstwy. Wyżej w profilu ich miąższość wzrasta miejscami do nawet 30 cm. W dolnej części pakietu w piaskowcach widać przekroje drobnych kanałów wypełnionych materiałem frakcji zlepieńcowej.

INWENTARZ KLASTÓW, PROWENIENCJA GRUBOZIARNISTYCH CZŁONÓW SEKWENCJI KAMIENIOŁOMU W SKRZYDLNEJ I OPIS STROPU SEKWENCJI

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹ i Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN

Profil kamieniołomu został szczegółowo opisany przez pozostałe zespoły współautorów, ale my chcemy zaprezentować i uwypuklić trochę odmienne aspekty i uzupełnić podane przez kolegów obserwacje.

W całym profilu uwagę zwracają utwory gruboklastyczne, niosące złożone informacje o proveniencji osadów. W spągowej mułowcowo-skrzemionkowej części profilu w soczewkach i ławicach granulowych zlepieńców o zazwyczaj rozproszonym szkielecie ziarnowym, wypełniających małe kanały typu *gutter cast* i *pot cast*, często pogrążniętych lub

tworzących ciągłe ławice, występują klasty różnych ekstra- i intrabasenowych skał. Kompozycja zespołów klastów w tych ciałach jest dosyć jednolita: kwarc żyłowy, klasty margliste i bioklasty węglanowe, głównie litotamnia i małże oraz szczątki drobnych kręgowców, głównie ryb, ale najbardziej charakterystyczne są płaskie klasty jasnych krystalicznych łupków muskowitowych i fylitów oraz ostrokrawędziste okruchy węgla kamiennego.

Wyżej widoczne jest ciało miąższości ok. 7 m masywnych średnioziarnistych, oligomiktycznych piaskowców, uznawanych przez nas za ekwiwalent

piaskowca borysławskiego, przesycone martwą ropą, od którego liczne dajki klasyczne, także silnie plastycznie zdeformowane penetrują wyżejległy kompleks czertów i margli krzemionkowych. Ubogi zespół minerałów akcesorycznych w tym piaskowcu zdominowany jest przez cyrkon. Większość ziaren cyrkonu jest dobrze obtoczonych, co sugeruje dłuższą obróbkę np. w środowisku plażowym lub eolicznym lub recykling ze starszych skał osadowych. Dominacja obtoczonych ziaren w populacjach detrytycznych cyrkonów jest typowa dla wszystkich ciał przedkrośnienskich, dojrzałych piaskowców, zarówno kliwskich w Rumunii (Roban i in., 2023), jak i kliwskich i borysławskich w obrębie warstw menilitowych płaszczowiny skolskiej (Salata, 2014) pochodzących z erozji zewnętrznej krawędzi basenu *forebulge* i z jej zaplecza lądowego, jak przyjmuje to dla wschodniego segmentu Karpat Hnylko (2014) i Roban i in. (2023).

Wyżej w profilu w interwale bitumicznych ciemnych czertów i mułowców ponownie możemy zaobserwować ławice i soczewki charakterystycznych zlepieńców granulowych, identycznych w kompozycji z podobnymi rozpoznanymi w kamieniołomie w Lichwinie, w jednostce skolskiej (patrz ryc. 6E, F, G).

W obrębie polimiktycznej olistostromy, wciętej w krzemionkowe margle bitumiczne z izolowanymi prądowymi ripplmarkami piaszczystymi, odpowiadające pozycją marglom dynowskim, zapoznamy się z bogatym inwentarzem klastów, od rozmiarów milimetrowych do ponad metrowych, złożonych ze skał osadowych, magmowych i metamorficznych. Ich zbadany przez nasz zespół inwentarz jest nieomal identyczny z innymi olistostromami łuski Skrzydłnej, zarówno w Stróży–Strużewiczach na E (Ryc. 30) i w Kobielniku na W od Skrzydłnej (patrz ryc. 5), ale i co ważne, w potoku Jatny w Bystricach nad Olzą (patrz ryc. 7) w półknie tektonicznym Bystric, uznawanym dotychczas za jednostkę podśląską w czeskich Beskidach Morawsko-Śląskich.

Przy wejściu do kamieniołomu leży duży blok stanowiący fragment większego obtoczonego olistolitu arkozowych piaskowców pensylwanu ze zwęglonymi łodygami, reprezentujący jedną z pospolitszych litologii spotykanych w dużych klastach i głazach, podobnie jak w olistostromie wieku barremskiego w pobliskim potoku Pluskawka, przecinającym okno tektoniczne Żegociny, a zilustrowanych w pracy Jankowskiego (2019), omyłkowo zidentyfikowanych przez tego autora jako fragmenty warstw piaskowców z Rybia. Ten ostatni autor wyraził także opinię, że gruboziarniste utwory, należące do warstw cergowskich reprezentują w tym profilu płytkowodne środowisko depozycji (Jankowski, 2015), z czym autorem niniejszego opisu wypada się kategorycznie

nie zgodzić. Ze względu na wagę sprawy cytujemy *in extenso* opis tego odsłonięcia za Jankowskim (2012): *Zarówno geometria wypełnienia kanału jak i wskaźniki kierunkowe warstw cergowskich wskazują tu, podobnie jak i w innych rejonach występowania warstw cergowskich, na transport materiału głównie od południa, z dobrze widocznym wypełnieniem kanału rozcinającego w tym przypadku poziom wcześniej złożonych warstw menilitowych. Wypełnienie kanału było błędnie interpretowane jako „olistostroma” (por. Polak, 1999). W materiale wypełnienia dominuje materiał egzotyczny. Podobnie jak w całej jednostce dukielskiej, rozwiniętej na przedpolu jednostki magurskiej (Jankowski, Kopciowski, w przygotowaniu) transport materiału w piaskowcach cergowskich pochodzi z południa. Charakter wypełnienia sugeruje bardzo płytkie środowisko i niedaleki transport. Wypełniające kanał otoczaki świadczą ponadto o ekshumacji i budowie geologicznej erodowanego fragmentu (wyniesienia wewnątrzbasenowego) podłoża – można go identyfikować z czasowo i lokalnie (w niektórych tylko miejscach basenu) wypiętrzoną kordylierą śląską.*

Lansowane ostatnio tezy o zdecydowanej płytkowodności środowiska depozycji niektórych facji warstw menilitowych są problematyczne; sama identyfikacja struktur typu HCS nie jest tu rozstrzygającym argumentem. Warstwy z takimi strukturami zazwyczaj przeławicają się w profilach menilitowych z typowymi turbidytami i laminowanymi osadami o cechach hemipelagitów i wskazują raczej na okresowe epizody typu *abyssa storms*. Fale wewnętrzne generowane na powierzchniach oddzielających masy wody o odmiennej gęstości mogą generować struktury identyczne do tempestytów deponowanych w klasycznej strefie falowania.

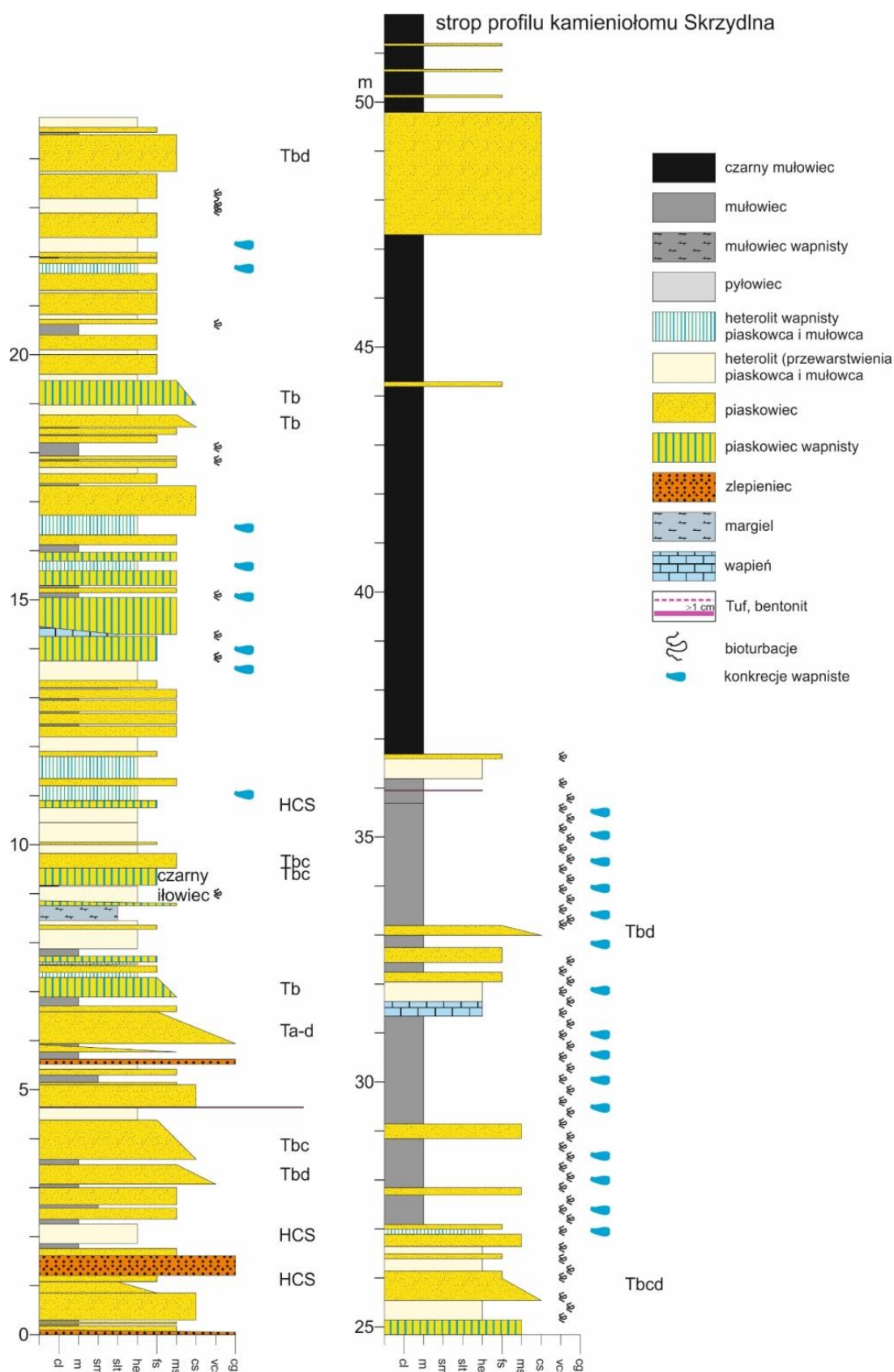
Ze względu na przewidywaną debatę co do pozycji zarówno łuski Skrzydłnej, jak i sekwencji w niej zawartej, dla wyklarowania stanowisk zacytujemy także *in extenso* opinię zawartą przez naszych kolegów, współautorów przewodnika, a zarazem merytorycznie adwersarzy, w abstrakcie do poprzedniego Zjazdu PTGeol w 2019: *Najnowsze szczegółowe obserwacje sedymentologiczne ujawniły szereg wcześniej nierozpoznanych cech warstw cergowskich. Najbardziej proksymalne facje, to odsłonięty w Skrzydłnej (zachodnia partia obszaru) kompleks bardzo gruboziarnistych zlepieńców o piaszczystym spoiwie, zdeponowanych przez wysokiej energii niekohezyjne spływy rumoszowe i gęste prądy zawiesinowe zasilane przez degradację delty stożkowej na szelfie. Wypełniają one kanał wcięty na 40–50 m w osady skłonu. Powyżej spoczywa cieniejąca ku górze sekwencja piaskowców cergowskich wypełniających mniejsze kanały erozyjne, a nad nimi piaskowce i mułowce zdeponowane przez „klasyczne” prądy zawiesinowe.*



Ryc. 30. Odsłonięcie olistostromy w warstwach menilitowych w Stróży–Stróżewiczach: **A** – profil sekwencji z olistostromą zlepieńcową wypełniającą kanał podmorski; **B** – detal wypełnienia z blokami osadowych i krystalicznych skał egzotycznych; **C** – odsłonięcie megabrekcji, melanżu tektonicznego pionowo ustawionego, przypuszczalnie złożonego z utworów dolnokredowych, 70 m na S od odsłonięcia olistostromy.

Najwyższa część profilu, odsłonięta niedawno, a ostatnio szczegółowo sprofilowana przez nasz zespół prezentuje sekwencje miąższości ponad 50 m (Ryc. 31), jest złożona z drobniejących ku górze turbidytów piaszczystych, zazwyczaj z niekompletnymi sekwencjami Boumy i mułowców ciemnoszarych, incydentalnie zielonkawych lub całkowicie czarnych, bogatych w materię organiczną, przechodzących ku górze w wapniste, silnie zbioturbowane pyłowce i heterolity, obfitujące w węglanowe konkrecje i płaskury (Ryc. 32). Płaskurom węglanowym towarzyszą cienkie pakiety piaskowców złożonych ze spłaszczonych klastów mułowych, drobnych bioklastów i okruchów węgla kamiennego, podobnych do opisanych w profilu kamieniołomu Kobielnik. Zespoły skamieniałości śladowych tu występujące zostały szczegółowo opisane w następnym ustępie autorstwa Alfreda Uchmana. Wyżej zbioturbowane heterolity z wkładkami wapnistych turbidytów, zawierające wstropie ciekawą warstewkę kremowego bentonitu (Ryc. 32A) przechodzą w ciemne laminowane mułowce bez bioturbacji, z konkrecjami, impregnacjami i wprysnięciami pirytu. Interwał ciemnych mułowców z rozproszonymi drobnymi soczewkami piaskowców drobnoziarnistych świadczy o epizodzie prawie całkowitej anoksji, ale z utrzymywaniem się słabych prądów przydennych. Profil kamieniołomu kończy się pakietem ławic średnio i gruboziarnistego piaskowca arkozowego o miąższości ok. 3 m, wyżej ponownie widzimy ciemne laminowane mułowce bez bioturbacji, z pojedynczymi ławiczkami płasko poziomo laminowanych piaskowców drobnoziarnistych.

Opisane pionowe zmiany facjalne odzwierciedlają nie tylko słabnącą aktywność źródeł detrytusów, odbijającą ewolucję topografii obszaru źródłowego, ale i zapewne fluktuacje natlenienia w basenie i prawdopodobnie wahania batymetrii, eustatyczne i tektoniczne względnego poziomu morza oraz CCD (*Calcite Compensation Depth*).



Ryc. 31. Najwyższa część profilu warstw menilitowych odsłoniętych w kamieniołomie Skrzydlina.

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE

Alfred UCHMAN¹

³ Instytut Nauk Geologicznych UJ

Najwyższa część profilu (południowa część kamieniołomu) zawiera skamieniałości śladowe, które są liczne w niektórych cienkich i średnich ławicach piaskowców oraz w przeławicających je szarych mułowcach wapnistych (Ryc. 32). Głównie jest to *Protovirgularia* isp. Są to nory małży, z szewronowymi śladami kotwiczenia rozdwojonej nogi. Niektóre, głównie pochyłe nory układają się we wachlarzowate wzory. Ponadto, występuje tu *Planolites* isp. (prosty, cylindryczny ślad przemieszczania się i żerowania w osadzie) oraz *Tisoo siphonalis* (głęboka, wąska U-kształtna nora związana z metanogenezą – Wetzel, Blouet, 2023), a także, szerokie, „taśmowe” nory nie przypisane do żadnego ichnotaksonu.

Jest to relatywnie słabo zróżnicowany zespół skamieniałości śladowych, nie typowy dla utworów fliszowych. Wskazuje on na obecność natlenionych wód na dnie zbiornika i płytkie położenie granicy redoks. Prawdopodobnie, organizmy śladotwórcze (małże, „robaki”) wykorzystywały mikroorganizmy chemosymbiotyczne do odżywiania się penetrując okresowo w osad anoksyczny. Dotyczy to zwłaszcza *Tisoo*, znanej także z innych wystąpień w oligocenie Karpat, a także *Protovirgularia*, której podobne morfotypy znane są z dolnej kredy jednostki śląskiej (Uchman, 2004). Żadna z wymienionych skamieniałości śladowych nie ma znaczenia w określeniu paleobatymetrii.

PUNKT 5

KAMIENIOŁOM KOBIELNIK – PROFIL WARSTW MENILITOWYCH ŁUSKI SKRZYDLNEJ–KOBIELNIKA

Mariusz PASZKOWSKI¹, Artur KĘDZIOR¹ i Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

¹ Instytut Nauk Geologicznych PAN

W ostatnim punkcie sesji terenowej po zapoznaniu się z odsłonięciami i podsumowaniu przewidujemy otwartą debatę, na wzór debaty na tatrzańskej przełęczy Liliowe sprzed 120 lat, prezentującą odmienne stanowiska poszczególnych grup badawczych, być może zmodyfikowane na bazie obserwacji poczynionych w ciągu sesji terenowej. Taka wymiana poglądów będzie okazją dla adwersarzy do wypracowania na gorąco jakiegoś konsensusu, a uczestnikom do wyrobienia sobie własnego zdania.

Na ścianach położonego we wsi Kobielnik, nieczynnego kamieniołomu i dalej na S wzdłuż strumienia, możemy obserwować sekwencję warstw menilitowych obejmującą podobny interwał stratygraficzny jak w kamieniołomie Skrzydlna (patrz ryc. 20). Wyzwaniem dla właściwego zestawienia profilu tego odsłonięcia jest tu prawidłowa identyfikacja położenia warstw. W opinii autorów, a także Barmuty i in. (2014) północny segment odsłonięcia reprezentuje sekwencję odwróconą, przeciwnego zdania

jest Alfred Uchman. W części południowej kamieniołomu i dalej na dnie i zboczu doliny sekwencja jest już normalna. Taki układ warstw można wyjaśnić zakładając, że mamy tu do czynienia z izoklinalnym fałdem obalonym, ewentualnie nawet przewalonym, z zerwaniem ciągłości na powierzchni osiowej. Jak wspomniano profil ten łatwo skorelować facjalnie z oglądanym w poprzednim odsłonięciu profilem łomu w Skrzydlniej.

Wśród basenowych, bogatych w materię organiczną utworów odsłoniętych w łomie istotna jest obecność, podobnie jak w Skrzydlniej, wkładek gruboziarnistych silikoklastyków w formie *gutter casts* i *pot casts*, a nawet żwirowców i ciągłych warstw zlepieńców o rozproszonym szkielecie ziarnowym frakcji granul. Kompozycja klastów w tych ciałach jest dosyć jednolita: kwarc żyłowy, klasty margliste i bioklasty węglanowe oraz szczątki drobnych kręgowców, głównie ryb, ale najbardziej charakterystyczne są klasty jasnych krystalicznych łupków muskowitowych i fylitów oraz okruchy węgla kamiennego.



Ryc. 32. Typowe facje z najwyższej części profilu warstw menilitowych odsłoniętych w kamieniołomie Skrzydlna: **A** – strop sekwencji ze strukturami bioturbacyjnymi, z warstwą piroklastyczną (jasny bentonit); **B** – widok płaskury wapiennej, powierzchnia w jej spągu pokryta strukturami bioturbacyjnymi; **C, D i E** – przykłady typowych facji ciemnych laminowanych mułwców bez struktur bioturbacyjnych, z wkładkami turbidytów.

W profilu kamieniołomu Kobielnik ławice tych utworów osiągają miąższości do 1 m i mają charakter nie tylko typowych fluksoturbidytowych zlepieńców, ale i olistostrom o obfitym mułowym matriks, z rozproszonymi klastami (patrz ryc. 5B) a nawet płytami zielonych iłowców o rozmiarach do 3 m i grubości do 25 cm, okruchami wapieni z krasnorostami i klastami

fyllitów i krystalicznych łupków muskowitowych do 10 cm średnicy oraz ostrokrawędzistymi klastami węgla kamiennego. Klasty węgla kamiennego rozproszone w profilu we wszystkich facjach osiągają rozmiary do 15 cm i reprezentują węglonośne utwory karbonu, głównie westfału A (Wójcik-Tabol i in., 2019)

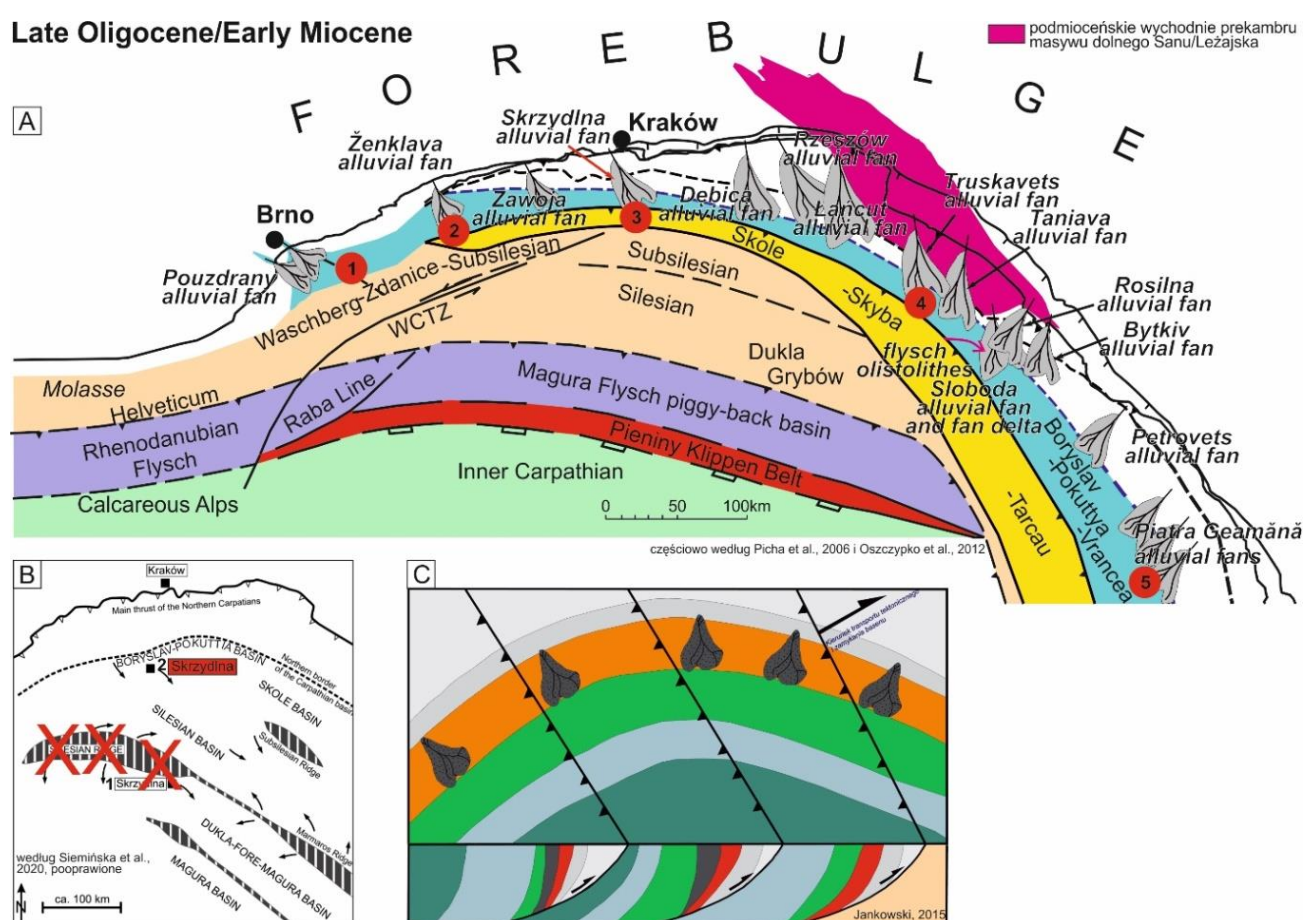
I te właśnie utwory mają związek z bardzo specyficznym obszarem źródłowym, odmiennym swą strukturą tektonostratygraficzną od wybitnie polimiktycznej kompozycji głównej olistostromy wciętej w margle dynowskie.

Obecność specyficznych form dna: izolowanych ripplemarków prądowych i *gutter casts* złożonych z drobnoziarnistych piaskowców kwarcowych z glaukonitem, czasem pogrążniętych, jest też typowa dla badanej przeze nasz zespół niewątpliwie skolskiej, bo potwierdzonej datowaniem detrytycznych cyrkonów, sekwencji warstw menilitowych, odsłoniętych w kamieniołomie koło Lichwina, ale

także dla ogniwa dolnych menilitów/*dysodilic* jednostki Vrancea/fałdów brzeżnych w rumuńskich Karpatach (patrz ryc. 8 i 9).

W kamieniołomie w Kobielniku w środkowej części odsłonięcia bezpośrednio na olistostromą (Ryc. 33) możemy zaobserwować jeszcze jedną specyficzną fację osadów detrytycznych: są to piaskowce i drobnoziarniste zlepienie laminowane poziomo, tworzące pakiet o miąższości ok. 1 m, złożone wyłącznie ze spłaszczonych klastów mułowych, marglistych i fragmentów szkieletów kręgowców, głównie ryb.

Late Oligocene/Early Miocene



Ryc. 33. Paleogeografia basenów Karpat Zewnętrznych w oligocenie: **A** – czerwone okręgi oznaczają pozycję poszczególnych profili z Czech, Polski i Rumunii ze schematu korelacyjnego na ryc. 10 i profilu ukraińskiego z ryc. 8 w poszczególnych segmentach basenu (wg Paszkowski i in 2022, z uzupełnieniami); **B** – paleogeografia segmentu basenu Karpat Zewnętrznych w oligocenie (wg Siemińska i in., 2020), z pozycją elementu Skrzydlonej i obszaru źródłowego dla jej olistostrom w skorygowanej wersji, proponowanej przez niniejszych autorów (MP, AK, i MM); **C** – dla porównania model ukazujący proces skośnego ścinania w stosunku do geometrii systemu depozycyjnego – (przykład ujmowania tego samego elementu facjalnego w różnych elementach tektonicznych) (wg Jankowski, 2015). Pierwotna geometria tego całkowicie ideowego systemu depozycyjnego przedstawiona na modelu Jankowskiego jest zbliżona do naszej proponowanej konkretnej, udokumentowanej rekonstrukcji dla oligocenu.

Takie niezwykle utwory detrytyczne zostały opisane także niedawno właśnie z profilu ogniwa margli bitumicznych jednostki Vrancea (Schieber i in., 2019), choć nie jest jasne czy mamy do czynienia z drobnymi intraklastami czy z koprolitami, dalsze badania zapewne wyjaśnią genezę tych utworów.

Obok tych utworów w profilu mamy kilkumetrowy pakiet charakterystycznych heterolitów z małymi ripplemarkami, odpowiadający być może facjalnie ogniwu trakcionitów z Rudawki warstw menilitowych jednostki skolskiej (patrz ryc. 5D).

W południowej części odsłonięcia są widoczne systemy dajek klastycznych, częściowo zdeformowanych (patrz ryc. 5C) podobna dajka widoczna jest też na północnym krańcu odsłonięcia. Warto wspomnieć, że identycznie wyglądające, także zdeformowane dajki klastyczne piaskowców kliwskich występują także w kamieniołomie warstw menilitowych w Lichwinie, w jednostce skolskiej.

Wyżej stratygraficznie ku S, ponad marglami krzemionkowymi (~dynowskimi) (patrz ryc. 5A) w podcięciu drogi i na zboczu rozciętego przez stru-

mień wzgórza syją się niedawno rozpoznane przez autorów, a nie zaznaczone na mapie Burtan zlepieńce granulowe z otoczkami i blokami do 0,5 m skał osadowych i krystalicznych (patrz ryc. 5E, F) o podobnej jak w głównej olistostromie w Skrzydlnej polimiktycznej kompozycji. Grzbiet tego stromego, niewielkiego wzgórza, jest podobny w przebiegu do wzgórza nacinanego przez kamieniołom w Skrzydlnej, i ta morfologia odbija zapewne przebieg kolejnego kanału wypełnionego gruboziarnistymi utworami olistostromowymi.

W odmiennej opinii Alfreda Uchmana prezentowany profil w Kobielniku nie ma jednak cech sukcesji skolskiej, bo brak tu margli dynowskich; bo występujące tu uławicone skały węglanowe są ciemnoszare, w odróżnieniu od jasnoszarych i beżowych kolorów margli dynowskich jednostki skolskiej; bo brak też piaskowców borysławskich i kliwskich. Profil ten prawdopodobnie reprezentuje według tego badacza jednostkę dukielską.

Literatura:

BARMUTA M., BARMUTA J., GOLONKA J. 2014 – The outcrop of the Menilite Beds in Kobielnik village – its geoeducational significance and an example of determining structural position based on clastic dykes. *Geotourism/Geoturystyka*, (36): 21–24.
<https://doi.org/10.7494/geotour.2014.36.21>.
 BODLAK W., DRYGANT D., KOLTUN J., KRUPSKI J., KUROWIEC S., MICHAŁOW W., SENKOVSKI J., CZEPIŁ W., CHEPIŁ P., SZLAPIŃSKI W. 2014 – Western gas-bearing region. [W:] Krupski J. i in. (red.), National Joint-Stock Company “Naftogaz of Ukraine”, Taras Shevchenko National University of Kyiv, Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of National Academy of Sciences of Ukraine, „Unconventional Sources of Hydrocarbons of Ukraine”. Monograph in eight books, book II, Kyiv, Nika-Centre: 400.
 BOUČEK B., PŘIBYL A. 1954 – O podslezském paleogénu v okolí Bystřice n. O. a jeho exotických blocích, zejména uhelného vápence s faunou (Viséen). *Přírodovědecký Sborník Ostravského kraje*, 15: 220–235.
 BRZOBHATÝ R., BUBÍK M. 2019 – Paleogene fish otoliths (Teleostei) from the Subsilesian and Ždánice units in Moravia. *Bulletin of Geosciences*, 94: 101–114.
 BUBÍK M. 2013 – Zpráva z letního paleontologického soustředění „Zachraňme žraloky“, Bystřice: 2–22.
 BUBÍK M. 2014 – Bystřice nad Olší – Jatný. Databáze významných geologických lokalit: 3805 [online]. Praha: Česká geologická služba, 1998 [cit. 2023-04-27]: <http://lokality.geology.cz/3805>.
 BURTAN J. 1954 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1: 50 000, Arkusz M34-77A Wieliczka. Instytut Geologiczny.
 BURTAN J. 1966a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1: 50 000, Arkusz M34-77A Wieliczka. Instytut Geologiczny.

BURTAN J. 1966b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1: 50 000, Arkusz M34-77C Mszana Dolna. Instytut Geologiczny.
 BURTAN J. 1974 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1: 50 000, Arkusz 1016 Mszana Dolna. Instytut Geologiczny.
 BURTAN J. 1978 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000. Arkusz Mszana Dolna. Wyd. Geol., Warszawa.
 BURTAN, J. 1984 – Tektonika Karpat fliszowych na południe od Wieliczki. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 340: 5–19.
 BURTAN J.S., SOKOŁOWSKI S., LISZKOWA J., SZOTOWA W., SZCZUROWSKA J. 1974 – Problem Karpat fliszowych i głębokiego podłoża w oknie tektonicznym Wiśniowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 18: 237.
 ČERNÝ P., DUDEK A. 2002 – Tektonické šupiny krystalinika v podslezské jednotce flyšových Karpat. *Zprávy o geologických výzkumech* 35: 18–20.
 CIESZKOWSKI M., 2006 – Stop 3. Skrzydlina: Conglomerates and Olistholites in the Menilite Beds of the Silesian Nappe in the Skrzydlina Quarry. *Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group / 7th Carpathian Tectonic Workshop*, Zakopane, Poland, April 19–22, 2006. *Geolines*, 20: 176–177.
 CIESZKOWSKI M., GOLONKA J., KROBICKI M., ŚLĄCZKA A., OSZCZYPKO N., WAŚKOWSKA A., OLIWA A. 2008 – Origin of olistostroms in different stages of the Northern Carpathians evolution. [W:] Jankowski L. (red.), *Kompleksy chaotyczne Karpat Polskich. Materiały konferencyjne „Przewodnik sesji terenowej”*, Kraków–Polańczyk: 23–25.
 CIESZKOWSKI M., GOLONKA J., ŚLĄCZKA A., WAŚKOWSKA A. 2012 – Role of the olistostromes and olistoliths in tectonostratigraphic evolution of the Silesian

- Basin in the Outer West Carpathians. *Tectonophysics*, 568: 248–265.
- CURTIS J.B., KOTARBA M.J., LEWAN M.D., WIĘCŁAW D. 2004 – Oil/source rock correlations in the Polish Flysch Carpathians and Mesozoic basement and organic facies of the Oligocene Menilite Shales: insights from hydrous pyrolysis experiments. *Organic Geochemistry*, 35: 1573–1596.
- ELIÁŠ M. 1998 – Sedimentologie podslezské jednotky. Český geologický ústav, *Práce českého geologického ústavu*, 8: 1–48.
- GAWĘDA A., GOLONKA J., WAŚKOWSKA A., SZOPA K., CHEW D., STARZEC K., WIECZOREK A. 2019 – Neoproterozoic crystalline exotic clasts in the Polish Outer Carpathian flysch: remnants of the Proto-Carpathian continent?. *International Journal of Earth Sciences*, 108: 1409–1427. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01713-x>.
- GAŚIOROWSKI S. 1960 – Two faunas Aptychi from the Grodischt sandstones. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences*, 8: 131–135.
- GEDL P., WOROBIEC E. 2020 – Origin and timing of palaeovalleys in the Carpathian Foredeep basement (Sędziszów Małopolski-Rzeszów area; SE Poland) in the light of palynological studies. *Marine and Petroleum Geology*, 115: 104277. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104277>.
- GODLEWSKI P., 2023, w przygotowaniu – Cechy spływów gęstościowych, ich wpływ na własności zbiornikowe warstw cergowskich (oligocen jednostki dukielskiej, polskie Karpaty zewnętrzne) oraz implikacje dla głębokomorskich, mieszanych silikoklastyczno-węglanowych sukcesji osadowych. Rozprawa doktorska, w przygotowaniu, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie.
- GOLONKA J., GAWĘDA A., WAŚKOWSKA A., CHEW D., SZOPA K., DRAKOU F. 2021 – Tracing Pre-Mesozoic Tectonic Sutures in the Crystalline Basement of the Protocarpathians: evidence from the Exotic Blocks from Subsilesian Nappe, Outer Western Carpathians, Poland. *Minerals (Basel)*, 11(6), 571: 1–20, <https://doi.org/10.3390/min11060571>.
- GOLONKA J., BOGDAN I., ŚLĄCZKA A. 2004 – Kierunki transportu w osadach fliszowych z egzotykami a rotacje tektoniczne w Polskich Karpatach zewnętrznych. [W:] Krobicki M. (red.), *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków: 75–76.
- GOLONKA J., CIESZKOWSKI M., WAŚKOWSKA A., ŚLĄCZKA A., SKUPEN P., WIĘCŁAW D., STRZEBONSKI P. 2011 – The Wieprzówka Cascades – classic sites of the Lower Cretaceous source rocks in Polish Carpathians. [W:] Słomka T. (red.), *Geotourism: a variety of aspects*, AGH, Kraków: 189–200.
- GOLONKA J., KROBICKI M., WAŚKOWSKA-OLIWA A., SŁOMKA T., SKUPIEN P., VAŠIČEK Z., CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A., 2008 – Litostratygrafia osadów jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (proponycja do dyskusji). [W:] Krobicki M. (red.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*. Kwartalnik AGH, *Geologia*, 34(3/1): 9–31.
- HNYLKO O., 2014 – Olistostromes in the Miocene salt-bearing folded deposits at the front of the Ukrainian Carpathian orogen. *Geological Quarterly*, 58(3): 381–392. <https://doi.org/10.7306/gq.1132>.
- HORWITZ L., RABOWSKI F. 1929 – Przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny 18–21. V. 1929. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 6: 109–155.
- JANKOWSKI L. 2007 – Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 27–52.
- JANKOWSKI L. 2012 – Stop 0.2. Skrzydlna – Kamieniołom. [W:] Jankowski L., Margielewski W. (red.), *Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych*. III Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej, Kraków: 24–36.
- JANKOWSKI L. 2013 – Szczegółowa Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50000. Arkusz Zawoja. Archiwum OK PIG.
- JANKOWSKI L. 2015 – Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu – Państwowego Instytutu Badawczego*, 202.
- JANKOWSKI L., KOPCIEWSKI R., RYŁKO W., DANYSCH V., TSARNENKO P., JANOCKO J., JACKO S. 2004 – Geological map of the Outer Carpathians; Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia.
- JANKOWSKI L., KOPCIEWSKI R., RYŁKO W., DANYSH V., TSARNENKO P.N., HNYLKO O. 2012 – Lithostratigraphic correlation of the Outer Carpathian borderland of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449: 87–98.
- JANKOWSKI L., LEŚNIAK G., MATYASIK I., MAZZOLI S., SZANIAWSKI R., GARECKA M., JUGOWIEC-NAZAR-KIEWICZ M. 2015 – Wybrane aspekty systemu naftowego a nowe spojrzenie na geologię Karpat. Kraków–Polańczyk, 22-25 wrzesień 2015.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W. 2014 – Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Przegląd Geologiczny*, 62: 29–35.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W. 2021 – Geological control of young orogenic mountain morphology; from geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians. *Geomorphology*, 386(2): 107749. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107749>.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., URBAN J. 2012 – Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych. *Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra–Dukla–Piwniczna–Zawoja*. III Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej. 25–28 września 2012.
- JANKOWSKI L., PROBULSKI J. 2011 – Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złoża Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. *Geologia*, 37 (4): 555–583.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., GARECKA M., JUGOWIEC M., SZYDŁO A., SŁODKOWSKA B., PROBULSKI J., FILIPEK A., WYSOCKA A., HARA U., BARSKI M., KOWALSKA S., SKUPIO R., KOPCIEWSKI R., KUĆ, P. 2019 – Konferencja Naukowo-Szkoleniowa. Od podnóża Tatr po brzeg Karpat. Współczesne wyzwania kartografii geologicznej. Kraków–Szczawnica.
- JANKOWSKI L., WILK A., 2022 – Budowa strefy Lanckorońsko-Żegocińskiej – Nowe koncepcje. Referat w: Konferencja Naukowo-Techniczna Geopetrol 2022, 19-21 września, Zakopane.

- JANKOWSKI L., WYSOCKA A., 2019 – Occurrence of clastic injectites in the Oligocene strata of the Carpathians and their significance in unravelling the Paleogene and Neogene evolution of the Carpathian orogeny (Poland, Ukraine and Romania). *Geological Quarterly*, 63: 106–125.
- JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ M., 2007 – Nanoplankton wapienny górnokredowych facji pelagicznych jednostki podśląskiej polskich Karpat fliszowych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 53–90.
- JUGOWIEC-NAZARKIEWICZ M., JANKOWSKI L., 2001 – Biostratygrafia nanoplanktonowa margli żegocińskich; nowe spojrzenie na budowę geologiczną strefy lanckorońsko-żegocińskiej. *Przegląd Geologiczny*, 49: 1186–1190.
- KĘDZIERSKI M., OCHABSKA A., 2012 – Calcareous nanofossil biostratigraphy and sedimentary environment of Valanginian–Hauterivian rhythmites (Silesian Nappe, Polish Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82: 225–237.
- KOSZARSKI L., 1985 – Fifth day. Rajbrot, Żegocina. [W:] Koszarski L. (ed.), *Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep*. Carpatho–Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow, Poland, Guide to Excursion 3, AGH, Kraków: 1–254.
- KRAJEWSKI S., URBANIAK J., 1964 – Wielokomórkowe znaleziska fauny w północnych Karpatach fliszowych, część I. Wielokomórkowce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 179: 1–188.
- KROBICKI M., 2022 – Dr Ludwik Horwitz i prof. Krzysztof Birkenmajer – fascynaci geologii pieniniego pasa skałkowego w świetle historii badań regionu. [W:] Pieniny – Przyroda i Człowiek. MONOGRAFIE XVIII, Wydawnictwo Uniwersytetu Rolniczego w Krakowie, Kraków: 19–70.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1972 – Budowa geologiczna Polski. T. 4. Tektonika, cz. 3. Karpaty.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1951 – Objasnienie Arkusza Wadowice (pas 49, słup 29). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KUŚMIEREK J., 1990 – Outline of geodynamics of central Carpathian oil basin. Polska Akademia Nauk, Prace Geologiczne, Kraków.
- LIMANOWSKI M., 1905 – Rzut oka na architekturę Karpat (Coup'd'oeil sur l'architecture de Carpathes). *Kosmos*, 30: 253–340.
- MENČÍK E., 1983 – Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Ústřední ústav geologický, Praha: 1–307.
- MICLĂUȘ C., LOIACONO F., PUGLISI G., BACIU D.S., 2009 – Eocene-Oligocene sedimentation in the external areas of the Moldavide Basin (marginal folds nappe, East Carpathians, Romania): sedimentological, paleontological, and petrographic approaches. *Geologica Carpathica*, 60: 397–417.
- MICLĂUȘ C., LOIACONO F., PUGLISI D., BACIU D.S., 2008 – Eocene-Oligocene depositional systems in the Northern cratonic margin of the Paratethys: A study case from the Vrancea Nappe (Eastern Carpathians, Romania). *Bulletin of the Tethys Geological Society*, 3: 81–90.
- OLEWICZ Z.R., 1965 – Korelacja w warunkach karpaccich obserwacji geologicznych ze zdjęciem geochemicznym w północno-wschodnim rozszerzeniu okna Mszany Dolnej. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 1–3: 2–9.
- OSZCZYPKO N., LUCINSKA-ANCZKIEWICZ A., GEDL P., MALATA E., 2000 – Paleogene autochthonous deposits at the basement of the Polish Outer Carpathians and their paleogeographical implications. *Slovak Geological Magazine*, 6: 143–145.
- PASZKOWSKI M., ANCZKIEWICZ R., GEDL P., KĘDZIOR A., MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., 2022 – Reinterpretation of the Outer Carpathian paleogeography based on the study of the exotic blocks from the turbidite series. [W:] Hudáčeková N., Ruman A., Šujan M. (red.), *Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians*, 12th ESSEWECA Conference, Abstract Book, 8th – 9th December 2022, Bratislava, Slovakia: 108.
- PICHA F., STRANIK Z., 1999 – Late Cretaceous to early Miocene deposits of the Carpathian foreland basin in southern Moravia. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 475–495. <https://doi.org/10.1007/s005310050280>
- PICKERING K., STOW D., WATSON M., HISCOTT R., 1986 – Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23: 75–174.
- POLAK A., 1999 – Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w okolicy Skrzydłnej. *Przegląd Geologiczny*, 47: 753–763.
- POLAK A., 2000 – Poziom gruboziarnistych zlepieńców w okolicy Skrzydłnej (Beskid Wyspowy). *Przegląd Geologiczny*, 48: 644–650.
- POŁTOWICZ S., 1985 – Jednostka grybowska na południe od Limanowej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55: 77–104.
- POPADYUK I., VUL G., LADYZHENSKY P., SHPAK P., 2006 – Petroleum geology of the Boryslav–Pokuttia zone, the Ukrainian Carpathians. *AAPG Memoir*, 84: 455–466.
- POPP I.T., HAIYEVSKA Y.P., BUBNIAK I., 2022 – Carbonate and siliceous rock horizons at the boundary of Eocene and Oligocene deposits in the Ukrainian Carpathians as geotourism sites. *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 31: 363–379, <https://doi.org/10.15421/112234>.
- PSZONKA J., WENDORFF M., GODLEWSKI P., 2023 – Sensitivity of marginal basins in recording global icehouse and regional tectonic controls on sedimentation. Example of the Cergowa Basin, (Oligocene) Outer Carpathians. *Sedimentary Geology*, 444: 106326.
- RAJCHEL J., 1990 – Lithostratigraphy of the upper Palaeocene and Eocene sediments from the Skole Units. *Zesz. Nauk. AGH. 1369, Geologia*, 48: 1–112.
- RAJCHEL J., MYSZKOWSKA J., 1998 – Litologia wapieni z warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt) jednostka skolska, zewnętrzne Karpaty fliszowe. *Przegląd Geologiczny*, 46: 1247–1253.
- RIBA O., 1976 – Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology*, 15: 213–233.
- ROBAN R.D., DUCEA M.N., MIHALCEA V.I., MUNTEANU I., BARBU V., MELINTE-DOBRINESCU M.C., OLARIU C., VLĂSCLEANU M., 2023 – Provenance of Oligocene lithic and quartz arenites of the East Carpathians: Understanding sediment routing systems on compressional basin margins. *Basin Research*, 35: 244–270. <https://doi.org/10.1111/bre.12711>.
- SALATA D., 2014 – Advantages and limitations of interpretations of external morphology of detrital zircon: a case

- study of the Ropianka and Menilite formations (Skole Nappe, Polish Flysch Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 153–165.
- SCHIEBER J., MICLAUS C., SESERMAN A., LIU B., TENG J. 2019 – When a mudstone was actually a “sand”: Results of a sedimentological investigation of the bituminous marl formation (Oligocene), Eastern Carpathians of Romania. *Sedimentary Geology*, 384: 12–28.
- SIEMIŃSKA A., STARZEC K., GODLEWSKI P., WENDORFF M. 2018 – Sedimentary response to tectonic uplift of the Dukla basin margin recorded at Skrzydlna – the Menilite Beds (Oligocene), Outer Carpathians, S Poland. *Geology, Geophysics and Environment*, 44: 231–244.
- SIEMIŃSKA A., STARZEC K., WAŚKOWSKA A., WENDORFF M. 2020 – Sedimentary and diapiric mélanges in the Skrzydlna area (Outer Carpathians of Poland) as indicators of basinal and structural evolution. *Journal of the Geological Society of London*, 177: 600–618.
- SIEMIŃSKA A., WENDORFF M., ŽECOVA K. 2017 – Sedimentary features and nannostratigraphy of olistostrome – bearing sequence at Skrzydlna quarry (Oligocene) – preliminary results. In: M. Krobicki (Editor), *Western Tethys meets Eastern Tethys – 6th International Symposium of the International Geoscience Programme (IGCP) Project 589 'Development of the Asian Tethyan Realm: Genesis, Processes and Outcomes*. Polish Geological Institute – National Research Institute, Krakow: 40–41.
- SIEMIŃSKA A., WENDORFF M. 2018 – Pseudopłytkomorskie cechy osadów w sekwencji fliszowej – warstwy menilitowe w Skrzydlnie (oligocen, polskie Karpaty zewnętrzne). [W:] Kędziński M., Gradziński, M. (red.), *POKOS 7: Polska Konferencja Sedymetologiczna: Góra Św. Anny, 4–7 czerwca 2018 r.: materiały konferencyjne*. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków: 94.
- SIKORA W., ŻYTKO K. 1961 – Jednostka skolska i centralne synklinorium karpackie między doliną Strwiąża a Dwernikiem w Bieszczadach. *Wycieczka III*. [W:] *Wdowiak S. (red.), Przewodnik XXXIV Zjazdu PTG*. Sanok, 25-28.06.1961. Wyd. Geol., Warszawa: 49–62.
- SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K., 1956 – O występowaniu tzw. andezytów w strefie żegocińskiej Karpat fliszowych. *Zeszyty Naukowe AGH, 9, Geologia*, 1: 143–154.
- SKOCZYŁAS-CISZEWSKA K. 1960 – Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. *Acta Geologica Polonica*, 10: 485–591.
- SOKOŁOWSKI S. 1954 – Mapa geologiczna Karpat polskich 1:200000, część zachodnia. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- STADNIK R. 2007 – Wykształcenie facjalne warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (Polskie Karpaty Zachodnie). *Geologia*, 33(4): 375–393.
- STADNIK R. 2009 – Studium sedymentologiczne warstw uznawanych za cergowskie i warstw krośnieńskich wybranych jednostek przedmagurskich Karpat fliszowych na zachód od Dunajca. *Praca doktorska Akademia Górniczo Hutnicza*: 1–149.
- ŠVÁBENICKÁ L., BUBÍK M., STRÁNIK Z. 2007 – Biostratigraphy and paleoenvironmental changes on the transition from Menilite to Krosno lithofacies (Western Carpathians, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 58: 237–262.
- Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Wyd. tymczas. Region Karpat i Przedgórze. Ark. Mszana Dolna (oprac. J. Burtan).
- SZYMAKOWSKA F. 1981 – Stratygrafia osadów kredy dolnej fliszowych Karpat Zewnętrznych na podstawie amonitów. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 33: 57–65.
- ŚLĄCZKA A., KAMINSKI M.A. 1998 – Excursion 2, Stop 12. [W:] *A guidebook to excursions in the Polish Flysch Carpathians*. Grzybowski Foundation. Special Publication No. 6. Kraków.
- ŤABĚŘ D. 2010 – Palynology, palynofacies and thermal maturation of the kerogen from the Moldavidian Domain (Gura Humorului area). *Analele Științifice Ale Universității „Al. I. Cuza” Iași. Geologie*, LVI(2): 53–74.
- UCHMAN A. 1999 – Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous–Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria*, 25: 65–171.
- UCHMAN A. 2004 – Deep-sea trace fossils controlled by palaeo-oxygenation and deposition: an example from the Lower Cretaceous dark flysch deposits of the Silesian Unit, Carpathians, Poland. *Fossils and Strata*, 51: 39–57.
- UCHMAN A. 2008 – Stop 13 – Poznachowice Dolne – Upper Cieszyn Beds and Grodziszczce Beds (Valanginian–Hauterivian) – ichnology of very thin turbidites. [W:] *Pieńkowski G., Uchman A. (red.), Ichnological Sites of Poland; The Holy Cross Mountains and the Carpathian Flysch; The Second International Congress on Ichnology, Cracow, Poland, August 29–September 8, 2008; Pre-Congress and Post-Congress Field Trip Guidebook*. Polish Geological Institute, Warszawa: 140–141.
- UCHMAN A., SZCZĘCH M. 2022 – Cretaceous deep-sea facies, stratigraphy, and ichnology in the Polish Flysch Carpathians. [W:] *Walaszczyk I., Todes J.P. (red.), Cretaceous of Poland and the Adjacent Areas. Field Trip Guides*. Faculty of Geology, University of Warsaw, Warsaw: 249–296.
- UHLIG V. 1883 – Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpaten. *Verhandlungen der K.K. Geologischen Reichsanstalt*, 33 (3): 343–560.
- UHLIG V. 1889 – Ergebnisse geologischer Aufnahmen in der westgalizischen Karpathen. *Verhandlungen der K.K. Geologischen Reichsanstalt*, 38 (1): 85–264.
- URBANIEC A., FILIPOWSKA-JEZIOREK K., BARTOŃ R., WILK A., 2021 – Charakterystyka serii zlepieńcowo-olistostromowej z obszaru paleodoliny Szczurowej–Wojnicz na podstawie interpretacji obrazu sejsmicznego. *Nafta-Gaz*, 11: 709–724.
- VAŠÍČEK Z., GEDL E., KĘDZIERSKI M., UCHMAN A. 2010 – Two ammonites from the Early Cretaceous deep-sea sediments of the Silesian Nappe, Polish Carpathians, and stratigraphic problems resulted from micro-palaeontological dating of their sites. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 25–37.
- WENDORFF M., SIEMIŃSKA A., MOSZKOWICZ A., GODLEWSKI P. 2015 – Facies variations and depositional modes in an olistostrome sequence grading to turbidite fan succession within the Menilite Beds (Oligocene) at Skrzydlna, Polish Outer Carpathians. *31st IAS Meeting of Sedimentology. Abstracts Volume*, Kraków: 1–579.
- WENDORFF M., SIEMIŃSKA A., PSZONKA A. 2019 – Regionalne zróżnicowanie facji sedymentacyjnych i systemu dystrybucyjnego warstw cergowskich (oligocen) między Skrzydlną na W a Stariną (Słowacja) w jednostce

dukielskiej na E. [W:] Peryt T. (red.), Materiały LXXXVII Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Czarne: 57.

WETZEL A., BLOUET J.-P. 2023 – The trace fossil *Tisoo siphonalis* in its type area – characteristics and environmental significance. *Palaios*, 38: 76–97.

WÓJCIK A. 2017 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000. Arkusz Wieliczka. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

WÓJCIK-TABOL P., GÓRECKA-NOWAK A., NOWAK G.J. 2019 – Wstępne wyniki badań petrologicznych i palinologicznych klastów węgla w zlepnięcach formacji menili-

towej jednostki śląskiej. *Przegląd Geologiczny*, 67: 200–203. <https://doi.org/10.7306/2019.21>.

ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIÁŠ M., MENČÍK E., DVOŘÁK J., STRANÍK Z., RAKÚS M., MATEJOVSKA O. 1989 – Geological map of the Western Outer Carpathians and their foreland without Quaternary formations. [W:] Poprawa D., Nemčok J. (red.), Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

ŻYTKO K., MALATA T. 2001 – Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej–Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 49: 425–430.



88

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO
TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

SESJA TERENOWA C

SESJA TERENOWA C

(19 maja, piątek)

GEOTERMIA, WODY MINERALNE I LECZNICZE MAŁOPOLSKI

Józef CHOWANIEC¹ i Beata KĘPIŃSKA^{1, 2}

¹ Polskie Stowarzyszenie Geotermiczne (PSG)

² Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN

Podczas sesji terenowej w pierwszej kolejności omówione zostaną wody lecznicze Rabki-Zdrój, następnie w Bańskiej Niżnej będą zaprezentowane zagadnienia geotermii, a na zakończenie w Bu-

kowinie Tatrzańskiej zapoznamy się z historią odkrycia i wykorzystania wód termalnych (geotermalnych).

PUNKT 1

RABKA ZDRÓJ

Właściwości lecznicze Rabki znane były już od XIII wieku, o czym wspomina dokument datowany na 1254 rok potwierdzający przynależność słynnych źródeł do klasztoru cystersów. Przywilej lokacyjny wydał dla Rabki Kazimierz Wielki w roku 1364. Rozwój miejscowości jako uzdrowiska zawdzięcza Rabka prof. Józefowi Dietlowi, który doprowadził do zbadania wód rabczańskich i powstania zakładu zdrojowego. W roku 1861 zbudowano łazienki, a w 1864 otwarto uzdrowisko. Wody lecznicze Rabki posiadają zróżnicowaną mineralizację od około 17 do 24 g/dm³. Ich eksploatacja odbywa się z następujących ujęć (otworów): Krakus, Warzelnia, Rafaela, Bolesław, Helena, Rabka 18, Rabka 19 i Rabka IG-2 (Ryc. 1).



Fig. 1. Głowica otworu Rabka IG-2.

PUNKT 2

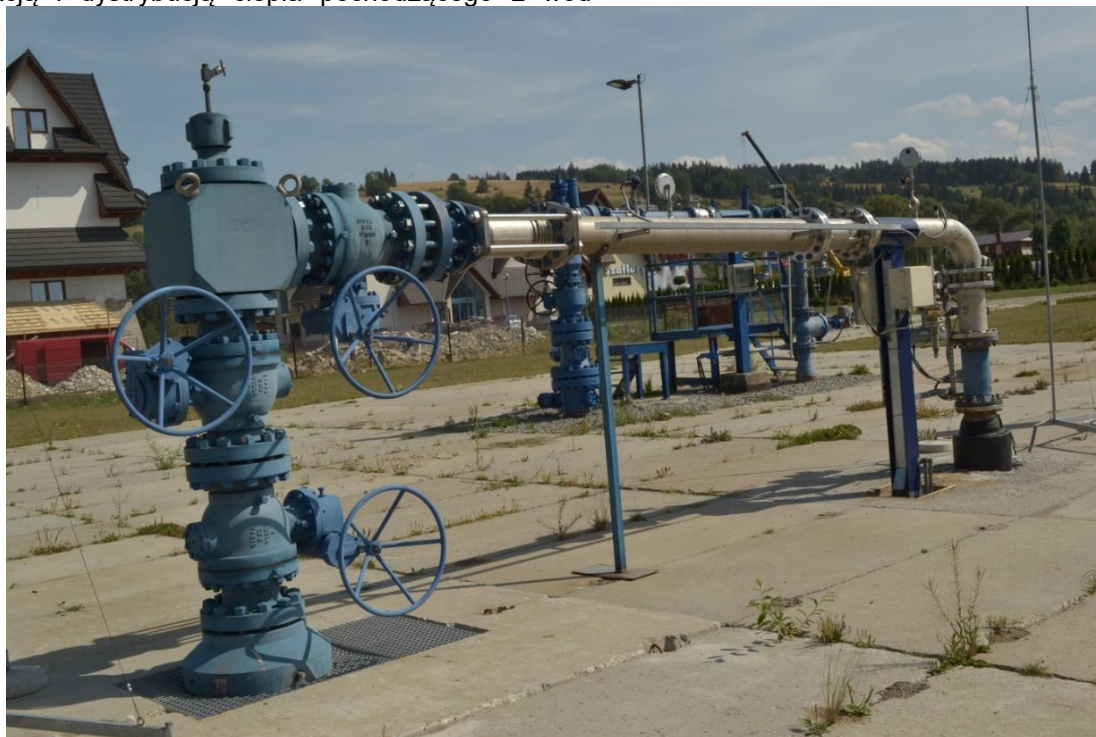
BAŃSKA NIŻNA

Dotychczas najgłębszym na Podhalu jest otwór Bańska IG-1 (5261,0 m), wykonany w latach 1979–1981; Ryc. 2). Parametry uzyskanej z otworu

wody (temperatura, wydajność, mineralizacja) dały podstawę do wybudowania w Bańskiej Niżnej w 1992 r. pierwszego w Polsce Doświadczalnego Zakładu

Geotermalnego PAN. Powstała w 1993 r. spółka (obecnie Przedsiębiorstwo Energetyki Ciepłej Geotermia Podhalańska S.A.) zajmuje się głównie produkcją i dystrybucją ciepła pochodzącego z wód

geotermalnych dla celów centralnego ogrzewania. Do sieci ciepłowniczej podłączonych jest ponad 1600 obiektów.



Ryc. 2. Głowica otworu Bańska PGB-1.

PUNKT 3

BUKOWINA TATRZAŃSKA

W 2008 r. wybudowano duży ośrodek rekreacyjno-rehabilitacyjny, w którym wykorzystuje się wodę geotermalną z otworu Bukowina Tatrzańska PIG/PNiG-1, zarówno do celów kąpielowych, jak i do

grzewczych (Ryc. 3 i 4). Na Podhalu wody geotermalne po raz pierwszy nawiercono na Antałówce w Zakopanem w latach 60. XX w. Są one wykorzystywane do dziś.



Ryc. 3. Termy Bukovina.



Ryc. 4. Termy Bukovina nocą.



88

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO
TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

SESJA TERENOWA D

SESJA TERENOWA D

(20 maja, sobota)

SOZOLOGIA NA TERENIE EKSPLOATACJI RUD ZN-PB W REJONIE OLKUSZA

Andrzej GAŁAŚ¹, Jacek MOTYKA², Kajetan d'OBYRN², Rafał SIKORA³ i Małgorzata ŁASKAWIEC⁴

¹ Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska

³ Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń

⁴ Zakłady Górniczo-Hutnicze Bolesław

WPROWADZENIE

Andrzej GAŁAŚ¹

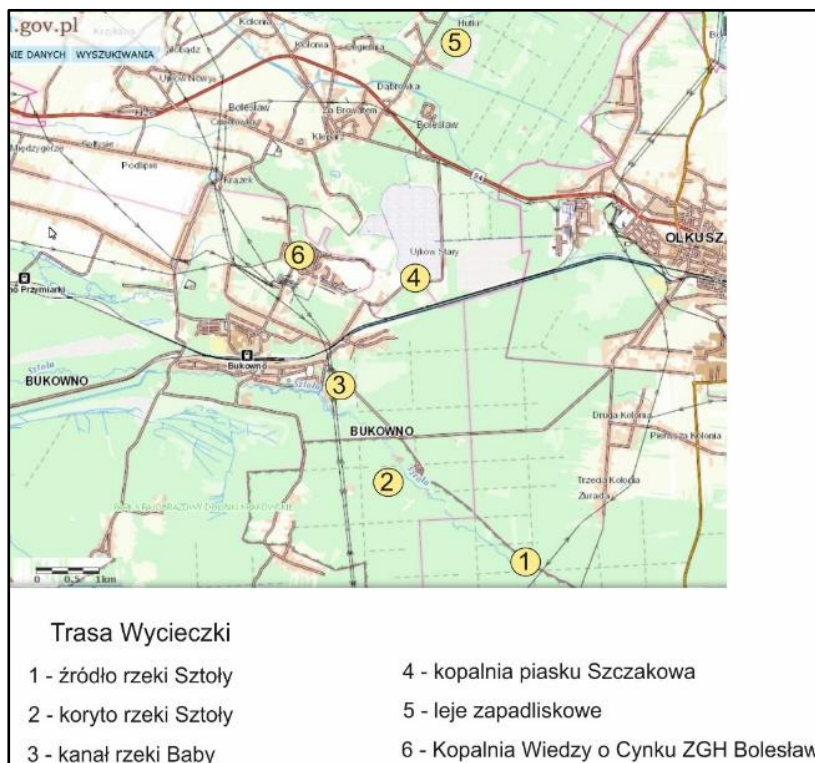
¹ Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN

Rejon olkuski należy do Krakowsko-Śląskiego Zagłębia Kruszcowego i ma ponad 800-letnią tradycję wydobywania ołowiu, srebra oraz cynku. Pomimo zamknięcia kopalni Olkusz-Pomorzany w 2020 r. (Ryc. 1), na terenie powiatu olkuskiego

znajduje się 11 udokumentowanych złóż rud cynku i ołowiu, których zasoby bilansowe łącznie stanowią 38% krajowej bazy. Natomiast pozostałe w Bilansie Zasobów (Szuflicki i in., 2022) udokumentowane złoża tych rud nie mogą być udostępnione ze względu na konflikty w obszarze gospodarki przestrzennej.

Na omawianym terenie znajdują się znaczne zasoby czwartorzędowych piasków. Wśród nich udokumentowano 8 złóż piasków podszkawkowych, które stanowią 38% zasobów bilansowych kraju. W rejonie olkuskim wydobywa się 42% krajowej produkcji tego surowca. Złoże piasków formierskich „Szczakowa” zawiera 10% krajowych zasobów bilansowych i dostarcza prawie 30% krajowej produkcji (Bilans Zasobów 2022).

Eksploatacja kopalni podziemna oraz odkrywkowa spowodowała znaczne zmiany powierzchni terenu, stosunków wodnych oraz skażenie gleb metalami ciężkimi. Są to zarówno łatwe do prześledzenia formy: wyrobiska powierzchniowe piasku,



Ryc. 1. Planowana trasa wycieczki (podkład geoportal.gov.pl)

zwałowiska, stawy osadnikowe, ale także trudne do odszukania ślady starszego górnictwa, tj. szybiki, zapadliska, hałdy. Powstanie zapadlisk jest związane z płytką eksploatacją podziemną i uwarunkowane budową nadkładu oraz stosunkami wodnymi (Wilk, Motyka, 1977).

Jest to ważny i niestety negatywny czynnik mogący mieć wpływ na dalszy rozwój gospodarczy rejonu olkuskiego. Monitoring oraz wyznaczenie stref zagrożonych degradacją powierzchni muszą być uwzględnione w planowaniu przestrzennym.

PUNKTY 1, 2, 3

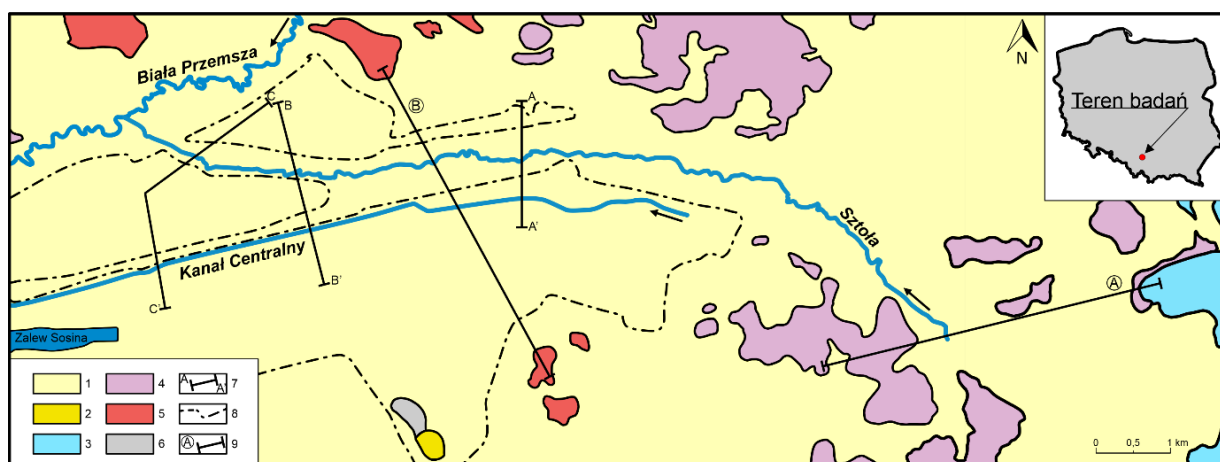
KORYTEM RZEKI SZTOŁY

Jacek MOTYKA² i Kajetan d'OBYRN²

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska

Naturalne wielkości natężenia przepływu wody w Sztole nie są znane. W oparciu o przesłanki wynikające z morfologii powierzchni terenu i budowy geologicznej jej zlewni można wnioskować, że miała ona drenujący charakter na całej długości. W 1954 roku w Jaworznie-Szczakowej rozpoczęto wydobywanie piasków czwartorzędowych w celu podszadzenia wyrobisk poeksploatacyjnych w śląskich kopalniach węgla kamiennego (Bednarczyk i in., 2015). Zgodnie

z pierwotnymi założeniami, eksploatacja piasku miała sięgać naturalnego zwierciadła wody w tych utworach. Niemniej jednak, w związku z naturalnymi wahaniami zwierciadła wody i wynikającą z nich koniecznością odwadniania odkrywkę wykonano systemy rowów odwadniających, które w miarę postępu piaskowni rozwinęły się w swoistą sieć rzeczną, której głównym ciekim stał się Kanał Centralny (Ryc. 2).



Ryc. 2. Mapa geologiczna rejonu rzeki Sztoły (na podst.: Motyka, Witczak, 1975)

1 – czwartorzęd, piaski; 2 – czwartorzęd, gliny zwałowe; 3 – jura, utwory węglanowe; 4 – trias, utwory węglanowe; 5 – perm, zlepieńce i gliny sławkowskie; 6 – karbon, łupki i piaskowce; 7 – linia przekrojów morfologicznych; 8 – granice wyrobisk kopalni piasku; 9 – linie przekrojów geologicznych.

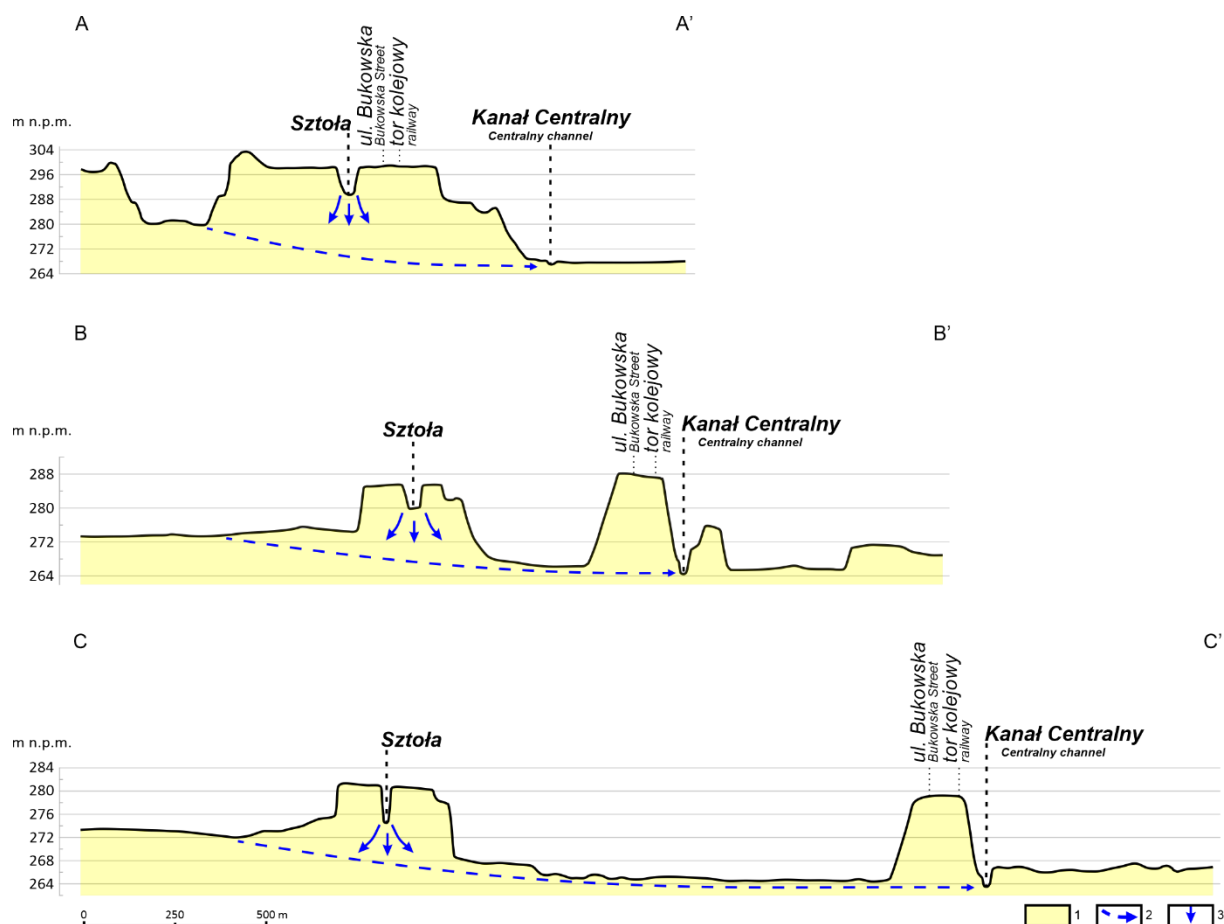
W miarę postępu eksploatacji w kierunku wschodnim rozbudowywany był system rowów odwadniających coraz niżej naturalnego poziomu wody w piaskach czwartorzędowych. Za zwiększoną depresją powiększał się zasięg drenażu spowodowany odwadnianiem piaskowni „Szczakowa”. Po wyłączeniu systemu odwadniania kopalni „Olkusz-Pomorzany” w grudniu 2021 roku Sztoła praktycznie wyschła od osady Polis do ujścia do Białej Przemszy.

Po opadach atmosferycznych, w rejonie Bukowna pojawiają się w korycie rzeki niewielkie ilości wody, która na krótkim odcinku ginie w podłożu. Obecnie toczy się dyskusja dotycząca wielkości możliwego przepływu w rzece po odbudowaniu się naturalnych stosunków wodnych w obszarze leja depresji wokół kopalni „Olkusz-Pomorzany”.

Z przytoczonych wyżej archiwalnych danych można sądzić, że zwiększył się przepływ w górnym

odcinku Sztoly, trudno jednak przewidzieć o ile, ze względu na wpływ odwadniania piaskowni „Szczakowa”. Przypuszczalnie zwiększy się długość odcinka z przepływem wody, ale będzie on zbyt mały i nadal fragment koryta do ujścia Baby będzie wyschnięty. Po odtworzeniu się naturalnego przepływu Baby i wypływu ze Sztolni Południowej oraz

uwzględnieniu ucieczek wody do systemu rowów odwadniających piaskownię „Szczakowa” (Ryc. 2) szacuje się, że w zależności od wysokości opadów atmosferycznych, okresowy przepływ wody w Sztolę w przekroju Ryszki może dochodzić do kilku l/s.



Ryc. 3. Przekroje morfologiczne przez Dolinę Sztoly (wg. Ryc. 2)

1 – czwartorzęd, piaski; 2 – generalny kierunek przepływu wód podziemnych; 3 – kierunek odpływu wód z koryta rzeki Sztoly.

PUNKT 4 KOPALNIA PIASKU SZCZAKOWA

Jacek MOTYKA² i Kajetan d'OBYRN²

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska

W przeciwieństwie do ustabilizowanych systemów drenażu kopalń „Bolesław” i „Olkusz” sieć kanałów odwadniających piaskownię „Szczakowa” z głównym kolektorem Kanałem Centralnym rozrastała się w kierunku wschodnim. W miarę przemieszczania się Kanału Centralnego na wschód powiększała się różnica jego rzędnej w stosunku do

rzędnej Sztoly. Na wysokości Ryszki, Kanał Centralny jest około 5 m poniżej Sztoly, a w Bukowni ta różnica jest już około 18 m (Ryc. 3). Sawicki (2000) stwierdził, że lej depresji kopalń rud Zn-Pb wkroczył częściowo na teren zlewni górnego biegu rzeki Sztoly i połączył się z lejem depresji piaskowni „Szczakowa”, co spowodowało obniżenie zwierciadła

PUNKT 5 LEJE ZAPADLISKOWE HUTKI

Jacek MOTYKA² i Kajetan d'OBYRN²

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska



Ryc. 4. Zapadlisko w Hutkach z 1982 roku (zdjęcie J. Motyka 1982), które prawdopodobnie odnowiło się 07.01.2022r.

Podnoszący się poziom wód podziemnych ma wpływ na reaktywację dawnych zapadlisk (Ryc. 4) oraz powstawanie nowych w obszarach po byłej eksploatacji zawałowej. Obszary zagrożone powstaniem deformacji nieciągłych zostały określone w Planie Ruchu likwidowanej kopalni „Olkusz-Pomorzany” jako tereny kat. „C” – teren niezdatny do zabudowy. Obszary te zostały oznakowane tablicami ostrzegawczymi i są monitorowane przez służby ZGH „Bolesław” S.A.

Od czasu wyłączenia systemu odwadniania kopalni „Olkusz-Pomorzany” stwierdzono występo-

wanie ok. 100 zapadlisk. Udokumentowane zapadliska w przeważającej części są zlokalizowane w terenach leśnych w obszarach po byłej eksploatacji zawałowej. Są to tereny występowania dawnych zapadlisk, w których w ramach rekultywacji częściowo ściągnięto nadkład piasków czwartorzędowych. W związku z podnoszącym się poziomem wody w takich miejscach powstaną zalewiska o dość znacznej powierzchni. Tym samym stwierdzone zapadliska znajdujące się w terenie prognozowanych zalewisk będą stanowić tylko zróżnicowanie głębokości dna przyszłych zbiorników wodnych.

REJESTRACJA ZAPADLISK JAKO ELEMENT PRZECIWDZIAŁANIA ZAGROŻENIOM GEOLOGICZNYM REALIZOWANYM PRZEZ CENTRUM GEOZAGROŻEŃ PIG-PIB

Rafał SIKORA³

³ Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń

Tereny przekształcone w wyniku podziemnej eksploatacji kopalni są w szczególności sposobem narażone na rozwój zapadlisk, które zaliczają się do zagrożeń geologicznych. Przeciwdziałanie ich negatywnym skutkom jest jednym z elementów strategii redukcji zagrożeń i ryzyka prowadzonej przez Centrum Geozagrożeń Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego,

który na mocy ustawy Prawo Geologiczne i Górnicze pełni państwową służbę geologiczną, a jednym z jej zadań jest rozpoznawanie i monitoring zagrożeń geologicznych (Ustawa, 2011).

Podstawowym elementem prawidłowego rozpoznania zagrożeń takich jak zapadliska jest udokumentowanie ich w terenie, w tym określenie podstawowych parametrów morfometrycznych. Do-

kładna dokumentacja i systematyczna rejestracja zapadlisk w bazie danych ma duże znaczenie w kontekście przyszłych badań nad przyczynami ich rozwoju, a także prognozowaniu skutków jakie ze sobą niosą. Doświadczenie pokazuje, że istotną rolę dokumentacji zapadlisk jest utrwalenie i udostępnienie informacji m. in. o tym, gdzie one występują, jakie mają rozmiary i w jaki sposób są one likwidowane. Zastosowanie nowoczesnych metod takich jak naziemny skaning laserowy, skaning laserowy i fotogrametria niskiego pułapu pozwala uzyskać precyzyjne wyniki.

Oprócz zagadnień poznawczych, pogłębienie wiedzy o zapadliskach znajdzie zastosowanie w odpowiednim zarządzaniu przestrzenią, rekultywacją terenów objętych zapadliskami, a w rezultacie również ograniczeniu szkód i zagrożeń w dłuższej perspektywie. Niewątpliwie zgromadzone informacje pozwolą po latach uniknąć m. in. „amnezji zapadliskowej”, zjawiska podobnego do „amnezji osuwiskowej” stwierdzonej w Karpatach. Skutkiem tego

typu amnezji jest pierwotnie wyparcie z pamięci faktu zaistnienia zagrożenia, a w dalszym kroku jego negowanie w celu realizacji bieżących potrzeb i celów bytowych. Konsekwencją tego typu zjawisk może być w przyszłości narażenie budynków, infrastruktury technicznej lub życia ludzi na ponowne oddziaływanie zagrożeń geologicznych. Skuteczne zabezpieczenie lejów zapadliskowych jest przedsięwzięciem trudnym i kosztownym, a doświadczenia z ostatnich lat pokazują, że mogą się one odnawiać po kilku, kilkunastu lub nawet kilkudziesięciu latach. Zdarzenia takie występują również w rejonie olkuskim (Ryc. 4).

Niezmierzalnym ważnym aspektem skutecznej rejestracji zapadlisk jest współpraca między państwową służbą geologiczną a użytkownikami lub zarządcami przestrzeni górniczej i jednostkami samorządowymi.

W odpowiedzialnym podejściu do problemu możliwe jest uzyskanie zrównoważonego bilansu strat i korzyści na terenach pogórnich.

PUNKT 6 KOPALNIA WIEDZY O CYNKU

Małgorzata ŁASKAWIEC⁴

⁴ Zakłady Górniczo-Hutnicze Bolesław

W 2017 roku, w zabytkowym budynku administracyjnym byłej kopalni galmanu „Ulisses” powstała wystawa stała pn.: „Kopalnia Wiedzy o Cynku”. To przede wszystkim forma utrwalenia gór-

ślaskiego, które odeszło w przeszłość i stało się jedną z kart historii.

Atrakcją dla zwiedzających są seanse audiowizualne, instalacje interaktywne, unikalna kolekcja minerałów, wizualizacje procesów technologicznych, zbiory dokumentów i map, a także liczne eksponaty dokumentujące historię miejscowego górnictwa oraz park maszyn górniczych przed budynkiem KWOC (Ryc. 5). Twórcą projektu ekspozycji jest Awiszaj Adari, Krzysztof Boniecki jest autorem prezentowanych filmów i zdjęć. Patronem obiektu są Zakłady Górniczo-Hutnicze „Bolesław” S.A. Wystawa jest prezentowana bezpłatnie.



Ryc. 5. Inscenizacja podziemnego chodnika na terenie Kopalni Wiedzy o cynku (Fot. K. Boniecki)

nictwa rud cynku i ołowiu rejonu olkusko-bole-

Literatura:

ADAMCZYK Z., MOTYKA J. 2000 – Rozwój dopływów do kopalń rud cynku i ołowiu w rejonie Olkusza. Przegląd Geologiczny, 48: 171–175.

ADAMCZYK A.F., WILK Z. 2003 – Rejon olkuski. Rozwój dopływów do kopalń. [W:] Wilk Z., Bocheńska T. (red.), Hydrogeologia polskich złóż kopalni i problemy wodne

górnictwa. Uczelniane Wyd. Nauk.-Dydakt. AGH, Kraków: 281–289.

BEDNARCZYK S., GALINIAK G., RÓŻKOWSKI K., KAZNOWSKA-OPALA K. 2015 – Charakterystyka rekultywacji terenów poeksploatacyjnych w Kopalni Piasku „Szczakowa” w Jaworznie. *Przegląd Górniczy*, (9): 85–91.

CIEŃ D., MOTYKA J., D'OBYRN K., 2022 – Zmiany natężenia przepływu w rzece Sztola (rejon olkuski) w warunkach drenażu górniczego. *Przegląd Geologiczny*, 70: 761–769.

CZYŁOK A., MOTYKA J., D'OBYRN K., TYC A., NIEWDANA J., ADAMCZYK Z., ROZMUS F. 2021 – Ocena wpływu zaprzestania odprowadzania wód z odwadniania Kopalni „Olkusz-Pomorzany” należącej do ZGH Bolesław S.A. na ekosystem rzek: Biała i Sztola oraz ewentualnych działań w przypadku wskazania istotnych zagrożeń dla tych ekosystemów. *Stowarzy-szenie Szansa Białej Przemyszy, Olkusz* (mat. archiwalne)

HAŁADUS A., KANIA J., KULMA R. 2007 – Badania modelowe zmian stosunków wodnych w obrębie złoża piasków na obszarze górniczym Szczakowa III. *Gospodarka Surowcami Mineralnymi*, 23 (1): 139–152.

KROPKA J., WRÓBEL J. 2001 – Przekształcenia warunków hydrogeologicznych w obszarach odkrywkowej eksploatacji piasków podsadzkowych w rejonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przegląd Geologiczny*, 49: 631–638.

MOTYKA J. 1988 – Węglanowe osady triasu w olkusko-zawierciańskim rejonie rudnym jako środowisko wód podziemnych. *Zeszyty Naukowe AGH*, 1157, *Geologia*, 36: 109.

MOTYKA J., WITCZAK S. 1975 – Zasięg drenażu jednej z kopalń piasku podsadzkowego w warunkach zasilania poziomu wodonośnego przez rzekę. *Zeszyty Naukowe AGH* 524, *Geologia*, 24: 65–76.

MOTYKA J., WILK Z. 1980 – Olkuski rejon złożowy. Piętra wodonośne i ich charakterystyka. [W:] Różkowski A., Wilk Z. (red.), *Warunki hydrogeologiczne złóż rud cynku i ołowiu regionu śląsko-krakowskiego*. Wyd. Geol., Warszawa: 151–159.

MOTYKA J., ADAMCZYK Z., JUŚKO K. 2016 – Dopływy wody do olkuskich kopalń rud cynku i ołowiu w ujęciu historycznym. *Przegląd Górniczy*, 6: 49–58.

USTAWA z dnia 9 czerwca 2011 r. Prawo geologiczne i górnicze. Dz.U.z 2017 r. poz. 2126, z późn. zm.

SAWICKI J., 2000 – Zmiany naturalnej infiltracji opadów do warstw wodonośnych pod wpływem głębokiego, górniczego drenażu. *Oficyna Wydawnicza Politechniki Wrocławskiej*, Wrocław.

SIEDLECKA A. 1964 – Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34: 309–386.

WILK Z., MOTYKA J. 1977 – Kontakty między poziomami wodonośnymi w oluskim rejonie kopalnictwa rud. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 115–143.