LXXXVII ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

Osiągnięcia współczesnej geologii w kolebce górnictwa naftowego w Karpatach

26-29.06.2019 r., Czarna

MATERIAŁY ZJAZDOWE

pod redakcją naukową Tadeusza Peryta

PGNiG

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

100 LAT 1919 2019

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

WGGiOŚ

Patronaty honorowe:

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA

Główny Geolog Kraju

PGNiG

Prezes PGNiG S.A.
dr Piotr Woźniak

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY – PAŃSTWOWY INSTYTUT BADAWCZY

Dyrektor PIG-PIB
dr Agnieszka Wójcik

WGGiOŚ

Dziekan WGGiOŚ AGH
prof. dr hab. inż. Jacek Matyszkiewicz

POLSKIE TOWARZYSTWO GEOLOGICZNE

Prezes PTG
prof. dr hab. Adam Gasiński

WOJEWODA PODKARPACKI

Wojewoda Podkarpacki
Ewa Leniart

Starosta Bieszczadzki
Marek Andruch

Wójt Gminy Czarna
Bogusław Kochanowicz

LXXXVII
ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

KOMITET NAUKOWY:

prof. dr hab. Tadeusz Peryt
przewodniczący Komitetu Naukowego

prof. dr hab. Paweł Aleksandrowski, PIG-PIB

prof. dr hab. Paweł Karnkowski, UW

prof. dr hab. Stanisław Mazur, PAN

prof. dr hab. Antoni Wójcik, PIG-PIB

dr hab. inż. Józef Chowaniec, PIG-PIB

dr hab. Leszek Jankowski, prof. PIG-PIB

dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. PAN

dr hab. inż. Irena Matyasik, prof. INIG-PIB

dr hab. Włodzimierz Mizerski, prof. PIG-PIB

dr hab. inż. Michał Stefaniuk, prof. AGH

dr hab. Anna Świerczewska, prof. AGH

mgr inż. Krzysztof Potera, PGNiG

mgr Jarosław Zacharski, Orlen Upstream

KOMITET ORGANIZACYJNY:

mgr inż. Artur Marcinkowski, PGNiG
przewodniczący Komitetu Organizacyjnego

mgr Tadeusz Kozimor, PGNiG

mgr Rafał Sikora, PIG-PIB

mgr inż. Małgorzata Pietrusiak, PGNiG

mgr inż. Magdalena Maksym, PGNiG

mgr inż. Aneta Frączek, PGNiG

mgr Paweł Uznański, PGNiG

dr Izabela Ploch, PIG-PIB

mgr inż. Piotr Przybyła, PGNiG

mgr Oliwia Kowalczewska, UJ

mgr inż. Magdalena Kozimor, PGNiG

mgr Natalia Radzik, AGH

dr Jacek Rubinkiewicz, PIG-PIB
mgr Piotr Strzelecki, AGH

Sekretariat Zjazdu:

mgr inż. Magdalena Maksym,
magdalena.maksym@pgnig.pl, tel.: (13) 46 52 526, (+48) 600 907 506

mgr inż. Aneta Frączek,
aneta.fraczek@pgnig.pl, tel.: (13) 46 52 526, (+48) 885 261 757

Projekt graficzny, typografia i skład
Paweł Zawada, Monika Cyrklewicz

Sfinansowano ze środków
Narodowego Funduszu
Ochrony Środowiska
i Gospodarki Wodnej

Druk materiałów konferencyjnych został zrealizowany w ramach projektu: *Upowszechnianie wiedzy z zakresu geologii oraz promocja działań służby geologicznej* i został sfinansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

© Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, 2019

Wydawca: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4; 00-975 Warszawa

ISBN 978-83-66305-88-5

Druk i oprawa: EXDRUK Wojciech Żuchowski, Włocławek (87-800), ul. Rysia 6

SPIS TREŚCI

PREZENTACJE

ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIE JAKO MODEL BASENÓW KARPACKICH
Paweł Henryk Karnkowski 9

BADANIA KARPAT – ZAPADLISKA W KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ OKRESU MIĘDZYWOJENNEGO – W 100-LECIE PIG
Stanisław Wołkowicz & Krystyna Wołkowicz 18

WODY LECZNICZE UZDROWISK IWONICZA-ZDROJU I RYMANOWA-ZDROJU
Józef Chowaniec 23

WYKORZYSTANIE POŁĄCZONEJ INWERSJI GEOFIZYCZNYCH DANYCH POWIERZCHNIOWYCH
W PRZETWARZANIU DANYCH SEJSMICZNYCH - PRZYKŁADY Z REJONU KARPAT WSCHODNICH
Adam Cygal, Michał Stefaniuk, Michał Martuś & Jolanta Pilch 25

NOWE SPOJRZENIE NA WARSTWY KROŚNIEŃSKIE FAŁDU GORLIC
Arkadiusz Drozd & Piotr Dziadzio 26

CHARAKTERYSTYKA PRZESTRZENI POROWEJ ŁUPKÓW MENILITOWYCH
NA PODSTAWIE BADAŃ POROZYMETRII RTĘCIOWEJ I ADSORPCJI AZOTU
Lidia Dudek 27

PROPOZYCJA UTWORZENIA GEOPARKU W BIESZCZADACH WYSOKICH
Grzegorz Haczewski 29

MODELOWANIA STRUKTURALNE ORAZ POWIERZCHNIOWE DANE GEOLOGICZNE JAKO NARZĘDZIA
W INTERPRETACJI DANYCH SEJSMICZNYCH Z REJONU KARPAT ZEWNĘTRZNYCH
Piotr Hadro, Jan Barmuta, Krzysztof Starzec & Michał Stefaniuk 30

ZASOBY I MOŻLIWOŚCI ZAGOSPODAROWANIA WÓD TERMALNYCH W REJONIE WSCHODNICH
KARPAT POLSKICH W ŚWIETLE POGŁĘBIONEJ ANALIZY STRUKTURALNO-PARAMETRYCZNEJ
Marek Hajto & Bartosz Papiernik 31

ROPA NAFTOWA I GAZ ZIEMNY W POLSCE:
POSTĘPOWANIA PRZETARGOWE I PRZETARG INWESTORSKI (*OPEN DOOR*) W 2019 ROKU
Grzegorz Jagielski, Hubert Kiersnowski, Aleksandra Kozłowska, Ewelina Krzyżak, Marta Kuberska, Łukasz Smajdor,
Marcin Wesołowski, Wójcik Krystian & Tomasz Żuk 33

HISTORIA WYDOBYCIA ROPY NAFTOWEJ W KARPATACH
Jan Kołek 35

PRZYKŁAD ZASTOSOWANIA ANALIZY KONCENTRACJI RADONU W POWIETRZU GLEBOWYM
DO WERYFIKACJI LOKALIZACJI USKOKÓW – ŁUSKA BYSTREGO, KARPATY
Sylwia Kowalska, Leszek Jankowski & Jaromir Probulski 36

W JAKICH WARUNKACH GEOLOGICZNYCH WYSTĘPUJĄ OSUWISKA W SUDETACH
I CZY MOGĄ MIEĆ ONE ZWIĄZEK Z AKTYWNOŚCIĄ NEOTEKTONICZNĄ?
Aleksander Kowalski & Małgorzata Makoś 37

ROZWÓJ STRUKTURALNY ROWU WLENIA (SYNKLINORIUM PÓŁNOCNOSUDECKIE)
Aleksander Kowalski 38

DROGI MIGRACJI WĘGLOWODORÓW W KARPATACH
Grzegorz Leśniak 39

CZY USKOK KRAKÓW-LUBLINIEC JEST KOPALNĄ GRANICĄ TERRANÓW?
Stanisław Mazur, Mariusz Paszkowski, Martin J. Timmerman & Jiří Sláma 40

WYBRANE ZAGADNIENIA PRZETWARZANIA DANYCH SEJSMICZNYCH W KARPATACH FLISZOWYCH
DLA ODTWORZENIA MODELU STRUKTURALNEGO I ROZPOZNAWANIA POTENCJALNYCH PUŁAPEK NAFTOWYCH.
ANALIZA PROBLEMU W REJONIE STRUKTURY STRACHOCINA ORAZ REGIONU LESZCZOWATE-ŁODYNA
Krzysztof Pieniądz, Piotr Misiaczek, Michał Stefaniuk & Tomasz Maćkowski 41

GRODZISKO SANTOK W ŚWIETLE FOTOGRAMETRII BSL
Andrzej Piotrowski, Grzegorz Stępień & Marek Zygmunt 42

APPLICATION OF PALEO-HYDROGEOLOGICAL METHODS OF CURRENT RESEARCH FOR SUBSTANTIATION
OF NEW CRITERIA FOR HYDROCARBON PROSPECTING IN THE OUTER ZONE OF THE CARPATHIAN FOREDEEP
Andriy Poberezhskyy, Halyna Medvid & Olga Teleguz 43

POTENCJAŁ DLA WYSTĘPOWANIA NIEKONWENCJONALNYCH ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW
W KARPATACH ZEWNĘTRZNYCH (POLSKA, UKRAINA, CZECHY)
Paweł Poprawa, Grzegorz Machowski, Paweł Kosakowski, Yuri Koltun, Bartosz Papiernik, Juraj Franců & Andrzej Maksym . . . 44

HYBRYDOWY SUBKONWENCJONALNY SYSTEM NAFTOWY ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO
Paweł Poprawa, Grzegorz Machowski, Jerzy Hadro, Bartosz Papiernik, Paweł Kosakowski, Szczepan Porębski, Mariusz Słyś & Andrzej Maksym 45

MINERALIZACJA POLIMETALICZNA W KAMIENIOŁOMIE JÓZEFKA KOŁO GÓRNA, GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE
Piotr Lenik & Sylwester Salwa 46

POWIERZCHNIOWE BADANIA GEOCHEMICZNE W ZASTOSOWANIU DO BADANIA SZCZELNOŚCI ZLIKWIDOWANYCH, NAFTOWYCH OTWORÓW WIERTNICZYCH
Henryk Sechman, Anna Twaróg, Adrianna Góra, Piotr Guzy & Marek Dzieniewicz 47

NOWA ODSŁONA STRONY INTERNETOWEJ PTG – RAZEM DLA NAS
Rafał Sikora & Andrzej Świąder 48

STANDARYZACJA ARCHIWALNYCH PROFILOWAŃ GAMMA NA PODSTAWIE POMIARÓW RDZENI WIERTNICZYCH
Rafał Skupio, Benedykt Kubik, Marek Dohnalik & Krzysztof Wolański 49

MIOCEŃSKI SYSTEM NAFTOWY W STREFIE BRZEŻNEJ NASUNIĘCIA KARPAT ZEWNĘTRZNYCH – PERSPEKTYWY DLA POSZUKIWAŃ ZŁÓŻ NIEKONWENCJONALNYCH
Tomasz Słoczyński, Krzysztof Sowiżdżał & Marek Stadműller 50

HISTORIA I PERSPEKTYWY PRAC POSZUKIWAWCZYCH W UTWORACH MIOCENU ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO ORAZ FLISZU KARPACKIEGO
Mariusz Słyś 51

WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE – ICH ROLA W SYSTEMIE NAFTOWYM KARPAT
Karol Spunda & Irena Matyasik 52

USKOK KNIAŻYC I JEGO WPŁYW NA ARCHITEKTURĘ SEDYMENTACYJNĄ UTWORÓW AUTOCHTONICZNYCH MIOCENU
Grzegorz Staryszak, Andrzej Maksym & Mariusz Słyś 53

THE EVOLUTION OF THE OPHIOLITES OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS
Oksana Stupka 54

THE QUESTION OF THE ORIGIN OF OIL – A NEW LOOK AT THE OLD PROBLEM
Orest Stupka 55

POWIERZCHNIOWE METODY GEOCHEMICZNE JAKO NARZĘDZIE DO IDENTYFIKACJI POTENCJALNYCH STREF DLA MIGRACJI GAZÓW ZE ŹRÓDEŁ WGŁĘBNYCH DO STREFY PRZYPOWIERZCHNIOWEJ – NA PRZYKŁADZIE POLSKICH KARPAT ZEWNĘTRZNYCH
Anna Twaróg, Henryk Sechman, Adrianna Góra & Piotr Guzy 56

REGIONALNE ZRÓŻNICOWANIE FACJI SEDYMENTACYJNYCH I SYSTEMU DYSTRYBUCYJNEGO WARSTW CERGOWSKICH (OLIGOCEN) MIĘDZY SKRZYDLNĄ NA W A STARINĄ (SŁOWACJA) W JEDNOSTCE DUKIELSKIEJ NA E
Marek Wendorff, Aneta Siemińska & Joanna Pszonka 57

SESJE TERENOWE

SESJA TERENOWA A

WYBRANE PROBLEMY GEOLOGII STRUKTURALNEJ W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKIEGO SEGMENTU KARPAT ZEWNĘTRZNYCH
Rafał Sikora, Piotr Strzelecki, Natalia Radzik, Anna Świerczewska, Antek Tokarski, Jacek Rubinkiewicz & Grzegorz Haczewski. . 61

PUNKT 1. WITRYŁÓW – POFAŁDOWE DAJKI KLASTYCZNE. ZAPIS PÓŹNEJ DEFORMACJI TEKTONICZNEJ PŁASZCZOWINY SKOLSKIEJ (49°39'41.0"N 22°15'55.4"E)
Natalia Radzik, Piotr Strzelecki, Anna Świerczewska & Antek Tokarski 63

PUNKT 2. DOŁŻYCA - STREFA NASUNIĘCIA WSTECZNEGO W MIKROTEKTONICZNYM OBRAZIE WSTĘG DEFORMACYJNYCH (49°13'33"N 22°21'35"E / 49°13'41"N 22°21'50"E)
Piotr Strzelecki, Natalia Radzik, Anna Świerczewska & Antek Tokarski 65

PUNKT 3. KAMIENIOŁOM „KRYWE" – PROBLEMATYKA OSUWISK STRUKTURALNYCH W PAŚMIE OTRYTU
Jacek Rubinkiewicz, Rafał Sikora & Aleksander Biel 68

PUNKT 4. PROPOZYCJA UTWORZENIA GEOPARKU W BIESZCZADACH WYSOKICH
Grzegorz Haczewski 72

SESJA TERENOWA B

GEOLOGIA MIĘDZY PRZEMYŚLEM A LWOWEM
Tadeusz Peryt, Andriy V. Poberezhskyy & Oksana Stupka. 75

CZĘŚĆ 1. KARPATY ZEWNĘTRZNE (BRZEŻNA SKIBA PŁASZCZOWINY SKIBOWEJ, PŁASZCZOWINA BORYSŁAWSKO-POKUCKA) I ZDYSLOKOWANE NEOGEŃSKIE MOLASY ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO (PŁASZCZOWINA SAMBORSKA) – OKOLICE DOBROMILA I BORYSŁAWIA
Oleh Hnylko & Svitlana Hnylko 77

PUNKT 1. 78

PUNKT 2. 79

PUNKT 3. 79

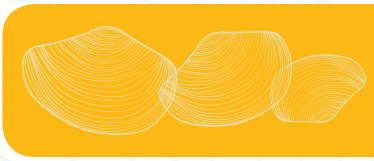
CZĘŚĆ 2. MIOCEN I BADEŃSKIE GIPSY OKOLIC SZCZYRCA K. LWOWA
Maciej Bąbel, Adrian Jarzyna, Krzysztof Nejbert, Danuta Olszewska-Nejbert, Damian Ługowski, Andrij Bogucki, Petro Wołoszyn, Andrij Jacyszyn & Olena Tomeniuk 81

PUNKT 1. GÓRA CERKIEWNA, NIECZYNNE ŁOMY NA POŁUDNIOWYCH I ZACHODNICH ZBOCZACH WZGÓRZA. BADEŃSKIE OSADY PODGIPSOWE I GIPSY
Adrian Jarzyna, Andrij Bogucki & Olena Tomeniuk 85

PUNKT 2. KAMIENIOŁOM W SZCZYRCU. GIPSY BADEŃSKIE I UTWORY NADGIPSOWE
Adrian Jarzyna, Andrij Bogucki & Olena Tomeniuk 91

87.

ZJAZD POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO



PREZENTACJE

ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIE JAKO MODEL BASENÓW KARPACKICH

Paweł Henryk Karnkowski [1, *]

[1] *Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa*

**E-mail: Karnkowski@uw.edu.pl*

XXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego w roku 2019 jest organizowany w Czarnej w Bieszczadach. Ta lokalizacja ma nie tylko konotacje geologiczne, ale i polityczne. W wyniku II wojny światowej granice Polski uległy radykalnej przebudowie w stosunku do II Rzeczypospolitej i otrzymały prawie taki kształt, jaki znamy obecnie. Był jednak mały wyjątek. W początku roku 1951 nastąpiła korekta granic pomiędzy ZSRR a PRL, w wyniku której Polska otrzymała wschodni fragment Bieszczad (Ustrzyki Dolne, Czarna, aż po San) w zamian oddając zakole Bugu w rejonie Sokala. Powierzchniowo oba rejony były prawie identyczne. Polska zyskała złoża roponośne, a ZSRR na otrzymanym terenie wybudował kopalnie węgla kamiennego. Gdyby nie ten incydent, to dzisiaj Czarna i Bieszczady wschodnie byłyby na Ukrainie. Budynek, w którym odbywa się Zjazd, był obiektem biurowym kopalni ropy naftowej (obecnie jest znacząco rozbudowany).

Celem niniejszego artykułu (i prezentacji) jest zaproponowanie nowego spojrzenia na uwarunkowania sedymentacyjne w basenach karpackich wykorzystując doświadczenie i dorobek autora oraz wielu badaczy zapadlisk przedkarpackich (Głowacki i in., 1963; Karnkowski & Łapinkiewicz, 1965; Oszczypko, 1966, 2006; Karnkowski & Ołtuszyk, 1968; Ney, 1967; Połtowicz & Starczewska-Popow, 1973; Ney i in., 1974; Wdowiarz, 1976; Połtowicz, 1993; Krzywiec, 1994, 1997, Krzywiec & Pietsch, 1994, 1996; Porębski, 1999; Oszczypko i in., 2006; Peryt, 2012). Przeważnie w polskiej literaturze geologicznej używa się określenia zapadlisko przedkarpackie rozumiane jako wypełnienie basenowe na przedpolu formujących się Karpat w środkowym i późnym miocenie. Osady zapadliska, jako nie fliszowe, łatwo jest oddzielać od utworów Karpat fliszowych. Jest jednak grupa osadów, która jest sfałdowana w wyniku tych samych procesów tektonicznych co Karpaty, a nie będąca fliszem karpackim: to utwory jednostki zgłobickiej zdeponowane na obszarze położonym na południe od zapadliska przedkarpackiego i w podobnych warunkach sedymentacyjno-paleogeograficznych, jak osady mioceńskie zapadliska przedkarpackiego. Te dwa baseny mioceńskie noszą nazwę basenu zewnętrznego i wewnętrznego (Ney, 1967, 1968a, b; Ney i in., 1974). Utwory obu basenów są dobrze rozpoznane powierzchniowo, wiertniczo i geofizycznie (Dziadzio i in., 1997; Jawor, 1970, 1973; Zubrzycki, 1986; Połtowicz, 1991a, b; Nowotarski & Gara, 1994). Ich pierwszorzędną cechą jest to, że nie są przemieszczone tektonicznie i można wszelkie rekonstrukcje paleogeograficzne odnosić do elementów podłoża w dosłownym sensie paleomorfologicznym i paleotektonicznym. Uzyskane w ten sposób wyniki dostarczają nam przykładów w modelach sedymentacyjnych i paleogeograficznych basenów karpackich.

ROZWÓJ PRZEMYSŁU NAFTOWEGO JAKO STYMULATOR BADAŃ GEOLOGICZNYCH W KARPATACH

Kolebka polskiego i światowego przemysłu naftowego jest na Podkarpaciu (Karnkowski, 2007). To tutaj, w rejonie Krosna, Jasła i Gorlic powstały pierwsze kopalnie ropy naftowej wykorzystywanej do rafinacji w celu otrzymania nafty. Kaganki oliwne były znane od starożytności, ale wynalazek lampy naftowej (1853), dzięki uzyskaniu nafty w wyniku destylacji ropy naftowej (Łukasiewicz, Zeh), przyczyniły się do powstania i szybkiego rozwoju przemysłu naftowego. Od tego czasu poszukiwania naftowe rozpoczęły się na całym świecie i pomimo ogromnego popytu na lampy naftowe podaż była zaspakajana produkcją, powodując niezwykłą obniżkę ceny lampy naftowej i samej nafty. W ogromnym stopniu przyczyniły się do tego poszukiwania naftowe, które wymagały poszerzania wiedzy geologicznej. Dosyć szybko zdano sobie sprawę, że złoża ropy naftowej związane są z antyklinami; stąd rozwój kartografii geologicznej, a później pośrednich metod poszukiwawczych (głównie geofizyka). Pierwsze złoża były eksploatowane jeszcze jako zwykłe kopanki, czyli głębokie studnie o konstrukcji zwykłych studni do wody. Szybko jednak zrezygnowano z tej metody, na korzyść wierceń udarowych, a później obrotowych. Dzięki temu znacznie zwiększyły się możliwości głębienia szybów poszukiwawczych i eksploatacyjnych, a dziś najgłębszy otwór w polskich Karpatach przekracza 7500 m. Na starych fotografiach z przełomu XIX i XX w. w rejonach naftowych Karpat widać bardzo dużą ilość szybów. Wynikało to z niedoskonałej jeszcze technologii eksploatacji złóż karpackich, często z niskim ciśnieniem złożowym. Drugą przyczyną była geologia złóż ropy naftowej. Wąskie antykliny o szerokości 200-400 metrów były dodatkowo silnie stektonizowane

(liczne uskoki i zaburzenia fałdu głównego), co powodowało konieczność rozpoznawania i eksploatacji złoża licznymi otworami. Dobrym przykładem są tutaj przekroje geologiczne przez złoża Bóbrka-Rogi, Biecz, Iwonicz-Zdrój, Węglówka czy Osobnica. Pod koniec XIX w. odkryto złoża ropy naftowej w rejonie Borysławia, które wielokrotnie swoją zasobnością i wydajnością przewyższały złoża gorlicko-jasielsko- krośnieńskie. Tam też przeniosło się centrum galicyjskiej nafty. W okresie międzywojennym roponośne obszary Karpat polskich były obiektem poszukiwań i eksploatacji przez liczne spółki krajowe i międzynarodowe. Po II wojnie światowej w granicach Polski znalazł się obszar pionierskich odkryć naftowych (Gorlice-Jasło-Krosno-Sanok). Dzięki pracy doświadczonych geologów karpackich oraz już powojennym rocznikom młodych geologów (np. Raźny, 1961) udało się odkryć we wczesnym okresie powojennym złoża: Folusz (1946 r.), Mrukowa, Łodyna, Mokre, Wielopole i Osobnica (1953 r.) oraz poszerzyć konturów istniejących złóż jak: Węglówka, Grabownica, Strachocina, fałd Potoka, Magdalena, Kryg, Lipinki i in. Dotychczas z omawianego obszaru wydobyto 12 mln ton ropy. Obecne wydobycie z wielu złóż jest nadal podtrzymywane z nadzieją na nowe odkrycia.

ZAPADLISKO PRZEDKARPACKIE: NOWE WYZWANIE POSZUKIWAWCZE

Gdyby ogromnym rzeszom polskich nafciarzy karpackich (1853-1953) powiedzieć, że nie złoża ropy naftowej, a złoża gazu będą największą wartością ekonomiczną poszukiwań naftowych, i to nie w Karpatach, a na pobliskiej równinie, jaką jest powierzchnia zapadliska przedkarpackiego, bezpośrednio kontaktującego z Karpatami, to by zapewne nie uwierzyli. Dla nas, geologów, jest to jednak przykład budujący, że dzięki myśli geologicznej można tak wiele przysporzyć korzyści narodowi (Karnkowski, 2007). Najpierw prace poszukiwawcze w rejonie Lubaczowa (1953-1958), a następnie w rejonie Przemyśla (1958-1960) pozwoliły wypracować nowe koncepcje poszukiwawcze i technologiczne, które zaowocowały udokumentowaniem złóż gazu o zasobach ponad 150 mld m^3 w utworach miocenu autochtonicznego (w tym złoża Przemyśl o zasobach ponad 80 mld m^3). Z zapadliskiem przedkarpackim polski przemysł naftowy wiąże nadal duże nadzieje złożowe, głównie dzięki rozwojowi nowych technik poszukiwawczych i eksploatacyjnych.

Z przedstawionych powyżej kilku uwag wynika, że w Karpatach i zapadlisku przedkarpackim nadal istnieją możliwości poszukiwawcze, ale wymagają one przede wszystkim nowych pomysłów geologicznych. Dlatego trzeba wracać do badań podstawowych, dzięki którym poszerzymy i uporządkujemy naszą wiedzę podstawową i specjalistyczną w nadziei na wykorzystanie tych wyników w geologii złożowej.

KARPATY FLISZOWE: IMPLIKACJE I KOMPLIKACJE REKONSTRUKCJI PALEOGEOGRAFICZNYCH I PALEOTEKTONICZNYCH

Orogen karpacki dzielimy na Karpaty Zachodnie, Wschodnie i Południowe. Nawet ten najprostszy podział nie jest jednoznaczny i granica pomiędzy Karpatami Zachodnimi i Wschodnimi stawiana jest w różnych miejscach. Wynika to oczywiście z przyjętych kryteriów hipsometrycznych, orograficznych i geologicznych. Dodatkowo sprawa się komplikuje, kiedy zaczniemy wprowadzać kryteria wiekowe i paleogeograficzne (Karpaty wewnętrzne i Karpaty zewnętrzne) i w końcu baseny - przedkarpackie i wewnętrznokarpackie (basen panoński). Te podziały odnoszą się do warunków statycznych (dzisiejszych). Aby móc rekonstruować obrazy paleogeograficzne i paleotektoniczne, musimy mieć przede wszystkim dobre opracowania kartograficzne. Obszar karpacki to kolebka nowoczesnej kartografii geologicznej, a arkusz Nadwórna i Skole są pięknym przykładem osiągnięć z okresu międzywojennego. Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000 są stale udoskonalane i reambulowane i stanowią podstawę dla map regionalnych w skali 1:200 000 (Jankowski i in., 2004, 2012). Dobrym przykładem jest tutaj arkusz Przemyśl, gdzie otwory wiertnicze, w tym dwa najgłębsze otwory w Polsce Kuźmina-1 i Paszowa-1, znakomicie uzupełniają wiedzę geologiczną zawartą na załączonym przekroju geologicznym do tej mapy. Otwór Kuźmina-1 udowodnił, że daleko na południe od brzegu nasunięcia karpackiego na podłożu prekambryjskim (kadomskim) spoczywają utwory miocenu autochtonicznego, na które są nasunięte utwory mioceńskie wewnętrznego zapadliska przedkarpackiego, a dopiero powyżej znajdują się utwory fliszowe jednostki skolskiej (Cisek & Borys, 1985; Żytko & Malata, 2006).

Wszelkie prace geologiczne nie są możliwe bez stratygrafii, a w Karpatach odgrywa ona rolę szczególną. Bez badań biostratygraficznych nie ma możliwości dobrze datować monotonne serie piaszczysto-ilaste fliszu karpackiego. Stratygrafia jest też podstawą podziałów tektonicznych, gdzie wyróżnianie jednostek pierwszego rzędu (płaszczowin) jest oparte na analizie stratygraficzno-sedymentologicznej. Dlatego dalszy postęp w badaniach karpackich będzie w znacznej mierze uzależniony od nowych obserwacji terenowych (bardziej szczegółowych), nowych prac sejsmicznych i postępów w doskonaleniu przetwarzania uzyskanych materiałów oraz od szczegółowych prac sedymentologicznych, geochemicznych i petrologicznych.

Syntezą prac geologicznych jest zawsze mapa geologiczna wraz z objaśnieniami. Takim uzupełnieniem map karpackich są tabele stratygraficzne (Jankowski i in., 2012), gdzie starano się przedstawić rozmieszczenie głównych megalitosomów w czasie i przestrzeni. Niekiedy rozprzestrzenienie litosomów jest ograniczone do poszczególnych basenów lub subbasenów, a kiedy indziej następuje uni-

fikacja litofacji na obszarze kilku basenów. W przypadku Karpat zewnętrznych czas sedymentacji obejmuje kredę, paleogen i część neogenu. Jest to zatem kilkadziesiąt milionów lat. Gdyby jednak pominąć skalę czasową i w tabeli stratygraficznej przyjrzeć się tylko mozaice wydzielonych jednostek litostratygraficznych, to bez wątpienia widać wpływ elementów paleotektonicznych na formowanie się poszczególnych litosomów.

W rekonstrukcjach paleogeograficznych geolodzy starają się, w miarę możliwości te elementy zaznaczać, jako aktywne bariery (kordyliery), łuki wysp lub pojedyncze wyspy, obszary o zwiększonej subsydencji ograniczone aktywnymi elementami paleotektonicznymi (Golonka i in., 2000; Kovač i in., 2016). W rekonstrukcjach geotektonicznych uwzględnia się również elementy budowy skorupowej (strefy ryftowe, strefy subdukcji) oraz udział skał głębokiego podłoża w tworzeniu obszarów źródłowych dla materiału klastycznego wypełniającego baseny fliszowe. Poglądy w tym zakresie są mocno zróżnicowane, np. jedne z rekonstrukcji pokazują w podłożu basenu skolskiego i śląskiego skorupę oceaniczną (Kovač i in., 2016), jeszcze inne w ogóle negują ryftowo-subdukcyjny charakter basenów karpackich (Jankowski, 2015).

REKONSTRUKCJA PALEOGEOGRAFICZNA ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO

Rekonstrukcje paleogeograficzne – jak widać – są zatem trudnym zadaniem dla geologów. Ale są one zwykle ukoronowaniem wysiłków badawczych w odtworzeniu planu czasowo-przestrzennego procesów tektonicznych i sedymentacyjnych. Dzięki tym rekonstrukcjom możemy lepiej zrozumieć mechanizmy procesów geologicznych, które w konsekwencji powinny przyczyniać się do praktycznego wykorzystania uzyskanych wyników w geologii złożowej. Dobrym przykładem są tutaj badania basenu panońskiego i basenów przednich (*foredeep*) okalających zewnętrznie Karpaty (Oszczypko, 1996, 1997, 2006; Poprawa & Krzywiec, 1999; Oszczypko i in., 2006; Kovač i in., 2016). Dokładność tych analiz sprowadza się niekiedy do bardzo krótkich czasowo, ale charakterystycznych litologicznie (np. epizody ewaporatowe) jednostek stratygraficznych (Kasprzyk, 1999; Bąbel, 2004; Peryt, 2006; Bąbel & Bogucki, 2007). Niebagatelną rolę odgrywają tutaj wiercenia i sejsmika, które dostarczają precyzyjnych danych litostratygraficznych (Czernicki & Szafran, 1978; Nowotarski & Gara, 1994). Dobrym przykładem jest tutaj polska część zapadliska przedkarpackiego, która ma bardzo silnie zróżnicowaną hipsometrię podłoża, szczególnie w rejonie Rzeszowa. Również wiek skał występujących w podłożu zapadliska jest bardzo zróżnicowany: od prekambryjskich łupków fyllitowych, poprzez paleozoiczne mezozoiczne skały węglanowe i klastyczne (Karnkowski & Ołtuszyk, 1968; Buła & Habryn, 2008).

W szczególności prace Neya (1967, 1968a, b) i Neya i in. (1974) wykazały - na podstawie analiz stratygraficznych w jednostce stebnickiej - istnienie tzw. zapadliska wewnętrznego. Najważniejszą przesłanką z tych obserwacji jest stwierdzenie w materiale klastycznym budującym warstwy jednostki stebnickiej dużego udziału klastów zbudowanych z utworów jury i kredy, takich samych, jakie występują w bliskich, sąsiednich obszarach. Można przypuszczać, że i pod nasunięciem karpackim mamy do czynienia z jurajskimi i kredowymi ostańcami, a może nawet regionalnym pokryciem mezozoicznymi utworami platformowymi. Dopiero w osadach badeńskich jednostki stebnickiej notowany jest materiał karpacki (Ney, 1967). Te dane świadczą o tym, że lokalne ostańce, wyspy, wyniesienia były głównym obszarem źródłowym dla materiału klastycznego jednostki stebnickiej.

Dla zapadliska zewnętrznego opinie odnośnie kierunków transportu materiału klastycznego są zróżnicowane. Za dostawą z północy opowiadali się przede wszystkim Połtowicz (1991a, b, 1993, 1997) i P. Karnkowski (1978). Za dostawą materiału z Karpat optowali Krzywiec (1994, 1997), Porębski (1999), Dziadzio i in. (1997).

Autor, wykorzystując mapę strukturalną podłoża miocenu przedgórza Karpat (Nowotarski & Gara, 1994), dokonał serii modelowań geologicznych w celu odtworzenia paleomorfologii podłoża we wczesnym etapie tworzenia się zapadliska przedkarpackiego (Karnkowski & Ozimkowski, 2001). Dalsze prace autora pozwoliły nawet na odtworzenie paleogeografii w kilkunastu epizodach: od wczesnego badenu po środkowy sarmat.

Otrzymany w wyniku powyższej procedury obraz powierzchni poźnopaleogeńskiej na obszarze przedgórza Karpat, potwierdza znane wnioski o znaczącym zróżnicowaniu hipsometrycznym powierzchni podmioceńskiej. Regionem o największych różnicach wysokościowych jest obszar tzw. wyspy rzeszowskiej, gdzie deniwelacje dochodzą do 2000 m. W przypadku mapy rzeźby późnopaleogeńskiej użyto jako wskaźnikowego poziomu odniesienia zarysu linii brzegowej z czasu badeńskiego epizodu ewaporatowego (Fig. 1). Północny brzeg basenu przedkarpackiego wyznaczają klastyki i gipsy, ale jest znane małe wystąpienie gipsów koło Rzeszowa, które zostało udokumentowane wierceniami. Ponieważ graniczna głębokość tworzenia się gipsów wynosi kilka do kilkunastu metrów, uznano, że zerowa izobata będzie przebiegać właśnie w pobliżu gipsów z okolic Rzeszowa. W ten sposób mapa morfologiczna odwzorowująca rzeźbę późnopaleogeńską dostała jako zerowy punkt odniesienia. przypuszczalny poziom morza z ewaporatowego epizodu badeńskiego (Fig. 1), który pozostawił po sobie głównie anhydryty i gipsy oraz bardzo podrzędnie sól kamienną w okolicach Wieliczki i Bochni. Najbardziej intrygujący jest jednak brak anhydrytów na obszarze tzw. wyspy rzeszow-

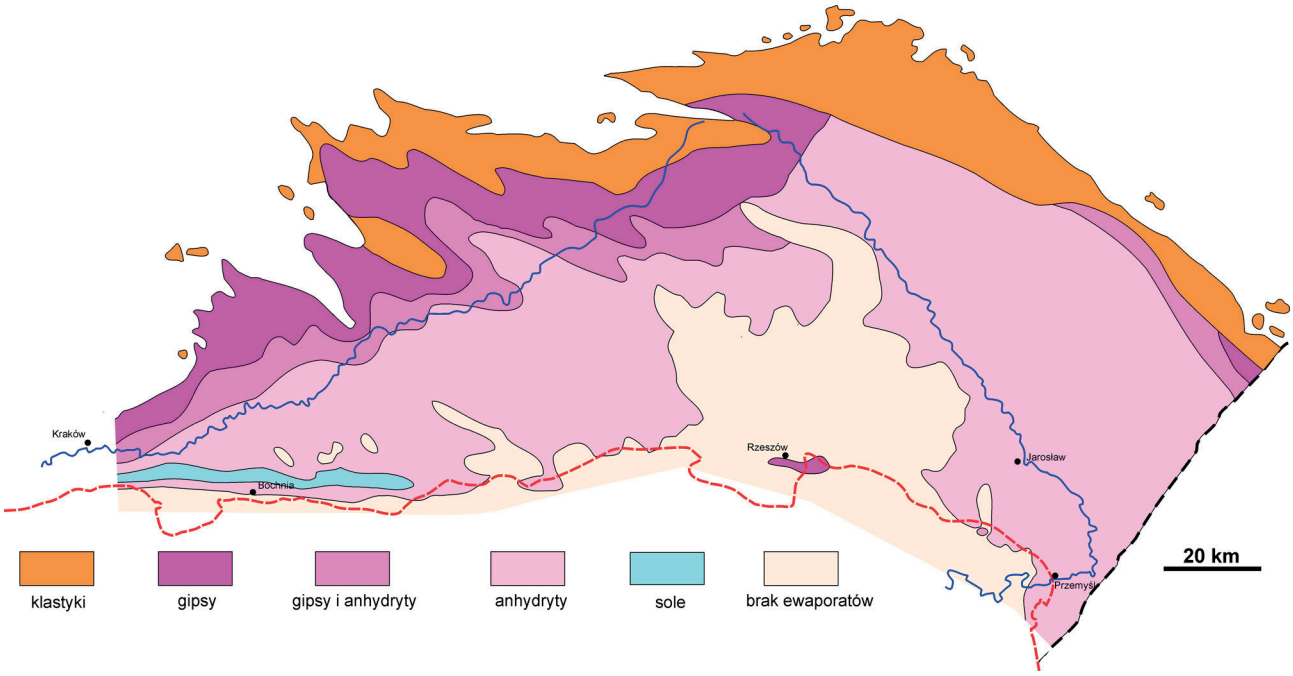


Fig. 1. Mapa litofacjalna badeńskiego epizodu ewaporatowego: w rejonie Rzeszowa („wyspa rzeszowska") udokumentowane wystąpienie gipsów

skiej. Na prezentowanej mapie rzeźby paleogeograficznej wczesnego badenu (Fig. 2) widać, że na północ od Rzeszowa nie ma żadnej dużej wyspy, tylko obszar o bardzo urozmaiconej rzeźbie, gdzie deniwelacje terenu dochodziły do 1000 m. Przyjęty umownie poziom zerowy wyróżnia kilka małych wysp, ale przede wszystkim są to głębie o stromo nachylonych stokach. Przyjmowana hipoteza o erozji poziomu anhydrytowego w rejonie tzw. wyspy rzeszowskiej, na tle dyskutowanej mapy może mieć inne wytłumaczenie: na północ od Rzeszowa nie było sedymentacji ewaporatowej wskutek dużych głębokości wody w zbiorniku sedymentacyjnym. Potwierdzeniem tego spostrzeżenia może być głęboka paleodolina Pogórskiej Woli (Fig. 3), gdzie też nie stwierdzono anhydrytów. Gipsy występują głównie w północnej, brzeżnej części zbiornika, gdzie układ podwodnych paleodolin był poprzeczny do kierunku

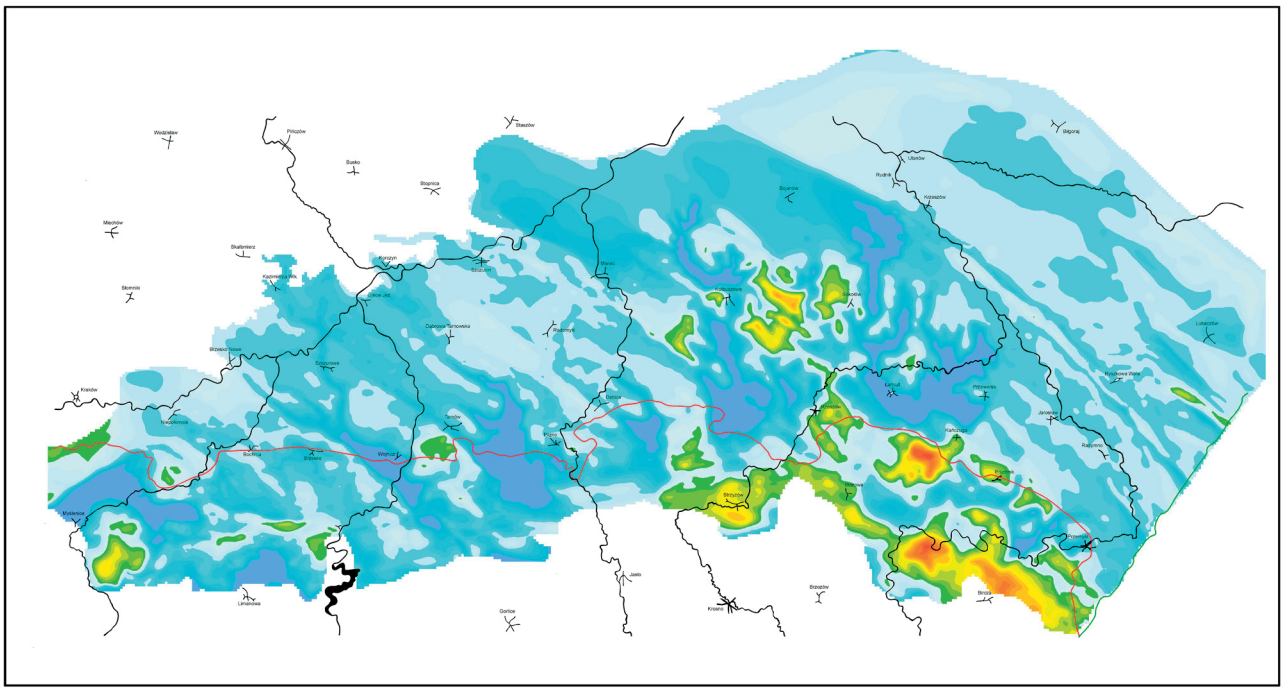


Fig. 2. Mapa paleogeograficzna wczesnego badenu na obszarze zapadliska przedkarpackiego (cięcie poziomicowe co 100 m, kolor zielony - wyspy, kolor niebieski - obniżenia, głębie)

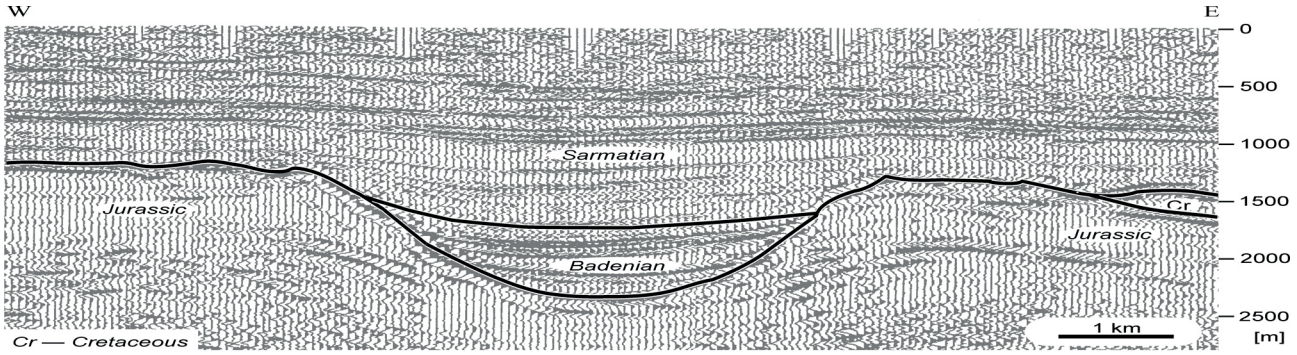


Fig. 3. Przekrój sejsmiczny w rejonie Pogórskiej Woli (widoczna paleodolina ma charakter „tatrzański", szerokość doliny u szczytu – 3 km, wysokość doliny – 1 km)

prądów przybrzeżnych, płynących przeważnie ze wschodu na zachód (Bąbel & Becker, 2006; Bąbel & Bogucki, 2007).

Omawiana mapa paleogeograficzna wczesnego badenu ukazuje bardzo wiele nowych szczegółów, z których dwa - na tym etapie badań - dają dodatkowe argumenty za poprawnością przyjętych założeń metodycznych. Pierwszy z nich to zarysowujący się ląd na zachód i południowy-zachód od Przemyśla. Wprawdzie nie jest nam znany cały zarys owego obszaru lądowego, ale duża ilość osadów klastycznych (piaskowców) w dolnej części profilu mioceńskiego w rejonie Przemyśla świadczy o bliskości lądowego obszaru źródłowego. Nie musiał być to więc koniecznie orogen karpacki, a po prostu obszar lądowy (wyspa, ostaniec) w południowej części zapadliska przedkarpackiego. Dopiero nasuwające się Karpaty spowodowały obniżenie podłoża i zminimalizowały jego udział w dostarczaniu materiału klastycznego do basenu mioceńskiego. Drugi ciekawy element to fakt, że doliny w rejonie rzeszowskim w okresie późnopaleogeńsko-wczesnomioceńskim nie były otwarte na południe. Tworzą one swoiste zagłębienia bezodpływowe, w których stwierdzono lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat (Moryc, 1995). Pierwsze wzmianki o lądowych utworach w przyspągowej strefie miocenu autochtonicznego w południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego podali Czernicki & Szafran (1978), natomiast Moryc (1995) opublikował obszerne studium na temat podewaporatowych, lądowych osadów z rejonu Sędziszów Małopolski-Rzeszów. Osady te są dzielone na dwie formacje: starszą. zlepieńcową formację z Racławówki i młodszą. formację z Czudca. Formacja z Racławki jest złożona z bardzo dobrze obtoczonych otoczaków, głównie o średnicy 0,5-4 cm (rzadko 5-7cm), spojonych substancją hematytową, barwy czerwonej i czerwonozielonej. W składzie klastów istotną role odgrywają otoczaki wapieni beżoworóżowych, krystalicznych, znanych z utworów dewonu i karbonu dolnego, wapieni beżowych, skalistych i drobnoziarnistych, spotykanych w utworach jury górnej i triasu. Liczne są również bardzo dobrze obtoczone otoczaki ciemnoszarych mułowców marglistych i piaskowców „cukrowatych» jasnoróżowych i czerwonych, spotykanych w pstrym piaskowcu, karbonie dolnym i old redzie (Moryc, 1995). Zarówno wielkość klastów, jak i ich duża różnorodność petrologiczna wskazują na krótki transport. około kilku kilometrów. Znając przypuszczalną ówczesną paleomorfologię omawianego regionu z łatwością odnajdujemy czynniki niezbędne do tego typu warunków sedymentacji: duże spadki terenu na stosunkowo krótkim dystansie. Zachodzi wtedy już dobra obróbka mechaniczna (dobre obtoczenie i średnie wysortowanie otoczaków), ale jeszcze bardzo słaba selekcja petrologiczna. Moryc (1995) tak o tym pisał: „Mimo stosunkowo dobrego obtoczenia, wydaje się, że był to bliski transport, miejscami o charakterze obrywów, zsuwanych grawitacyjnie do obniżonego morfologicznie obszaru rynnowego».

Powyżej zlepieńców z Racławówki leżą mułowce i podrzędnie piaskowce formacji z Czudca. Są to mułowce i iłowce, na przemian seledynowozielone, szarozielone i ciemnoszare, prawie czarne, na ogół (choć nie zawsze) bezwapniste, z licznymi zwęglonymi szczątkami roślin, niekiedy z większymi fragmentami zwęglonych gałązek drzew oraz drobnymi wkładkami węgla. Gdzie indziej stwierdzane piaskowce są bezwapniste, mułkowe, jasnoszare, dość zwięzłe, czasem warstwowane, o dość obfitym spoiwie ilastym o wyglądzie namułu, typu bagiennego (Moryc, 1995). Zarówno badania sedymentologiczne, jak i palinologiczno-stratygraficzne „sugerują lądowe środowisko depozycji o charakterze redukcyjnym lub o dużej dostawie materii organicznej (np. jezioro lub bagno)» (opinia z ekspertyzy palinofacjalnej wykonanej przez P. Gedla [W:] Moryc, 1995).

Omawiane powyżej „zagłębienia bezodpływowe» pierwotnie musiały być otwarte i mieć ujście, zapewne w kierunku basenu karpackiego. Basen przedkarpacki po epizodzie ewaporatowym, był stopniowo zasypywany materiałem klastycznym dostarczanym z różnych źródeł i różnych kierunków. Obszarami alimentacyjnymi mogły być zarówno wychodnie skał prekambryjskich, paleozoicznych, jak i mezozoicznych w południowej części basenu, dopóki nie zostały pogrążone wskutek nasuwania się

z południa Karpat. Niewątpliwie dla południowej części basenu mioceńskiego znaczącym obszarem alimentacyjnym był orogen karpacki. I w końcu, na północy, istniał ogromny obszar lądowy (wał metakarpacki), który wskutek rozwoju mioceńskiego basenu przedgórskiego stał się jego stabilnym zapleczem dla dostaw materiału klastycznego (Roniewicz & Wysocka, 1999). Ówczesne warunki klimatyczne sprzyjały rozwojowi wietrzenia chemicznego, a nawet niewielkie spadki terenu były wystarczające do wytworzenia rozległej sieci rzecznej, odprowadzającej duże ilości materiału chemicznego (roztwory), jak i drobnoklastycznego. Pogrążające się, urozmaicone morfologicznie, podłoże zapadliska przedkarpackiego stopniowo było deniwelowane przez wypełniające je osady. Jednak zróżnicowanie paleomorfologiczne podłoża musiało przez jakiś czas stymulować lokalne warunki sedymentacji.

Aby spróbować testować tę hipotezę posłużono się opracowaniem zespołu geologów naftowych z Jasła (Dziadzio i in., 1997), gdzie na podstawie wyników geofizyki wiertniczej wykartowano podmorskie stożki sugerując, że materiał klastyczny pochodził z Karpat. Autor nałożył na cytowany szkic zarys elementów paleomorfologicznych wynikających z mapy wczesnego badenu (Fig. 2). Okazało się, że stożki lokalizują się między wyspami i głębiami przedstawionymi na mapie wymodelowanej przez autora (Fig. 4). Biorąc pod uwagę fakt, że w tym rejonie dolna część profilu to przeważnie piaskowce, a górna - skały ilaste, łatwiej wytłumaczyć takie następstwo litologiczne początkowo dostawą materiału z ostańców erozyjnych (wysp), a dopiero później z kierunku nasuwających się Karpat.

Porównując mapę występowania złóż gazu ziemnego w zapadlisku przedkarpackim z mapą paleogeograficzną wczesnego badenu (Fig. 5) łatwo dostrzec ich rozmieszczenie w pobliżu ówczesnych wysp, czyli obszarów depozycyjnych piaskowców, które dzisiaj stanowią dobra skałę zbiornikową. Ta hipoteza wymaga jednak dalszych szczegółowych badań sedymentologicznych.

BASENY KARPACKIE: NOWA JAKOŚĆ REKONSTRUKCJI PALEOGEOGRAFICZNYCH

Przytoczone powyżej przykłady wpływu elementów paleomorfologicznych na zróżnicowanie facjalne utworów badanu w zapadlisku przedkarpackim skłania do refleksji nad warunkami sedymentacji w basenach karpackich. Jak już wspomniano wcześniej, rekonstrukcje paleogeograficzne basenów karpackich, wprawdzie coraz doskonalsze, dotyczą stosunkowo dużych odcinków czasowych (nawet kilku milionów lat). Wiedząc, że niektóre warstwy fliszowe powstawały niekiedy w ciągu kilku minut (Dżułyński i in., 1979), zdajemy sobie sprawę z niedoskonałości naszych rekonstrukcji. Rozwiązaniem tego zagadnienia są coraz bardziej szczegółowe obserwacje terenowe, na podstawie których powstają syntetyczne profile sedymentologiczne. Przykładem takiej pracy jest studium sedymentologiczne warstw cergowskich (Pszonka, 2015), gdzie w jednostce

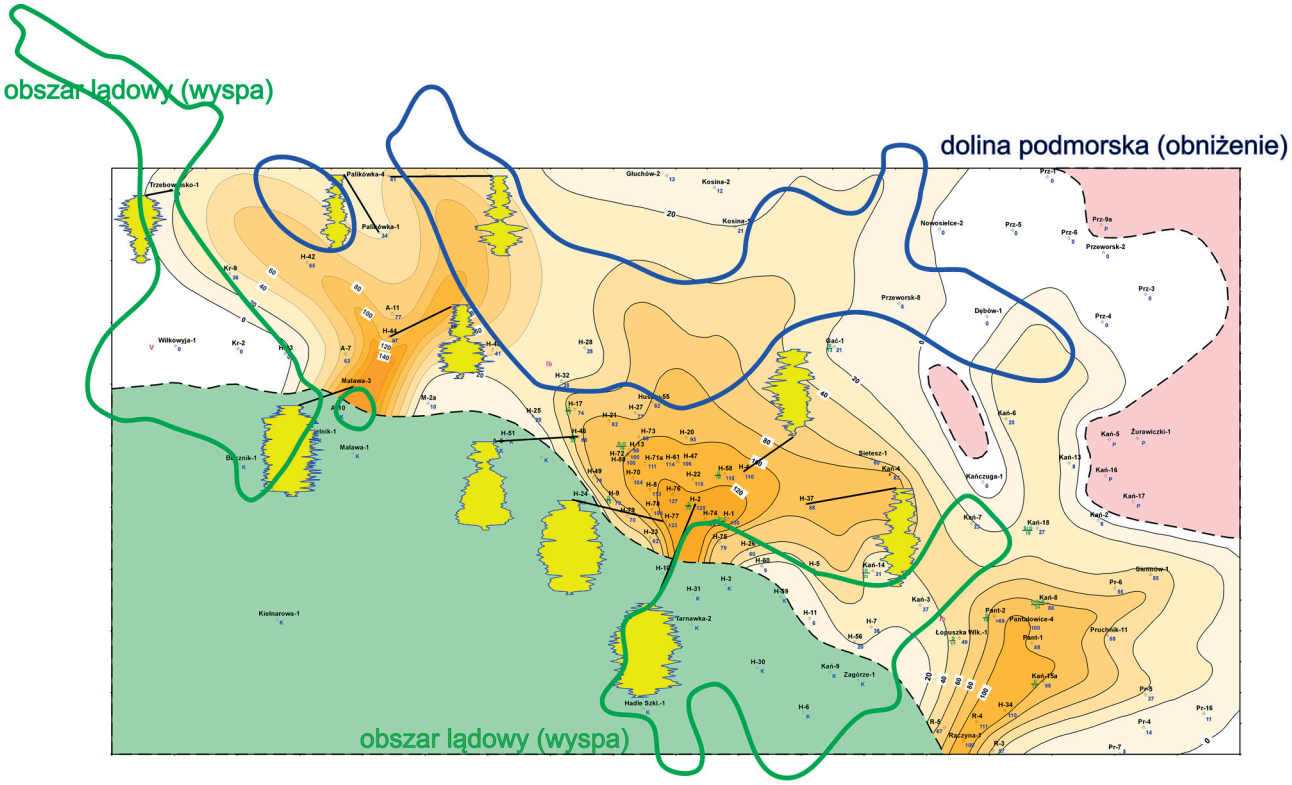


Fig. 4. Mapa izolitów piaskowcowych poziomu korelacyjnego „C" z wybranymi charakterystykami karotażowymi dla różnych stref facjalnych w systemie stożków podmorskich (Dziadzio i in., 1997) na tle elementów paleogeograficznych wczesnego badenu (por. z mapą paleogeograficzną na Fig. 2)

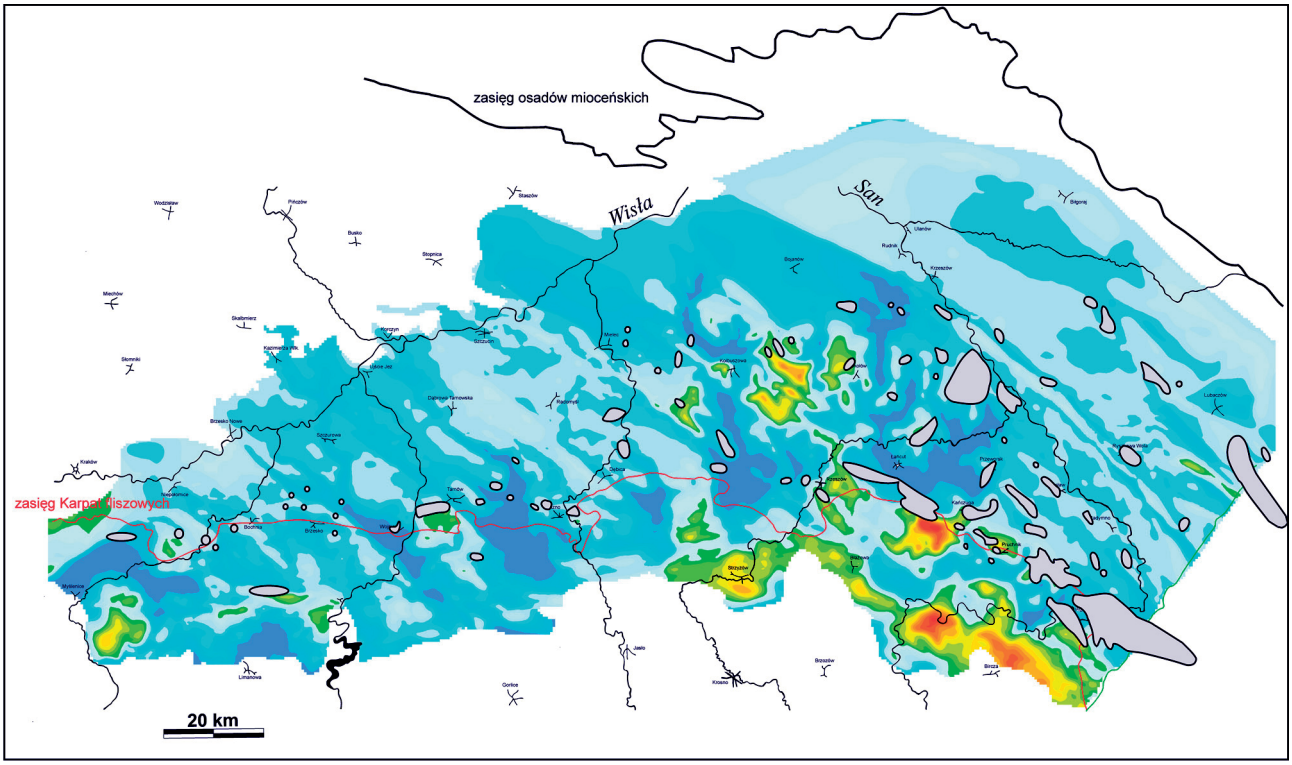


Fig. 5. Rozmieszczenie złóż gazu ziemnego w utworach mioceńskich zapadliska przedkarpackiego na tle mapy paleogeograficznej wczesnego badenu

dukielskiej i przeddukielskiej Karpat fliszowych podjęto problematykę analizy facjalnej i interpretacji środowiska sedymentacyjnego.

Trendy facji wykazane na drodze ilościowej analizy profili warstw cergowskich w jednostce dukielskiej pokazują zmiany (gradienty facjalne), które mogą być interpretowane jako rezultat depozycji jednego stożka podmorskiego, rozwijającego się ku SE albo jako efekt depozycji w ograniczonym basenie o formie rynny przebiegającej w tym samym kierunku. Jednak analiza profili prezentowana przez Pszonkę (2015) sugeruje, że tylko część badanych sekwencji wpisuje się w klasyczny model stożka podmorskiego, a kwestia ograniczenia basenu jest znacznie bardziej złożona.

Charakterystyczna jest tutaj agradacja kompleksów facjalnych. Sugeruje to, że tempo akumulacji było zrównoważone z tempem subsydencji, a raptowne pionowe zmiany litologii między kompleksami piaskowcowymi i mułowcowymi były wywołane wahaniami wydajności systemu dostawy z krawędzi szelfu. Rozkłady paleoprądów w tych profilach nie są radialne, a nieliczne wskaźniki rozbieżne z dominującymi przedziałami można interpretować jako rezultaty odchylania niektórych prądów przez skłony ograniczające podbaseny (rynny). Powyższe relacje najprawdopodobniej tłumaczy fakt, iż depozycja warstw cergowskich zachodziła w basenie synorogenicznym. Kompresyjne deformacje tektoniczne doprowadziły do powstania topografii dna dzielącej obszar depozycji na ograniczone podbaseny (Pszonka, 2015).

Na zjawisko niejednorodności litologiczno-sedymentacyjnej w obrębie utworów fliszowych od dawna zwracał uwagę Jankowski (2007, 2015; Jankowski & Probulski, 2011) nazywając je kompleksami chaotycznymi („bloki w matrix", melanże tektoniczne, nierozczłonkowane zsuwy, debryty itp.), którym przypisać można genezę spływową (grawitacyjną), jak też ściśle tektoniczną lub uznać, że tworzone są w wyniku tych dwóch procesów jednocześnie. Większość kompleksów chaotycznych w Karpatach o sedymentacyjnej genezie jest związana z przebudową basenu Karpat i przemieszczaniem centrów depozycji. Silnie podkreślana przez Jankowskiego (2007, 2015) łączność historii geologicznej Karpat wewnętrznych i zewnętrznych wraz z zapadliskiem przedkarpackim oraz jego bardzo liczne obserwacje terenowe tzw. kompleksów chaotycznych, jednoznacznie sugerują konieczność bardziej szczegółowego opracowywania etapów historii sedymentacyjno-tektonicznej Karpat. Ponieważ osady zapadlisk przedkarpackich mają dokładniejszą stratygrafię i dużo mniejsze (lub wcale) przemieszczenia mas skalnych wskutek ruchów orogenicznych, warto studiować osady molasowe jako nawiązanie do położonych w bezpośredniej bliskości utworów *stricte* karpackich.

LITERATURA

BĄBEL M., 2004 – Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geologica Polonica*, 54: 313-337

BĄBEL M., BOGUCKI A., 2007 – The Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a model of a meromictic selenite basin. *Geological Society Special Publications*, 285: 219–246

BĄBEL M., BECKER A., 2006 – Cyclonic brine-flow pattern recorded by oriented gypsum crystals in the Badenian evaporite basin of the Northern Carpathian Foredeep. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 996–1011.

BUŁA Z., HABRYN R. (red.), 2008 – *Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego w skali 1 : 300 000*. Min. Środ., Państw. Inst. Geol., Warszawa..

CIESZKOWSKI M., GOLONKA J., ŚLĄCZKA A., WAŚKOWSKA A., 2012 – Role of the olistostromes and olistoliths in tectonostratigraphic evolution of the Silesian Basin in Outer West Carpathians. *Tectonophysics*, 568-569: 248-265.

CISEK B., BORYS Z., 1985 – Wstępne wyniki z otworu Kuźmina 1. *Przew. LIX Zjazdu PTG w Przemyślu*. Inst. Geol., Kraków

CZERNICKI J., SZAFRAN S., 1978 – O niezidentyfikowanych wiekowo zlepieńcach w spągu utworów miocenu autochtonicznego południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN Oddz. w Krakowie*, 22: 204-205.

DZIADZIO P., 2000 – Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 48: 1124-1138.

DZIADZIO P., LISZKA B., MAKSYM A., STARYSZAK G., 1997 – Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeżnej strefie Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów-Albigowa-Krasne. *Nafta-Gaz*, 53: 407-414.

DŻUŁYŃSKI S., KOTLARCZYK J., NEY R., 1979 – Podmorskie ruchy masowe w basenie skolskim. W: Stratygrafia Formacja z Ropianki (fm). Poziomy z olistostromami w Karpatach Przemyskich. *Mat. Terenowej Konferencji Naukowej w Przemyślu*. Przemyśl, 29–29 czerwca 1979 r.

GŁOWACKI E., KARNKOWSKI P., ŻAK C., 1963 – Prekambr i kambr w podłożu Przedgórza Karpat środkowych i w Górach Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33: 314-321.

GŁOWACKI E., JURKIEWICZ H., KARNKOWSKI P., 1966 – Budowa geologiczna rejonu Przemyśla w świetle głębokich wierceń. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 211-249.

GOLONKA J., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., 2000 – Late Carboniferous-Neogene Geodynamic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region and Adjacent Areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 107-136.

JANKOWSKI L., 2007 – Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 27-52.

JANKOWSKI L., 2015 – Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat - ujęcie dyskusyjne. *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu -Państwowego Instytutu Badawczego*, 202.

JANKOWSKI L., PROBULSKI J., 2011 – Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 37 (4): 555-583.

JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., 2004 – *Geological Map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., DANYSH V., TSARNENKO P., HNYLKO O., 2012 – Lithostratigraphic correlation of the outer Carpathian borderlands of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449: 87-97.

JAWOR E., 1970 – Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. *Acta Geologica Polonica*, 20: 709-769.

JAWOR E., 1983 – Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. *Przegląd Geologiczny*, 31: 635-641.

KARNKOWSKI P., 1978 – Paleodelta w miocenie przedgórza Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 26: 625-629.

KARNKOWSKI P., 2007 – Exploration and exploitation of oil and gas fields in Poland: a historical outline. *Przegląd Geologiczny*, 55: 1049-1059.

KARNKOWSKI P., ŁAPINKIEWICZ A., 1965 – *Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu przedgórza Karpat Północnych, 1:200000*. Wyd. Geol., Warszawa.

KARNKOWSKI P., OŁTUSZYK S., 1968 – *Atlas geologiczny Przedgórza Karpat*. Wyd. Geol., Warszawa.

KARNKOWSKI P.H., OZIMKOWSKI W., 2001 – Ewolucja strukturalna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem). *Przegląd Geologiczny*, 49: 431–436.

KASPRZYK A., 1999 – Sedimentary evolution of Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the northern Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 449-465.

KOVÁČ M., PLAŠIENKA D., SOTÁK J., VOJTKO R., OSZCZYPKO N., LESS G., ĆOSOVIĆ V., FUGENSCHUH B., KRÁLIKOVÁ S., 2016 – Paleogene paleogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140: 9-27.

KRZYWIEC P., 1994 – Sedymentacja, tektonika i geodynamika centralnej części zapadliska przedkarpackiego - wnioski z interpretacji danych sejsmicznych. *Problemy interpretacyjne sejsmiki, cz. 2.* I Krajowa Konf. Nauk.-Tech. Mogilany.

KRZYWIEC P., 1997 – Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Pol-

ish Carpathian Foredeep Basin. results of seismic data interpretation. *Przegląd Geologiczny*, 45: 1039-1053.

KRZYWIEC P., PIETSCH K., 1994 – Sejsmiczna analiza facjalna mioceńskich osadów zapadliska przedkarpackiego (rejon Brzesko-Tarnów). *Problemy interpretacyjne sejsmiki, cz. 2*. I Krajowa Konf. Nauk.-Tech. Mogilany.

KRZYWIEC P., PIETSCH K., 1996 – Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedymentacji na obszarze zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 22 (1): 49-59.

MORYC W., 1995 – Lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat. *Nafta-Gaz*, 51: 181-195.

NEY R., 1967 – Remarks on the development of the Carpathian Foredeep. *Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences. Sér. Sc. Geol. et Geogr.*,15: XXXX.

NEY R., 1968a – Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy i gazu. *Prace Geologiczne*, 45.

NEY R., 1968b – Miocen jednostki stebnickiej w rejonie Przemyśla w świetle podziału miocenu centralnej Paratetydy. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN*, 10: 569-572.

NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKUBCZAK K., SŁUPCZYŃSKI K., 1974 – Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Prace Geologiczne*, 82.

NOWOTARSKI C., GARA A. (red.), 1994 – *Mapa strukturalna podłoża miocenu przedgórza Karpat, 1:200000*. PGGN Kraków. Arch. Geonafta.

OSZCZYPKO N., 1996 – Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 44: 1007-1018.

OSZCZYPKO N., 1997 – The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Przegląd Geologiczny*, 45: 1054-1063.

OSZCZYPKO N., 2006 – Powstanie i rozwój zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54: 396-403.

OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., PERYT T., 2006 – Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its sedimentary, structural, and geodynamic evolution. *AAPG Memoir*, 84: 293-350.

PERYT T.M., 2006 – The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedimentary Geology*, 188-189: 379-396.

PERYT T., 2012 – Zarys budowy geologicznej zapadliska przedkarpackiego. W: *Atlas geotermalny zapadliska przedkarpackiego* (red. W. Górecki), 24-36. AGH, Kraków.

POŁTOWICZ S., 1991a – Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 17 (3): 19-59.

POŁTOWICZ S., 1991b – Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 17 (4): 5-27.

POŁTOWICZ S., 1993 – Palinspastyczna rekonstrukcja paleogeografii badeńskiego salinarnego zbiornika sedymentacyjnego w Polsce. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 19 (4): 203-233.

POŁTOWICZ S., 1997 – Pozornie przekraczajace zaleganie badenu na sekcjach sejsmicznych. *Nafta-Gaz*, 53: 117-125.

POŁTOWICZ S., STARCZEWSKA-POPOW A., 1973 – Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 43: 495–517.

POPRAWA P., KRZYWIEC P., 1999 – Role of basin-fill differential compaction for normal-fault development in the Eastern Polish Outer Carpathian Foredeep Basin. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 387: 166-167.

PORĘBSKI J., 1999 – Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górny baden) w rejonie Kraków-Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 97-118.

PORĘBSKI J., OSZCZYPKO N., 1999 – Litofacje i geneza piasków bogucickich (górny baden), zapadlisko przedkarpackie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 57-82.

PSZONKA J., 2015 – Studium sedymentologiczne warstw cergowskich w jednostce dukielskiej i przedukielskiej karpat fliszowych. *Studia, Rozprawy, Monografie* 196, Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN, Kraków.

RAŹNY J., 1961 – Warunki akumulacji ropy naftowej w złożach Łodyna, Brzegi Dolne i Czarna. *Przewodnik XXXIV Zjazdu PTG*, Sanok

RONIEWICZ P., WYSOCKA A., 1999 – Charakterystyka sedymentologiczna utworów środkowomioceńskich północno-wschodniej, brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 83-97.

WDOWIARZ S. 1976, – O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 24: 350–357.

ZUBRZYCKI A. 1986, – Analiza facjalna i rozwój pułapek litologicznych w utworach miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego pomiędzy Rzeszowem a Pilznem. *Prace Geologiczne*, 131.

ŻYTKO K., MALATA T. (red.), 2006 – Kuźmina 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 110.

BADANIA KARPAT – ZAPADLISKA W KARTOGRAFII GEOLOGICZNEJ OKRESU MIĘDZYWOJENNEGO – W 100-LECIE PIG

Stanisław Wołkowicz[1,] * & Krystyna Wołkowicz[1]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail: stanislaw.wolkowicz@pgi.gov.pl*

Po odzyskaniu niepodległości i utworzeniu Państwowego Instytutu pełniącego rolę państwowej służby geologicznej podstawowymi kierunkami prac były zapewnienie dostaw surowców mineralnych dla polskiej gospodarki oraz opracowanie map geologicznych, które są podstawą wszelkich prac poszukiwawczych. W tej dziedzinie bardzo szybko spektakularne sukcesy osiągnął Jan Samsonowicz, który prowadząc prace kartograficzne dokonywał kolejno odkryć złóż: żelaza w Rudkach, fosforytów w rejonie Rachowa i Annopola, a następnie złóż węgla kamiennego na Wołyniu. Rozpoznanie geologiczne obszaru Karpat i zapadliska przedkarpackiego, czyli terenu, który był w zaborze austriackim, było znacząco lepsze niż tereny objęte zaborem rosyjskim.

Południowa część Polski obfitowała w surowce mineralne, z których największe znaczenie miała ropa naftowa oraz sole kamienne. Obszar ten był przedmiotem badań przede wszystkim geologów związanych z Sekcją Orograficzno-Geologiczną Komisji Fizjograficznej, która od 1873 r. była organem Akademii Umiejętności powstałej po likwidacji Towarzystwa Naukowego Krakowskiego. Wyniki prac badawczych były publikowane w *Sprawozdaniach Komisji Fizjograficznej* i *Pamiętnikach Fizjograficznych*, w których ukazało się wiele ważnych opracowań kartograficznych. Najważniejszym osiągnięciem tej Komisji było opracowanie *Atlasu Geologicznego Galicji*, monumentalnego dzieła składającego się z 25 zeszytów, w ramach których opracowano 101 arkuszy map w skali 1:75 000 (Alexandrowicz, 2008; Wołkowicz & Wołkowicz, 2014). Obszar Karpat był też terenem bardzo intensywnie badanym w aspekcie występowania złóż ropy naftowej, a pierwszą sformalizowaną placówka geologiczną zajmującą się tą tematyka była powołana w 1912 r. z inicjatywy prof. Józefa Grzybowskiego Stacja Geologiczna w Borysławiu. Na jej czele stanął młody, ale bardzo dobrze wykształcony geolog dr Bolesław Kropaczek (Wołkowicz i in., 2017). Problematyka związana

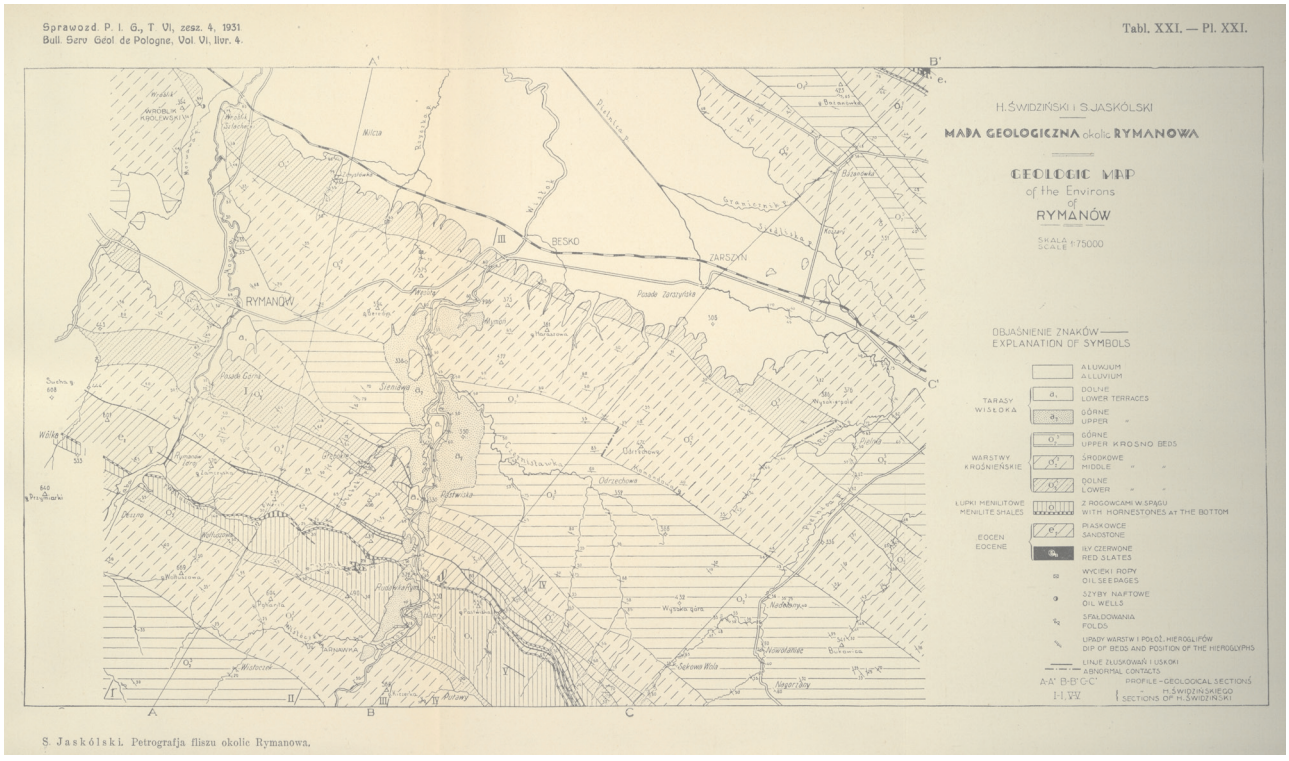


Fig. 1. H. Świdziński & S. Jaskólski, 1931 – Mapa geologiczna okolic Rymanowa 1:75 000.

Fig. 2. Skorowidz arkuszowy ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000

z poszukiwaniem i rozpoznawaniem złóż ropy naftowej na Podkarpaciu została podjęta niezwłocznie po powołaniu do życia PIG, w którym zatrudnieni zostali najwybitniejsi geolodzy naftowi: Jan Nowak, Konstanty Tołwiński, którzy brali udział w pracach Komisji Sejmowej i opracowali memoriał w sprawie organizacji przemysłu i górnictwa naftowego w odrodzonej Polsce. K. Tołwiński podjął starania prowadzące do reaktywacji działalności Stacji Geologicznej w Borysławiu, w ramach struktury PIG. Jego współpracownikami zostali dr Bolesław Bujalski i dr Edward Jabłoński. Ta pierwsza placówka terenowa PIG była finansowana w głównej mierze przez przemysł naftowy, z którym bardzo ściśle współpracowała i w 1921 r. została przekształcona w Karpacki Instytut Geologiczno-Naftowy. Badania naftowe nie mogły być jednak prowadzone w oderwaniu od szerokiego ujęcia problematyki budowy geologicznej Karpat, dlatego też pracownicy stacji brali również czynny udział w pracach terenowych utworzonego w 1923 r. Wydziału Naftowo–Solnego PIG, którego pierwszym kierownikiem był prof. Wawrzyniec Teisseyre, a w latach 1930-1939 kierował nim K. Tołwiński. Prowadzono wówczas bardzo intensywne rozpoznanie budowy geologicznej Karpat Wschodnich i zapadliska przedkarpackiego, co zaowocowało licznymi mapami, których autorami byli

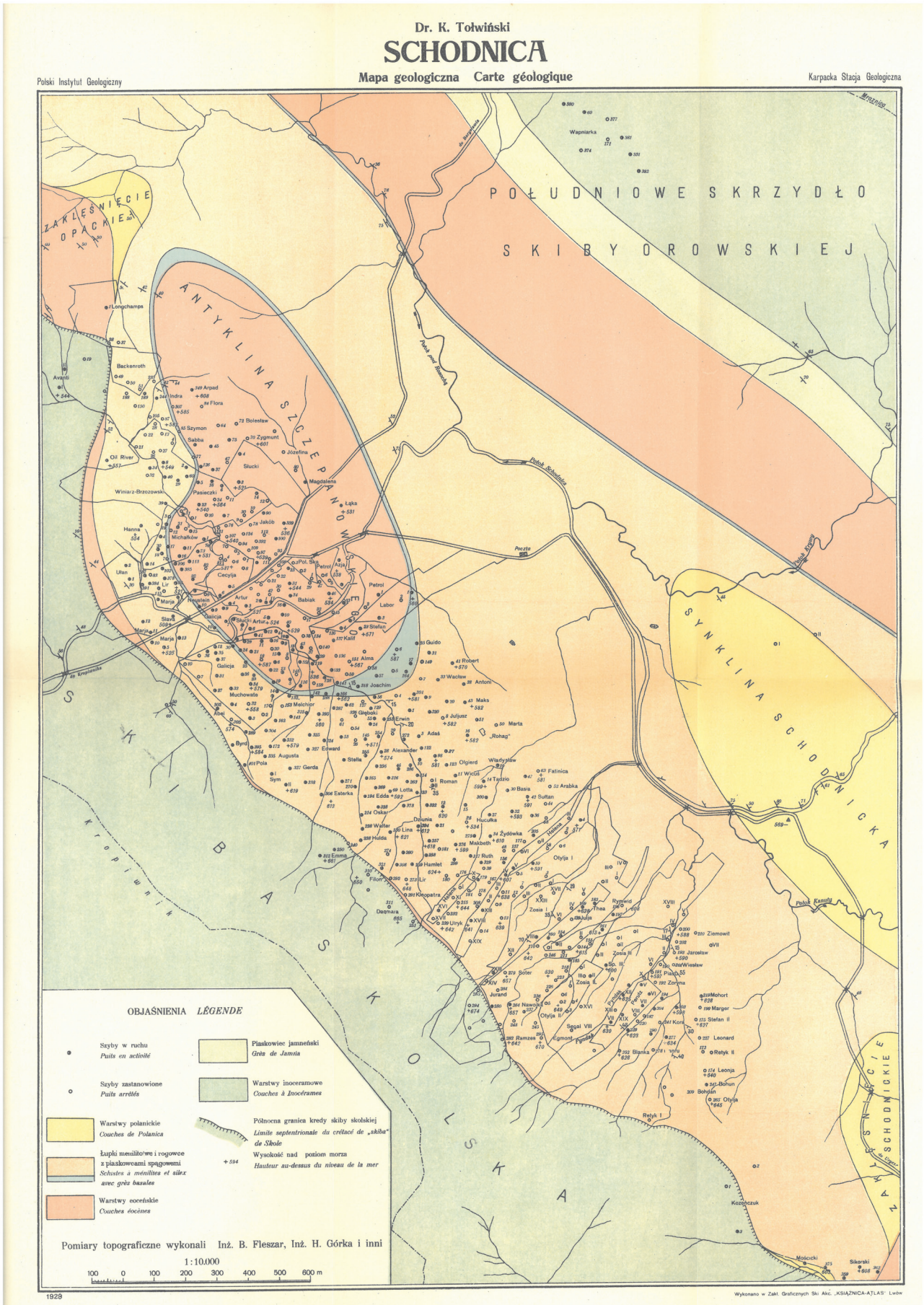


Fig. 3. K. Tołwiński 1929 – Schodnica. Mapa geologiczna

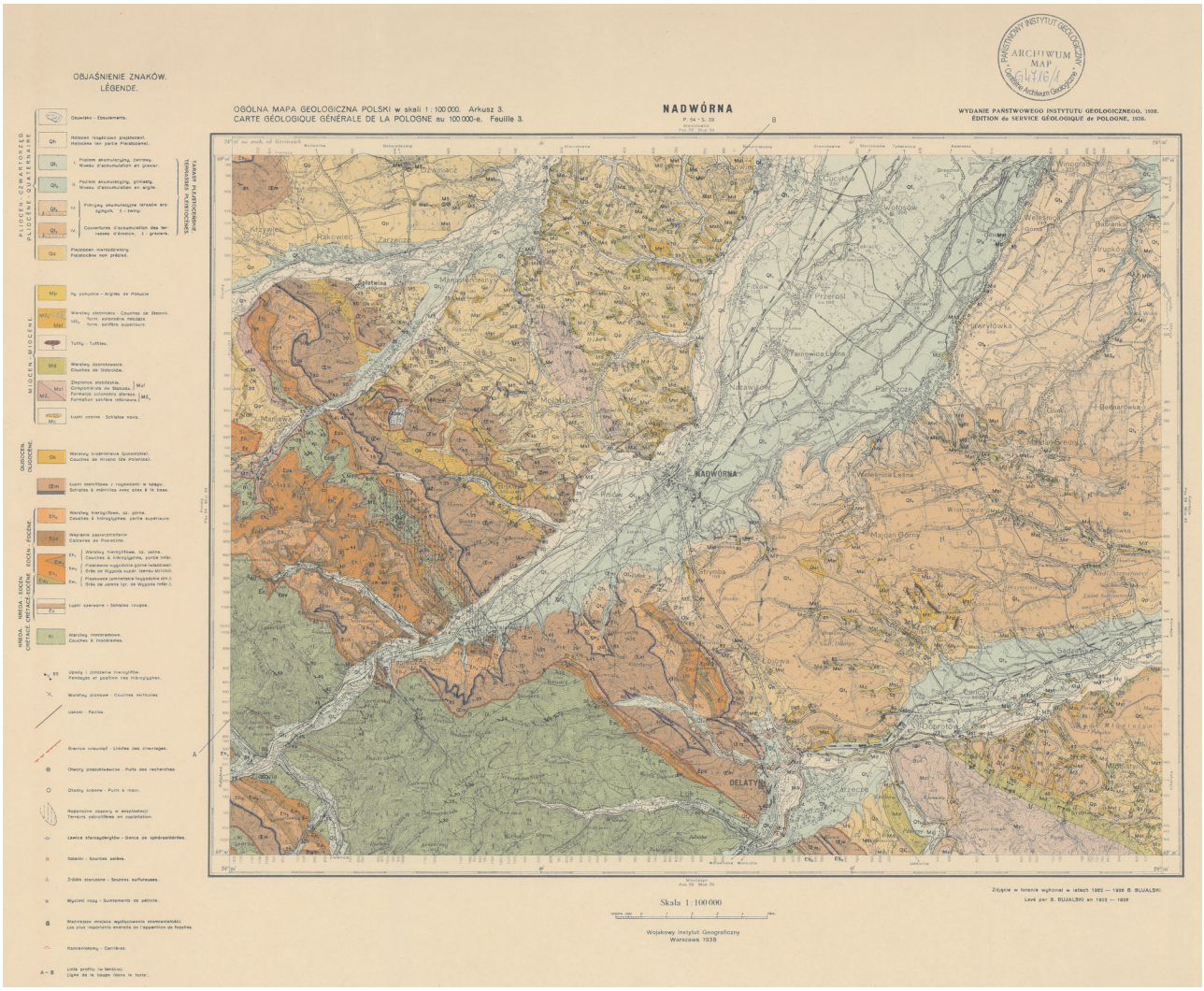


Fig. 4. B. Bujalski, 1938 – Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. Nadwórna

Konstanty Tołwiński, Stanisław Weigner, Bolesław Bujalski, Henryk Świdziński, Henryk Teisseyre, Stanisław Krajewski i in. Corocznie wydawane Sprawozdania z działalności PIG zwykle są obficie ilustrowane, najczęściej czarno-białymi mapami obszarów, na których prowadzono w owym czasie badania (Fig. 1). Na dużą skalę były prowadzone prace reinterpretacyjne na arkuszach map wykonanych w ramach *Atlasu Geologicznego Galicji*. Objęto nimi arkusze Turka, Stary Sambor, Lisko, Ustrzyki Dolne, Dobromil, Sanok, Dynów, Jasło, Stanisławów, Kołomyja i in. (Fig. 2). Prace te realizowali przede wszystkim geolodzy specjalizujący się w geologii naftowej, tacy jak W. Teisseyre, K. Tołwiński, B. Świderski, B. Bujalski, ale w te prace włączali się również geolodzy, którzy są utożsamiani z badaniem Tatr i Pienin, tak jak F. Rabowski i L. Horwitz. Prowadzone prace łączyły w sobie elementy badań podstawowych z badaniami złożowymi (Fig. 3). Geolodzy ci prowadzili również systematyczne prace kartograficzne, czego efektem były opracowane i opublikowane mapy geologiczne w skali 1:100 000, arkusze Skole (Tołwiński & Krajewski, 1935) i Nadwórna (Bujalski, 1938) (Fig. 4).

Tematyka solna obszaru karpackiego była przedmiotem badań Gejzy Bukowskiego von Stolzenburga, który w okresie zaborów był związany z austriacką służbą geologiczną i do dnia dzisiejszego cieszy się tam dużym poważaniem. Prowadził on badania geologiczne przede wszystkim w rejonie Bochni, dla którego to obszaru opracował mapę geologiczną w skali 1:25 000, z objaśnieniami z roku 1932.

Na dużą skalę prowadzone były przez pracowników PIG prace badawcze i kartograficzne na terenie Tatr i Pienińskiego Pasa Skałkowego. Prace te wykonywali przede wszystkim wychowankowie słynnego szwajcarskiego prof. Maurice'a Lugeona: Ferdynanda Rabowskiego i Ludwika Horwitza, których współpracownikami byli Walery Goetel i Edward Passendorfer, a petrografię andezytów pienińskich opracowywał Stanisław Małkowski. Podobnie jak i w przypadku Karpat fliszowych, wiele map z obszaru Tatr i Pienin było publikowanych w *Sprawozdaniach z działalności PIG*, czego przykładem jest np. Mapa schematyczna okolic Upłazu Miętusiego (Fig. 5).

Mapy zamieszczane w *Sprawozdaniach*, pomimo dużej wartości merytorycznej, należy jednak uznawać za

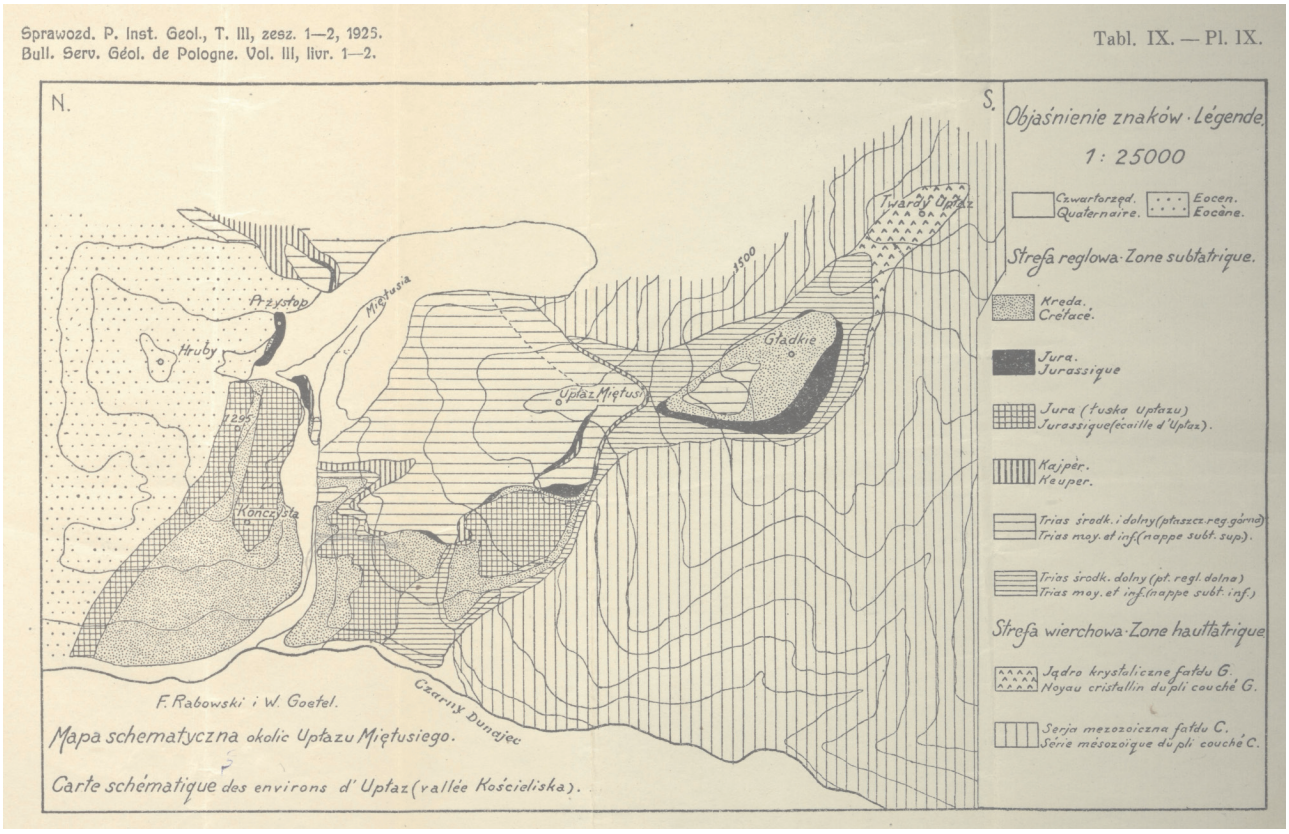


Fig. 5. F. Rabowski, F. Goetel, 1925 – Mapa schematyczna okolic Upłazu Miętusiego

wstępne materiały cząstkowe, a zasadniczym celem było opracowanie szczegółowych map geologicznych badanych obszarów. W przypadku Rabowskiego i Horwitza los okazał się okrutny. Pierwszemu na doprowadzenie swoich prac do końca nie pozwoliła przede wszystkim ciężka choroba, drugiemu tragiczna śmierć związana z okresem okupacji hitlerowskiej. Ich dzieła zostały opublikowane dopiero po zakończeniu II wojny światowej. Dorobek Rabowskiego został opublikowany przez PIG w latach 1953-1959, przy bardzo dużym udziale Z. Kotańskiego (Miecznik, 2013). W przypadku Horwitza obszerna jego praca *Budowa geologiczna Pienin* ukazała się dopiero w 1963 r. w *Pracach Instytutu Geologicznego*. Wiele innych prac przerwanych przez wojnę było kontynuowanych w okresie powojennym. Na takie najważniejsze prace kartograficzne należy uznać mapy H. Świdzińskiego i S. Sokołowskiego *Mapa geologiczna Karpat 1:200 000* (część wschodnia i zachodnia, która w większości została opracowana do 1939 r., natomiast zręby pod mapy Pienińskiego Pana Skałkowego, które opublikował K. Birkenmayer w latach 1959-1970, położył Ludwik Horwitz.

LITERATURA

ALEXANDROWICZ S.W., 2008 – Sekcja Geologiczna Komisji Fizjograficznej TNK i AU – działalność i osiągnięcia. *Studia i materiały do dziejów Polskiej Akademii Umiejętności*, 5.

BUJALSKI B., 1938 – *Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 00. Arkusz Nadwórna*.

HORWITZ L., 1963 – Budowa geologiczna Pienin. *Prace Instytutu Geologicznego* 38: 15-152.

MIECZNIK J.B., 2013 – Ferdynand Rabowski – Wybitny tektonik i człowiek gór. *Przegląd Geologiczny*, 61: 172-177.

TOŁWIŃSKI K., 1929 – Schodnica. Mapa geologiczna w skali 1:10 000. W: K. Tołwiński (red.), *Kopalnie nafty i gazów ziemnych w Polsce*. Zeszyt III. Biuletyn 18: 52 str.

WOŁKOWICZ S., GRANICZNY M., WOŁKOWICZ K., URBAN H., 2017 – History of the oil industry in Poland until 1939. *Geological Society Special Publications*, 442: 401-412.

WOŁKOWICZ S., WOŁKOWICZ K., 2014 – Geological cartography in Poland in the 19th century. *Geological Quarterly*, 58: 623–658.

WODY LECZNICZE UZDROWISK IWONICZA-ZDROJU I RYMANOWA-ZDROJU

Józef Chowaniec[1, *]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki*

**E-mail: chowaniec.surowka@gmail.com*

Uzdrowiska Iwonicz-Zdrój i Rymanów-Zdrój znajdują się w obrębie środkowej części centralnego synklinorium karpackiego. Jednym z elementów tego synklinorium jest antyklina Iwonicza-Zdroju – Rudawki Rymanowskiej, w obrębie której występują wody lecznicze eksploatowane w uzdrowiskach Iwonicz-Zdrój i Rymanów-Zdrój (Fig. 1). Dla ochrony tych wód utworzone zostały obszary górnicze "Iwonicz" i "Rymanów". W zasięgu obszarów górniczych odsłaniają się na powierzchni wychodnie piaskowców ciężkowickich, stanowiących kolektor wód leczniczych.

IWONICZ-ZDRÓJ

Iwonicz-Zdrój to jedno z najstarszych polskich uzdrowisk znane od 1578 r., które do prosperity doszło dopiero pod koniec XVIII w. Iwonickie wody lecznicze należą do najwcześniej poznanych i opisywanych w Polsce. Spośród źródeł najbardziej znanymi są: Karol, Amelia i Józef. W obrębie obszaru górniczego „Iwonicz" wody mineralne, w tym lecznicze, zostały rozpoznane 15 otworami. Do najbardziej znanych należy odwiert o nazwie Emma, wykonany w 1899 r., w którym nawiercono wody mineralne o cennych właściwościach leczniczych, eksploatowane do dnia dzisiejszego. Pod względem chemicznym wody iwonickie są typu chlorkowo-wodorowęglanowo-sodowego z zawartością m.in. jodku i dwutlenku węgla. Związane są one z eoceńskimi piaskowcami ciężkowickimi jednostki śląskiej. Mineralizacja wód iwonickich dochodzi do 19,0 g/dm^3. Zasadniczym problemem jest ich stałe wysładzanie przez wody atmosferyczne. Zasoby eksploatacyjne poszczególnych ujęć wahają się od 0,5 m^3/h do 12,6 m^3/h. W otworach Lubatówka 12 i Lubatówka 14 eksploatuje się wody termalne o temperaturze na wypływie odpowiednio - 20,2°C i 20,1°C. Od 1867 r. (z przerwami) warzona jest w Iwoniczu sól jodobromowa z wody mineralnej (19,2 g/dm^3) eksploatowanej z otworu Lubatówka 12. Sól, której produkcję ograniczono, była używana do kąpieli, okładów i zmywań.

W Iwoniczu Zdroju, dzięki wszechstronnemu stosowaniu w medycynie jodu i bromu, jest leczonych wiele jednostek chorobowych, m.in.: choroby układu krążenia, narządu ruchu, górnych dróg oddechowych, układu nerwowego, przemiany materii i wiele innych.

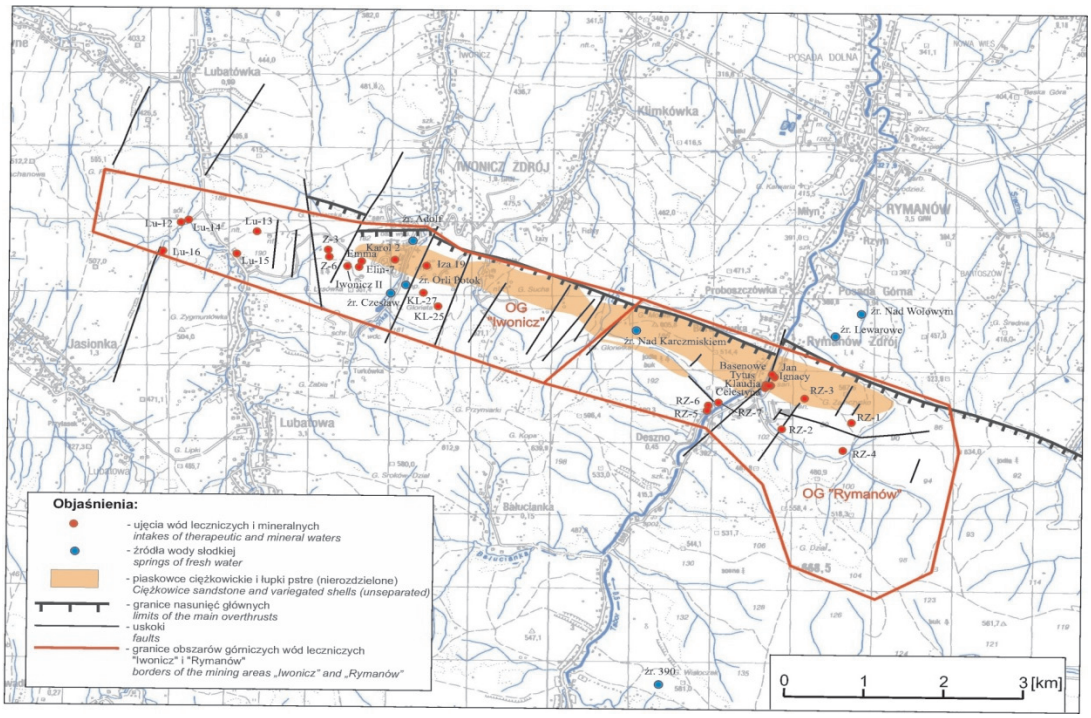


Fig. 1. Lokalizacja ujęć wód leczniczych w Rymanowie-Zdroju i Iwoniczu-Zdroju (Chowaniec i in., 2016); elementy tektoniczne wg Wdowiarza i in. (1991)

RYMANÓW-ZDRÓJ

Rymanów-Zdrój jako uzdrowisko zaistniał pod koniec XIX w. (1876 r.), po odkryciu 12 źródeł mineralnych w korycie potoku Tabor. Źródła te rozdzielono na trzy zdroje, które otrzymały nazwy: Tytus, Klaudia i Celestyna. Wody lecznicze występujące w okolicach Rymanowa należą do wód chlorkowo-wodorowęglanowo-sodowych, z zawartością m.in. jodków i dwutlenku węgla. Wody w źródłach Klaudia, Tytus i Celestyna są szczawami o mineralizacji ok. 8 g/dm^3 i łącznych zasobach eksploatacyjnych wynoszących 0,675 m^3/h. W obszarze górniczym „Rymanów", oprócz trzech wymienionych źródeł, znajdują się jeszcze dwa źródła - Basenowe i Ignacy oraz 5 otworów. Wody lecznicze eksploatowane z otworów charakteryzują się mineralizacją w granicach 3-10 g/dm^3. W 2012 r. w obszarze górniczym „Rymanów" odwiercono nowy otwór Rymanów-Zdrój 7, z którego nastąpił samowypływ wody w ilości ok. 6 m^3/h o mineralizacji 3,0 g/dm^3. Na uwagę zasługuje fakt wzrostu mineralizacji wody, co może świadczyć o połączeniu poziomów wodonośnych I-go i II-go piaskowca ciężkowickiego w rejonie otworu Rymanów-Zdrój 7. Prawdopodobnie związane jest to z dyslokacją przebiegającą w pobliżu otworu (Chowaniec & Operacz, 2014).

W Rymanowie Zdroju, dzięki warunkom klimatycznym i naturalnym środkom (wody mineralne, borowiny) leczone są m.in.: choroby układu krążenia, narządu ruchu, narządu oddechowego, narządu pokarmowego, układu nerwowego, przemiany materii oraz wiele innych.

Cechą charakterystyczną okolic Iwonicza-Zdroju i Rymanowa-Zdroju jest współwystępowanie wód zwykłych i leczniczych na powierzchni, bądź w strefie przypowierzchniowej. Ścisła granica między wodami zwykłymi i leczniczymi w tym rejonie jest trudna do uchwycenia. Czynnikiem warunkującym występowanie źródeł wód mineralnych są strefy dyslokacyjne tworzące systemy szczelin do znacznych głębokości. Migrujący z głębi ziemi, niezależny od wody, dwutlenek węgla nasyca wody infiltrujące, powodując powstanie wód mineralnych typu szczaw. Dane chemiczne i izotopowe potwierdzają złożoność systemu hydrogeologicznego w rejonie Iwonicza-Zdroju i Rymanowa-Zdroju. Z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić, że występują tutaj 4 różne składowe wód leczniczych: diagenetyczna, reliktowo-morska (?), wody współczesnej oraz starszej infiltracji (Chowaniec i in., 2016).

LITERATURA

CHOWANIEC J., OPERACZ T., 2014 – Nowe ujęcie wód leczniczych w Rymanowie-Zdroju. *Instal*, 7/8 (353): 78-80.

CHOWANIEC J., GĄGULSKI T., GORCZYCA G., OPERACZ T., 2016 – Nowe dane dotyczące składu fizykochemicznego i izotopowego wód leczniczych Antykliny Iwonicza-Zdroju - Rudawki Rymanowskiej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 466: 43-50.

WDOWIARZ S., ZUBRZYCKI A., FRYSZTAK-WOŁKOWSKA A., 1991 – *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 arkusz Rymanów*. Wyd. Geol., Warszawa.

WYKORZYSTANIE POŁĄCZONEJ INWERSJI GEOFIZYCZNYCH DANYCH POWIERZCHNIOWYCH W PRZETWARZANIU DANYCH SEJSMICZNYCH - PRZYKŁADY Z REJONU KARPAT WSCHODNICH

Adam Cygal[1, *], Michał Stefaniuk[1], Michał Martuś[1] & Jolanta Pilch[1]

[1]AGH University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Department of Fossil Fuels

**E-mail: cygal@agh.edu.pl*

Rozkład parametrów petrofizycznych w złożonym, intensywnie zaangażowanym tektonicznie ośrodku geologicznym charakterystycznym dla struktur zewnętrznych Karpat fliszowych generuje skomplikowany i trudny do interpretacji obraz sejsmiczny. Podstawowe znaczenie dla odtworzenia budowy geologicznej ma poprawne wykonanie przetwarzania danych pomiarowych, utrudnione w złożonym ośrodku geologicznym. Najnowsze rozwiązania metodyczne w tym zakresie uwzględniają wykorzystanie tzw. zintegrowanej interpretacji, w tym połączonej inwersji geofizycznych danych powierzchniowych.

Praca przedstawia wyniki połączonej inwersji danych sejsmicznych, elektromagnetycznych i grawimetrycznych, które wykorzystane zostały w przetwarzaniu sejsmiki refleksyjnej. Dla strefy przypowierzchniowej wielowariantowa analiza danych oparta została o połączoną inwersję danych sejsmiki refrakcyjnej z danymi grawimetrycznymi oraz wprowadzonymi więzami, zbudowanymi na podstawie wyników interpretacji danych elektromagnetycznych (magnetotellurycznych AMT/MT i procesów przejściowych TEM). Metodologia ta posłużyła do budowy modeli strefy małych prędkości (SMP) wykorzystywanych do wyznaczania poprawek statycznych na wstępnym etapie przetwarzania. Wykorzystano ją także do konstrukcji modeli rozkładu prędkości fali sejsmicznej używanych na etapie migracji głębokościowej.

Połączona inwersja różnych typów danych geofizycznych wspomagana dostępnymi danymi geologicznymi i otworowymi, pozwoliła na otrzymanie dobrej jakości modeli geofizycznych. Co więcej, takie dane wejściowe pozwoliły na przeprowadzenie kompleksowej i szczegółowej interpretacji geologicznej wyników przetwarzania danych geofizycznych, głównie dla najpłytszej strefy, gdzie często informacja geologiczna jest tracona na etapie przetwarzania. Wyniki interpretacji były potwierdzone przez porównanie z dostępnymi informacjami z pobliskich otworów wiertniczych oraz porównane z wynikami opartymi na klasycznym przetwarzaniu danych sejsmiki refleksyjnej.

Prezentacja powstała na podstawie wyników prac badawczych zrealizowanych w ramach projektu pt.: „Eksperymentalna oraz kompleksowa i wielowariantowa interpretacja danych sejsmicznych, magnetotellurycznych, grawimetrycznych i otworowych jako narzędzie poprawy efektywności badań strukturalnych i złożowych", finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju w ramach III Konkursu – Programu Badań Stosowanych III.

NOWE SPOJRZENIE NA WARSTWY KROŚNIEŃSKIE FAŁDU GORLIC

Arkadiusz Drozd[1,] * & Piotr Dziadzio[1]

[1]*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail: drozd@inig.pl*

Analiza facjalna warstw krośnieńskich południowego skrzydła fałdu Gorlic (Drozd i in., w druku), odsłaniających się w korycie rzeki Sękówka, na odcinku Gorlice – Sękową, umożliwiła wykonanie szczegółowego profilu litologicznego o łącznej miąższości rzeczywistej 1415 m. Profilowanie terenowe zostało wykonane przy pomocy oprogramowania LithoHero. W obrębie warstw krośnieńskich wydzielono i opisano 11 facji osadowych (I-XI), dla których na tym etapie badań nie przeprowadzono interpretacji mechanizmów depozycji. Rozpoznano i udokumentowano również 15 struktur sedymentacyjnych, które w kolejnym etapie badań - na szerszym obszarze - zostaną wykorzystane do interpretacji środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich.

W celu bardziej uniwersalnego wykorzystania uzyskanych danych litologicznych, skorelowano je z zestandaryzowanymi - do jednostek fizycznych psAPI - profilowaniami geofizyki otworowej z otworów Gorlice-12 i Gorlice-13, które przewiercają ekwiwalent badanego interwału. Wszystkie 3 profile (1 terenowy i 2 otworowe) zostały razem zestawione i odniesione do granicy stropu warstw menilitowych (poziom odniesienia), która jest bardzo dobrze widoczna zarówno w terenie, jak i w zapisie krzywych geofizyki otworowej.

Przyjęta metodyka pozwoliła na wyznaczanie 5 charakterystycznych granic (G1, G2, G3, G4, G5), wyznaczanych w spągu piaskowców masywnych, których pozycja może mieć istotne znaczenie dla dalszych prac interpretacyjnych i korelacyjnych z sąsiednimi profilami.

Porównano oraz opisano podobieństwa i różnice wyników interpretacji, z dotychczas znanym, archiwalnym opisem badanego profilu opracowanego przez Szymakowską (1979).

Opracowana metodyka może stanowić podstawę do dalszych prac, które - jak w opisanym przypadku - pozwolą na weryfikację dotychczasowego stanu wiedzy o warstwach krośnieńskich na szerszym obszarze badań. Może też być wykorzystywana do regionalnych interpretacji zmienności facjalnej i środowisk depozycji tych, jak i innych wydzieleń litostratygraficznych w obszarach o różnym stopniu odsłonięcia i pokrycia otworami wiertniczymi.

LITERATURA

DROZD A., DZIADZIO P., STADTMÜLLER M., 2019 – Wykształcenie facjalne i korelacja profili warstw krośnieńskich z odsłonięć i otworów wiertniczych (Fałd Gorlic, jednostka śląska, Karpaty). *Nafta-Gaz* (w druku)

SZYMAKOWSKA F., 1979 – Budowa geologiczna południowego skrzydła fałdu Gorlic między Gorlicami a Krygiem (Karpaty Środkowe). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 85-103.

CHARAKTERYSTYKA PRZESTRZENI POROWEJ ŁUPKÓW MENILITOWYCH NA PODSTAWIE BADAŃ POROZYMETRII RTĘCIOWEJ I ADSORPCJI AZOTU

Lidia Dudek[1, *]

[1]*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail: dudek@inig.pl*

Wykonano charakterystykę przestrzeni porowej powierzchniowych łupków menilitowych wykorzystując w tym celu badania porozymetrii rtęciowej i adsorpcji azotu. Próbki do badań pobrane były z rejonu jednostki śląskiej, skolskiej i dukielskiej. Struktura porowa próbek łupków menilitowych wygrzanych w 105°C była mierzona metodą porozymetrii rtęciowej (ang. MICP - *Mercury Injection Capillary Pressure*) oraz adsorpcji azotu w niskiej temperaturze w tym przypadku w temperaturze wrzenia ciekłego azotu. Na podstawie badań adsorpcyjnych obliczono wartości powierzchni właściwej BET, rozkład wielkości porów i zajmowaną przez dominujące pory objętość. Otrzymane izotermy adsorpcji i desorpcji tych próbek były podobne i można je było zaklasyfikować jako typ II, charakterystyczny dla porów o kształcie butelkowym (wąskie wejście do szerokiego wnętrza); również dla porów powstałych między dwoma płaszczyznami o różnym wzajemnym nachyleniu wg klasyfikacji IUPAC (Sing, 1985). Porowatość i rozkład wielkości porów (ang. *Pore Size Distribution*) są jednym z ważniejszych aspektów medium porowego i wpływają na większość charakterystyk zachowania się mediów porowatych, np. charakterystykę sprężystą i mechaniczną, ruch i przepływ płynów. Najczęściej do analizy porów w makroporowych zbiornikach konwencjonalnych jest stosowana porozymetria rtęciowa. Należy mieć na uwadze, że zatłaczanie rtęci do próbki przy bardzo wysokim ciśnieniu ma wpływ na ściśliwość struktury skały, możliwość pękania cząstek i otwierania zamkniętych oraz będzie wpływać na dane gromadzone przy tak wysokim ciśnieniu. Stąd z pomocą przychodzi adsorpcja do badania bardzo drobnych porów w przedziale 0,3 do 200 nm.

Połączenie zatłaczania rtęci i adsorpcji azotu daje nam informacje o całej strukturze porowej. Należy pamiętać, że azot i rtęć rejestrują struktury porowe w odmienny spo-

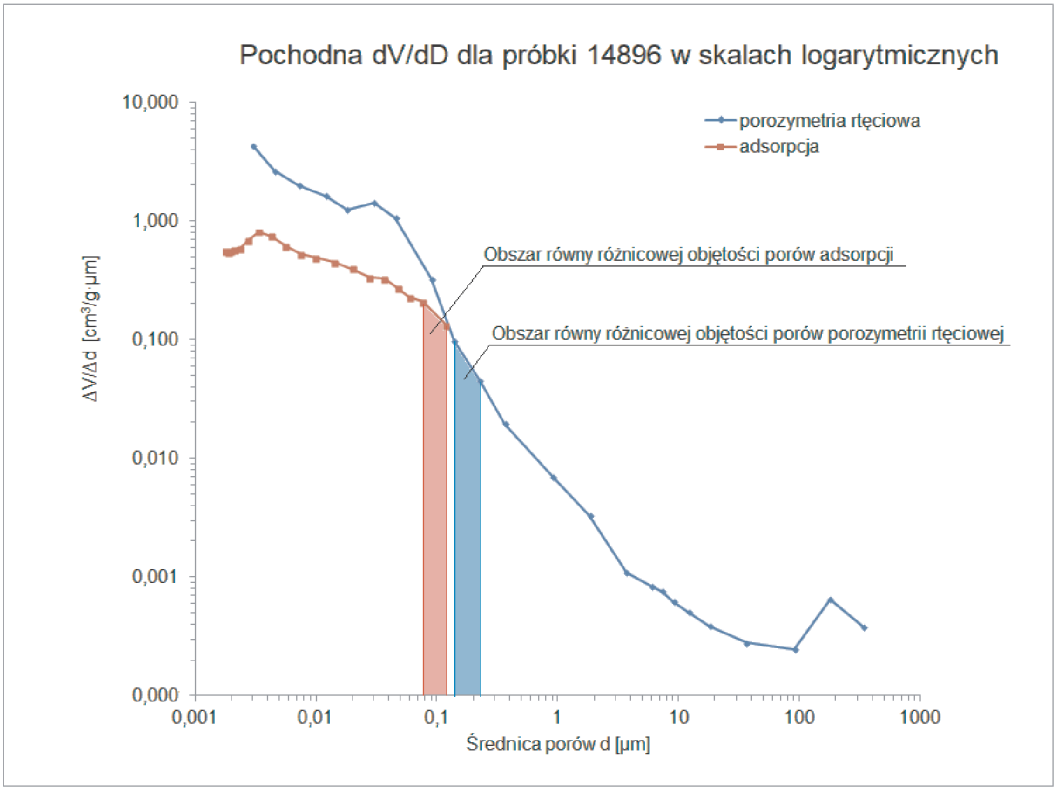


Fig. 1. Rzeczywiste nakładanie pochodnych

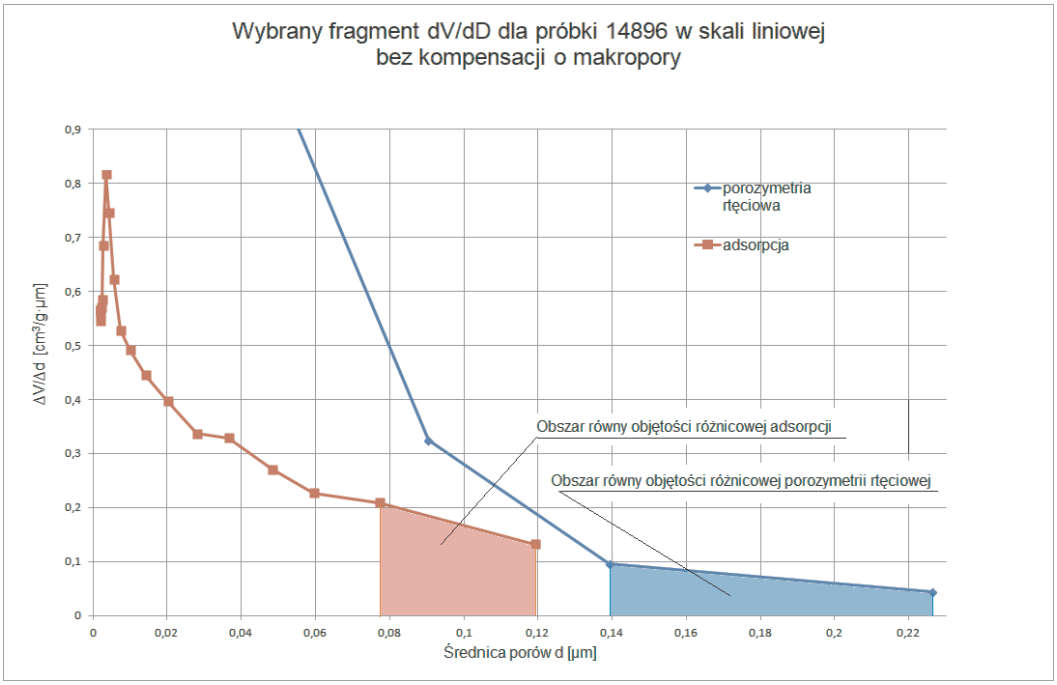


Fig. 2. Liniowe przedstawienie z Fig. 1

sób. Zatłaczanie rtęci do struktury porowej jest regulowane przez przewężenia porów tzw. gardziele, podczas gdy zjawisko adsorpcji jest kontrolowane przez powierzchnię porów (Kuila & Prasad, 2011). Łączenie informacji z tych dwóch technik dostarcza uzupełniających się informacji o strukturze porowej każdego medium porowego, w tym przypadku - próbek łupków menilitowych pobranych z powierzchni. Typowy wykres połączenia MICP oraz adsorpcji azotu dla jednej z badanych próbek przedstawiają Fig. 1 i 2, a pola powierzchni przedstawione na tych rysunkach są równe różnicowym objętościom porów mierzonych przez zaadsorbowany azot, lub wypełnienie rtęcią, między dwiema średnicami pomiarowymi. Porównanie kątów nachylenia linii na Fig. 1 pozwala ponadto ocenić, czy pory pod wpływem ciśnień rtęci są ściskane czy też rozrywane. Również lokalne dominujące średnice są dobrze widoczne na obu rysunkach. Z poniższych wykresów możemy obliczyć całkowitą, jak również – różnicową, objętość porową dla rtęci w przedziale 0,1-10 µm oraz dla adsorpcji w przedziale 0,0017-0,1 µm. Wartości te można otrzymać z sumowania pól powierzchni dla poszczególnych zakresów.

LITERATURA

KUILA U., MANIKA PRASAD, 2011 – Surface area and pore-size distribution in clays and shales, SPE 146869. SPE Annual Technical Conference and Exhibition held in Denver , Colorado, USA, 30 October – 2 November 2011.

SING K.S., 1985 – Reporting physisorption data for gas/solid systems with special reference to the determination of surface area and porosity. *Pure and Applied Chemistry*, 57: 603-619.

PROPOZYCJA UTWORZENIA GEOPARKU W BIESZCZADACH WYSOKICH

Grzegorz Haczewski[1,] *

[1]*Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie, Instytut Geografii*

**E-mail: sghaczew@interia.pl*

Bieszczady Wysokie mają znaczny a niedoceniony potencjał geoturystyczny. Geoturystyka jest jednak trudna do pogodzenia z zasadami ścisłej ochrony, jaka obowiązuje na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego (BdPN). Pogodzenie potrzeb geoturystyki i ochrony przyrody mogłoby zapewnić utworzenie geoparku w otulinie BdPN, na terenie parków krajobrazowych Ciśniańsko-Wetlińskiego i Doliny Sanu.

Potencjał geoturystyczny Bieszczadów wynika z ich specyficznego położenia geologicznego -na granicy dwu jednostek tektoniczno-facjalnych: dukielskiej i śląskiej - oraz szczególnej historii rozwoju rzeźby i działalności człowieka. Młode ruchy wypiętrzające przyczyniły się do powstania urozmaiconych form rzeźby na zróżnicowanym podłożu skalnym. Krajobraz proponowanego geoparku uległ niewielkim przekształceniom w wyniku gospodarki, jaką tu prowadzono do połowy XX wieku. Na terenie potencjalnego geoparku występują skały całej kredy i paleogenu po najniższy miocen. Oprócz skał osadowych fliszu karpackiego spotkać tu można - w postaci egzotyków we fliszu - egzotyczne skały osadowe i metamorficzne. Występuje tu bogactwo form sedymentacyjnych i tektonicznych dostępnych do obserwacji w doskonałych odsłonięciach: turbidyty z bogactwem hieroglifów, warstwy osuwisk podmorskich, żyły piaskowcowe, konkrecje cementacyjne, wirowce, diamenty marmaroskie, makroskamieniałości, uskoki, nasunięcia, spękania ciosowe, budiny, systemy żył mineralnych, *vein structures*, naturalne wypływy ropy i gazu ziemnego. Bogaty jest zestaw form rzeźby: grzędy i ściany skalne, osuwiska, jaskinie szczelinowe, formy sufozyjne, kopalne jeziora osuwiskowe, torfowiska, przekroje warstw z zapisem historii osadnictwa, wodospady, berda, kotły wirowe. Występują tu też ślady dawnego górnictwa naftowego i dające się odczytać w krajobrazie ślady dawnej zabudowy, dróg, systemów pól, ruiny mostów, resztki jazów i innych działań hydrotechnicznych. Na dawnych cmentarzach obejrzeć można nagrobki z miejscowego materiału skalnego

Utworzenie geoparku tożsamego terytorialnie z istniejącymi dwoma parkami krajobrazowymi ułatwi rozwiązanie kwestii organizacyjno-administracyjnych. Obsłudze geoturystów sprzyja bogata baza turystyczna, jak i wysoki poziom wykształcenia mieszkańców, ważny w perspektywie szkolenia przewodników geoturystyki.

MODELOWANIA STRUKTURALNE ORAZ POWIERZCHNIOWE DANE GEOLOGICZNE JAKO NARZĘDZIA W INTERPRETACJI DANYCH SEJSMICZNYCH Z REJONU KARPAT ZEWNĘTRZNYCH

Piotr Hadro[1,] *, Jan Barmuta[1], Krzysztof Starzec[1] & Michał Stefaniuk[1]

[1]*Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska*

**E-mail: piotr.hadro@gmail.com*

Interpretacja danych sejsmicznych z rejonu Karpat Zewnętrznych stanowi niejednokrotnie duże wyzwanie ze względu na niską jakość danych sejsmicznych, będącą efektem zarówno skomplikowanej geologii, jak i zróżnicowanych parametrów akwizycji.

Jak wykazały liczne prace (np. Bond et al., 2007, 2015), niejednoznaczność zapisu sejsmicznego oraz brak danych, lub niedostatek innych, zostawia duże pole swobody podczas interpretacji, która w znacznym stopniu może zależeć od wizji, doświadczenia i wiedzy interpretatora. W celu zobiektywizowania interpretacji powszechnie stosowanym narzędziem jest bilansowanie przekrojów geologicznych, czyli rekonstrukcja kolejnych etapów deformacji w celu odtworzenia pierwotnej geometrii basenu. Równie pomocnym narzędziem są strukturalne modelowania proste, pozwalające na symulację koncepcji rozwoju tektonicznego. Niedocenione, aczkolwiek niezwykle ważne dla poprawnej interpretacji danych sejsmicznych, są również dane powierzchniowe. Pozwalają one na zbudowanie modelu geologicznego w płytkiej strefie, która stanowi słaby punkt sejsmiki refleksyjnej w obszarach charakteryzujących się zaawansowaną tektoniką oraz dużymi kątami upadu warstw. Dane powierzchniowe znajdują również zastosowanie w powiązaniu horyzontów sejsmicznych z wydzieleniami litostratygraficznymi, kiedy dowiązania na podstawie sejsmogramów syntetycznych nie dają zadowalających rezultatów.

Na przykładzie wybranych linii sejsmicznych z rejonu wschodniej części Karpat Zewnętrznych zaprezentowano możliwości wykorzystania wyżej wymienionych narzędzi w procesie interpretacji danych sejsmicznych.

LITERATURA

BOND C.E., GIBBS A.D., SHIPTON Z.K., JONES S., 2007 – What do you think this is? "Conceptual uncertainty" in geoscience interpretation. *GSA Today*, 17 (11): 4-10.

BOND C.E., JOHNSON G., ELLIS J.F., 2015 – Structural model creation: the impact of data type and creative space on geological reasoning and interpretation. *Geological Society Special Publications*, 421 (1): 83-97.

ZASOBY I MOŻLIWOŚCI ZAGOSPODAROWANIA WÓD TERMALNYCH W REJONIE WSCHODNICH KARPAT POLSKICH W ŚWIETLE POGŁĘBIONEJ ANALIZY STRUKTURALNO-PARAMETRYCZNEJ

Marek Hajto[1,] * & Bartosz Papiernik[1]

[1]*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Surowców Energetycznych*

**E-mail: mhajto@agh.edu.p*

Polska część Karpat Wschodnich, od południka Gorlic po Bieszczady obejmuje powierzchnię 9830 km^2, co stanowi ok. 3,2% powierzchni Polski. Jest to obszar o skomplikowanej budowie geologicznej, relatywnie dobrze rozpoznany w rejonie odkrytych złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Rozpoznanie parametrów termicznych i hydrogeologicznych, w porównaniu z obszarem np. Niżu Polskiego, jest raczej słabe, co związane jest również z płaszczowinowo-nasuwczą budową geologiczną, utrudniającą interpretację powyższych i określenie prawidłowości rozkładu parametrów w skali regionalnej. W 1988 r. odwiercono otwór Kuźmina-1, o głębokości 7541 m, który do tej pory jest najgłębszym otworem w Polsce. W otworze tym dokonano pomiaru najwyższej temperatury górotworu w rejonie polskich Karpat - 178,5°C. Najwyższą temperaturę wód geotermalnych w rejonie Polskich Karpat Wschodnich stwierdzono zaś w otworze Brzegi Dolne IG-1 (gm. Ustrzyki Dolne). W otworze tym, z poziomu warstw inoceramowych jednostki skolskiej, występujących na gł. ok. 4300 m, uzyskano przypływ wód o temperaturze 105°C.

Pogłębiona analiza strukturalno-parametryczna utworów fliszowych oraz potencjalnych poziomów zbiornikowych miocenu i mezozoiczno-paleozoicznego podłoża Karpat Wschodnich, wykonana przy wykorzystaniu oprogramowania Petrel, wskazuje na relatywnie słabe własności hydrogeologiczne utworów budujących profil geologiczny do gł. 4000 m p.p.m. Przekłada się to na niskie wartości przewidywanych wydajności ujęć wód. Przy założeniu optymalnego ujęcia warstw wodonośnych z większości wydzielonych interwałów oraz poziomów zbiornikowych nie należy spodziewać się osiągnięcia wydajności ujęć powyżej 10 m^3/h. Wody te mogą charakteryzować się zróżnicowaną temperaturą, od 20 do ponad 150°C.

Nieco bardziej korzystne parametry hydrogeologiczne są związane z interwałami głębokościowymi występującymi w obrębie utworów fliszowych płaszczowiny skolskiej i ślaskiej oraz w utworach miocenu, środkowej jury i w utworach dewonu-karbonu węglanowego. W rejonach o nieco lepszych parametrach hydrogeologicznych można ewentualnie rozważyć możliwości wykorzystania ciepła wód geotermalnych do zastosowań grzewczych, przy wspomaganiu przez inne źródła ciepła, np.: pompa ciepła, kocioł na biomasę itp.

Obszarem perspektywicznym, dobrze rozpoznanym i udokumentowanym do wykorzystania zasobów wód termalnych kwasowęglowych w balneoterapii jest rejon Lubatówki. Wody termalne są eksploatowane dwoma odwiertami Lubatówka 12 i Lubatówka 14 i są one wykorzystywane jedynie częściowo.

W obrębie utworów fliszowych można wydzielić kilka obszarów, gdzie nieco lepsze parametry zbiornikowe występują w obrębie różnych interwałów głębokościowych, są to np. rejony: Rzeszów-Tyczyn-Chmielnik (gł. 500-1000 m ppm, 10-12 m^3/h, temp. wód 30-31^{o}C, mineralizacja 40-60g/dm^3), Krościenko-Wojtkowa (gł. 500-1000 m ppm, ok. 12 m^3/h, temp. wód 30-34^{o}C, mineralizacja 40-50g/dm^3), rejon Brzozowa (gł. 2000-2500 m ppm, 10-13 m^3/h, temp. wód 80^{o}C, mineralizacja 40-60g/dm^3), Zagorzyce-Babica-Strzyżów-Domaradz (gł. 2500-3000 m ppm, 10-13 m^3/h, temp. wód ok. 80-95°C, mineralizacja wód ok. 30-60 g/dm^3), Dubiecko (gł. 2500-3000 m ppm, 15 m^3/h, temp. ok. 80°C, mineralizacja wód ok. 40-60 g/dm^3), rejon Dynowa (gł. 3000-3500 m ppm, 8 m^3/h, po intensyfikacji 12 m^3/h, temperatura wód ok. 95-100°C, mineralizacja wód ok. 43 g/dm^3), NE od Krosna (gł. 3000-3500 m ppm, 24 m^3/h, temperatura wód pow. 110°C, mineralizacja wód ok. 40-60 g/dm^3), na E od Błażowej (gł. 3500-4000 m ppm, potencjalne wydajności ujęć ok. 10-12 m^3/h, temperatura wód ok. 110-115°C, mineralizacja wód ok. 40-50 g/dm^3), na E od Frysztaka (gł. 3500-4000 m ppm, wydajności ujęć do ok. 24 m^3/h, temperatura wód ok. 110-120°C, a mineralizacja wód ok. 40-50 g/dm^3), rejon Jedlicz (gł. 2500-3000 m ppm, potencjalne wydajności ujęć do 20 m^3/h, temperatura wód ok. 90°C, mineralizacja wód ok. 20-30 g/dm^3), Gorlice (gł. 3500-4000, wydajności ujęć ok. 10 m^3/h, temperatura wód ok. 120-130°C, mineralizacja wód poniżej 30 g/dm^3), rejon Szczawnego (potencjalne wydajności ujęć do ok. 30 m^3/h, temperatura wód ok. 130°C, mineralizacja wód ok. 20 g/dm^3).

W obrębie utworów miocenu najbardziej perspektywicznie prezentuje się rejon Błędowej Zgłobieńskiej, na SW od Rzeszowa. W powyższej lokalizacji należy spodziewać się potencjalnych wydajności ujęć ok. 32 m^3/h, o temperaturze wód ok. 72°C i mineralizacji ok. 54 g/dm^3.

Możliwości uzyskania relatywnie dużych przypływów wód geotermalnych z utworów fliszowych rejonu Karpat potwierdzają wyniki uzyskane podczas wiercenia otworu Wiśniowa-1, gdzie podczas wiercenia z głębokości 3793 m uzyskano znaczny przypływ wód (180 m^3/h) o relatywnie niskiej mineralizacji, ok. 7 g/dm^3 i temperaturze 84°C, przy ciśnieniu na głowicy otworu 76 at.

W utworach podłoża Karpat fliszowych perspektywiczne obszary dla lokalizacji potencjalnych ujęć wód geotermalnych stwierdzono lokalnie w obrębie mioceńskiego, cenomańskiego, środkowojurajskiego oraz węglanowego zbiornika dewonu-karbonu (szczególnie w rejonie Karpat zachodnich). Strefy perspektywiczne występują głównie w rejonie frontu nasunięcia karpackiego, na południe od Bochni i Brzeska, Tarnowa i Rzeszowa oraz na południowy-zachód od Rzeszowa (miocen)

Z pozostałych zbiorników niewielki potencjał wód geotermalnych jest związany ze szczelinowymi zbiornikami jury środkowej oraz karbonu-dewonu. Analizy wykazały, że w rejonie Tarnowa oraz Sędziszowa Małopolskiego można spodziewać się wydajności ujęć ok. 16-20 m^3/h. Przewidywane temperatury wód będą wynosiły ok. 70-80°C. Wody te będą charakteryzowały się znaczną mineralizacją, powyżej 120, a nawet, w przypadku zbiornika karbonu-dewonu - 200 g/dm^3.

Zasadniczy problem przy projektowaniu ujęć wód termalnych w rejonie karpackim może być związany z wydajnością ujęć. Jak wskazują dotychczasowe badania, zbiorniki wód w obrębie utworów fliszowych mają charakter zamknięty i nie posiadają dostatecznego zasilania wodami meteorycznymi. Dotychczasowe badania wskazują, że wody podziemne są mieszaną wód dehydratacyjnych, reliktowych wód morskich zmienionych diagenetycznie w różnym stopniu oraz podrzędnie wód meteorycznych, tj. wód infiltracyjnych współczesnego cyklu hydrologicznego lub paleoinfiltracyjnych. Przewidywane, zwykle niewielkie wydajności ujęć (maksymalnie do 60 m^3/h) wskazują, że wody te nadają się szczególnie do wykorzystania w celach rekreacyjnych lub balneoterapeutycznych (dla tych celów nawet stosunkowo niewielkie ilości wód będą wystarczające).

Na obszarze Karpat Wschodnich występują również cenne wody mineralne i lecznicze. Są to szczawy i wody kwasowęglowe, wody siarczkowe wyprowadzane licznymi źródłami oraz wody chlorkowe (solanki) czasem termalne, udokumentowane licznymi wierceniami poszukiwawczymi i obecnie nie wykorzystywane. Wody o podwyższonej temperaturze, głównie typu Cl-Na+I, kwalifikujące się do potencjalnego wykorzystania występują powszechnie w całych Karpat Wschodnich. Składnikiem swoistym występującym powszechnie w wodach chlorkowych Karpat wschodnich jest jod (I-). Szczawy i wody kwasowęglowe na analizowanym obszarze występują w rejonie miejscowości uzdrowiskowych: Wysowa, Iwonicz i Rymanów. Wody typu szczawy i wody kwasowęglowe występują również w Rabem koło Baligrodu, gdzie nie są wykorzystywane.

Wody siarczkowe, chłodne, na obszarze Karpat Wschodnich są wykorzystywane w balneoterapii jedynie w uzdrowisku Wapienne, gdzie istnieje możliwość zwiększenia bazy leczniczej. Wody siarczkowe udokumentowano w miejscowościach: Nieborów, Folusz, Lesko, Czarna, Lubenia, Szklary.

Bogactwo wód mineralnych i leczniczych w rejonie polskich Karpat Wschodnich daje szerokie możliwości rozwoju regionu karpackiego, na drodze inwestycji w rozbudowę bazy leczniczej i sanatoryjnej.

ROPA NAFTOWA I GAZ ZIEMNY W POLSCE: POSTĘPOWANIA PRZETARGOWE I PRZETARG INWESTORSKI (*OPEN DOOR*) W 2019 ROKU

Grzegorz Jagielski[1], Hubert Kiersnowski[1], Aleksandra Kozłowska[1], Ewelina Krzyżak[1], Marta Kuberska[1], Łukasz Smajdor[1], Marcin Wesołowski[1], Wójcik Krystian[1,*] & Tomasz Żuk[1]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail:* krystian.wojcik@pgi.gov.pl

Zapisy Prawa geologicznego i górniczego (art. 49e Pgg, Dz.U. 2017 poz. 2126 ze zm.) stanowią, że udzielenie koncesji na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz wydobywanie węglowodorów ze złóż lub koncesji na wydobywanie węglowodorów ze złóż [w Polsce] następuje w wyniku przeprowadzenia postępowania przetargowego albo na wniosek zainteresowanego podmiotu. Konsekwentnie, w dniu 28 czerwca 2018 r. Minister Środowiska ogłosił granice pięciu obszarów wytypowanych do czwartej rundy postępowań przetargowych na koncesje węglowodorowe, która będzie procedowana na przełomie 2019 i 2020 r. Są to: Bestwina-Czechowice, Królówka, Pyrzyce, Złoczew i Żabowo (Fig.1). Obszary przetargowe zostały wyznaczone przez geologów Państwowego Instytutu Geologicznego – PIB i Departamentu Geologii i Koncesji Geologicznych Ministerstwa Środowiska na podstawie danych zgromadzonych w Narodowym Archiwum Geologicznym, publikacji naukowych oraz wiedzy i doświadczenia płynących ze współpracy z przemysłem naftowym.

Dwa obszary przetargowe – Pyrzyce i Żabowo są położone w północno-zachodniej Polsce, gdzie perspektywy poszukiwawcze zostały dostrzeżone w utworach karbonu, czerwonego spągowca i dolomitu głównego. Obszar Złoczew (centralna Polska) jest dedykowany poszukiwaniom konwencjonalnych złóż w czerwonym spągowcu i dolomicie głównym. Na obszarach Bestwina-Czechowice i Królówka (zapadlisko przedkarpackie) konwencjonalnych lub hybrydowych nagromadzeń gazu należy spodziewać się w utworach miocenu, choć perspektywy poszukiwawcze występują również w ich paleozoiczno-mezozoicznym podłożu. Informacje o obszarach przetargowych można znaleźć na stronach internetowych:

- https://bip.mos.gov.pl/koncesje-geologiczne/przetargi-na-koncesje-na-poszukiwanie-rozpoznawanie-i-wydobywanie-weglowodorow/
- https://www.pgi.gov.pl/obszary-przetargowe.html

Podmiot zamierzający złożyć ofertę w postępowaniu przetargowym musi przejść postępowanie kwalifikacyjne, w którym ocenia się zdolność do prowadzenia działalności w zakresie objętym koncesją oraz ustala, czy wnioskodawca znajduje się pod kontrolą korporacyjną podmiotu z państwa trzeciego i czy ta kontrola może zagrażać bezpieczeństwu RP. Wymagane jest uzyskanie pozytywnych opinii Komisji Nadzoru Finansowego, Szefa Agencji Bezpieczeństwa Wewnętrznego i Szefa Agencji Wywiadu. Wniosek o przeprowadzenie postępowania kwalifikacyjnego składa się w 5 egzemplarzach do Ministerstwa Środowiska, a wzór wniosku oraz jego wymagania określa rozporządzenie

Obszar przetargowy	Cel poszukiwawczy
Bestwina-Czechowice	złoża konwencjonalne, niekonwencjonalne/hybrydowe: zapadlisko przedkarpackie, podłoże paleozoiczne (dewon i karbon) jednostek karpackich
Królówka	złoża konwencjonalne i niekonwencjonalne/hybrydowe: Karpaty, zapadlisko przedkarpackie, podłoże paleozoiczne jednostek karpackich
Pyrzyce	złoża konwencjonalne i niekonwencjonalne: perm (czerwony spągowiec i cechsztyn/biały spągowiec i dolomit główny)
Złoczew	złoża konwencjonalne: karbon i perm (czerwony spągowiec i cechsztyn/wapień cechsztyński i dolomit główny)
Żabowo	złoża konwencjonalne: perm (czerwony spągowiec i cechsztyn/dolomit główny)

Fig. 1. Obszary dedykowane do IV rundy postępowań przetargowych na koncesje na poszukiwanie i rozpoznawanie złóż węglowodorów oraz wydobywanie węglowodorów ze złóż. Przetarg będzie procedowany na przełomie 2019 i 2020 roku

Rady Ministrów z dnia 20 kwietnia 2015 r., dostępne pod adresem:

http://prawo.sejm.gov.pl/isap.nsf/DocDetails.xsp?id=WDU20150000708,

a wykaz podmiotów, które otrzymały ocenę pozytywną z postępowania kwalifikacyjnego, jest publikowany co kwartał w serwisie BIP Ministerstwa Środowiska:

https://bip.mos.gov.pl/rejestry-ewidencje-archiwa/departament-geologii-i-koncesji-geologicznych/wykaz-podmiotow-kwalifikowanych/

Od 29 sierpnia 2018 roku o koncesje węglowodorowe można ubiegać się także na drodze tzw. przetargu inwestorskiego – na wniosek przedsiębiorcy, pod warunkiem, że zgłaszany obszar nie jest objęty aktualnie trwającą koncesją lub nie jest przedmiotem przetargu. Informacja o obszarze, na który został złożony wniosek, jest publikowana w Dzienniku Urzędowym Unii Europejskiej. Wówczas rozpoczyna się okres (min. 90 dni), w którym przedsiębiorcy mogą składać konkurencyjne oferty na udzielenie koncesji węglowodorowej na zgłoszony obszar.

HISTORIA WYDOBYCIA ROPY NAFTOWEJ W KARPATACH

Jan Kołek[1, *]

[1]PGNiG

*E-mail: jan.kolek@pgnig.pl

Zanim w pierwszych latach drugiej połowy XIX w. powstał światowy przemysł naftowy, ropa naftowa była znana i używana już od stuleci.

W Królestwie polskim na terenie Karpat praktyczne zastosowanie oleju skalnego, bo tak określano ropę naftową, zarówno w gospodarstwach wiejskich, jak i w medycynie tradycyjnej znane było miejscowej ludności od wieków. W 1721 r. ks. Gabriel Rączyński w swej pracy odnotował istnienie źródeł naftowych w miejscowości Ropienka. Przełomowe odkrycia w zakresie użyteczności nafty z I połowy XIX w. doprowadziły do bardzo szybkiego wzrostu popytu. Wtedy zaczęto kopać studnie zwane kopankami, z których wydobywano ropę naftową. Wraz z wydobywaniem ropy naftowej powstawała sieć małych destylarni, których produkt finalny - nafta - był poszukiwanym towarem handlowym. Po rozbiorach państwa polskiego ziemie południowo-wschodnie, na terenie których położone są Karpaty, zajęła Monarchia Austro-Węgierska. Z zajętych przez Austro-Węgry ziem utworzono prowincję o potocznej nazwie Galicja. Przemysł naftowy w Galicji rozwijał się żywiołowo, austriacka administracja perfekcyjna w wielu innych dziedzinach, za tym rozwojem nie nadążała. Przypuszczalnie zatem wszelkie dane o wydobyciu z tego okresu są znacznie zaniżone. W 1885 r. został rozstrzygnięty spór o prawo do wydobycia ropy, ostatecznie spór ten wygrali właściciele gruntów. W tych warunkach powstawały zalążki przemysłu naftowego w Karpatach. Na podstawie historycznych dokumentów dowiadujemy się o wydobywaniu ropy naftowej w 1835 r. w Galicji Wschodniej w okolicach Borysławia i Truskawca. W Galicji Zachodniej wydobywanie ropy z kopanek zaczęło się około 1850 r. w rejonie Gorlic. Rozwój wydobycia ropy naftowej był ściśle związany z jej przetwórstwem, czyli powstawaniem destylarni . W 1861 r. postała największa kopalnia w Galicji Zachodniej w Bóbrce, fakt ten potwierdza wiele dokumentów historycznych. W 1862 r. Henryk Walter wykonał na kopalni Bóbrka otwór wiertniczy. W 1884 r. w Uhercach przeprowadzono jedne z pierwszych w Karpatach wierceń udarowych metodą kanadyjską. Wprowadzenie metody wiertniczej do drążenia otworów za ropą spowodował znaczne przyśpieszenie rozwoju górnictwa naftowego. W tym okresie do Karpat zaczął napływać kapitał zagraniczny i zdominował tą dziedzinę przemysłu. W latach 60. XIX w. powstawały najstarsze kopalnie między innymi w takich miejscowościach, jak Borysław, Klęczany k/Nowego Sącza, Sękowa, Ropianka, Harklowa, Bóbrka k/Krosna, Schodnica k/Borysławia, Łodyna, Ropienka. Od lat 80. XIX w. powstały kopalnie w miejscowościach: Węglówka, Potok, Krościenko k/Krosna, Łężany, Wietrzno, Równe, Rogi, Stebnik. Maksymalne wydobycie ropy naftowej z kopalń na terenie Galicji osiągnięto w 1909 r., które wynosiło 2 080 000 ton, co stanowiło 5,2% produkcji światowej. W następnych latach wydobycie ropy w Karpatach systematycznie spadało. W roku 1919 po odzyskaniu niepodległości oraz ustaniu walk na terenie Galicji roponośne tereny Karpat wróciły do Polski, produkcja ropy wynosiła 830 000 ton.

Po II wojnie światowej wschodnia część Karpat została przyłączona do b. ZSRR. W granicach Polski pozostała środkowa i zachodnia część, gdzie kontynuowano wydobycie i przetwórstwo ropy.

PRZYKŁAD ZASTOSOWANIA ANALIZY KONCENTRACJI RADONU W POWIETRZU GLEBOWYM DO WERYFIKACJI LOKALIZACJI USKOKÓW – ŁUSKA BYSTREGO, KARPATY

Sylwia Kowalska[1,] *, Leszek Jankowski[2] & Jaromir Probulski[3]

[1]Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy
[2]Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki
[3]PGNiG SA

**E-mail: kowalska@inig.pl*

Jednym z istotnych elementów systemu naftowego są strefy uskokowe stanowiące jednocześnie bariery stref złożowych oraz drogi migracji węglowodorów. Rozpoznanie ich przebiegu oraz głębokości zakorzenienia jest istotnym elementem prac kartograficznych i ma wyjątkowe znaczenie dla procesu interpretacji geofizycznych, jak i poszukiwań naftowych. Wieloetapowa, złożona historia tektoniczna górotworu karpackiego, jak również nakładające się na nią również zjawiska ścięć grawitacyjnych wywołanych ruchem podłoża Karpat oraz obecnością walnych uskoków przesuwczych w jego podłożu, doprowadziły do powstania sieci uskoków, których śledzenie stanowi prawdziwe wyzwanie dla geologów kartujących. W wielu miejscach dochodzi do tego jeszcze brak możliwości bezpośredniego śledzenia przebiegu uskoków, szczególnie w strefach, gdzie brak jest odsłonięć. Poster prezentuje możliwości analizy koncentracji radonu w powietrzu glebowym do śledzenia przebiegu uskoków i weryfikacji ich lokalizacji na mapach geologicznych na przykładzie okolic dobrze znanej struktury tektonicznej występującej we wschodniej części Karpat - Łuski Bystrego. Pomiary terenowe koncentracji radonu wykonano w rejonie Baligrodu, a uzyskane wyniki zostały naniesione na mapę opublikowaną przez Jankowskiego i in. (2004). Łącznie wykonano ponad 75 pomiarów w czterech odcinkach. Lokalizację wykonanych profili wybrano tak, aby uwzględnić w analizie zarówno łuskę Bystrego, jak i główne strefy uskokowe znajdujące się na północ od niej. W wyniku przeprowadzonych prac terenowych stwierdzono dużą zgodność wyznaczonych stref anomalnych z położeniem stref uskokowych zaznaczonych na powyższej mapie geologicznej. Najwyższe wartości uzyskano w strefie melanżu tektonicznego warstw menilitowych łuski Bystrego, gdzie wartość koncentracji radonu w powietrzu glebowym osiągnęła 10-15 tysięcy Bq/m^3. Warto zwrócić uwagę, że strefa anomalnych wartości ma zasięg ponad 500 m. Pozostałe strefy uskokowe charakteryzowały się niższymi wartościami koncentracji radonu około 3-6 tysięcy Bq/m3. Wyjątek stanowi anomalia, być może związana z obecnością uskoku poprzecznego, gdzie uzyskano również wartość 10 000 Bq/m3.

LITERATURA

JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., RYŁKO W., 2004 – *Geological Map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia 1:200 000*. PGI, Warszawa.

W JAKICH WARUNKACH GEOLOGICZNYCH WYSTĘPUJĄ OSUWISKA W SUDETACH I CZY MOGĄ MIEĆ ONE ZWIĄZEK Z AKTYWNOŚCIĄ NEOTEKTONICZNĄ?

Aleksander Kowalski[1, 2, *] & Małgorzata Makoś[2]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski*
[2]*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski*

**E-mail:* akowa@pgi.gov.pl

Szczegółowe analizy numerycznych modeli terenu LiDAR połączone z badaniami terenowymi przeprowadzonymi w ostatnich kilku latach w Sudetach wykazały, że stopień przekształcenia stoków tego pasma górskiego przez procesy osuwiskowe jest znacznie większy niż dotychczas przyjmowano. Autorzy wyznaczyli zasięg i scharakteryzowali najważniejsze parametry 326 osuwisk o powierzchni od 0,5 do 53 ha. Niespełna ⅓ z tych form została dotychczas opisana lub była wzmiankowana w literaturze. Osuwiska występują niemal we wszystkich pasmach górskich Sudetów, w różnych jednostkach geologicznych, obejmując wszystkie typy genetyczne skał. Łączna powierzchnia rozpoznanych osuwisk wynosi ok. 1200 ha (12 km^2).

Formy osuwiskowe występujące w Sudetach to głównie niewielkie osuwiska o powierzchni do 5 ha. Stanowią one ok. 80% zinwentaryzowanych form. Bardzo rzadko występują rozległe zespoły osuwisk o powierzchni do 67 ha. Najwięcej rozpoznanych osuwisk objęło skały osadowe i magmowe synklinorium śródsudeckiego (140 osuwisk, 43%) i rowu Górnej Nysy Kłodzkiej (32, 10%), skały osadowe struktury bardzkiej (41, 13%) i synklinorium północnosudeckiego (32, 10%). Niewielkie powierzchniowo osuwiska znajdują się również na obszarach metamorfiku izerskiego, kopuły orlicko-śnieżnickiej, metamorfiku kaczawskiego i innych jednostek geologicznych.

Osuwiska w Sudetach rozwinęły się przede wszystkim w miejscach, gdzie współwystępują ze sobą różne odmiany litologiczne skał o odmiennych własnościach reologicznych. W większości osuwisk występujących w obrębie skał zwięzłych zaznacza się wyraźny związek genetyczny z istniejącymi powierzchniami nieciągłości – spękaniami, powierzchniami uławicenia i powierzchniami uskokowymi. Jakkolwiek możliwość aktywizacji ruchów masowych w wyniku zjawisk (neo)tektonicznych, np. współczesnej bądź historycznej aktywności uskoków, była wielokrotnie sugerowana przez licznych autorów, zagadnienie to wymaga dalszych badań. W trakcie referatu zostaną przedstawione przykłady form osuwiskowych, które mogły utworzyć się w wyniku aktywności tektonicznej podłoża.

ROZWÓJ STRUKTURALNY ROWU WLENIA (SYNKLINORIUM PÓŁNOCNOSUDECKIE)

Aleksander Kowalski[1, 2, *]

[1]*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski*
[2]*Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski*

**E-mail: aleksander.kowalski@uwr.edu.pl*

Autor przedstawia wyniki kilkuletnich badań nad odtworzeniem ewolucji rowu Wlenia – regionalnej jednostki tektonicznej o skomplikowanej budowie wewnętrznej, położonej w południowo-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego (SW Polska, Sudety Zachodnie). Rów Wlenia jest zbudowany z utworów osadowych i wulkanicznych górnego karbonu, permu, dolnego triasu i górnej kredy, które zachowały się w obrębie wyraźnego, wąskiego (do 3,5 km szerokości) obniżenia o biegu NW-SE i długości ok. 17,5 km. Rów ten jest zapadliskiem ograniczonym ze wszystkich stron uskokami, które oddzielają skały osadowe i wulkaniczne od starszych utworów podłoża – skał zaliczanych do jednostki kaczawskiej (metamorfiku kaczawskiego; przedział wiekowy kambr - wczesny karbon).

Uściślenie wyników prac geologicznych, które były prowadzone przez różnych autorów na obszarze badań od ponad 150 lat, a także aktualizacja danych otworowych, pozwalają na wnioskowanie o przestrzennym i czasowym rozwoju rowu. Efektem przeprowadzonych prac kartograficznych, strukturalnych i sedymentologicznych jest nowa mapa geologiczna w skali 1:10 000. Analiza ok. 3000 powierzchni strukturalnych w skałach osadowych budujących rów wykazała, że głównymi strukturami tektonicznymi występującymi przy granicach i w jego obrębie są uskoki zrzutowe normalne o biegu NW-SE. W części południowej rowu zrzut na tych uskokach sięga ok. 500 m. W części środkowej i południowej rowu zaznaczają się także uskoki zrzutowe odwrócone i nasunięcia o biegu NW-SE, podrzędnie NNW-SSE. W większości są to reaktywowane powierzchnie uskoków zrzutowych normalnych. Ponadto rów na całej długości jest poprzecinany lewoskrętnymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi o biegu NE-SW i składowej poziomej sięgającej maksymalnie kilkudziesięciu metrów. Uskoki te mają orientację poprzeczną do orientacji rowu i dzielą go na 7 mniejszych części, określanych wcześniej w literaturze jako odcinki lub segmenty rowu. Idąc od NW są to kolejno: segment Golejowa, Kleczy, Nielestna, Grodowej, Płoszczyny, Jeżowa Sudeckiego i Szybowcowej. Segmenty Grodowej i Szybowcowej nie były wcześniej wydzielane. Ich wyróżnienie jest wynikiem pojawienia się nowych interpretacji danych otworowych i strukturalnych.

DROGI MIGRACJI WĘGLOWODORÓW W KARPATACH

Grzegorz Leśniak[1, *]

[1]*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail: lesniak@inig.pl*

Jednym z elementów systemu naftowego są drogi (ścieżki) migracji węglowodorów ze skał macierzystych do skał zbiornikowych, będące jednym z trzech równoprawnych elementów systemu naftowego. Ich poznanie pozwala na dokładne wyznaczenie miejsca potencjalnych pułapek, na stwierdzenie, jakie medium złożowe może występować w określonych strukturach, jak również na opisanie powstawania złóż i na ich lokalizację w górotworze.

Drogi migracji możemy analizować zarówno na podstawie próbek skał pobranych z rdzeni wiertniczych lub z odsłonięć terenowych (wychodniach warstw), jak i przy pomocy specjalistycznego oprogramowania oceniającego możliwe drogi migracji od skały macierzystej do skały zbiornikowej (oprogramowanie do analizy systemów naftowych).

W standardowych płytkach cienkich ślady migracji węglowodorów są obserwowane w formie inkluzji fluidalnych w cementach czy też jako pozostałość po migracji w formie tzw. martwej ropy. Przeprowadzając analizę procesów diagenetycznych, możemy powiązać obserwowane ślady migracji z procesami diagenetycznymi oraz historią diagenezy, czyli z czasem rozwoju basenu, a nawet z realnym czasem wyrażonym w milionach lat.

W piaskowcach karpackich, na podstawie obserwacji śladów węglowodorów, stwierdzono trzy etapy migracji węglowodorów. Etapy te należy łączyć z rozwojem basenu: pierwsze dwa sprzed jego przebudowy tektonicznej, a trzeci - związany z przebudową tektoniczną. Pierwsze dwa etapy migracji węglowodorów, które są związane z etapem eodiagenezy, obserwuje się w postaci inkluzji fluidalnych w cementach. Trzeci etap migracji zachodził w najpóźniejszym etapie diagenezy (telodiageneza), przed całkowitym scementowaniem skały.

CZY USKOK KRAKÓW-LUBLINIEC JEST KOPALNĄ GRANICĄ TERRANÓW?

Stanisław Mazur[1,*], Mariusz Paszkowski[1], Martin J. Timmerman[2] & Jiří Sláma[3]

[1]*Instytut Nauk Geologicznych PAN, Kraków*
[2]*Universität Potsdam*
[3]*Geologický ústav AV ČR*

**E-mail: ndmazur@cyf-kr.edu.pl*

Uskok Kraków-Lubliniec to długowieczna i wielokrotnie deformowana strefa kontaktu między blokiem górnośląskim, będącym częścią terranu Brunovistulicum (BV), a masywem małopolskim sąsiadującym od północy. Uskok ten to odcinek dłuższej nieciągłości – uskoku Hamburg-Kraków-Dobrudża - który rozcina kontynent europejski w kierunku NW-SE od Morza Północnego po Morze Czarne. Uskok Hamburg-Kraków-Dobrudża oddziela Baltikę na NE od terranów peri-gondwańskich na SW. Pochodzenie BV, niosącego zapis kadomskiego magmatyzmu i metamorfizmu, stanowiło przedmiot rozbieżnych interpretacji. Wielu autorów postulowało peri-gondwańską proweniencję BV i wskazywało na amazoński odcinek północnej krawędzi Gondwany jako obszar źródłowy. Inni badacze sugerowali bałtyckie pochodzenie terranu BV, wywodząc go z dzisiejszej południowej krawędzi tego paleokontynentu.

Istnienie ważnej granicy skorupy ziemskiej między BV a masywem małopolskim potwierdzają dane geofizyczne pokazujące dużą pionową nieciągłość, aż do dolnej skorupy, która oddziela dwa bloki o kontrastowej strukturze prędkości. Analiza kinematyczna uskoku Kraków-Lubliniec wskazuje na naprzemienne fazy przemieszczeń dekstralnych i sinistralnych. Również pokrywa osadowa BV i masywu małopolskiego po obu stronach uskoku staje się porównywalna dopiero począwszy od dolnego dewonu.

Nasze wstępne wyniki datowań cyrkonów detrytycznych z piaskowca dolnego kambru (poziom subholmiowy) na Górnym Śląsku (odwiert Ogrodzieniec-2) i piaskowca ediakarskiego (Truskawiec, Ukraina) pokazują przeważającą populację cyrkonów ediakarskich związanych z kadomskim wydarzeniem orogenicznym. Ponadto spektra wiekowe cyrkonów detrytycznych starsze niż 1 Ga ujawniają wyraźne podobieństwo do tych, jakie są typowe dla kratonu wschodnioeuropejskiego. W związku z tym można wstępnie założyć, że dystalne obrzeżenie kratonu było zaangażowane w ediakarskie wydarzenie orogeniczne lub BV reprezentuje segment orogenu scytyjskiego, który został lewoskrętnie przemieszczony wzdłuż uskoku Hamburg-Kraków-Dobrudża.

WYBRANE ZAGADNIENIA PRZETWARZANIA DANYCH SEJSMICZNYCH W KARPATACH FLISZOWYCH DLA ODTWORZENIA MODELU STRUKTURALNEGO I ROZPOZNAWANIA POTENCJALNYCH PUŁAPEK NAFTOWYCH. ANALIZA PROBLEMU W REJONIE STRUKTURY STRACHOCINA ORAZ REGIONU LESZCZOWATE-ŁODYNA

Krzysztof Pieniądz[1], Piotr Misiaczek[1,] *, Michał Stefaniuk[1] & Tomasz Maćkowski[1]

[1]Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Katedra Surowców Energetycznych

**E-mail: misiaczek@agh.edu.pl*

Autorzy przedstawiają najważniejsze uwarunkowania przetwarzania danych sejsmicznych w rejonie zetknięcia jednostek: śląskiej i skolskiej, bazując na doświadczeniach wynikających z realizacji szeregu prac badawczych oraz przemysłowych z obszaru Karpat fliszowych. W opracowaniu przedstawiono istotne etapy realizacji migracji głębokościowej przed składaniem (PreSDM) ze szczególnym uwzględnieniem sposobu budowy modelu prędkości interwałowych. Analizowano również efektywność migracji PreSDM w domenie wspólnego punktu wzbudzania wraz z metodą budowy pola prędkości interwałowych w programie GeoThrust. Dodatkowo pokazano, jakie korzyści interpretacyjne może przynieść analiza połączonych profili sejsmicznych różniących się parametrami i rokiem akwizycji. Autorzy pokazują również możliwość wykorzystania danych sejsmicznych przed składaniem do identyfikacji potencjalnych obiektów złożowych w rejonie fałdu Grabownicy. Prezentację uzupełniają wnioski dotyczące parametrów akwizycji dwuwymiarowych prac sejsmicznych prowadzonych pod kątem detekcji płytkich pułapek złożowych. Wiarygodna analiza uzyskanych rezultatów nie byłaby możliwa bez ścisłej współpracy z zespołem interpretacyjnym, którego udział w realizacji postawionych zadań jest nie do przecenienia.

GRODZISKO SANTOK W ŚWIETLE FOTOGRAMETRII BSL

Andrzej Piotrowski[1,] *, Grzegorz Stępień[2] & Marek Zygmunt[2]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski w Szczecinie*
[2]*Akademia Morska w Szczecinie, Instytut Geoinformatyki*

**E-mail:andrzej.k.piotrowski@gmail.com.pl*

Celem pracy była rekonstrukcja warunków naturalnych na terenie grodu w Santoku. Grodzisko Santok znajduje się pomiędzy w sąsiedztwie koryt Warty i Noteci, w zlewisku Odry, w północno-zachodniej Polsce. Obszar badawczy znajduje się 250 km od morza. Przedstawione są badania uzupełniające w stosunku do wcześniejszych badań przeprowadzanych na tym stanowisku i w jego pobliżu. Dotychczas wykonano: wiercenia, badania geofizyczne, wykopy archeologiczne.

Badania zostały sfinansowane przez Narodowe Centrum Nauki w Polsce (projekt Sonata Bis nr 2015/18/E/HS3/00425).

METODY

Fotogrametria krótkiego zasięgu jest wielospektralnym obrazowaniem powierzchni terenu z wykorzystaniem systemów bezzałogowych statków powietrznych (Unmanned Aerial Vehicle Systems). Na terenie grodziska przeprowadzono nalot - na wysokości 100 m - z wykorzystaniem systemu Phantom 3 firmy DJI. Rozdzielczość przestrzenna wynosiła 6,47 cm na piksel. Zasięg wzdłużny zdjęć wynosił 90% Wykonano 71 zdjęć. Następnie w programie AgisoftPhotoscan wykonano autokorelację zdjęć, znajdując środki do projekcji poszczególnych zdjęć. Wygenerowano gęstą chmurę punktów, a następnie stworzono cyfrowy model powierzchni, aby pokazać powierzchnię grodziska. Ostatnim etapem było wygenerowanie ortofotomapy grodziska i jej otoczenia. Umożliwiło to odczytanie szczegółów rzeźby terenu i zmian, jakie zaszły w nim w ciągu ostatnich kilkuset lat.

WYNIKI

Cechy rzeźby terenu zostały ostatecznie ukształtowane w ciągu ostatnich 8 tys. lat. Rozpoznano anastomozujące koryta rzek. Każda z dwóch rzek, Noteć i Warta, płynęła trzema lub czterema korytami. Ostateczne połączenie rzek zlokalizowano bezpośrednio na zachód od grodziska. Potwierdzają to ortofotomapa i cyfrowy model powierzchni terenu. W ciągu ostatnich 300 lat powierzchnia dna doliny została przekształcona przez naturalne procesy i działalność człowieka. Poważna powódź w XVIII w. spowodowała przeniesienie głównego koryta Warty do Noteci na wschód od grodziska. W XIX w. regulacja koryta Warty i Noteci ustabilizowała system głównych potoków tych rzek. Efektem regulacji jest nałożona pokrywa piaszczystego refulatu, maskująca pierwotny system kopalnych koryt obu rzek. Teren grodziska został przekształcony w wyniku powstania w jego granicach gospodarstw chłopskich w drugiej połowie XIX stulecia, w północno-zachodniej części grodu wały zostały zniszczone. W trakcie badań archeologicznych przeprowadzonych przed II wojną światową duże ilości osadów kulturowych z obszaru grodziska zostały zdeponowane na obszarze bezpośrednio przylegającym od wschodu. Wspomniane procesy naturalne i sztuczne doprowadziły również do zatarcia śladów historycznej drogi prowadzącej ze Starego Polichna do grodu i z grodu na północ do mostu, a następnie do szlaku lądowego przebiegającego wysoczyzną. Była to ważna arteria komunikacyjna z południa na północ od Wielkopolski na Pomorze .

APPLICATION OF PALEO-HYDROGEOLOGICAL METHODS OF CURRENT RESEARCH FOR SUBSTANTIATION OF NEW CRITERIA FOR HYDROCARBON PROSPECTING IN THE OUTER ZONE OF THE CARPATHIAN FOREDEEP

Andriy Poberezhskyy[1,] *, Halyna Medvid[1] & Olga Teleguz[1]

[1]*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine*

**E-mail:* andriy.poberezhskyy@gmail.com

Prospecting of new oil and gas fields in Ukraine is relevant in connection with the need to provide its own hydrocarbon resources. The gas production in the Carpathian oil and gas province is mainly connected with the area of the outer zone of Carpathian foredeep. There are Bilche-Volytsya and Kosiv zones of oil and gas accumulations, which extend along the Carpathians with a strip of width of 50-70 km for distances over 200 km. The main gas deposits are found in the northwestern part of the zone and are associated with the Miocene (Lower Sarmatian) deposits, represented by the Dashava suite. At present, significant potential opportunities for increasing production are set in the additional exploration of existing fields and the prospecting of unexplored forecast gas resources. In particular, paleohydrogeological research methods have a complex character, which at the same time provide an idea of the possibility of fluids' movement in the reservoir at different stages of hydrocarbon formation - expulsion, migration, accumulation and destruction; allow to estimate the role of natural reservoirs, capacitive and filtration properties of reservoir rocks, the importance of fluid-forming strata, as well as hydrogeochemical and hydrogeothermal conditions of the habitat of hydrocarbons.

To do this, we studied the paleohydrogeological conditions of the accumulation and lithification of the Miocene strata of the northwestern part of the outer zone of the Carpathian foredeep, which made it possible to estimate the hydrodynamic processes that took place. The result was the allocation of zones of possible maximum pressures of sedimentary waters - paleopiezomaxima and outlines the direction of movement of groundwater to the zones of paleopiezominima. The piezominima are confined to regions of relative elevations, in which the pressure is much smaller and where the flow of fluids was directed because of this.

The results of the comparison of the spatial placement of paleopiezominima with the location of explored gas deposits today showed that the most of the explored gas deposits in the region are localized within the allocated areas of inherited piezominima, indicating the effectiveness of the application of such studies. Some deviations or displacement of the deposits may well have been due to complex tectonic processes that took place in the Miocene times.

POTENCJAŁ DLA WYSTĘPOWANIA NIEKONWENCJONALNYCH ZŁÓŻ WĘGLOWODORÓW W KARPATACH ZEWNĘTRZNYCH (POLSKA, UKRAINA, CZECHY)

Paweł Poprawa[1,] *, Grzegorz Machowski[1], Paweł Kosakowski[1], Yuri Koltun[2], Bartosz Papiernik[1], Juraj Franců[3] & Andrzej Maksym[4]

[1] *Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków*
[1]*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine*
[3] *Czech Geological Survey, Brno*
[4] *PGNiG S.A., Warszawa*

**E-mail:* ppop.ecr@gmail.com

W Karpatach zewnętrznych (KZ) występuje kilka formacji z potencjałem dla występowania łupkowej ropy/gazu, z których zdecydowanie najważniejsze są dolnooligoceńskie łupki menilitowe (ŁM). Charakteryzują się one wysoką średnią zawartością TOC (często 4-10%), wysokim pierwotnym HI oraz dominacją kerogenu typu II. W polskiej i czeskiej części KZ miąższość brutto ŁM zazwyczaj przekracza 100 m, w części ukraińskiej zaś wzrasta do kilkuset metrów, niekiedy przekraczając 1000 m. W przypadku przeławicenia się piaskowcami typu krośnieńskiego (np. w-wy przejściowe) utwory te tworzyć mogą hybrydowy system naftowy. Dojrzałość termiczna ŁM jest obocznie zmienna, a z uwagi na powtórzenia tektonicznie niekiedy również zmienna w profilu pionowym, ogólnie wzrastając z północy ku południowi, od dominujących zakresów utworów niedojrzałych i okna ropnego, po zakres okna kondensatowego, a lokalnie nawet gazu suchego. Nasycenie ropą i gazem o genezie termogenicznej potwierdzają liczne objawy, a także wyniki szczelinowania hydraulicznego w dwóch otworach. Na głębokościach poniżej 2000 m lokalnie jest też stwierdzane występowanie w ŁM biogenicznego, suchego gazu łupkowego.

W KZ stwierdzono ponadto potencjał dla występowania zamkniętej ropy/gazu (*tight oil/gas*) w piaskowcach kredy i paleogenu. Zwięzły (*tight*) charakter skał zbiornikowych powszechnie obserwuje się na głębokościach zalegania większych niż 2000 m. Przepuszczalność takich utworów jest zazwyczaj niższa niż 0,1-1 mD, porowatość zaś przekracza niekiedy 5%. Koncepcję występowania akumulacji gazu zamkniętego testowano w polskiej części KZ w trzech otworach poszukiwawczych, z których w dwóch wykonano szczelinowanie hydrauliczne, a w jednym przypadku uzyskano komercyjnej skali przypływ gazu ziemnego.

Komercyjny potencjał niekonwencjonalnych systemów naftowych KZ jest w istotnym stopniu ograniczony przez złożoną budowę tektoniczną orogenu. Potencjalne zasoby niekonwencjonalnych złóż w KZ pozostają obecnie nieskwantyfikowane.

Prezentowane wyniki badań zostały sfinansowane z projektu NCBiR BG2/ShaleCarp/14 oraz prac statutowych Katedry Surowców Energetycznych nr 16.16.140.315, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH.

HYBRYDOWY SUBKONWENCJONALNY SYSTEM NAFTOWY ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO

Paweł Poprawa[1,] *, Grzegorz Machowski[1], Jerzy Hadro[2], Bartosz Papiernik[1], Paweł Kosakowski[1], Szczepan Porębski[1], Mariusz Słyś[3] & Andrzej Maksym[3]

[1] *Akademia Górniczo-Hutnicza, Kraków*
[2]*Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Górnośląski*
[3]*PGNiG S.A.*

**E-mail:* ppop.ecr@gmail.com

Osadowe wypełnienie zapadliska przedkarpackiego (ZP) to w przewadze mułowce i iłowce, a piaskowce o charakterze konwencjonalnych skał zbiornikowych - na których do tej pory koncentrowały się poszukiwania złóż gazu - są podrzędne. W obrębie osadów drobnoklastycznych zidentyfikowano w ostatnich latach hybrydowy subkonwencjonalny system naftowy. Skałę zbiornikową stanowią heterolity zdominowane przez mułowce i iłowce, laminowane pyłowcami i piaskowcami. Interwały mułowcowe najczęściej cechują się porowatością około 9-12 %, dominacją nanoporów oraz przepuszczalnością w zakresie 0,05-0,15 mD, zatem mogą być klasyfikowane jako niekonwencjonalne skały zbiornikowe. Natomiast laminy pyłowców i drobnoziarnistych piaskowców posiadają konwencjonalne cechy zbiornikowe, w tym porowatość około 8-21% oraz przepuszczalność w zakresie 3-30 mD. Ten komponent formacji zbiornikowych znacząco zwiększa jej lateralną przepuszczalność i decyduje o stosunkowo wysokich wydatkach gazu z otworów. Heterolityczne skały zbiornikowe charakteryzują się wysoką zawartością minerałów ilastych, zazwyczaj w zakresie 30-60 %. Niewielka głębokość pogrzebania, najczęściej 1500-2000 m, implikuje niski stopień konsolidacji osadów. Z uwagi na powyższe cechy stosowanie szczelinowania hydraulicznego dla stymulacji wydobycia nie jest możliwe. Gaz wydobywany jest kierunkowymi otworami z zastosowaniem długich odcinków (>100 m) perforowanych na powierzchni, co można określić jako niekonwencjonalne podejście technologiczne. W południowej części ZP, gdzie głębokość zalegania utworów mioceńskich wynosi 3000-4000 m, wyższy stopień konsolidacji umożliwia szczelinowanie interwałów piaskowcowych, a akumulacje gazu można określić jako typu zamkniętego (*tight*). W ZP brak jest konwencjonalnej skały macierzystej, a biogeniczny gaz generowany jest z rozproszonej materii humusowej o niskich koncentracjach (zwykle 0,4-0,8 %). Pojemność sorpcyjna osadów mułowcowych jest określona na ok. 0,3 to 0,7 m^3 gazu/tonę skały. Specyficzną cechą tego systemu naftowego jest większa pojemność sorpcyjna minerałów ilastych niż substancji organicznej. Spośród blisko 40 otworów testujących dotąd omawiany typ akumulacji gazu większość przyniosła jego przypływy o skali komercyjnej, mieszczące się zwykle w zakresie 40-80 tys. m^3/dobę, a maksymalnie sięgające 80-140 tys. m^3/dobę. Zasoby prognostyczne subkonwencjonalnych złóż południowej części ZP wstępnie określono na 450 mld m^3 gazu.

Prezentowane wyniki badań zostały sfinansowane z projektu NCBiR BG2/ShaleFore/14 oraz prac statutowych Katedry Surowców Energetycznych nr 16.16.140.315, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH.

MINERALIZACJA POLIMETALICZNA W KAMIENIOŁOMIE JÓZEFKA KOŁO GÓRNA, GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Piotr Lenik[1] & Sylwester Salwa[2, *]

[1] *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy; Oddział Karpacki w Krakowie*
[2] *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy; Oddział Świętokrzyski w Kielcach*

**E-mail: sylwester.salwa@pgi.gov.pl*

W kamieniołomie dewońskich dolomitów i wapieni „Józefka" stwierdzono występowanie przejawów polimetalicznej mineralizacji kruszcowej, reprezentujące etapy: od wczesnej diagenezy (synsedymentacyjne) do późnej mineralizacji epigenetycznej, związanej z orogenezą waryscyjską. O uporządkowaniu przestrzennym mineralizacji epigenetycznej (hydrotermalnej) zdecydowała obecność głównego, stromego i lewoskrętnego uskoku przesuwczego, o przebiegu NE-SW oraz opierzających względem niego, południkowych i stromych uskoków lewoprzesuwczych. Mineralizacja żyłowa lokowała się w obrębie ich tensyjnych skrzydeł. Najstarsze przejawy mineralizacji kruszcowej wiążą się z etapem synsedymentacyjno-wczesnodiagenetycznym. Reprezentowane są przez kolonie framboidów pirytowych oraz mineralizację typu rozproszonego (pelit kruszcowy). Pospolite są także euhedralne kryształy pirytu i markasytu, tworzące skupienia o średnicy do kilku centymetrów. Kolonie framboidów pirytowych mogą być cementowane galeną, sfalerytem lub rzadziej chalkopirytem. Najstarszym przejawem mineralizacji epigenetycznej (późnodiagenetycznym) są prostopadłe do uławicenia żyłki dolomitu o miąższości do 2 cm. Przemieszczenia żyłek w sąsiednich ławicach wskazuje na uformowanie ich w warstwach leżących poziomo. Stadium późnodiagenetyczne, hydrotermalne reprezentuje kilka paragenez mineralnych. Najstarsza jest mineralizacja żelazowo – manganowa, przejawiająca się głównie hematytyzacją węglanów, rozwiniętą wzdłuż stromych spękań tektonicznych o rozciągłości NE-SW do N-S. Młodsze są żyły kalcytowo–barytowo-polimetaliczne z chalkopirytem, tiospinelami (siegnit), pirytem i markasytem galeną i sfalerytem. Kolejna parageneza jest reprezentowana przez galenę zawierająca drobne odmieszania chalkopirytu i sfalerytu oraz kryształy pirytu o strukturach brawoitowych (podwyższona zawartość Co i Ni). Ostatnia parageneza jest reprezentowana przez żyłki czarnego kalcytu z substancją organiczną. Zawierają one ubogą mineralizację polimetaliczną (galena – sfaleryt – chalkopiryt – piryt) oraz idiomorficzny kwarc. Brak substancji organicznej w innych paragenezach sugeruje, że w tym wypadku mamy do czynienia z sekrecyjnym przemieszczeniem się treści mineralizującej w obrębie warstw węglanów, uruchomionej z osadu w czasie diagenezy i ruchów tektonicznych niż z dostawą z głębszych partii górotworu. Stadium hipergeniczne jest jeszcze słabo rozpoznane. Stwierdzono obecność kryształów malachitu oraz limonitu/goethytu, tworzącego pseudomorfozy po siarczkach.

POWIERZCHNIOWE BADANIA GEOCHEMICZNE W ZASTOSOWANIU DO BADANIA SZCZELNOŚCI ZLIKWIDOWANYCH, NAFTOWYCH OTWORÓW WIERTNICZYCH

Henryk Sechman[1,*], Anna Twaróg[1], Adrianna Góra[1], Piotr Guzy[1] & Marek Dzieniewicz[1]

[1]*Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska*

**E-mail: e-mail:* sechman@agh.edu.pl

Dbałość o stan środowiska jest z jednym z priorytetów działalności prowadzonej w celu pozyskiwania węglowodorów. Wynika to z istniejących uregulowań prawnych, które obligują operatora do kontroli stanu środowiska przed i po zakończeniu prac wiertniczych, a także po likwidacji otworu naftowego. Jednym z ocenianych elementów środowiska jest poziom stężenia metanu w powietrzu glebowym, określanym w treści obowiązującego aktu prawnego jako "tło gazowe w powietrzu glebowym" (Rozp. Min. Gosp. z dn. 25.04.2014 r.). Likwidacja otworu jest prowadzona metodami górniczymi, przy wykorzystaniu najlepszych dostępnych technik i materiałów, jednak w perspektywie kilkudziesięcioletniej nawet najlepiej przeprowadzona likwidacja otworu może okazać się nieskuteczna. Wynika to z agresywnego charakteru wód złożowych i gazów powodujących korozję stali i cementu, a także nieprzewidywalnego odbudowywania się ciśnienia złożowego. Dotyczy to w szczególności otworów położonych w obszarach o skomplikowanej budowie geologicznej, jakimi są Karpaty zewnętrzne. W konsekwencji, w miejscu zlikwidowanego otworu może dość do niebezpiecznej ekshalacji gazu ziemnego, jaka miała miejsce 20.04.2019 r. w Sękowej k/Gorlic.

W pracy przedstawiono wyniki powierzchniowych badań geochemicznych wykonanych w sąsiedztwie kilku karpackich, zlikwidowanych otworów wiertniczych. W próbkach gazu glebowego pobranych z głębokości ok. 1,2 m oznaczono chromatograficznie stężenia metanu, jego homologów C_2-C_5 oraz dwutlenku węgla, których maksymalne stężenia wynosiły odpowiednio: ok. 50% obj., 1,7% obj. i 24% obj. Analiza rozkładów pomierzonych stężeń, uzupełniona oceną relacji składowych wykazała, że poza przypadkami nieszczelności otworów, stwierdzono zanieczyszczenia antropogeniczne, a także obecność metanu generowanego współcześnie. Anomalne stężenia metanu i jego homologów mogą się utrzymywać nawet przez kilkanaście lat, co wskazuje na ciągły dopływ gazu do strefy przypowierzchniowej. Wartości emisji metanu i dwutlenku węgla, pomierzone pilotażowo w strefie jednego z badanych otworów, wynosiły odpowiednio: 70 mg/m^2/d i 19,4 g/m^2/d. Wyniki badań udowodniły, że zastosowana metodyka i aparatura pomiarowa pozwala na wykrycie nieszczelności otworu już na etapie pojawienia się mikroemanacji, co ma kluczowe znaczenie w przypadku zaniechanej eksploatacji w obszarach zurbanizowanych. Uzyskane wyniki badań oraz kilkudziesięcioletnie doświadczenie autorów pozwoliły na sformułowanie zaleceń odnośnie metodyki prowadzenia tego typu badań w celu skutecznego i odpowiednio wczesnego wykrycia nieszczelności zlikwidowanych otworów wiertniczych.

Część badań sfinansowano w ramach projektu NCN nr 3377/B/T02/2010/38 oraz badań statutowych nr 16.16.140.315.

NOWA ODSŁONA STRONY INTERNETOWEJ PTG – RAZEM DLA NAS

Rafał Sikora[1, *] & Andrzej Świąder[2]

[1] *Państwowy Instytut Geologiczny - Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń*
[2] *Akademia Górniczo - Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska*

**E-mail:* rafal.sikora@pgi.gov.pl

W lutym 2019 r. zaktualizowano stronę internetową Polskiego Towarzystwa Geologicznego – www.ptgeol.pl. Nowa odsłona strony internetowej PTG wychodzi naprzeciw oczekiwaniom odbiorców. Oprócz podstawowych informacji o Towarzystwie i bieżących wydarzeniach oferuje dostęp online do zasobów biblioteki PTG. Na stronie znajduje się także link do *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, będącego podstawowym wydawnictwem PTG; jest także możliwość pobrania materiałów *3. Polskiego Kongresu Geologicznego* i niektórych konferencji tematycznych (*POKOS*). Docelowo znajdą się na niej materiały wszystkich kongresów i zjazdów PTG oraz repozytorium historycznych map geologicznych. Strona oferuje dostęp do profilu PTG w mediach społecznościowych (*Facebook*). Planowane jest uruchomienie informatora, który umożliwi szybki kolportaż informacji na forum krajowym.

Jednym z podstawowych założeń podczas tworzenia nowej strony PTG było umożliwienie wygodnego i szybkiego zarządzania jej zawartością. Z tego względu do jej wykonania użyto tzw. systemu zarządzania treścią (ang. *content management system*, CMS) o nazwie Wordpress. Tego typu rozwiązania wykorzystują bazy danych (w tym przypadku MySQL) do przechowywania struktury i treści, a komunikacja z bazą odbywa się poprzez język skryptowy PHP. Największą zaletą korzystania z CMS jest możliwość dodawania i aktualizacji treści na stronie niemal bez potrzeby znajomości języka HTML, z poziomu panelu administracyjnego, tu zwanego kokpitem. Wordpress jest obecnie najpopularniejszym rozwiązaniem tego typu - korzysta z niego prawie ⅓ wszystkich stron internetowych (https://w3techs.com, 01.09.2018). System ten jest rozpowszechniany na licencji GNU General Public License (GPL), co oznacza że bazuje na otwartym kodzie źródłowym i jest dostępny bezpłatnie. Dzięki ogromnej popularności i szerokiej rzeszy użytkowników, Wordpress posiada bogatą bibliotekę dodatków poszerzających jego funkcjonalność i motywów dopasowujących wygląd, pozwalających zrealizować na jego podstawie dowolną stronę internetową.

Dostęp do strony PTG odbywa się poprzez serwer firmy Grupa KKI-BCI SP. z o.o. znajdujący się w Krakowie. Hosting ten oferuje 30 GB przestrzeni dyskowej, nieograniczony transfer miesięczny, trzy bazy danych MySQL, wraz ze zdalnym dostępem przez panel użytkownika. Od momentu uruchomienia (13.02.2019 r.), strona została odwiedzona przez 1030 użytkowników, korzystających głównie z komputerów stacjonarnych (84,7% wszystkich sesji), jednakże strona jest zaprojektowana tak, aby można z niej komfortowo korzystać także na urządzeniach mobilnych.

Wszystkich członków Polskiego Towarzystwa Geologicznego serdecznie zapraszamy do uzupełniania i redagowania treści na nowym portalu. Może stać się on platformą wymiany informacji i służyć swoimi zasobami nie tylko członkom PTG.

STANDARYZACJA ARCHIWALNYCH PROFILOWAŃ GAMMA NA PODSTAWIE POMIARÓW RDZENI WIERTNICZYCH

Rafał Skupio[1,] *, Benedykt Kubik[1], Marek Dohnalik[1] & Krzysztof Wolański[2]

[1]*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*
[2]*Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo SA, Zielona Góra*

**E-mail:* skupio@inig.pl

W Centralnym Magazynie Rdzeni znajdują się tysiące metrów dobrze zachowanych rdzeni wiertniczych, dla których mogą zostać wykonane nieinwazyjne spektrometryczne pomiary gamma. Nowe wyniki pozwolą zmienić jakość archiwalnych pomiarów otworowych oraz pozwolą na wyciągnięcie nowych wniosków bez konieczności wykonywania ponownych otworów wiertniczych i pomiarów geofizycznych w interesującym nas rejonie.

Nasze badania pozwoliły uzyskać metodykę umożliwiającą dokładne standaryzowanie profilowań naturalnej promieniotwórczości gamma (GR) w otworach archiwalnych do jednostek API. Wdrożona metoda bazuje na pomiarach całych rdzeni wiertniczych, w tym na badaniach rdzeni o niskiej zawartości pierwiastków promieniotwórczych. Analizy przeprowadzono na rdzeniach z dwóch otworów wiertniczych. Otwór A zawierał spektrometryczne pomiary gamma, co umożliwiło sprawdzenie metody, natomiast otwór B posiadał jedynie krzywą GR wyskalowaną w imp/min. Pomiary testowe (otwór A) wykonano spektrometrami GL i GLGT – dla skał nisko aktywnych. Otrzymane krzywe odpowiadające rzeczywistym zawartościom potasu, uranu i toru w interwale rdzenia zostały przeliczone na całkowitą promieniotwórczość gamma w jednostkach API. Wyniki pomiarów odpowiadały wartościom uzyskanym z sondy. W otworze B pomiary wykonano spektrometrem GLGT. Krzywa z pomiarów otworowych GR została wyskalowana w odniesieniu do pomiarów rdzeni dając dokładny wynik całkowitej promieniotwórczości gamma w standardowych jednostkach API. Na podstawie nowej, wystandaryzowanej krzywej przeprowadzono dokładną reinterpretację wielkości zailenia w analizowanym otworze.

MIOCEŃSKI SYSTEM NAFTOWY W STREFIE BRZEŻNEJ NASUNIĘCIA KARPAT ZEWNĘTRZNYCH – PERSPEKTYWY DLA POSZUKIWAŃ ZŁÓŻ NIEKONWENCJONALNYCH

Tomasz Słoczyński[1,] *, Krzysztof Sowiżdżał[1] & Marek Stadműller[1]

[1]*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail:* sloczynski@inig.pl

W pracy przedstawiono wyniki dynamicznego modelowania mioceńskiego systemu naftowego pod kątem oceny potencjału zasobowego mułowcowo–ilastych utworów molasowych. Analiza ta została wykonana w Instytucie Nafty i Gazu – PIB w ramach realizacji projektu ShaleFore, finansowanego przez NCBiR oraz Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo S.A. oraz koordynowanego przez Akademię Górniczo Hutniczą. W ramach realizacji projektu przeprowadzono szeroko zakrojone prace interpretacyjno-obliczeniowe uzupełnione geochemicznymi i petrofizycznymi pomiarami laboratoryjnymi próbek skał. Jednym z elementów tego projektu badawczego było oszacowanie potencjału generacyjnego oraz możliwości akumulacyjnych mioceńskich skał mułowcowo–ilastych przynasunięciowego fragmentu zapadliska przedkarpackiego, jak również wskazanie najbardziej perspektywicznych stref poszukiwawczych. Obszar badań obejmował powierzchnię 4200 km^2 i rozciągał się od okolic Bochni na zachodzie do wschodniej granicy państwa.

W oparciu o zintegrowane dane geologiczne z kilkuset otworów wiertniczych, obejmujących stratygrafię, wyniki interpretacji pomiarów geofizyki otworowej, analizy petrofizyczne i geochemiczne, testy otworowe oraz lokalnie zdjęcia sejsmiczne skonstruowano model geologiczno-strukturalny, który stanowił osnowę dla prowadzonych w dalszej kolejności prac parametryzacji modelu statycznego oraz dynamicznego modelowania systemów naftowych. Utwory basenu mioceńskiego zostały podzielone na sekwencje osadowe oraz poddane warstwowaniu o rozdzielczości pionowej ok. 30 m.

Przeprowadzone modelowania 4D mioceńskiego systemu naftowego wykazały, iż potencjał zasobowy utworów mioceńskich przedgórza Karpat jest znaczący i związany głównie z procesami mikrobialnego generowania gazu; ich udział stanowi ok. 95% całkowitej wielkości generacji. Dynamika generowania gazu była determinowana przez procesy ewolucji strukturalno – tektonicznej basenu przedgórskiego i tempo sedymentacji osadów w poszczególnych strefach basenu.

Spośród całkowitej ilości wygenerowanych węglowodorów ekspulsji uległo 61,5%, pozostała zaś część nasyca formacje mułowcowe i ilaste, z czego blisko 45% jest zakumulowane w skałach mułowcowych, które z racji korzystniejszych właściwości petrofizycznych stanowią najbardziej perspektywiczne niekonwencjonalne poziomy zbiornikowe.

Przeprowadzone symulacje procesów generacji, migracji i akumulacji węglowodorów wykazały, że najbardziej perspektywicznym obszarem dla prowadzenia prac poszukiwawczych jest strefa o przebiegu NW-SE, rozciągająca się od najbardziej wysuniętych na zachód odwiertów Husów do wschodniej granicy państwa w rejonie Przemyśla. Dla strefy tej uzyskano zarówno najwyższe wartości ilości wygenerowanego gazu ziemnego, jak również znaczące ilości węglowodorów zakumulowanych w poziomach mułowcowo–ilastych oraz w postaci złóż konwencjonalnych.

Analiza wyników przeprowadzonych symulacji wskazuje jednocześnie, że strefy najwyższego nasycenia gazem ziemnym poziomów mułowcowo–ilastych (rozpatrywanych jednostkowo lub sumarycznie) pokrywają się z obszarami prognozowanego występowania anomalnych ciśnień złożowych. W interwałach tych, wskutek braku możliwości odpływu mediów złożowych, zachowały się wyższe wartości porowatości stwarzające przestrzeń dla akumulacji większych ilości gazu.

HISTORIA I PERSPEKTYWY PRAC POSZUKIWAWCZYCH W UTWORACH MIOCENU ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO ORAZ FLISZU KARPACKIEGO

Mariusz Słyś[1, *]

[1] *PGNiG S.A. Oddział Geologii i Eksploatacji*

**E-mail: mariusz.slys@pgnig.pl*

Obszar południowo-wschodniej Polski jest rejonem wciąż atrakcyjnym dla poszukiwania i wydobywania węglowodorów. Teren województwa podkarpackiego to kolebka nie tylko polskiego, ale i światowego przemysłu naftowego. Tutaj właśnie prace poszukiwawcze mają najdłuższą historię, a służby geologiczne PGNiG SA, jako kontynuatorzy wielu pokoleń podkarpackich eksploratorów, nieprzerwanie realizują nowe koncepcje poszukiwawcze, przyczyniające się do odkrywania i dokumentowania nowych zasobów węglowodorów.

W południowo-wschodniej części Polski ropa naftowa i gaz ziemny występują w utworach Karpat i zapadliska przedkarpackiego. Od początku prowadzonej tu eksploatacji wydobyto łącznie około 130 mld m^3 gazu ziemnego i około 15 mln ton ropy naftowej.

W ostatnich kilkudziesięciu latach prace poszukiwawcze koncentrowały się przede wszystkim w obszarze zapadliska przedkarpackiego, gdzie z powodzeniem realizowano odwierty, których celem był gaz ziemny zakumulowany w utworach miocenu autochtonicznego.

Równocześnie prowadzone były w ograniczonym zakresie prace poszukiwawcze na nowych głębokich obiektach karpackich, jednak nie przyniosły one spodziewanych wyników w postaci odkryć nowych złóż węglowodorów, choć pozwoliły na lepsze rozpoznanie budowy geologicznej Karpat.

Obecnie, po kilku latach słabszych wyników prac prowadzonych w rejonie zapadliska, nastąpił przełom, wywołany zmianą koncepcji poszukiwań będącej następstwem analizy olbrzymiej ilość archiwalnych danych otworowych i sejsmicznych. Prace te pozwoliły na wytypowanie obszarów perspektywicznych dla odkrycia nowych złóż gazu ziemnego, czego następstwem było odwiercenie kolejno otworów pilotażowych, odkrycie oraz udokumentowanie nowych złóż.

Równolegle z pracami wiertniczymi realizowanymi w zapadlisku przedkarpackim, obszar Karpat fliszowych pokryto siatką nowych profili sejsmiki 2D i dodatkowo wykonano dwa zdjęcia sejsmiki 3D. Pozyskane nowe informacje z tych prac dają podstawy do lepszego rozpoznania budowy geologicznej głębszej, nierozpoznanej części Karpat fliszowych. Z tego też względu służby geologiczno-geofizyczne PGNiG SA działające w południowej części Polski przystąpiły do opracowania nowej koncepcji poszukiwań oraz wypracowania nowych metod interpretacji danych geologicznych i sejsmicznych dla utworów fliszu karpackiego.

WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE – ICH ROLA W SYSTEMIE NAFTOWYM KARPAT

Karol Spunda[1,] * & Irena Matyasik[1]

[1]*Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy*

**E-mail: spunda@inig.pl*

W obrębie polskiej części Karpat zewnętrznych – w jednostce śląskiej – występują warstwy istebniańskie, które mogą stanowić źródło generacji węglowodorów wypełniających pułapki złożowe. Dotychczasowe liczne prace wskazywały warstwy menilitowe jako główne źródło dla występujących akumulacji węglowodorów w Karpatach i są one niewątpliwie najlepiej scharakteryzowane w kontekście potencjału generacyjnego.

W prezentowanej pracy autorzy skupili się na ocenie właściwości generacyjnych utworów o niższej zasobności w substancje organiczną , lecz wystarczającej, aby mogły być traktowane jako potencjalne skały macierzyste.

W oparciu o badania Rock-Eval oraz analizę elementarną kerogenu stwierdzono, że substancja organiczna występująca w warstwach istebniańskich zawiera kerogen III typu, o czym świadczą badania z zastosowaniem pirolizy otwartej oraz stosunki atomowe O/C i H/C. Dojrzałość termiczna materii organicznej osiągnęła zakres okna ropnego przy wartościach T_{max} w zakresie 425-438°C. Zawartość węgla organicznego rozproszonego w badanych skałach waha się w przedziale od 0,20 do 6,62%. W oparciu o wykonane badania wytypowano poziom charakteryzujący się najlepszymi parametrami w kontekście macierzystości. Są nimi dolne warstwy istebniańskie górnej kredy z otworu D-1, dla których średnia zawartość węgla organicznego TOC wynosi 2,72%. Badania PY-GC wykazały, że materia organiczna jest zdolna do generacji węglowodorów gazowych oraz ropno-gazowych. Analizy biomarkerów wykazały zmienność materiału organicznego rozproszonego w warstwach istebniańskich oraz warunków jego sedymentacji. Wyjściowa materia organiczna mogła być zarówno pochodzenia morskiego, jak i lądowego (z przewagą materii lądowej), a jej depozycja odbywała się w warunkach beztlenowych lub niskotlenowych. Zmienność w rozkładzie analizowanych biomarkerów, zwłaszcza w poziomach piaszczystych, może również wskazywać na procesy migracyjne zachodzące w obrębie badanych skał. Ma to korzystny wpływ na zachowanie węglowodorów w blisko położonych skałach zbiornikowych.

Na podstawie danych literaturowych oraz wykonanych analiz uzyskano szerszy zakres informacji na temat utworów istebniańskich z obszaru Osobnicy oraz Draganowej pod względem ich możliwości generacyjnych. Przeprowadzone badania dowodzą, że utwory warstw istebniańskich dolnych, zalegające na większych głębokościach (poniżej 1700 m), mogą stanowić dodatkowe źródło węglowodorów napełniających pułapki złożowe polskiej części Karpat Zewnętrznych. Należy pamiętać, że możliwości generacyjne utworow istebniańskich sa znacznie niższe niż w przypadku skał warstw menilitowych z uwagi na obecność III typu kerogenu. Stwierdzono znaczne różnice między poszczególnymi poziomami warstw istebniańskich w zależności od głębokości ich zalegania oraz lokalizacji w obrębie jednostki śląskiej. Różnice te dotyczą zawartości wskaźników odzwierciedlających wzajemne relacje między zawartością substancji morskiej i lądowej, obecności węglanów, związków siarki, a także ilości tlenu w środowisku sedymentacji. Te wszystkie informacje mogą być zastosowane do celów korelacji genetycznej z odkrytymi złożami węglowodorów w tej części Karpat.

USKOK KNIAŻYC I JEGO WPŁYW NA ARCHITEKTURĘ SEDYMENTACYJNĄ UTWORÓW AUTOCHTONICZNYCH MIOCENU

Grzegorz Staryszak[1,] *, Andrzej Maksym[1] & Mariusz Słyś[1]

[1]*PGNiG S.A. Oddział Geologii i Eksploatacji*

**E-mail:* grzegorz.staryszak@pgnig.pl

Uskok Kniażyc jest od wielu lat sygnalizowany w opracowaniach geologicznych dotyczących zapadliska przedkarpackiego. Najwcześniejsze informacje, które posiadamy pochodzą z lat 70. Jest to wielkoskalowa strefa dyslokacyjna podłoża miocenu autochtonicznego rozciągająca się w kierunku NW-NE, która zrzuca południowe skrzydło podłoża zwiększając stopniowo wielkość zrzutu w kierunku wschodnim i przy granicy z Ukrainą osiąga amplitudę ok. 2000 m. Tak duża deniwelacja morfologiczna podłoża musi mieć niebagatelny wpływ na sposób sedymentacji młodszych osadów wkraczającego morza mioceńskiego.

W omawianym obszarze mamy do czynienia z dwoma głównymi kierunkami sedymentacji osadów terygenicznych pochodzących z erozji wyniesionych elementów geologicznych stanowiących podłoże wąskiego basenu sedymentacyjnego dla utworów miocenu. Pierwszy system sedymentacyjny powstał wskutek intensywnej erozji utworów podłoża platformowego, która spowodowała całkowite zdarcie grubych pokładów mezozoicznych i paleozoicznych aż do wyżłobienia głębokich kanionów w utworach prekambru. Główny obszar alimentacyjny znajduje się na południe od omawianego obszaru. Strefa tektoniczna Kniażyc stanowiła swego rodzaju ochronę dla powstałych tu osadów, które nie zostały całkowicie wyerodowane.

Drugi system sedymentacyjny powstał wskutek erozji wypiętrzającego się górotworu karpackiego, który stanowił południowy skłon (brzeg) morza mioceńskiego. Szelf oraz górna część skłonu szelfu znajdowały się na nasuwających się Karpatach. W kolejnym etapie osady tam powstałe, na większości obszaru, uległy erozji. Południowy brzeg zbiornika związany z czołem Karpat wypiętrzał się wraz z przyrostem osadów miocenu. Przed nasuwającymi się Karpatami zachowały się niezaburzone piaskowce i heterolity środkowych i dystalnych części stożków podmorskich.

W referacie zostanie opisany charakter uskoku Kniażyc jego zasięg i przebieg w świetle wyników zdjęć sejsmicznych 3D zrealizowanych przez PGNiG wzdłuż tej strefy tektonicznej. Przedstawione będą również wielkoskalowe zjawiska sedymentologiczne zarejestrowane w wyniku ostatnio wykonanych prac sejsmicznych 3D.

THE EVOLUTION OF THE OPHIOLITES OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS

Oksana Stupka[1], *

[1]*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine*

**E-mail:* stupkaoksana@gmail.com

Over the past decades the structural position, features of the internal structure and material composition of many Alpine ophiolite massifs have been studied. Investigating the rocks of the ophiolite association of the Ukrainian Carpathians, new data were obtained on geochemistry, petrology, mineralogy, which made it possible to restore their evolution. For the ophiolite association of the Ukrainian Carpathians, the presence of slightly depleted lherzolites (Ugolska Group: regions of Great and Small Ugolka rivers and Rynovaty river), and the solitary outcrops of gabbroids are characteristic. The basaltoids of the Ukrainian Carpathians are represented by the tholeiite rocks close by composition to the Na-basalts of the COX - Chyvchyn Group (Chyvchyn mountain, Sarata river, Serednya river), as well as the K-Na and K rocks that are characteristic of the continental formations - Rakhiv-Trostyanets Group (streams Radomyr, Margetul, Trostyanets, Kvasny). It has been established that the composition of the mantle and crust parts of the Ukrainian Carpathian ophiolites is correlated with the rocks of the Liguride ophiolite association: the mantle part of which is also represented by slightly depleted lherzolites. The low degree of partial melting is indicated by the small thickness of the cumulative complex and its minor distribution. Basalts are represented by tholeiites that have basaltic composition COX, with an alkaline tendency, which confirms the low degree of depletion and the influence of the continental crust.

Based on the study of petrogeochemical features of ultrabasites and basic rocks, using literature sources, it has been established that the ophiolites of the Ukrainian Carpathians, like the ophiolites of the Ligurian Basin, are related to the type of COX ophiolites, were formed in an environment of extension of the continental lithosphere by the mechanism of simple shear. The ophiolites of the continental margin correspond to ophiolites of lherzolite type and are a product of low extent of melting low depleted subcontinental lithospheric mantle.

The conclusion can be made that the rocks of the ophiolite complex of the Ukrainian Carpathians were formed in the process of rifting in a narrow, not deep oceanic basin, as indicated by the presence of pillow basalts. One part of the rocks belongs to the formations that have the composition of COX basalts, and the other corresponds to the continental type, which indicates the small width of the basin. The mantle part is represented by slightly depleted lherzolites with characteristic signs of ophiolites COX. The composition of the rocks, the structural relations between the components of the ophiolite association of the Ukrainian Carpathians, their geochemical and petrological characteristics correspond to the ophiolite complexes that were formed in the Ligurian-Piemont Basin.

THE QUESTION OF THE ORIGIN OF OIL – A NEW LOOK AT THE OLD PROBLEM

Orest Stupka[1], *

[1]*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine*

**E-mail:* stupkaorest@gmail.com

For many years of research, various versions of hypotheses and theories have been put forward, which characterized a certain stage of research and level of knowledge about oil, the deep structure and development of the Earth. In the geological record of the Earth are known the genetic types of rocks, which document the uniqueness of geodynamic situations and chemical transformations. They had no analogues in comparable scales in subsequent geological periods. These are comatheites, deposits of gold and lead-zinc ores, cordierite granulites, jaspilites, "potassium blast", rapakiwi granites, anorthosites, coal, chalk, iron-manganese nodules. Proper place in this list belongs to oil (Stupka, 2009, 2018). The formation of oil in such large quantities took place only once in the history of the planet - in the Neogene, and was associated with the post-Permian split of Gondwana. The destruction of this monolithic massif, which concentrated 2/3 of the Precambrian sialic crust of Pangea with a thick (500-700 km) lithosphere, led to the formation of rift zones. Their characteristic feature was that they appeared in the inner plate areas, did not obey the boundaries of lithospheric plates and were not controlled by their interaction. These zones provided a deep drainage of the "originary" undepleted lower mantle. Such extension could be due only to global deep under the lithosphere processes. It was already a tectonically open system, which facilitated the release of deep energy and matter in the form of the arrival of high-powered mantle fluids. For them, as a single transport system, saturated in addition by the components of ore and hydrocarbon solutions, in which the heat and mass transfer, physical and chemical phenomena and mineralization took place, which bring energy and heat into the Earth's crust and its sedimentary cover, there were no prohibitions and for bringing there the deep hydrocarbons. The reality of the existence of lower-mantle hydrocarbons as well as the restorative nature of deep mantle fluid systems today is beyond doubt.

Fluid dynamical systems, like all complex systems, are far from thermodynamic equilibrium. Rising from the internal geospheric levels to the outer upper ones, the fluids undergo substantial transformations, disturbs the balance between the components. The interval of depths of 100-200 km with the parameters: P = 40-80 kbar, T = 1200–1800°K (Chekalyuk, 1978) is logically interpreted as the optimal area for the splitting of the oil-forming substance (not oil) from the rest of the fluid system. Before entering the earth's crust, it will, in reaching certain thermodynamic levels, continue to undergo additional separation. The next product of these complex processes will be oil, and the final one is ozokerite. Thus, the undepleted lower mantle, but not the depleted upper one, was the source of fluid systems saturated with the donators of the chemical elements necessary for the synthesis of oil and the formation of ozokerite.

LITERATURA

CHEKALYUK E.B., 1978 – Theory of mineral origin of oil (in Russian). W: *The origin and migration of oil and gas*. Kyiv: Naukova dumka, 14–23.

STUPKA O.S., 2009 – The genesis of oil – the mobilist aspect of the problem (in Ukrainian). *Geolog Ukrainy*, (4): 84–91.

STUPKA O.S., 2018 – Two hypotheses – two approaches to solution of the problem of oil genesis (in Ukrainian). *Geologiya i geochimiya goryuczych kopalyn*, (1): 28–39.

POWIERZCHNIOWE METODY GEOCHEMICZNE JAKO NARZĘDZIE DO IDENTYFIKACJI POTENCJALNYCH STREF DLA MIGRACJI GAZÓW ZE ŹRÓDEŁ WGŁĘBNYCH DO STREFY PRZYPOWIERZCHNIOWEJ – NA PRZYKŁADZIE POLSKICH KARPAT ZEWNĘTRZNYCH

Anna Twaróg[1,] *, Henryk Sechman[1], Adrianna Góra[1] & Piotr Guzy[1]

[1]*Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska*

**E-mail: twarog@agh.edu.pl*

Od początku poszukiwań naftowych, istotnymi wskaźnikami lokalizacji wgłębnych nagromadzeń węglowodorów, były widoczne na powierzchni terenu wycieki ropy. Obecnie zastosowanie geochemii powierzchniowej w poszukiwaniach naftowych polega na identyfikacji, rejestracji oraz analizie efektów migracji węglowodorów w postaci mikrowycieków. Jedną z wielu opracowanych przypowierzchniowych metod geochemicznych jest metoda gazu wolnego. Polega ona na analizie mikrokoncentracji lekkich węglowodorów nagromadzonych pomiędzy ziarnami gleby. Migracja lekkich węglowodorów ze źródeł wgłębnych do powierzchni terenu odbywa się głównie poprzez strefy nieciągłości tektonicznych. Celem badań jest wskazanie zależności między budową geologiczną rejonu Rabki – Mszany Dolnej – Limanowej a stężeniami lekkich węglowodorów gazowych zarejestrowanych w strefie przypowierzchniowej.

Maksymalne zarejestrowane stężenia CH_4, C_2H_6, C_3H_8, sumy C_4H_{10}, sumy C_5H_{12} wyniosły odpowiednio: 5424 ppm, 57,3 ppm, 16 ppm, 3,9 ppm 1,88 ppm. Uzyskane wyniki wykazały, że rozkład wskaźników i współczynników geochemicznych jest zróżnicowany względem występowania jednostki magurskiej oraz jednostki przedmagurskiej, odsłaniającej się głównie w oknie tektonicznym Mszany Dolnej. W obrębie wspomnianego okna zarejestrowano podwyższone stężenia sumy alkanów C_2-C_5, metanu oraz wysokie wartości współczynnika etan/etylen, świadczącego o aktywnej migracji gazów z głębi do strefy przypowierzchniowej. Natomiast w obrębie jednostki magurskiej zarejestrowany w strefie przypowierzchniowej sygnał geochemiczny jest znacznie słabszy, a wartości współczynnika etan/etylen wskazują na wolniejsze tempo migracji gazu.

Wykonane badania obejmujące swoim zasięgiem zróżnicowaną budowę litologiczno-tektoniczną wskazują, że powierzchniowe metody geochemiczne mogą być dobrym narzędziem uzupełniającym wiedzę na temat migracji lekkich węglowodorów oraz identyfikacji dróg predysponowanych do wzmożonego dopływu gazów z głębi do strefy przypowierzchniowej, szczególnie na obszarze Karpat.

Badania zostały zrealizowane w ramach programu Blue Gas NCBiR (BG2/ShaleCarp/14).

REGIONALNE ZRÓŻNICOWANIE FACJI SEDYMENTACYJNYCH I SYSTEMU DYSTRYBUCYJNEGO WARSTW CERGOWSKICH (OLIGOCEN) MIĘDZY SKRZYDLNĄ NA W A STARINĄ (SŁOWACJA) W JEDNOSTCE DUKIELSKIEJ NA E

Marek Wendorff[1,] *, Aneta Siemińska[1] & Joanna Pszonka[2]

[1]*Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica*
[2]*Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi PAN*

**E-mail:* wendorff@agh.edu.pl

Warstwy cergowskie to kompleks piaskowców oraz piaskowców i łupków w obrębie głównej formacji karpackich skał macierzystych, tj. warstw menilitowych. W jednostce dukielskiej tworzą soczewkowy litosom wydłużony w kierunku NW-SE, a dalej na zachodzie odsłaniają się w oknach tektonicznych jednostki śląskiej oraz u frontu nasunięcia jednostki magurskiej. Tradycyjnie są uznawane za produkt depozycji z prądów zawiesinowych transportujących ku SE materiał klastyczny erodowany z hipotetycznego grzbietu śląskiego wynurzonego wzdłuż NW granicy basenu przedmagursko-dukielskiego. Najnowsze szczegółowe obserwacje sedymentologiczne ujawniły szereg wcześniej nierozpoznanych cech warstw cergowskich.

Najbardziej proksymalne facje, to odsłonięty w Skrzydlnej (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. Pośrednie asocjacje facji występują dalej ku wschodowi, m.in. w zachodniej części jednostki dukielskiej (Lipowica-Darów). Są to głównie gruboławicowe piaskowce o przewadze „nieboumowskich" sekwencji turbidytowych TaTa…, czasem TabTab…, niemal pozbawione przeławiceń mułowców; brak jest sekwencji cieniejących bądź grubiejących ku górze. Zespół cech sugeruje transport przez prądy zawiesinowe wysokiej gęstości zasilane wypływami hiperpiknalnymi z czoła delty położonej na krawędzi szelfu i depozycję w odległej partii skłonu, zdeformowanego przez ruchy nasuwczo-fałdowe w podłużne depresje/rynny równoległe do osi basenu. Od Komańczy ku SE dominują facje „klasycznych" prądów zawiesinowych stopniowo przechodzące do rozcieńczonych w dystalnej partii turbidytowego stożka zewnętrznego w Medzilaborcach po Starinę na Słowacji. Charakter i relacje asocjacji facji sugerują, że stożek był deponowany w otwartym basenie u stóp skłonu i lokalnie rozcinany przez pojedyncze małe kanały erozyjne. Wyniki te są istotne dla poszukiwań węglowodorów, jak i dokładniejszego poznania fliszu Karpat.

87.

ZJAZD POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

SESJE TERENOWE

SESJA TERENOWA A
(28 czerwca, piątek)

WYBRANE PROBLEMY GEOLOGII STRUKTURALNEJ W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKIEGO SEGMENTU KARPAT ZEWNĘTRZNYCH

Rafał Sikora[1], Piotr Strzelecki[2], Natalia Radzik[2], Anna Świerczewska[2], Antek Tokarski[3], Jacek Rubinkiewicz[1] & Grzegorz Haczewski[4]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń*
[2]*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej*
[3]*Instytut Nauk Geologicznych PAN*
[4] *Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie*

Skracanie trzeciorzędowej pryzmy akrecyjnej w polskim segmencie Karpat zewnętrznych. Polski segment Karpat zewnętrznych jest zbudowany z kilku nasuniętych ku północy płaszczowin złożonych ze skał górnojurajskich do dolnomioceńskich, głównie z silikoklastycznego fliszu. Są to, od południa ku północy, płaszczowiny: magurska, dukielska, śląska, podśląska i skolska (Fig. 1). Uważa się, że ta budowla tektoniczna powstała podczas paleogenu i neogenu, w wyniku skierowanej ku południowi subdukcji skorupy oceanicznej lub sub-kontynentalnej znajdującej się pomiędzy platformą europejską (na północy) oraz jednostką ALCAPA (na południu). Wielkość skrócenia, które nastąpiło w wyniku fałdowania i nasuwania, jest oceniana od 60-100 km (Książkiewicz, 1977) do przynajmniej 507

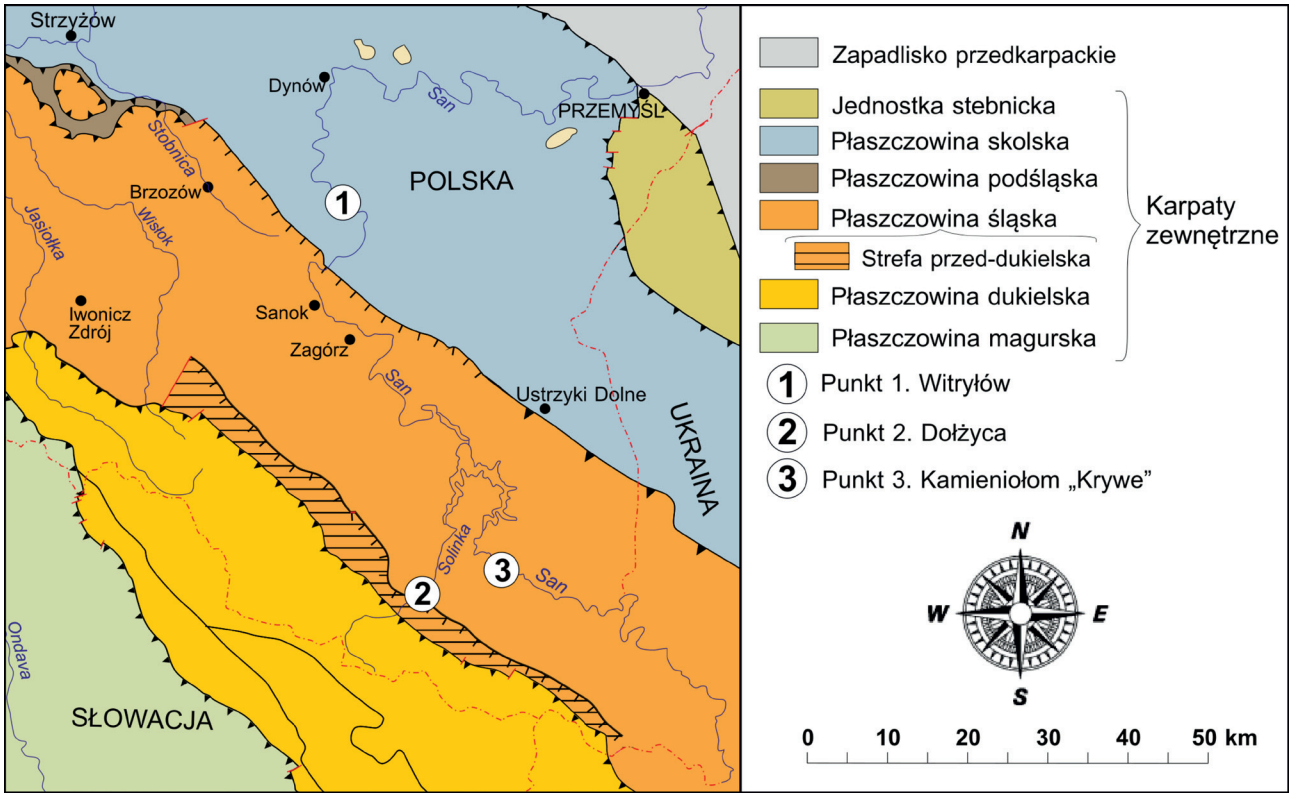


Fig. 1. Szkic tektoniczny wschodniej części polskiego segment Karpat zewnętrznych (Żytko i in., 1988) z lokalizacją punktów sesji terenowej

km (Gągała i in., 2012). Uważa się, że paleogeńskie skracanie Karpat zewnętrznych rozpoczęło się diachronicznie, generalnie młodniejąc z południa ku północy. Należy więc przyjąć, że zakończenia skracania w polskim segmencie Karpat zewnętrznych miało miejsce po osadzeniu się najmłodszych skał znajdujących się pod nasunięciem frontalnym Karpat. Są to odsłaniające się w okolicy Andrychowa iły datowane na ok. 11.5 milionów lat (Wójcik & Jugowiec, 1998).

Kiedy natomiast rozpoczęło się i jak przebiegało skrócenie w omawianym segmencie Karpat zewnętrznych? Na pytanie to staramy się odpowiedzieć przez datowanie związanych ze skracaniem drobnych struktur tektonicznych w stosunku do stopnia utwardzenia goszczących je skał. W ten sposób udało się stwierdzić, że w wewnętrznej i środkowej części płaszczowiny magurskiej, fałdowanie rozpoczęło się nie później niż podczas eocenu (Świerczewska & Tokarski, 1998), a w zewnętrznej części tej płaszczowiny przynajmniej podczas późnego eocenu (Radzik i in., 2018).

Więcej informacji udało się uzyskać w odsłonięciach w Witryłowie (punkt 1 sesji, Fig. 1) oraz w Dołżycy (punkt 2 sesji, Fig. 1). W pierwszym odsłonięciu udało się stwierdzić, że w tym fragmencie płaszczowiny skolskiej fałdowanie zakończyło się podczas oligocenu, podczas gdy nasuwanie kontynuowało się jeszcze po zakończeniu fałdowania (Radzik i in., 2019). Odsłonięcie w Dołżycy znajduje się w płaszczowinie śląskiej przy regionalnym wstecznym nasunięciu centralnego karpackiego synklinorium na strefę przeddukielską. Stwierdzono, że w tym miejscu fałdowanie oraz wsteczne nasuwanie rozpoczęły się nie później niż podczas późnego oligocenu (Strzelecki i in., 2019). W wyszczególnionych powyżej odsłonięciach zostaną przedstawione szczegółowo metody naszych badań, dzięki którym mogliśmy określić sekwencje tektonicznego skracania w tym segmencie Karpat zewnętrznych.

PROBLEMATYKA OSUWISK STRUKTURALNYCH

Karpaty zewnętrzne są obszarem, gdzie występuje największa ilość osuwisk w Polsce. Im właśnie poświęcona jest kolejna część sesji terenowej (punkt 3 sesji, Fig. 1) Czynnikami powodującymi rozwój osuwisk na tym obszarze są m. in. litologia, układ warstw i tektonika masywu skalnego. Struktura podłoża skalnego w wielu miejscach, a więc i we wschodniej części Karpat zewnętrznych, warunkuje powstawanie osuwisk strukturalnych.

Do rejonów, gdzie powstało wiele tego typu form osuwiskowych, należy pasmo Otrytu. W kamieniołomie „Krywe" zlokalizowanym na południowo-zachodnim stoku pasma będziemy mogli zapoznać się z przykładem dużego konsekwentnego osuwiska translacyjnego powstałego w obrębie oligoceńskich gruboławicowych piaskowców otryckich warstw krośnieńskich dolnych.

OCHRONA GEORÓŻNORODNOŚCI W BIESZCZADACH WYSOKICH

Bieszczady Wysokie mają znaczny, aczkolwiek niedoceniony i niewykorzystany, potencjał geoturystyczny łączący aspekty przyrodnicze z historycznymi. Koncepcja utworzenia geoparku w Bieszczadach Wysokich zapewnia pogodzenie potrzeb geoturystyki i ochrony przyrody. Uwzględnia ona istniejące rozwiązania organizacyjno-administracyjne i bogatą bazę turystyczną. Perspektywy rozwoju i funkcjonowania geoparku oparte są również o wysoki poziom wykształcenia mieszkańców, ważny w perspektywie obsługi przedsięwzięć geoturystycznych. Zagadnienia te zostaną szerzej zaprezentowane w punkcie 4. sesji terenowej.

▸PUNKT 1

WITRYŁÓW - POFAŁDOWE DAJKI KLASTYCZNE. ZAPIS PÓŹNEJ DEFORMACJI TEKTONICZNEJ PŁASZCZOWINY SKOLSKIEJ (49°39'41.0"N 22°15'55.4"E)

Prowadzący: Natalia Radzik[1], Piotr Strzelecki[1], Anna Świerczewska[1] & Antek Tokarski[2]

[1]*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej*
[2]*Instytut Nauk Geologicznych PAN*

Na lewym brzegu doliny Sanu, w miejscowości Witryłów, w skarpie u ujścia jednego z wąwozów (Fig. 2), odsłaniają się sfałdowane i pocięte dajkami klastycznymi oligoceńskie warstwy menilitowe płaszczowiny skolskiej. Opisywane one były wcześniej przez Haczewskiego & Tokarskiego (1986) oraz Radzik i in. (2019). W skali regionalnej, w tej części Karpat zewnętrznych, skały płaszczowiny skolskiej zostały sfałdowane w fałdy o północno-wschodniej wergencji i osiach zorientowanych NW-SE. Głównym problemem dyskutowanym w odsłonięciu jest zapis schyłkowej, progresywnej deformacji pryzmy akrecyjnej, która odpowiada za obecny styl budowy tektonicznej tego obszaru.

W obrębie odsłonięcia, zlokalizowanego w jądrze antykliny Witryłowa, obserwujemy serię warstw czertów, piaskowców i mułowców reprezentujących dolną część warstw menilitowych przykrywających piaskowce kliwskie (Fig. 3). Omawiane warstwy są ciasno sfałdowane w kilka fałdów similarnych o rozciągłości osi NW-SE i północno-wschodniej wergencji (Fig. 4, 5A). Wyróżniono tu pięć grup drobnych struktur tektonicznych tnących skały. Są to: (i) spękania ciosowe, (ii) nasunięcia, (iii) dajki klastyczne, (iv) spękania ciosowe tnące dajki oraz (v) uskok.

W skrzydłach fałdów zaobserwowano system ciosu ortogonalnego złożonego z dwóch zespołów ciosu zorientowanych NW-SE i NE-SW (Fig. 5B) oraz prostopadle do powierzchni warstw. Inaczej wygląda obraz ciosu w przegubach fałdów, które są pocięte przez ciosowe spękania radialne. W skali odsłonięcia nie zauważono oznak mineralizacji spękań ciosowych.

Dajki klastyczne mają nieregularny kształt i miąższość, a ich orientacja zmienia się. Zwykle są one niemal równoległe do płaszczyzn osiowych obserwowanych fałdów (Fig. 5C). W jednym miejscu zaobserwowano rozgałęzienie dajki klastycznej, której odnoga w formie sillu intruduje zgodnie z uławiceniem w otaczające sfałdowane warstwy (Fig. 4). Wszystkie dajki klastyczne są przecinane przez spękania dwóch zespołów ciosu, które są prostopadłe względem siebie, jak i prostopadłe do ścian dajek. Jedna z dajek klastycznych jest przecięta nasunięciem, podczas gdy jeden subwertykalny uskok przecina zarówno fałdy, jak i dajki (Fig. 5D).

Biorąc pod uwagę wzajemną orientację struktur tektonicznych należy przypuszczać, że fałdowanie omawianej serii skalnej, intruzje dajek klastycznych oraz nasuwanie odbywały się w tym samym polu naprężeń. Było to kom-

Fig. 2. Lokalizacja odsłonięcia w Witryłowie na zdjęciu satelitarnym (Google Maps, 2019)

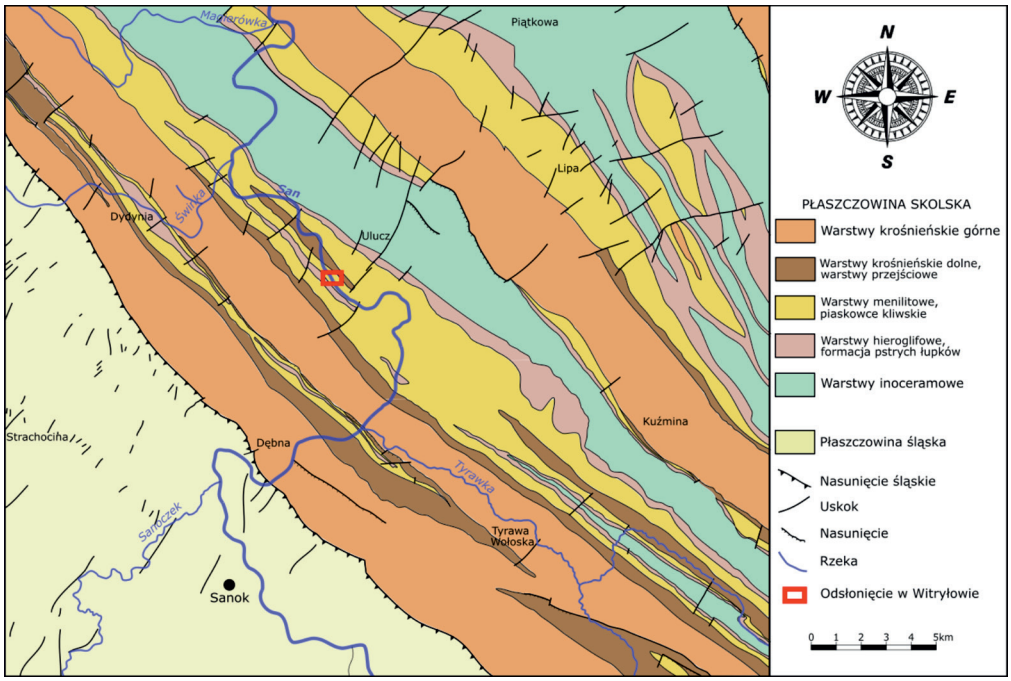


Fig. 3. Lokalizacja odsłonięcia w Witryłowie na mapie geologicznej odkrytej (na podstawie: Malata & Rączkowski, 1995; Kamiński & Piotrowska, 2009; Rauch, 2009; Malata & Zimnal, 2013, uproszczone); współrzędne geograficzne: 49°39'41.0"N 22°15'55.4"E

presyjne pole naprężeń o osi σ_1 zorientowanej SW-NE. Architektura dajek i obecność sillu wskazuje, że upłynniony i zmobilizowany materiał klastyczny intrudował z niżej leżących warstw piaskowca kliwskiego wzdłuż istniejących już powierzchni nieciągłości, które przecinały wcześniej utwardzone i sfałdowane warstwy menilitowe.

Podsumowując, odsłonięcie w Witryłowie przedstawia zapis progresywnej deformacji warstw menilitowych w płaszczowinie skolskiej. Obserwowane dajki powstały na skutek intruzji materiału klastycznego wzdłuż istniejących wcześniej powierzchni nieciągłości, w utwardzone i sfałdowane warstwy menilitowe. Nasuwanie miało miejsce nie tylko przed iniekcją dajek, ale również po ich iniekcji, o czym świadczy ich stosunek do nasunięcia. Wynika z tego, że w omawianej, zewnętrznej części pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych, orientacja pola naprężeń odpowiedzialnego za rozwój nasunięć utrzymywała się jeszcze po zakończeniu regionalnego fałdowania.

Prezentowane wyniki badań były finansowane z prac statutowych AGH nr 16.16.140.315 oraz grantu dziekańskiego 15.11.140.207.

Fig. 4. Widok osłonięcia w Witryłowie z zaznaczonymi drobnymi strukturami tektonicznymi tnącymi warstwy menilitowe. SVII -skrzydło jednego z fałdów (patrz Fig. 5B); S - rozgałęzienie dajki klastycznej, której odnoga w formie sillu intruduje zgodnie z uławiceniem w otaczające sfałdowane warstwy

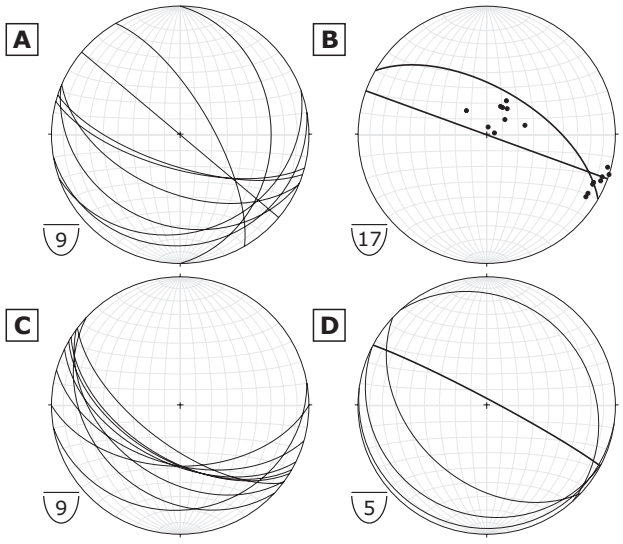


Fig. 5. Stereogramy struktur obserwowanych w Witryłowie w rzucie na dolną półkulę
A – orientacja warstw w skrzydłach fałdów; **B** – uławicenie (pogrubione) i normalne do powierzchni spękań ciosowych w skrzydle jednego z fałdów (SVII na Fig. 4); **C** – położenie ścian dajek; **D** – nasunięcia i uskok (pogrubiony)

▸PUNKT 2

DOŁŻYCA - STREFA NASUNIĘCIA WSTECZNEGO W MIKROTEKTONICZNYM OBRAZIE WSTĘG DEFORMACYJNYCH (49°13'33"N 22°21'35"E / 49°13'41"N 22°21'50"E)

Prowadzący: Piotr Strzelecki[1], Natalia Radzik[1], Anna Świerczewska[1] & Antek Tokarski[2]

[1]*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej*
[2]*Instytut Nauk Geologicznych PAN*

Opisywane stanowiska znajdują się w strefie kontaktu dwóch regionalnych jednostek niższego rzędu w obrębie płaszczowiny śląskiej. Tektoniczny kontakt tych jednostek można śledzić na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów, a w omawianym miejscu ma charakter nasunięcia wstecznego. Wspomniane jednostki to centralne synklinorium karpackie, które jest nasunięte wstecznie (od NE) na strefę przeddukielską. Regionalny przebieg struktur fałdowych i podłużnych dyslokacji wykazuje trend NW-SE. Prezentowany zapis deformacji w postaci wstęg deformacyjnych jest zróżnicowany i ograniczony do grubo-ławicowych piaskowców. Pochodzi z trzech stanowisk (A, B, C) o różnej pozycji stratygraficznej i strukturalnej (Fig. 6).

WSTĘGI DEFORMACYJNE

Wstęgi deformacyjne to mikrostruktury tektoniczne niejednokrotnie o charakterze „mikro-uskoków" bez wykształconej powierzchni oddzielności. Ta cecha odróżnia je od uskoków i jednocześnie pozwala na zbadanie ich mikrostruktury. Charakter tej mikrostruktury zależny jest od mechanizmu powstawania wstęg oraz kinematyki ruchu i pozostaje w ścisłej relacji z warunkami pogrzebania i reżimem tektonicznym (Fig. 7A, B). Opisane wyżej własności wstęg czynią je niezwykle atrakcyjnym narzędziem w geologii strukturalnej. Wstęgi deformacyjne najczęściej występują seryjnie, w licznych skupieniach, około kilkudziesięciu struktur na metr profilu (Fig. 8A). Powoduje to, że znajomość ich orientacji i mikrostruktury jest również istotna z punktu widzenia geologii naftowej, gdyż w zależności od rodzaju mikrostruktury w różny sposób mogą one wpływać na właściwości filtracyjne modyfikując przestrzeń porową I potencjalne drogi migracji płynów (np. Ballas i in., 2015).

Karpackie wstęgi deformacyjne najczęściej nie przekraczają 0,5 mm miąższości oraz akomodują przemieszczenie do kilku mm (Strzelecki i in., 2018b). Mikrotektoniczny obraz wstęg komplikuje słabe wysortowanie oraz zróżnicowany skład mineralogiczny skał goszczących wstęgi (Fig. 8B). Ze względu na wymienione cechy istnieje potrzeba wykorzystywania nowoczesnych technik badawczych w celu ich rozpoznania np. mikrotomografii komputerowej (Fig. 8C). Do tej pory wstęgi deformacyjne w Karpatach zauważane i opisywane były tylko w płaszczowinach magurskiej i śląskiej (por. Aleksandrowski, 1980; Świerczewska & Tokarski, 1998; Haczewski i in., 2007).

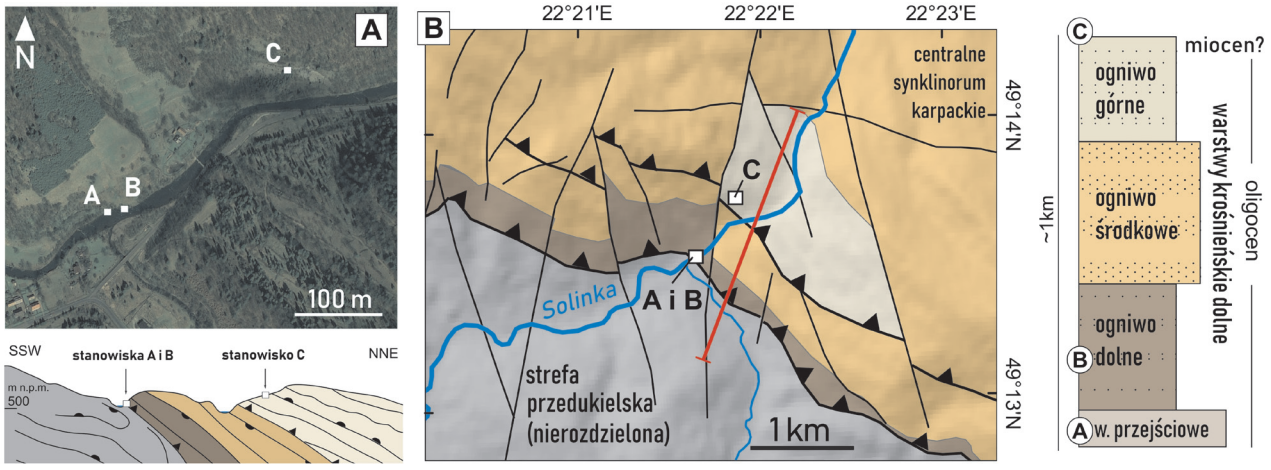


Fig. 6. Lokalizacja odsłonięć na mapach, przekroju i profilu litostratygraficznym
A – Lokalizacja odsłonięć na zdjęciu satelitarnym (Google Earth, 2019); **B –** Mapa i przekrój geologiczny oraz przybliżona pozycja stratygraficzna omawianych stanowisk (A, B, C) w profilu litostratygraficznym. Mapa, przekrój oraz profil zmodyfikowane na podstawie Kuśmierka (1979) oraz Jankowskiego & Ślączki (2014)

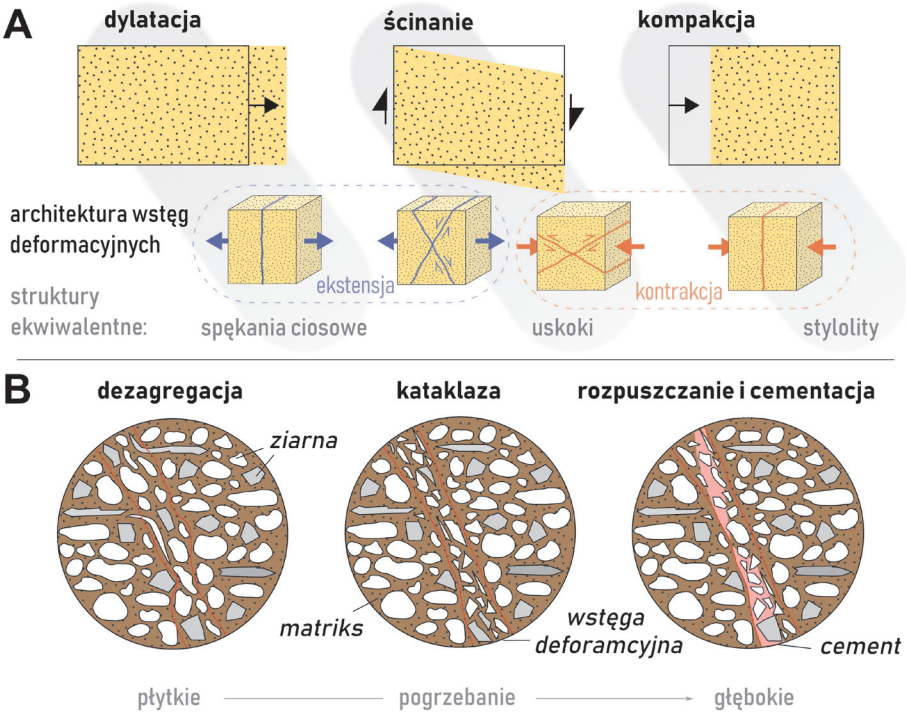


Fig. 7. Uproszczone klasyfikacje wstęg deformacyjnych
A – klasyfikacja wstęg w oparciu o ich kinematykę (zmodyfikowane za Fossen i in., 2017); **B –** klasyfikacja wstęg w oparciu o mechanizm ich powstawania (zmodyfikowane za Fossen i in., 2007)

POZYCJA TEKTONICZNA WSTĘG DEFORMACYJNYCH W DOLINIE SOLINKI

Wstęgi deformacyjne widoczne są w trzech stanowiskach w strefie nasunięcia wstecznego: w skrzydle spągowym (A) i w skrzydle stropowym (B) w dolinie Solinki oraz w skrzydle odwróconym przewalonego fałdu w nieczynnym kamieniołomie na zachodnim stoku doliny Solinki (C) (Fig. 6). Wykazują one odmienny charakter, a główne róż-

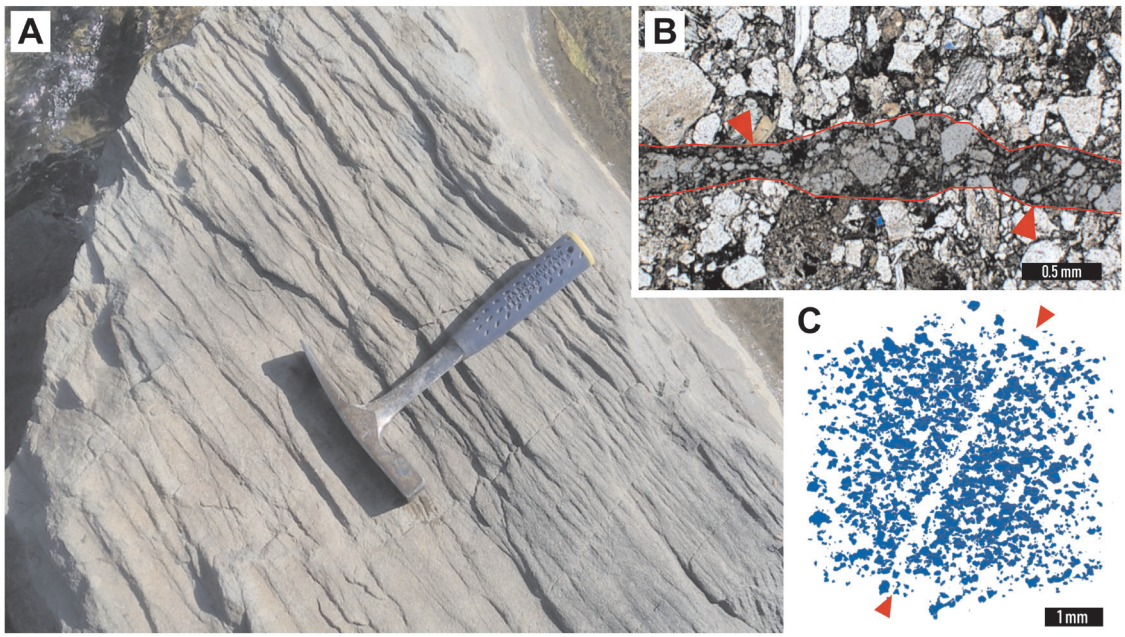


Fig. 8. Obraz wstęg deformacyjnych
A – Fotografia wstęg deformacyjnych w odsłonięciu (Solinka); **B –** Przykład wstęgi deformacyjnej z płaszczowiny śląskiej w obrazie mikroskopowym 1N; **C** – Przykład wstęgi deformacyjnej z Gruszowca (płaszczowina magurska) w 3D obrazie mikro-tomograficznym przestrzeni porowej (Strzelecki i in., 2018a; Strzelecki, 2019)

nice zostały przedstawione w Tabeli 1. Warstwy we wszystkich stanowiskach, w których występują wstęgi, zapadają pod kątem ok. 30° ku NE.

Architektura wstęg deformacyjnych w relacji do upadu warstw w stanowiskach A i C sugeruje, iż są to wczesne struktury tektoniczne, powstałe jeszcze przed wychyleniem warstw. Natomiast w stanowisku B architektura i kinematyka wstęg wskazuje na deformację przy obecnym położeniu warstw, jednakże pierwotne tworzenie się tychże wstęg mogło mieć już miejsce na etapie sprzed wychylenia warstw w postaci wstęg kompakcyjnych (Fig 7A). W przypadku założenia takiego scenariusza zdarzeń sugerowałoby to deformację progresywną związaną ze skracaniem tektonicznym w strefie nasunięcia. Bez względu na przebieg deformacji, wstęgi w stanowisku B powstały w reżimie kontrakcyjnym w przeciwieństwie do wstęg ze stanowisk A i C, które wskazują na reżim ekstensyjny podczas ich powstania. Podobna rozciągłość wstęg we wszystkich stanowiskach oraz bliskość występowania sugerują, że wstęgi mogą być związane z jedną fazą deformacji. Zróżnicowany reżim tektoniczny może być zatem efektem lokalnych(?) wariacji pola naprężeń związanych z nasuwaniem wstecznym, np. ekstensją związaną z lokalnym wyniesieniem warstw najmłodszych (stanowisko C). Odmienny mechanizm powstawania wstęg jest najprawdopodobniej związany ze zróżnicowaną wielkością nadkładu. Mikrostrukturalne właściwości opisywanych wstęg niekorzystnie wpływają na zdolności do przepuszczania płynów w obrębie warstw, w których występują, a ich wczesna geneza sugeruje, że działały one jako bariery już od wczesnego etapu rozwoju strukturalnego (por. Fig. 8C).

Prezentowane wyniki badań były finansowane z prac statutowych AGH nr 16.16.140.315.

Tab. 1. Wstęgi deformacyjne i ich charakterystyka w omawianych odsłonięciach

Charakterystyka	Stanowisko		
	A	B	C
pozycja strukturalna	skrzydło spągowe nasunięcia	skrzydło stropowe nasunięcia	odwrócone skrzydło przewalonego fałdu
położenie warstw	normalne	normalne	odwrócone
litostratygrafia	warstwy przejściowe	warstwy krośnieńskie dolne – ogniwo dolne	warstwy krośnieńskie dolne – ogniwo górne
wiek skał	ok. 28 Ma		ok. 23 Ma
relacja wstęg w stosunku do powierzchni warstw	60°	60–90°	60°
rozciągłość wstęg	WNW-ESE	WNW-ESE	WNW-ESE
względny czas deformacji	przedfałdowa	przedfałdowa(?)/ progresywna	przedfałdowa
reżim	ekstensyjny	kontrakcyjny	ekstensyjny
kinematyka wstęg	przesuwczo--dylatacyjna	przesuwczo--kompakcyjna	przesuwczo--dylatacyjna
mechanizm powstawania wstęg	cementacja	słaba kataklaza	dezagregacja

▹PUNKT 3

KAMIENIOŁOM „KRYWE" – PROBLEMATYKA OSUWISK STRUKTURALNYCH W PAŚMIE OTRYTU

Prowadzący: Jacek Rubinkiewicz[1], Rafał Sikora[1] & Aleksander Biel[1]

[1]*Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń*

Pasmo Otrytu rozciąga się na długości około 18 km, a jego szerokość dochodzi do 4 km (Fig. 9). Charakterystyczna dla omawianego pasma asymetryczność stoków powoduje, że wyróżnia się ono w morfologii regionu bieszczadzkiego. Północne stoki pasma są stromsze i krótsze od stoków południowych, co wynika z budowy geologicznej podłoża skalnego. Układ warstw podłoża w paśmie Otrytu jest monoklinalny. Stok południowo-zachodni pasma jest konsekwentmy do orientacji warstw, a stok północno-wschodni do niej obsekwentny (Fig. 9).

ZARYS GEOLOGII REJONU BADAŃ I STRUKTURY PASMA OTRYTU

Rejon badań znajduje się obrębie płaszczowiny śląskiej, w obszarze zbudowanym z paleogeńsko – neogeńskich (oligocen – dolny miocen) klastycznych utworów warstw krośnieńskich dolnych (Malata i in., 2017). W podłożu skalnym opisywanego obszaru zaznacza się nasunięcie (tzw. nasunięcie otryckie), w kierunku północno-wschodnim, skał oligoceńskich na utwory oligoceńsko-dolnomioceńskie (Fig. 9). Nasunięcie to przebiega w kierunku WNW-ESE wzdłuż północnej granicy pasma Otrytu. Oligoceńska sukcesja warstw krośnieńskich dolnych jest na tym obszarze trójdzielna i składa się z warstw podotryckich (inaczej zwanych ogniwem z Zatwarnicy), otryckich i nadotryckich. Główny trzon pasma Otrytu stanowią utwory ogniwa środkowego, czyli piaskowce gruboławicowe – tzw. piaskowce z Otrytu (Sikora, 1959). Ku południowi przechodzą one w łupki oraz piaskowce cienkoławicowe i gruboławicowe warstw nadotryckich.

Orientację warstw (azymuty upadu 195-220° przy upadach około 20-30°) w obrębie pasma Otrytu wyznaczono na podstawie analizy wysokorodzielczego numerycznego modelu terenu (NMT) i badań terenowych. Opracowane

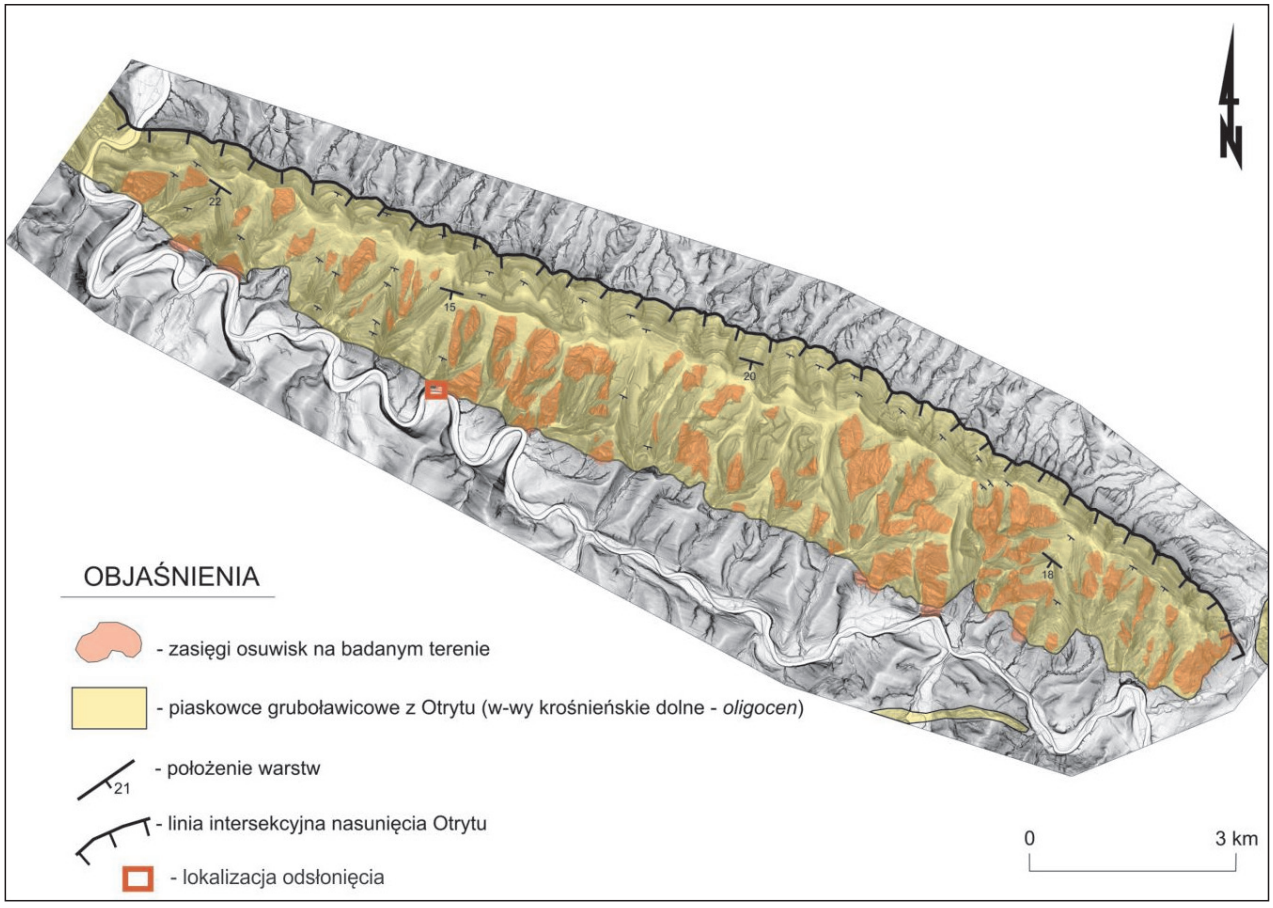


Fig. 9. Lokalizacja osuwisk strukturalnych w Paśmie Otrytu i zasięg występowania piaskowców z Otrytu na tle NMT pozyskanego z projektu ISOK

diagramy ukazują jednorodny zbiór danych i bardzo małą zmienność orientacji warstw (Fig. 10). Zauważyć można jedynie tendencję do stopniowego zwiększania upadów warstw w kierunku południowym ku dolinie Sanu (Fig. 11). Jest ona subsekwentna względem orientacji warstw podłoża, bowiem została wypreparowana w stromo ustawionych wychodniach warstw nadotryckich, które składają się w przewadze z utworów łupkowo-piaskowcowych.

Ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Malata i in., 2017) wynika, że w obszarze pasma Otrytu występuje niewielka ilość uskoków. Zaznaczono je głównie w jego południowo-wschodniej części. Uskoki w tym rejonie przebiegają w kierunkach N-S i NE-SW, a więc skośne lub poprzeczne do nasunięcia otryckiego i osi regionalnych struktur fałdowych.

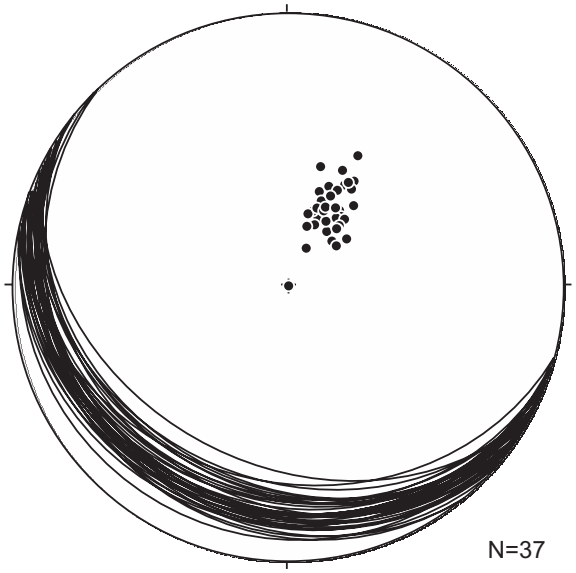


Fig. 10. Diagram punktowy i łuków płaszczyzn orientacji warstw w paśmie Otrytu uzyskany z analizy przebiegu linii ławic piaskowcowych intersekcyjnych widocznych na NMT

OSUWISKA W PAŚMIE OTRYTU

Badania morfologiczne stoków pasma Otrytu wykazały, że osuwiska wykształciły się jedynie na jego południowych stokach (Fig. 9). Do tej pory rozpoznano tu około 100 osuwisk o sumarycznej powierzchni ok. 8 km^2, a 26 z nich przekracza powierzchnię 10 ha. Dalsze analizy wykazały, że typowe dla tego obszaru są osuwiska strukturalne. W większości są to konsekwente w stosunku do orientacji warstw podłoża osuwiska translacyjne, których powierzchnie poślizgu rozwinęły się najczęściej wzdłuż powierzchni uławicenia.

KAMIENIOŁOM „KRYWE" (POMNIK PRZYRODY NIEOŻYWIONEJ „ŚCIANA SKALNA W KRYWEM") – OSUWISKA I ICH ZWIĄZEK ZE STRUKTURĄ PODŁOŻA

Powyższe wnioski wynikają z badań strukturalnych przeprowadzonych m. in. w nieczynnym kamieniołomie „Krywe" w Sękowcu, zlokalizowanym na południowych stokach pasma Otrytu. W ścianach kamieniołomu (uznanych za pomnik przyrody nieożywionej) widoczny jest profil środkowego ogniwa warstw krośnieńskich, czyli tzw. piaskowców z Otrytu (Fig. 12) (Sikora, 1959). Piaskowce te są gruboławicowe (miąższości ławic osiągają kilka metrów) i przeławicone wkładkami marglistych łupków szarych o miąższości do kilkunastu centymetrów, a miejscami kilkumetrowymi pakietami fliszu drobnorytmicznego.

W prezentowanej odkrywce zaobserwować można 2 osuwiska. W górnej części wschodniej ściany kamieniołomu (Fig. 12) jest widoczny fragment przekroju przez jęzor dużego osuwiska strukturalnego. Profil skalny w omawianej ścianie nie wykazuje większych zaburzeń. W celu szczegółowego rozpoznania przedstawianego osuwiska konieczne okazało się wsparcie prac terenowych analzą NMT. Jest to osuwisko translacyjne o ruchu konsekwentnym w stosunku do ułożenia skał podłoża, które zajmuje powierzchnię 21,19 ha (Fig. 13). Osuwisko to nie posiada typowej skarpy głównej. Koluwium składa się przede wszystkim z osuniętych pojedynczych ławic piaskowcowych lub ich pakietów, które na jęzorze uległy często dezintegracji, tworząc blokowiska. W środkowej części widocznych jest kilka wałów koluwialnych, a w dolnej charakterystyczne jest spiętrzone koluwium na jęzorze osuwiska, które na południowy-wschód od kamieniołomu jest podcięte przez drogę. Czoło osuwiska dochodzi bezpośrednio do koryta Sanu. Ze względu na znaczą wysokość

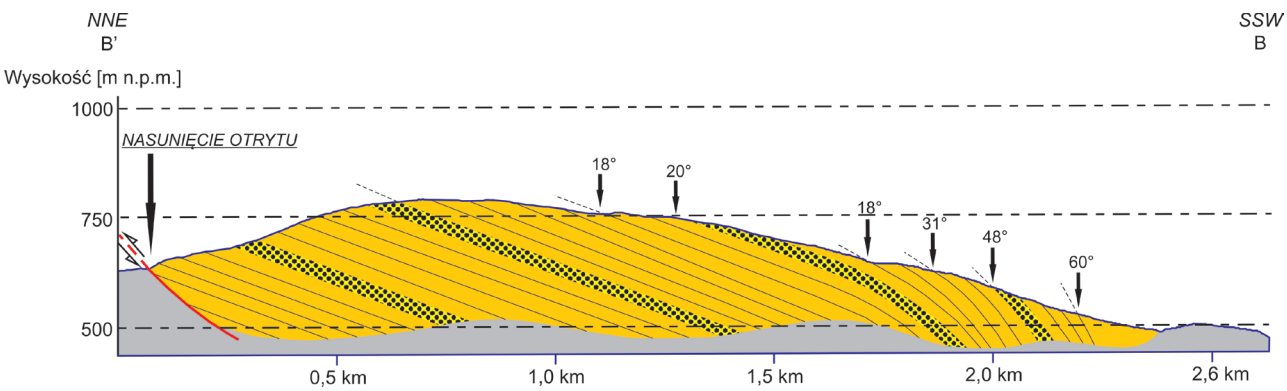


Fig. 11. Schematyczny przekrój geologiczny przez środkową część pasma Otrytu

Fig. 12. Widok na wschodnią ścianę kamieniołomu z klasycznym profilem piaskowców z Otrytu

ściany, bliższe zapoznanie się z profilem geologicznym jest niestety niemożliwe.

Przeprowadzenie obserwacji geologicznych jest możliwe w północnej części kamieniołomu. Na uwagę zasługuje skarpa główna i skarpy boczne znajdującego się tam małego aktywnego osuwiska, które powstało w skutek naruszenia stabilności stoku doprowadzając do niwelacji stromych ścian kamieniołomu z okresu prowadzenia prac eksploatacyjnych, które prowadzone były do końca lat 80. Ma ono ma cechy osuwiska mieszanego (zsuwu i obrywu), a materiał koluwialny stanowią chaotycznie ułożone w koluwium bloki skalne o różnych rozmiarach.

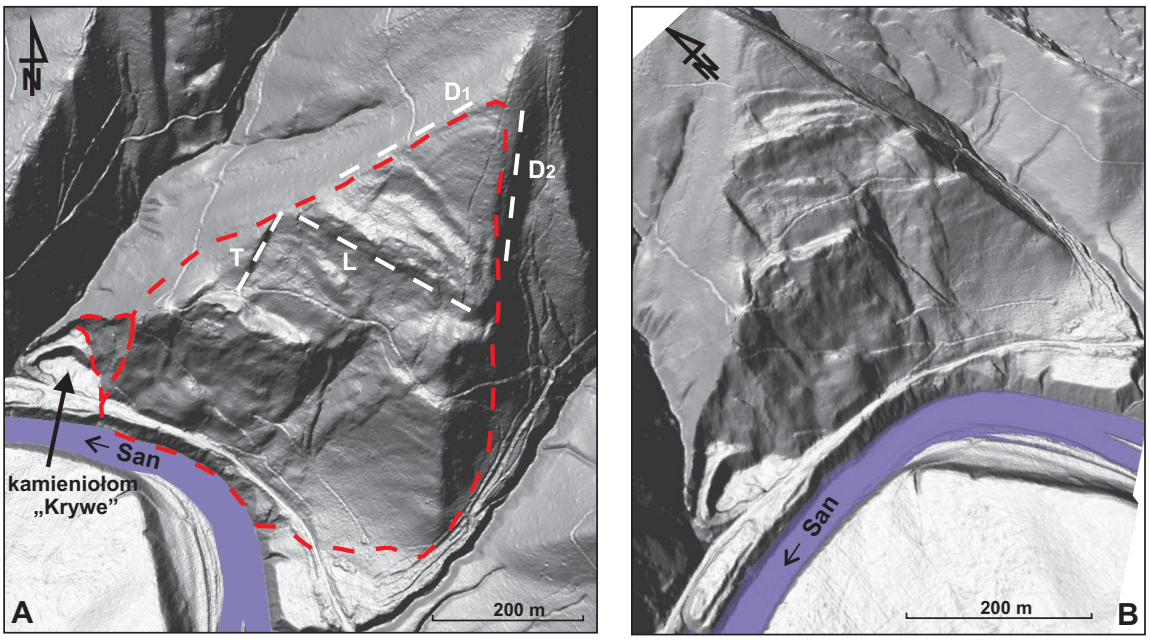


Fig. 13. Numeryczny model terenu (z danych LiDAR) dla obszaru badań
A – Zasięgi prezentowanych osuwisk i jego form z interpretacją przebiegu zespołów ciosu L, D_1 i D_2; **B** – Widok 3D na kamieniołom i osuwisko od strony południowo-zachodniej

Z obserwacji profilu skarp osuwisk w wyrobisku wynika, że główne powierzchnie poślizgu powstały w obrębie wkładek szarych łupków marglistych lub też w pakietach fliszu drobnorytmicznego, spotykanego pomiędzy piaskowcami gruboławicowymi. Powyżej głównej powierzchni poślizgu występują często drugorzędne powierzchnie poślizgu, również zlokalizowane na powierzchniach uławicenia. Niekiedy powierzchnie zsuwu przebiegają skośnie do uławicenia po powierzchniach starszych nasunięć.

W kilku odsłonięciach, w tym również w kamieniołomie, pomierzono orientację płaszczyzn spękań ciosowych (Fig. 14). W wyniku interpretacji sieci ciosu stwierdzono występowanie typowych dla fliszu zespołów spękań podłużnych L, poprzecznych T oraz systemu skośnego D_1 i D_2. Z kolei bardzo wiele skarp głównych i bocznych osuwisk ma przebieg prostolinijny. Orientacja tych skarp oraz rozciągłość wałów koluwialnych doskonale dowiązuje się do biegów płaszczyzn zinterpretowanych zespołów ciosu (Fig. 13). Jest to charakterystyczne dla osuwisk strukturalnych występujących w paśmie Otrytu.

W ścianach prezentowanej odkrywki zaobserwować można również liczne uskoki o kierunkach NW-SE i NNE-SSW o niewielkich amplitudach przemieszczeń (Fig. 15). Analiza spękań ciosowych w ścianach kamieniołomu wykazała, że uskoki te są z reguły równoległe do zespołów L i T, a więc równoległych i prostopadłych do osi regionalnych struktur fałdowych. Uskoki te mimo niekartowalnych amplitud przemieszczeń wskazują na obecność w podłożu ukrytych stref zniszczenia (Sikora, 2017, 2018), które mogą warunkować rozpad masywu skalnego i rozwój osuwisk.

Powszechna aktywność osuwisk w rejonie badań powoduje szkody w infrastrukturze drogowej. Szczególnie narażona na uszkodzenia jest droga powiatowa z Dwerniczka do Zatwarnicy, a w wielu miejscach ciągła aktywność osuwisk uniemożliwia przeprowadzenie jej remontu. Zaprezentowane wyniki badań strukturalnych ukazują ich potencjał dla właściwego rozpoznania przyczyn rozwoju osuwisk w paśmie Otrytu. Ich rezultaty mogą w przyszłości pomóc w poprawnym zaprojektowaniu zabezpieczeń przed negatywnym oddziaływaniem ruchów masowych ziemi lub określić realne zagrożenie z ich strony.

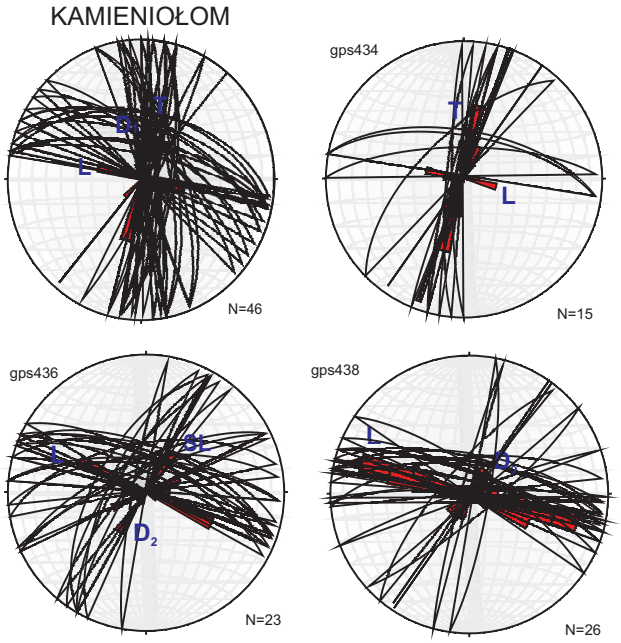


Fig. 14. Diagramy łukowe i rozetowe orientacji płaszczyzn spękań ciosowych w wybranych odsłonięciach w paśmie Otrytu

Wyniki badań opracowano w ramach projektu SOPO, a ich prezentacja w ramach 87 Zjazdu Naukowego PTG ze środków promocyjnych PIG-PIB (pkt. pl. 22.9610.1801.00.1) - tematów finansowanych ze środków NFOŚiGW.

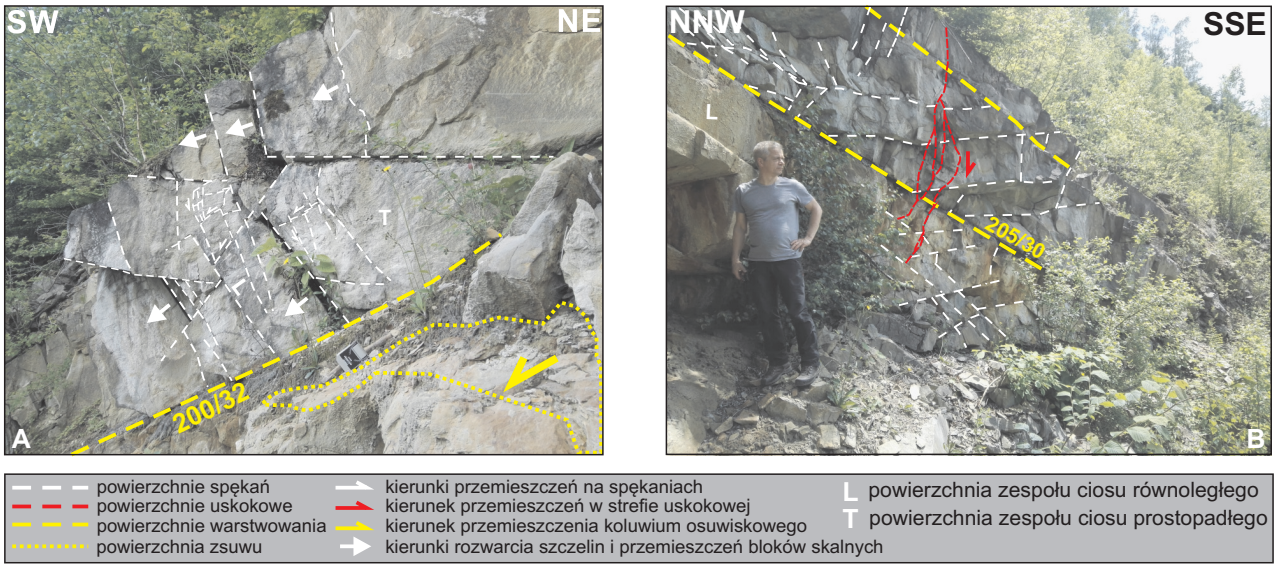


Fig. 15. Fotografie ścian w północnej części kamieniołomu z zaznaczonymi strukturami tektonicznymi
A – Północno-zachodnia skarpa osuwiska, **B** – Północno-wschodnia skarpa osuwiska

▹PUNKT 4

PROPOZYCJA UTWORZENIA GEOPARKU W BIESZCZADACH WYSOKICH

Prowadzący: Grzegorz Haczewski[1]

[1]*Uniwersytet Pedagogiczny, Kraków*

Bieszczady Wysokie mają znaczny a niedoceniony potencjał geoturystyczny. Geoturystyka jest jednak trudna do pogodzenia z zasadami ścisłej ochrony, jaka obowiązuje na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego (BdPN). Pogodzenie potrzeb geoturystyki i ochrony przyrody mogłoby zapewnić utworzenie geoparku w otulinie BdPN, na terenie parków krajobrazowych Ciśniańsko-Wetlińskiego i Doliny Sanu.

Potencjał geoturystyczny Bieszczadów wynika z ich szczególnego położenia i szczególnej historii rozwoju rzeźby i działalności człowieka. Szczególna pozycja geologiczna to ich położenie na granicy dwu jednostek tektoniczno-facjalnych: dukielskiej i śląskiej. Młode ruchy wypiętrzające przyczyniły się do powstania urozmaiconych form rzeźby na zróżnicowanym podłożu skalnym. Krajobraz proponowanego geoparku uległ niewielkim przekształceniom w wyniku gospodarki, jaką tu prowadzono do połowy 20. wieku. Na terenie potencjalnego geoparku występują skały całej kredy i paleogenu po najniższy miocen. Oprócz skał osadowych fliszu karpackiego spotkać tu można egzotyczne skały osadowe i metamorficzne w postaci egzotyków we fliszu. Występuje tu bogactwo form sedymentacyjnych i tektonicznych dostępnych do obserwacji w doskonałych odsłonięciach: turbidyty z bogactwem hieroglifów, warstwy osuwisk podmorskich, żyły piaskowcowe, konkrecje cementacyjne, wirowce, diamenty marmaroskie, makroskamieniałości, uskoki, nasunięcia, spękania ciosowe, budiny, systemy żył mineralnych, *vein structures*, naturalne wypływy ropy i gazu ziemnego. Bogaty jest zestaw form rzeźby: grzędy i ściany skalne, osuwiska, jaskinie szczelinowe, formy sufozyjne, kopalne jeziora osuwiskowe, torfowiska, przekroje warstw z zapisem historii osadnictwa, wodospady, berda, kotły wirowe. Występują tu też ślady dawnego górnictwa naftowego i dające się odczytać w krajobrazie ślady dawnej zabudowy, dróg, systemów pól, ruiny mostów, resztki jazów i innych działań hydrotechnicznych. Na dawnych cmentarzach obejrzeć można nagrobki z miejscowego materiału skalnego

Utworzenie geoparku tożsamego terytorialnie z istniejącymi dwoma parkami krajobrazowymi ułatwi rozwiązanie kwestii organizacyjno-administracyjnych. Obsłudze geoturystów sprzyja bogata baza turystyczna, jak i wysoki poziom wykształcenia mieszkańców, ważny w perspektywie szkolenia przewodników geoturystyki. Koncepcja utworzenia geoparku Bieszczadów Wysokich została szerzej przedstawiona przez Haczewskiego (2016), a walory geoturystyczne Bieszczadów Wysokich przez Haczewskiego i in. (2007).

LITERATURA

ALEKSANDROWSKI P., 1980 – Step-like tectonic lineation in the Magura flysch (Western Outer Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50: 329-339.

Ballas G., Fossen H., Soliva R., 2015 – Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology*, 76: 1–21. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013

FOSSEN H., SOLIVA R., BALLAS G., TRZASKOS B., CAVALCANTE C., SCHULTZ R.A., 2017 – A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. *Geological Society Special Publications*, 459.4. https://doi.org/10.1144/SP459.4

FOSSEN H., SCHULTZ R.A., SHIPTON Z.K., MAIR K., 2007 – Deformation bands in sandstone: a review. *Journal of the Geological Society*, 164: 755–769. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-036

GĄGAŁA Ł., VÉRGES J., SAURA E., MALATA T., RINGEBACH J.-C., WERNER P., KRZYWIEC P., 2012 – Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532: 223-241.

GOOGLE EARTH, V 7.3.2.5776. (Kwiecień 15, 2009) – Dołżyca koło Cisnej 49°13’33”N 22°21’35”E, DigitalGlobe, 2019. http://www.earth.google.com, [dostęp: 2 czerwiec 2019].

GOOGLE MAPS, 2019 – https://www.google.com/maps/place/36-204+Witry%C5%82%C3%B3w/@49.6593077,22.2122966,13.61z/data=!4m5!3m4!1s0x473c6fa17bc714eb:0x319390547523f178!8m2!3d49.6592712!4d22.2354823?hl=pl, [dostęp: 23 maj 2019].

HACZEWSKI G., 2016 – Ochrona zasobów przyrodniczych – środowisko abiotyczne. In: *Bojkowszczyzna zachodnia – wczoraj, dziś i jutro* (ed. J. Wolski): 537-556. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Monografie 17.

HACZEWSKI G., KUKULAK J., BĄK K., 2007 – Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Akademia Pedagogiczna w Krakowie, Prace Monograficzne*, 486.

HACZEWSKI G., TOKARSKI A.K., 1986 – Sandstone intrusion into folded cherts in Oligocene flysch of the Car-

pathians. IAS 7th Regional Meeting on Sedimentology (Kraków, May 23-25, 1986), *Abstracts*: 76.

JANKOWSKI L., ŚLĄCZKA A., 2014 – *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Jabłonki (1065)*. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.

KAMIŃSKI M., PIOTROWSKA K., 2009 – *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1024 – Dynów*. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

KUŚMIEREK J., 1979 – Deformacje grawitacyjne, nasunięcia wsteczne a budowa wgłębna i perspektywy naftowe przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Prace Geologiczne*, 68.

KSIĄŻKIEWICZ M., 1977 – Tectonics of the Carpathians. In: W. Pożaryski (ed.), *Geology of Poland, 4, Tectonics*. Wyd. Geol.: 476–604.

MALATA T., RĄCZKOWSKI W., 1995 – *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1042 – Tyrawa Wołoska (M-34-93-B)*. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy , Warszawa.

MALATA T., ZIMNAL Z., 2013 – *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1041 – Sanok (M-34-93--A).* Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

MALATA T., JANKOWSKI L., ŻYTKO K., 2017 – *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1066 – Lutowiska (M-34-106-A).* Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

RADZIK N., ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 2018 – Early tectonics of the Outer Carpathian accretionary prism: a case study from the Magura Nappe. *Geology, Geophysics and Environment*, 44: 189–190.

RADZIK N., TOKARSKI A.K., ŚWIERCZEWSKA A., 2019 – Progressive deformation of Menilite Beds; a case study from the Skole Nappe, Outer Carpathians (Poland). 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, CETEG 2019, Rozdrojovice, 24–27 April, *Abstract volume*: 64.

RAUCH M., 2009 – *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000, Arkusz 1025 – Bircza*. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, Kraków.

SIKORA W., 1959 – Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną. *Kwartalnik Geol*ogiczny, 3: 569–582.

SIKORA R., 2017 – Landslides and its relation with faults and hidden fractures zones – results from the LiDAR-based DEM and structural analysis (Silesian Beskid, Outer Carpathians). [*In*:] E. Alonso, N. Pinyol (eds.), *Proceedings of the First JTC1 Workshop on Advances in Landslide Understanding*, 24–26 May 2017, Barcelona, International Center for Numerical Methods in Engineering (CIMNE), Barcelona, 126–129, [on-line:] http://congress.cimne.com/jtc1/frontal/doc/Ebook.pdf

SIKORA R., 2018 – Structural control on the initiation and development of the Biała Wisełka Landslide Complex (Silesian Beskid, Outer Carpathians, Southern Poland). *Geology, Geophysics & Environment*, 44 (1): 31-48. https://doi:10.7494/geol.2018.44.1.31

STRZELECKI P., 2019 – Visualization of pore space in a sandstone, YouTube, https://www.youtube.com/watch?v=meaDNESHDl0, [dostęp: 2 czerwiec 2019].

STRZELECKI P.J., RADZIK N., TARASIUK J., WROŃSKI S., 2018a – Spatial orientation and shape of pores in a sandstone: A case study from the Outer Carpathians based on X-ray computed microtomography. *International Multidisciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*, 18(1.4): 795-802. https://doi:10.5593/sgem2018/1.4/S06.104

STRZELECKI P.J., ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 2018b – Structural evolution of the eastern part of the Silesian Nappe recorded in deformation bands, Polish segment of the Outer Carpathians. CETEG 2018, Central European Tectonic Groups, 16th Meeting, Rytro, Poland, 18–21 April 2018 Abstracts, *Geology, Geophysics & Environment*,44: 196.

STRZELECKI P.J., ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 2019 – Do deformation bands record the early onset of back-thrusting? Insights from the inner part of the Silesian Nappe (Outer Western Carpathians, Poland). 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, CETEG 2019, Rozdrojovice, 24–27 April, *Abstract volume*: 79-80.

ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 1998 – Deformation bands and the history of folding in the Magura Nappe, Western Outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics*, 297: 73-90.

WÓJCIK A., JUGOWIEC, M,. 1998 – The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland). *Przegląd Geologiczny*, 46: 763-770.

ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMCOK J., MENCIK E., STRANIK Z., 1988 – Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians andtheir foreland 1:500 000. In: D. Poprawa, J. Nemčok (eds), 1989. *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

▸SESJA TERENOWA B
(28–29 czerwca, piątek–sobota)

GEOLOGIA MIĘDZY PRZEMYŚLEM A LWOWEM

Koordynatorzy: Tadeusz Peryt[1], Andriy V. Poberezhskyy[2], Oksana Stupka[2]

[1] *Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy*
[2] *Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy, Lwiw*

▸SESJA TERENOWA B, cz. 1 (28–29 czerwca, piątek–sobota)

Część 1. KARPATY ZEWNĘTRZNE (BRZEŻNA SKIBA PŁASZCZOWINY SKIBOWEJ, PŁASZCZOWINA BORYSŁAWSKO-POKUCKA) I ZDYSLOKOWANE NEOGEŃSKIE MOLASY ZAPADLISKA PRZEDKARPACKIEGO (PŁASZCZOWINA SAMBORSKA) – OKOLICE DOBROMILA I BORYSŁAWIA

Oleh Hnylko[1] & Svitlana Hnylko[1]

[1]*Instytut Geologii i Geochemii Paliw Kopalnych, Narodowa Akademia Nauk Ukrainy*

Trasa sesji terenowej prowadzi przez Karpaty Zewnętrzne (brzeżna skiba płaszczowiny skibowej, płaszczowina borysławsko-pokucka) i zdyslokowane neogeńskie molasy zapadliska przedkarpackiego (płaszczowina samborska). Odsłonięcia znajdują się w pobliżu miasta Dobromil (punkty 1 i 2) i w mieście Borysław (punkt 3) (Fig. 1–3).

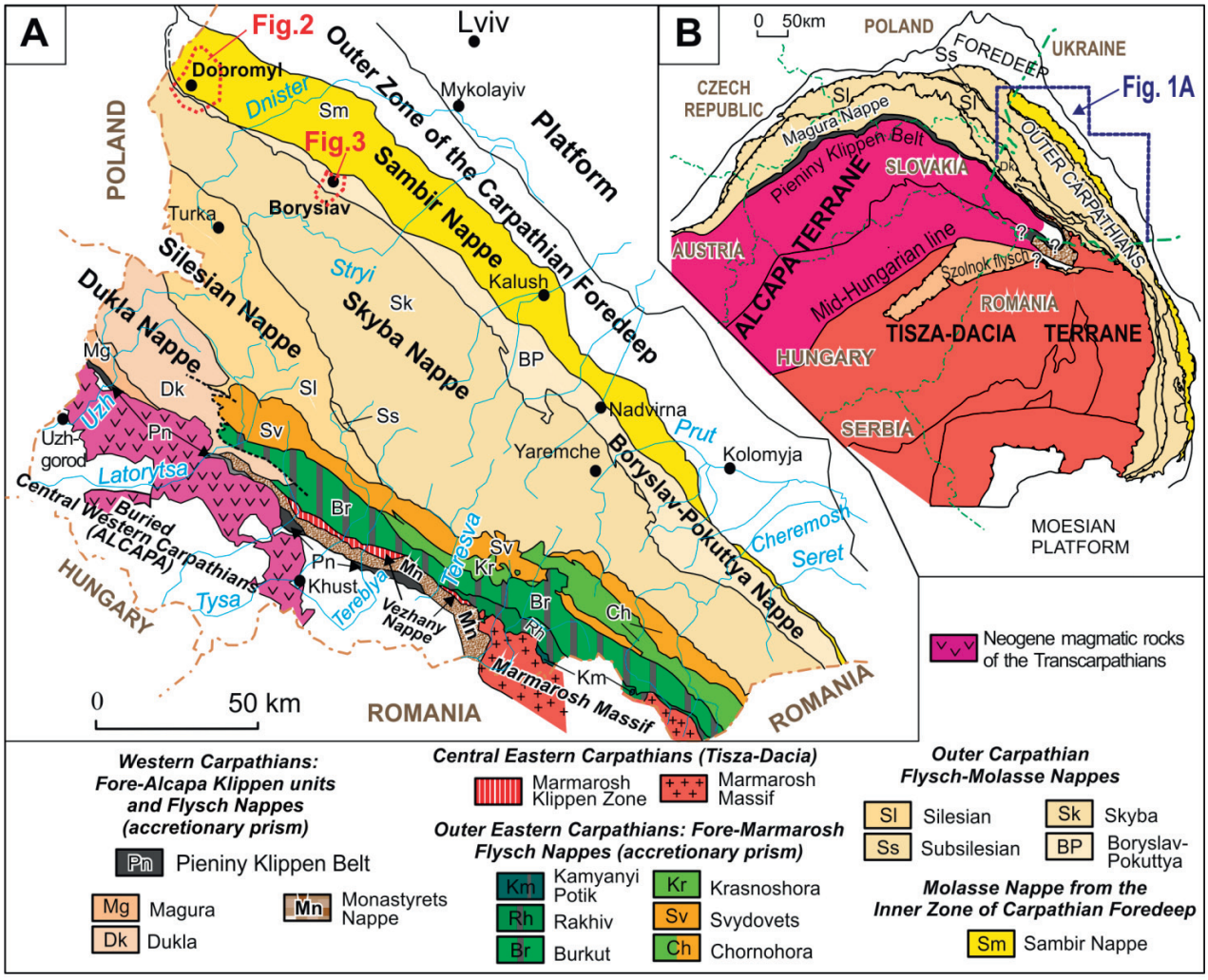


Fig. 1. A – główne jednostki tektoniczne ukraińskich Karpat (Hnylko, 2012, zmodyfikowano); **B** – pozycja tektoniczna ukraińskich Karpat, położenie teranów i główne granice tektoniczne wg Csontos & Vörös (2004); Schmid i in. (2008); Kovač i in. (2016, 2017); uproszczone, częściowo zmodyfikowane

Rejon Dobromila jest położony w NW części ukraińskich Karpat Zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego (Fig. 2).

▹PUNKT 1

Blisko szosy między Dobromilem i Chrowem, 2 km od Dobromila, we wsi Piatnica odsłaniają się utwory mioceńskie suity stebnickiej. Suita jest położona w obrębie płaszczowiny samborskiej. Jest to głównie seria piaszczysta, składająca się z miąższych (do kilku metrów) warstw piaskowców z przewarstwieniami szarych i burych osadów ilastych. Piaskowce miejscami cechuje dobrze wykształcone warstwowanie skośne. W utworach tych zidentyfikowano otwornice mioceńskie (Kulanda & Hnylko, 2012).

Przesuwając się ku SW wzdłuż potoku Tarnawka, we wsi Tarnawka (zob. Fig. 2) przecinamy molasy mioceńskie suity worotyskiej jednostki tektonicznej borysławsko-pokuckiej, jaka silnie zwęża się do szerokości do 1 km. Suita worotyska to w dolnej części seria olistostromowa z ilastym matriks i olistolitami stektonizowanych utworów suity menilitowe, a w górnej – szara seria z cienkorytmicznymi i różnorytmicznymi przewarstwieniami skał ilastych i piaszczystych.

Jeszcze dalej na SW na południowych skrajach wsi Tarnawka przecinamy nasunięcie płaszczowiny skibowej (bezpośrednio nie odsłaniającej się) i obserwujemy cienko-średniorytmiczny górnokredowy flisz suity stryjskiej (cienko- i średnioziarniste turbidyty z przewarstwieniami hemipelagicznych utworów marglistych), występujący w obrębie płaszczowiny skibowej. Kilkaset metrów od tej płaszczowiny powyżej cieku potoku Tarnawka odsłaniają się zlepieńce dobromilskie, które z kątową niezgodnością (czego w odsłonięciu się nie obserwuje) leżą na zdyslokowanym fliszu płaszczowiny skibowej. Są to warstwy blokowo-żwirowych zlepieńców, żwirowców i iłów piaszczystych z fragmentami skał fliszowych wyglądających na kredę i paleogen – piaskowców, aleurolitów, margli, argilitów, krzemieni suity menilitowej. W ilastych przewarstwieniach znaleziono otwornice późnobadeńskie (Kulanda, 2008).

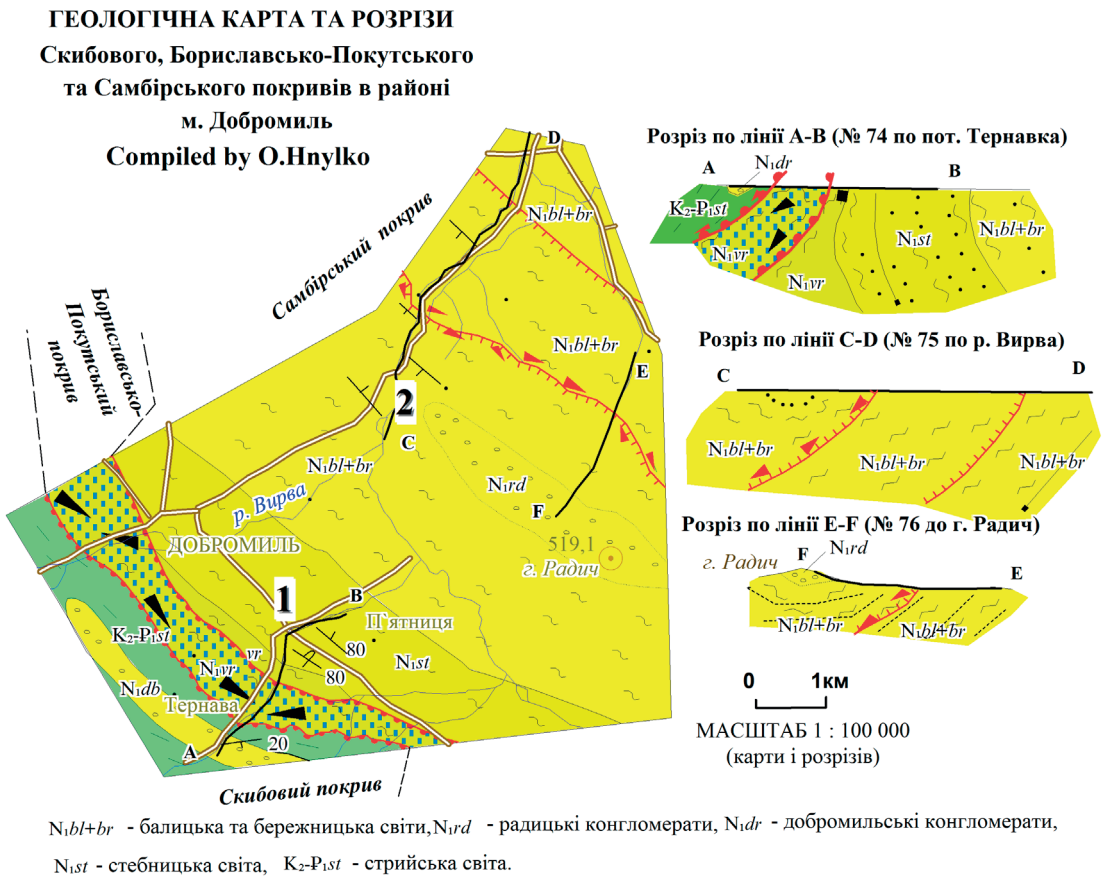


Fig. 2. Mapa geologiczna i przekroje w rejonie miasta Dobromil. Cyframi oznaczono numery punktów

▸PUNKT 2

200 m powyżej mostu samochodowego na trasie Dobromil-Szeginie 3 km od miasta Dobromil (wieś Bonewyczi) na brzegach rzeki Wyrwa odsłaniają się najmłodsze warstwy płaszczowiny samborskiej w jądrze synkliny radyckiej (suita bereżnicka, Kulanda & Hnylko, 2015: zob. Fig. 2). Utwory te to szare i szaro-zielone iły z przewarstwieniami (10-30 cm) piaskowców, w górnej części to głównie warstwy grubowarstwowych piaskowców i zlepieńców z fragmentami fliszu. Zidentyfikowano tutaj zonę nanoplanktonową NN8 (Andreyeva-Grigorovich et al., 2008) i otwornice środkowego-późnego miocenu (Kulenda & Hnylko, 2015).

Mi**asto Borysław.** Tutaj wzdłuż rzeki Tyśmienica odsłania się profil paleogenu brzeżnej skiby płaszczowiny skibowej i neogeńskich molas płaszczowiny borysławsko-pokuckiej (Fig. 3).

▸PUNKT 3

Na SW od Borysławia koło mostu samochodowego przez rzekę Tyśmienica odsłaniają się paleoceńskie jamneńskie masywne piaskowce, reprezentujące dolną część paleogeńskiego profilu płaszczowiny brzeżnej. Szerokość profilu zwiększa się w dół rzeki Tyśmienica (zob. Fig. 3). Powyżej nie odsłaniającej się części profilu (50 m) na powierzchnię wychodzi pstry poziom dolnej części suity witwickiej (o miąższości 5 m) – są to drobnorytmiczne przewarstwienia zielono-szarych drobnoziarnistych piaskowców, aleurolitów, zielonych i czerwonych argilitów. Seria ta zawiera wczesnoeoceńską asocjację głębokowodnych otwornic zlepieńcowatych (ang. DWAF) z przewagą przedstawicieli rodzaju *Glomospira*. Poniżej w dół rzeki, po nie odsłoniętym odcinku profilu (35 m), odsłania się seria (40 m) cienko rytmicznego przewarstwiających się zielonych i szarych argilitów oraz piaskowców górnej części suity witwickiej. Charakterystyczne są dla niej hieroglify. W dolnej części serii znaleziono otwornice (DWAF) zony Ammodiscus latus (górna część środkowego eocenu). W górnej części – nanoplanktonową zonę NP17 (Vialov et al., 1988).

Suita Popielska (dolny eocen – początek oligocenu) wychodzi na powierzchnię 40 m w dół rzeki. Są to szare, popielate i niebieskawe grudkowate argility margliste, często z wtrąceniami i bryłami (o wymiarach od kilku cm do 1,5 m) piaskowców, margli, wapieni, fyllitów. Utwory te to osady spływów rumoszowych (*debris-flow deposits*), zawierających redeponowaną szelfową asocjację przeważnie wapiennych otwornic bentosowych z rodzajów: *Cibicidoides, Bolivina, Nodosaria, Asterigerina*, charakterystycznej dla późnego eocenu. W górnej części suity popielskiej występuje cienki (5 m) poziom szeszorski jasno-szarych margli globigerinowych z soczewkami piaskowców. U podstawy poziomu zawarta jest późnoeoceńska mieszana asocjacja otwornic zlepieńcowatych i wapiennych. W górnej części poziomu stwierdzono asocjację NP22 (Andreyeva-Grigorovich, 1987) i zwiększoną liczebność otwornic planktonicznych, głównie *Globigerina officinalis* Subbotina, *G. postcretacea* Mjatliuk, *Subbotina droogeri* (Mjatliuk), *Chiloguembelina cubensis* (Palmer) i *Pseudogastegirina micra* (Cole), które wskazują na początek oligocenu. Ogólna miąższość suity popielskiej osiąga 100 m.

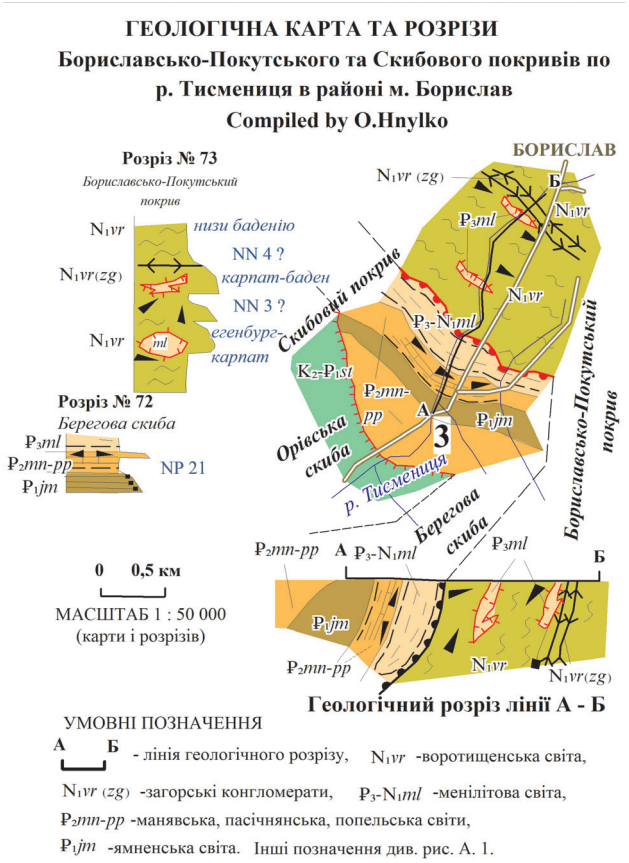


Fig. 3. Mapa geologiczna i przekroje w rejonie miasta Borysław. Cyfrą oznaczono numer punktu

Na suicie popielskiej leży oligoceńska suita menilitowa: czarne argility poziomu podrogowcowego, silicyty i margle krzemionkowe poziomu rogowcowego i czarne, wzbogacone w materiał organiczny, argility z przewarstwieniami piaskowców.

W dół rzeki znajduje się (nie odsłaniający się) tektoniczny kontakt płaszczowin: skibowej i borysławsko-pokuckiej. Następnie na odcinku ~1 km miejscami występują odsłonięcia mioceńskich szarych utworów ilastych z przewarstwieniami piaskowców suity worotyskiej płaszczowiny borysławsko-pokuckiej. Miejscami zawierają one olistolity stektonizowanych utworów suity menilitowej. Pod koniec

serii na powierzchnię wychodzą egzotykowe zlepieńce zagorskie z klastami fyllitów (Fig. 3). W całym profilu suity worotyskiej stwierdzono mikrofaunę wczesnomioceńską do granicy miocenu wczesnego-późnego (Kulanda & Hnylko, 2012).

LITERATURA

ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., 1987 – Nannoplankton i dinotsisty pogranichnykh eotsen-oligotsenovykh otlozheniy Karpat. *Paleontologicheskiy sbornik*, 24: 76-83.

ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. OSZCZYPKO-CLOWES M., SAVITSKAYA N., TROFIMOVICZ N., 2008 – New data on the stratigraphy of the folded Miocene Zone at the front of the Ukrainian Outer Carpathians. *Acta Geologica Polonica*, 58: 325–353.

CSONTOS L., VÖRÖS A., 2004 – Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210: 1–56.

HNYLKO O.M., 2012 – Tectonic zoning of the Carpathians in terms of the terrane tectonics Article 2. The Flysch Carpathian – ancient accretionary prism (in Ukrainian with English summary). *Geodynamika*, 12: 67–78.

KOVÁČ M., PLAŠIENKA D., SOTÁK J., VOJTKO R., OSZCZYPKO N., LESS GY., ĆOSOVIĆ V., FÜGENSCHUH B., KRÁLIKOVÁ S., 2016 – Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140: 9–27.

KOVÁČ M., MÁRTON E., OSZCZYPKO N., VOJTKO R., HÓK J., KRÁLIKOVÁ S., PLAŠIENKA D., KLUČIAR T., HUDÁČKOVÁ N., OSZCZYPKO-CLOWES M., 2017 – Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 155: 133–154.

KULANDA M.Y., 2008 – Rozpodil miotsenovykh foraminifer u vorotyshchenskiy, stebnitskiy svitakh ta dobromylskikh konglomeratakh v pivnichno-zakhidniy chastyni Ukrainskogo Prykarpattya. W: *Biostratygrafichni osnowy pobudovy stratygrafichnych skhem fanerozoyu Ukrainy*. Inst. Geol. Nauk NANU, Kyiv, 209-211.

KULANDA M., HNYLKO O., 2012 – Utochnennya stratygrafii neogenovykh molas Boryslavsko-Pokutskogo ta Sambirskogo pokryviv pivnichno-zakhidnoi chastyny Ukrainskogo Prykarpattya. *Geologiya i geohkimiya goryuchykh kopalyn*, 1-2 (158-159): 36-50.

KULANDA M., HNYLKO O., 2015 – Do pytannya pro vik berezhnitskoi svity Sambirskogo pokryvu Peredkarpatskogp progynu. *Geologiya i geohkimiya goryuchykh kopalyn*, 1–2 (166–167): 91–100.

SCHMID S., BERNOULLI D., FUGENSCHUH B., MATENCO L. SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K., 2008 – The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101: 139–183.

VIALOV O.S., GAVURA S.P., DANYSH V.V. i in., 1988 – *Stratotypy melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat*. Kiev, Naukova dumka, 204 pp.

▹SESJA TERENOWA B, cz. 2 (29 czerwca, sobota)

Część 2. MIOCEN I BADEŃSKIE GIPSY OKOLIC SZCZYRCA K. LWOWA

Maciej Bąbel[1], Adrian Jarzyna[1], Krzysztof Nejbert[1], Danuta Olszewska-Nejbert[1], Damian Ługowski[1], Andrij Bogucki[2], Petro Wołoszyn[3], Andrij Jacyszyn[2] & Olena Tomeniuk[2]

[1]*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski*

E-mail: m.babel@uw.edu.pl, a.jarzyna@student.uw.edu.pl, knejbert@uw.edu.pl, don@uw.edu.pl, lugowski.damian@gmail.com

[2]*Wydział Geograficzny, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franko*

E-mail: pleistocene@ukr.net, jacyshyn@yahoo.com, prostolena.87@ukr.net

[3]*Wydział Geologiczny, Lwowski Uniwersytet Narodowy im. Iwana Franko,*

E-mail: petro.voloshyn@lnu.edu.ua

Opisywany w niniejszej pracy rejon Szczyrca (ukr. Щирець, dawna polska nazwa Szczerzec) leży 25 km na południe od Lwowa. Obszar ten znajduje się nieopodal granicy dwóch wielkich jednostek geomorfologicznych: Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej i Przedkarpacia (Bohuckyj i in., 2017). Granica między tymi jednostkami biegnie mniej więcej wzdłuż doliny rzeki Zubry, 6-8 km na wschód od przepływającej przez Szczyrec Szczyrki (Pazdro, 1953, fig. 2). Obie rzeki wpadają do Dniestru ok. 15 km na południe of Szczyrca. Na wschód od linii Zubry leży wyniesiony obszar nazwany przez Czyżewskiego (1925) Opolem Małym należący do Wyżyny Wołyńsko-Podolskiej. Rejon Szczyrca znajduje się natomiast w obrębie tzw. Wiszniańsko-Szczyreckiej fluwioglacjalno-aluwialnej równiny (Cys, 1962; Bohuckyj i in., 2017).

W okolicach Szczyrca, na północnych peryferiach basenu przedkarpackiego, na obszarze ok. 4 na 5 km znajduje się zwarta grupa odsłonięć środkowomioceńskich ewaporatów (gipsów, anhydrytów i związanych z nimi wapieni), które w zapadlisku przedkarpackim są zazwyczaj przykryte osadami młodszymi i niedostępne bezpośrednim obserwacjom (Fig. 1). Utwory ewaporatowe reprezentują regionalne paratetydzkie piętro baden odpowiadający serrawalowi w stratygrafii standardowej, ściślej zaś – dolną część neogeńskiej nannoplanktonowej zony 6 (NN6, zona *Discoaster exilis*). Sedymentacja tych utworów jest efektem tzw. badeńskiego kryzysu zasolenia Paratetydy Centralnej w basenie przedkarpackim (Peryt, 2006). Na terenie Ukrainy jest to najdalej na zachód położona wychodnia gipsów odsłaniających się na wschodzie na rozległych obszarach Naddniestrza. W Szczyrcu odkrywki obejmują pełny profil utworów ewaporatowych osiągający tu ok. 50 m miąższości (Poberezhsky & Jasionowski, 1999). Dalej na zachód od Szczyrca kompletne profile gipsów pojawiają się na powierzchni dopiero na Ponidziu w Polsce. Opisane cechy czynią ewaporaty Szczyrca najlepszym obiektem do korelacji i porównań z Ponidziem.

Podobnie jak na Ponidziu, w rejonie Szczyrca odsłaniają się badeńskie osady morskie leżące bezpośrednio pod i nad ewaporatami. Są one zróżnicowane facjalnie i zawierają bogate zespoły skamieniałości (Kudrin, 1966). Charakterystyczną cechą tych utworów jest występowanie licznych przegrzebków, m.in. taksonów o potencjalnie istotnym regionalnym znaczeniu stratygraficznym (Friedberg, 1910; Studencka, 1999). Pod gipsami pojawiają się m.in. *Chalmys scissa* Favre (patrz Czarnocki, 1935) i *Lentipecten corneus denudatus* Reuss (=*Amussium denudatum* Reuss, patrz Studencka, 1999, 2015), zaś nad gipsami *Palliolum bittneri* (Toula) [=*Palliolum elini* (Zhizhchenko), patrz Studencka, 1999, 2015]. Morski baden podewaporatowy leży na zerodowanym podłożu kredowym. Dominującą facją tego badenu są margliste piaskowce kwarcowe z domieszką glaukonitu zawierające typową faunę morską z charakterystycznymi cienkoskorupowymi przegrzebkami. W omawianym rejonie bezpośrednio na zerodowanej kredzie leżą podobne do badeńskich piaski glaukonitowe bez fauny o wieku nierozstrzygniętym (Pazdro, 1953) lub też reprezentujące eocen (Kudrin, 1966; Gerasimov i in., 2010). Całość profilu mioceńskiego daje dobry wgląd w przebieg sedymentacji zarówno ewaporatowej jak i po-

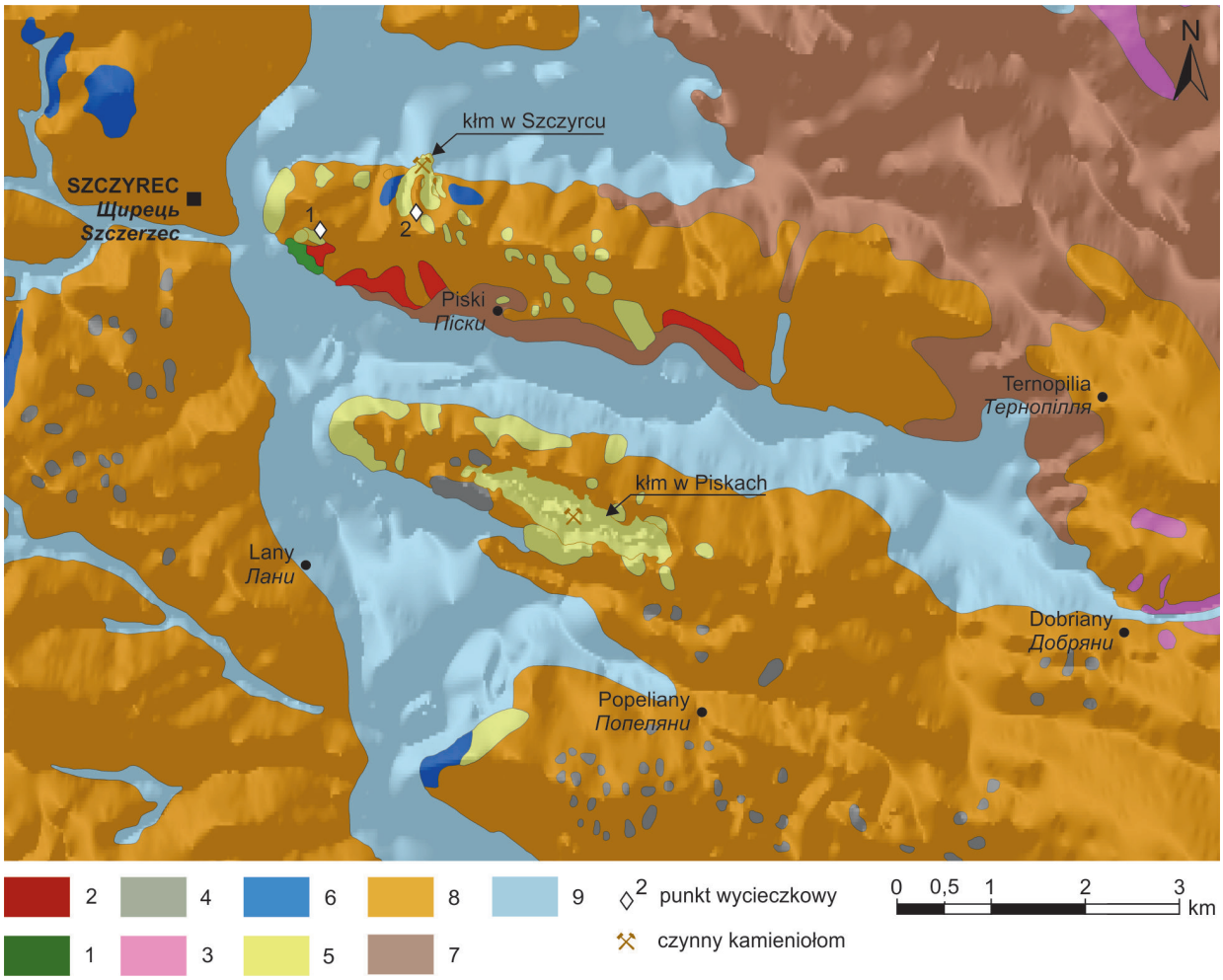


Fig. 1. Mapa geologiczna okolic Szczyrca z lokalizacją punktów wycieczki, wykonana przez Jarzynę (2016), na podstawie mapy Teisseyre'a (1894-1895), uaktualniona i zmieniona.
1 – kreda górna, mastrycht; 2-6 – miocen środkowy, baden: 2 – piaski i piaskowce glaukonitowe, 3 – wapienie litotamniowe, 4 – leje krasowe w wapieniach litotamniowych lub gipsach, 5 – gipsy i leje krasowe w gipsach, 6 – wapienie zbite i inne utwory związane z gipsami; 7-9 – czwartorzęd: 7 – piaski i gliny piaszczyste, plejstocen, 8 – lessy, plejstocen, 9 – aluwia i utwory napływowe

przedzającej i następującej po ewaporacji. Wychodnie badenu pozwalają na dobre rozpoznanie regionalnych relacji stratygraficznych, ewolucji środowisk sedymentacji, a także paleogeografii przedkarpackiego basenu sedymentacyjnego. Z tego m.in. powodu miocen Szczyrca jest od dawna badany, czemu sprzyja bliskość Lwowa. Pod koniec XIX w. i na początku XX w. pionierskie studia na tym terenie prowadzili wybitni geolodzy: Alojzy Marian Łomnicki (1881), Vincenz Hilber (1882a, b), Wawrzyniec Teisseyre (1894-1895) i Wilhelm Friedberg (1910). Ich prace były kontynuowane głównie po II wojnie światowej przez wielu następnych badaczy (m.in. Kazakowa, 1952; Pazdro, 1953; Kudrin, 1966 i in.). Informacje nt. geologii rejonu Szczyrca są rozproszone w bogatej literaturze. Badania prowadzone w ostatnim ćwierćwieczu przyniosły nowe dane o tym interesującym rejonie i są częściowo omówione w niniejszej pracy.

Podobnie jak na nieomal całym północnym obrzeżeniu basenu przedkarpackiego profil gipsów w rejonie Szczyrca jest dwudzielny (Peryt, 1996; Kasprzyk & Ortí, 1998; Bąbel, 2005a). Dolna część to tzw. jednostka autochtoniczna, zbudowana głównie z dużych kryształów gipsu, które narastały wprost na dnie basenu. Kryształy i osady zbudowane z takich dużych (>2 mm) osobników krystalicznych w sedymentologii nazywane są selenitami. Natomiast część górna ewaporatów to tzw. jednostka allochtoniczna reprezentująca głównie gipsy klastyczne. Profil gipsów odsłania się najlepiej w dwóch czynnych kamieniołomach: spągowa jednostka autochtoniczna (selenitowa) – w tzw. nowym kamieniołomie w Piskach, stropowa zaś jednostka allochtoniczna – w starym kamieniołomie w Szczyrcu (Fig. 2).

Gipsy badeńskie (zwłaszcza gipsy selenitowe) charakteryzują się dużą stałością wykształcenia wynikającą z depozycji na wyrównanym i względnie płaskim dnie (Kubica, 1992; Peryt, 1996, 2001; Bąbel, 2005a, 2007). W profilu, zwłaszcza w obrębie jednostki autochtonicznej w Czechach, Polsce i Ukrainie można wydzielić kilkanaście charakterystycznych cienkich warstw (głównie selenitowych)

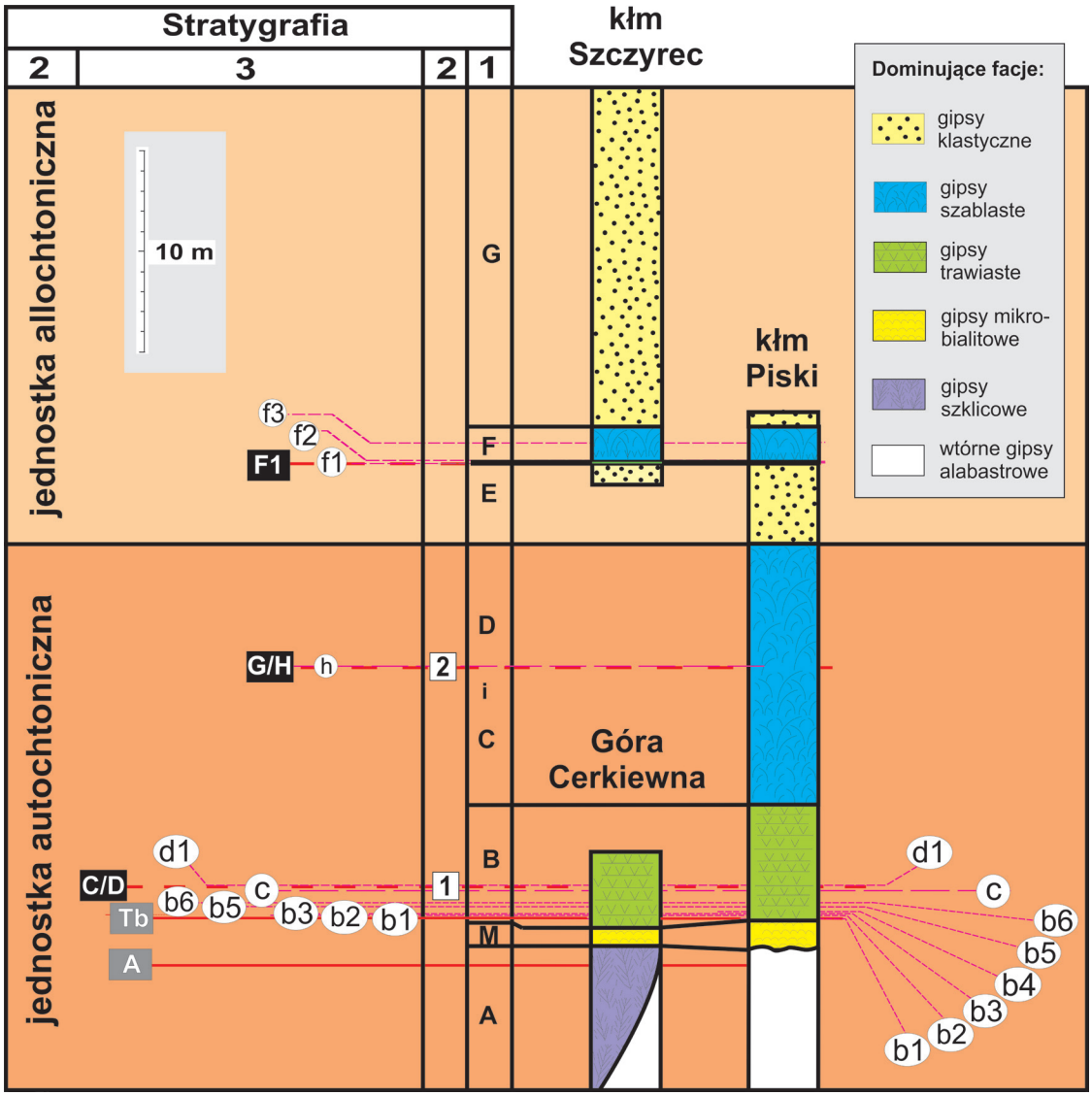


Fig. 2. Uproszczone profile gipsów rejonu Szczyrca i ich korelacja.
Jednostki stratygraficzne wg: 1 – Kubicy (1992), uzupełnione; 2 – Peryta (1996, 2001); 3 – Bąbla (2005a); patrz także objaśnienia do fig. 5 i 10

korelujących się wzdłuż północnych peryferii basenu na dystansie kilkuset kilometrów. Warstwy te zostały zgrupowane w większe jednostki, wyróżniono również warstwy przewodnie i horyzonty izochroniczne. Większość warstw i jednostek stratygraficznych da się rozpoznać w rejonie Szczyrca co jest doskonałą podstawą do regionalnych analiz sedymentologicznych i paleogeograficznych (Fig. 2). Wenglinskij & Gorieckij (1979) zaproponowali, aby profil gipsów w Szczyrcu stanowił lektostratotyp tych osadów, czyli jednostki zwanej na terenie Ukrainy „świtą" albo formacją tiraską (Andreyeva-Grigorovich i in., 1997, 2008; Gerasimov i in., 2010).

Oprócz gipsu w ewaporatach rejonu Szczyrca pojawia się skałotwórczo jego bezwodny odpowiednik – anhydryt (np. Kropaczewa, 1970). Anhydryt jest tu minerałem wtórnym, który krystalizował w obrębie osadów gipsowych często zastępując pierwotne kryształy gipsu. Gipsy omawianego rejonu zostały bowiem objęte procesami dehydratacji - przejścia gipsu w anhydryt. Przejście to nie było tu jednak związane z głębokim pogrzebaniem i wzrostem temperatury, lecz raczej z napływem stężonych solanek w obręb osadu gipsowego (Kropaczewa, 1972; Kasprzyk, 1995; Peryt, 1996). Dehydratacja gipsu i krystalizacja anhydrytu była najprawdopodobniej wieloetapowa i mogła rozpocząć się już podczas sedymentacji utworów gipsowych i kontynuować podczas ich dalszej diagenezy (Kasprzyk & Ortí, 1998).

Wtórne anhydryty pod wpływem kontaktu z wodami o małym zasoleniu lub wodami meteorycznymi ulegają rehydratacji i na powrót przechodzą w gips. Różnorodne efekty zarówno transformacji gipsu w anhydryt, jak i późniejszego uwodnienia anhydrytu i krystalizacji wtórnego gipsu, są doskonale widoczne w rejonie Szczyrca (Bąbel i in., 2017). Produktem tych przeobrażeń są wtórne drob-

Fig. 3. Kopuła i jaskinia z hydratacji anhydrytu z Adrianem Jarzyną dla pokazania rozmiarów formy, kamieniołom Piski, zdjęcie z dnia 31.07.2016 r.

nokrystaliczne skały anhydrytowe, anhydrytowo-gipsowe i gipsowe (zbudowane z wtórnego drobnokrystalicznego gipsu), mające przeważnie śnieżnobiałą barwę. Te ostatnie są pospolicie nazywane alabastrami. Występują one w miejscu pierwotnych gipsów lub jako mniej lub bardziej rozproszone ciała w ich obrębie, przeważnie zacierające całkowicie budowę pierwotnego osadu i jego struktury sedymentacyjne. W gipsach występują też w rozproszeniu pojedyncze kryształy anhydrytu lub ślady po nich, niekiedy zaś pseudomorfozy gipsu po takich kryształach.

W kamieniołomach i łomach rejonu Szczyrca anhydryt (efekt dehydratacji gipsu), który nie uległ uwodnieniu i wstępuje miejscami w obrębie przykrytych nadkładem gipsów, został wskutek eksploatacji odsłonięty i dostał się w strefę bezpośredniego wpływu wód meteorycznych. Współczesne raptowne uwadnianie takich skał anhydrytowych w kamieniołomie Piski prowadzi do niezwykłych efektów rzeźbotwórczych. Trwająca obecnie w strefie wietrzenia anhydrytu krystalizacja wtórnego gipsu (kosztem anhydrytu) wywołuje wzrost objętości ośrodka skalnego (Mucha i in., 2016; Bąbel i in., 2017). Teoretyczne taki przyrost może osiągnąć nawet ponad 60%. Ekspansywna hydratacja anhydrytu w nieczynnej części kamieniołomu Piski doprowadziła do powstania specyficznych hydratacyjnych form rzeźby - kopułowatych wybrzuszeń z wewnętrznymi pustymi komorami ponad odspojoną od podłoża warstwą skalną. Niektóre kopuły osiągnęły średnicę kilkunastu metrów i wysokość względną 2 m, w ich wnętrzu zaś mogła schronić się grupa ludzi. Takie duże komory reprezentują niepospolitą pod względem genezy formę jaskiń zwaną jaskiniami z hydratacji (Bąbel i in., 2018). W roku 2016 spośród ok. 100 kopułowatych form hydratacyjnych rozpoznanych w Piskach co czwarta posiadała duże wewnętrzne komory, które miały cechy jaskiń (były dostępne dla człowieka, Fig. 3). Niestety większość z tych niezwykłych form została zniszczona podczas prac górniczych prowadzonych ostatnio w kamieniołomie.

▹PUNKT 1

GÓRA CERKIEWNA, NIECZYNNE ŁOMY NA POŁUDNIOWYCH I ZACHODNICH ZBOCZACH WZGÓRZA. BADEŃSKIE OSADY PODGIPSOWE I GIPSY

Prowadzący: Adrian Jarzyna, Andrij Bogucki & Olena Tomeniuk

Na przełomie XIX i XX w. Góra Cerkiewna (305,2 m n.p.m.) była obiektem eksploatacji gipsu. Wzgórze, które wznosi się ok. 40 m ponad dno otaczających dolin, było niezalesione. Widoczne z dala białe ściany gipsołomów na jego zboczach osiągały 16 m wysokości. Odsłaniały się tu gipsy a także badeńskie utwory pod- jak i nadgipsowe dobrze udokumentowane przez Łomnickiego (1881), Hilbera (1882a, b), Siemiradzkiego (1909) i Friedberga (1910), Kudrina (1966), Bobrownika i Sieriebrodolskiego (1968) oraz wykartowane przez Teisseyra (1894-1895) i Friedberga (1910). Dziś łomy są od dawna nieczynne i w większości zasypane, wzgórze zaś z cerkwią jest pokryte lasem i zaroślami. W kilku miejscach znajdują się niewielkie odkrywki – resztki łomów, dające wgląd w wykształcenie utworów gipsowych (Fig. 4). Badeńskie osady nadgipsowe nie odsłaniają się, natomiast podgipsowe są widoczne fragmentarycznie. Utwory podgipsowe widoczne są m.in. w podłożu i skarpach polnej drogi, która biegnąc skosem po zboczu wzgórza poniżej cmentarza przecina wychodnie kredy i badenu. Większe łomy i piaskownie z odsłonięciami piaskowców i piasków glaukonitowych znajdują się natomiast przy drodze ze Szczyrca do Pisków (Fig. 4).

MORSKI BADEN PODGIPSOWY

Na południowym zboczu Góry Cerkiewnej, poniżej cmentarza, znajdowały się najlepsze profile badenu podewaporatowego, opisane przez wyżej wymienionych autorów. Morski baden leży tu z erozyjną niezgodnością na opokach lub marglach kredowych zajmujących dolną część zbocza. W utworach kredowych udokumentowano występowanie *Belemnitella mucronata* (Schlotheim), (Łomnicki, 1881; Friedberg, 1910). Według Łomnickiego (1881) profil podgipsowego badenu miał niewielką miąższość nie przekraczającą ok. 2,5 m. Na kredzie leżały: iły i iły piaszczyste (0,3 m), piaskowce z okruchami przegrzebków i krasnorostów (0,5 m), margle piaszczyste z przegrzebkami i drobnymi otoczakami krzemieni (1 m), zlepieńce z okruchami ramienionogów (*Terebratula*), ślimaków (*Turritella*, *Cerithium*), krasnorostów i mszywiołów (0,3 m). Około 0,5 m powyżej odsłaniały się alabastry rozpoczynające profil gipsów. Natomiast Friedberg (1910) udokumentował tu kilkumetrowy (ponad 6 m) profil badenu podgispowego złożony głównie z zielonych piasków i piaskowców z glaukonitem zawierających liczne skamieniałości morskie. Badeńskie facje kwarcowo-glaukonitowe z bogatą fauną morską opisali tu także Kazakowa (1952) i Kudrin (1966, s. 82-83, 92). Zielone piaski i piaskowce glaukonitowe ze skamieniałościami odsłaniają się dalej na wschód, w niższej części zbocza, m.in. we wspomnianych łomach przy drodze ze Szczyrca do Pisków (Fig. 4). Piaski te zostały opisane i wykartowane jako baden przez Teisseyre'a (1894-1895) i Friedberga (1910). Kudrin (1966, s. 21) przypisał im wiek eoceński. Jego zdaniem w rejonie Góry Cerkiewnej badeńskie piaski kwarcowo-glaukonitowe leżą bezpośrednio na rozmytych marglach kredy oraz na rozmytych glaukonitowo-kwarcowych piaskach eocenu (Kudrin, 1966, s. 85). W niniejszej pracy przyjmujemy pogląd o badeńskim wieku omawianych piasków, zgodnie z poglądami dawnych badaczy.

W kontekście regionalnym zwraca uwagę, że profil badenu podgipsowego w Szczyrcu ma znacznie mniejszą miąższość (kilka metrów) niż na północ, w okolicy Lwowa, na obszarze Roztocza Lwowskiego, oraz na wschód od Szczyrca, na terenie Opola Małego, gdzie badeńskie utwory podewaporatowe osiągają do kilkudziesięciu metrów miąższości (Teisseyre, 1938; Pazdro, 1953; Wysocka i in., 2012). Relacje te przypominają obecne w Polsce na Wyżynie Miechowskiej i Ponidziu, gdzie silnie zredukowane profile badenu podewaporatowego występują na południu, a pełniejsze i grubsze na północy. Czarnocki (1938) uważał, że w profilu Szczyrca brak najniższych utworów

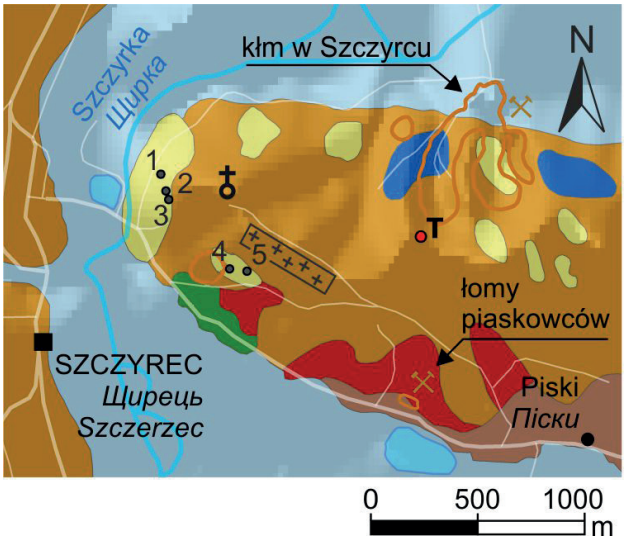


Fig. 4. Lokalizacja prezentowanych odkrywek w rejonie Szczyrca (patrz fig. 1; objaśnienia kolorów szrafur jak na fig. 1). Cyframi 1-4 oznaczono odkrywki z profilami zilustrowanymi na fig. 5. T – profil, w którym oznaczono wiek radiometryczny (Nejbert i in., 2012)

badenu, obecnych w innych sąsiednich odsłonięciach. Sądził on, że obszary ze zredukowaną miąższością podgipsowego badenu (takie, jak w Szczyrcu i na południu Ponidzia) były – w dyskutowanym interwale czasu – bardziej wyniesione niż te leżące na północy i konsekwentnie zostały zalane później. Jego zdaniem badeńskie osady leżą w takich strefach w sposób przekraczający. Analizę miąższości utworów badenu i paleoreliefu podłoża kredowego na obszarach sąsiadujących od północy i wschodu ze Szczyrcem przedstawili Teisseyre (1938), Pazdro (1953) oraz Wysocka i in. (2012) dowodząc, że przyrosty miąższości wynikają z obecności osadów klastycznych – piasków kwarcowych deponowanych w środowisku morskim. Miejsce ich akumulacji wynikało z bliskości źródła alimentacji (hipotetycznych delt gdzieś na północnym brzegu basenu), ale także, lub przede wszystkim, z intensywności i układu prądów morskich przepływających pomiędzy garbami i wyniesieniami zerodowanego podłoża kredowego w dawnych paleogeńskich paleodolinach. Zdaniem Wysockiej i in. (2016) piaski te mogą pochodzić z paleogeńskich zwietrzelin pokrywających niegdyś obszar Podola i Wołynia. Omawiane badeńskie przedewaporatowe piaski Opola Małego wykazują cechy spłycania ku górze profilu (Radwański i in., 2012). Inni badacze zwracają uwagę, że podczas spłycania basenu, które poprzedziło depozycję gipsów i było związane z tzw. obniżeniem ewaporacyjnym (ang. *evaporite drawdown*; zgodnie z modelem saliny morskiej, Peryt, 2001; Bąbel, 2004), wcześniej złożone osady mogły być z wyniesionych obszarów erodowane i usuwane. Rozstrzygnięcie, czy takim obszarem były okolice Szczyrca, wymaga dalszych badań.

GIPSY SELENITOWE

Gipsy leżą z niewielkim upadem ku północy, w związku z czym ich spąg na zachodnim zboczu Góry Cerkiewnej zniża się do wysokości kilku metrów ponad dnem doliny Szczyrki i wznosi się ku górze, pojawiając się wysoko na południowym zboczu wzgórza poniżej cmentarza (Jarzyna 2016). Występują tu wszystkie charakterystyczne facje selenitowe jednostki autochtonicznej, których nazwy w większości nawiązują do wykształcenia kryształów gipsu (tj. gipsy szklicowe, trawiaste, szablaste; Bąbel, 2016). W większości utwory te pojawiają się tu jedynie szczątkowo w zarośniętych skarpach i ścianach dawnych łomów. Najlepiej, w kilku punktach, odsłaniają się gipsy szklicowe i współwystępujące wtórne gipsy alabastrowe (Fig. 5).

Gipsy szklicowe, lub inaczej szklica, to ze wszystkich selenitowych utworów badeńskich facja pod względem krystalograficznym i sedymentologicznym najbardziej niezwykła i spektakularna. Została ona najlepiej zbadana na Ponidziu w Polsce, skąd wywodzi się jej nazwa (Bąbel, 2016, wraz z literaturą). Nawiązuje ona do specyficznego połysku, który powstaje wskutek odbicia promieni słońca od wielkich powierzchni doskonałej łupliwości gipsu. Szklica jest zbudowana z pionowo na kształt palisady ustawionych ogromnych kryształów gipsu o rozmiarach decymetrowych, w Szczyrcu miejscami przekraczających długość 1 m. Kryształy tworzą osobliwe, typowe dla tych utworów zrosty podobne do kontaktowych bliźniaków gipsu o pokroju jaskółczych ogonów, jak dotychczas nie rozpoznane nigdzie indziej w świecie (Bąbel, 1991). Widoczne w Szczyrcu gipsy szklicowe mają budowę masywną i reprezentują subfację masywną. Często widoczne są powierzchnie synsedymentacyjnego rozpuszczania – horyzontalne powierzchnie nieciągłości przecinające kryształy (Fig. 6).

Gipsy szklicowe występują w spągowej części badeńskich gipsów tworząc warstwę o miąższości kilku metrów, korelującą się z przerwami wzdłuż północnego brzegu basenu przedkarpackiego od Czech po okolice Horodenka na Ukrainie (Peryt, 1996; Bąbel, 2005a). Utwory te najprawdopodobniej tworzyły się w tym samym czasie krystalizując wprost na dnie płytkiego basenu na głębokości kilku-kilkunastu metrów. Wielkie zrosty narastały ku górze na podobieństwo szczotki krystalicznej formując zwartą pokrywę na przestrzeni wielu kilometrów. Kryształy znajdowały się stale poniżej pyknokliny (granicy gęstości rozwarstwio-

Fig. 5. Profile gipsów badeńskich w odsłonięciach na Górze Cerkiewnej k. Szczyrca (wg Bąbla 2005a, zmienione i uzupełnione; oznaczenia jednostek litostratygraficznych A i B wg Kubicy, 1992); lokalizacje są opisane cyframi nad profilami i na fig. 4. Objaśnienia: 1-2 – krótkie (1) i długie (2) chaotycznie rozmieszczone proste kryształy gipsu; 3 – rzędy prostych kryształów gipsu, podobne do łanu trawy (murawa selenitowa; ang. *grass-like structure*), narastające na płaskim podłożu lub powierzchniach synsedymentacyjnego rozpuszczania gipsu; 4–5 – proste, radialnie rozmieszczone kryształy gipsu podobne do kęp trawy narastające na kopułowatym (4) lub płaskim podłożu zbudowanym z drobnokrystalicznego gipsu (5); 6 – zgodnie zorientowane zrosty gipsowe o budowie niesegmentowej leżące prawie horyzontalnie; 7 – pionowo wydłużone gigantyczne zrosty gipsu o budowie segmentowej; 8 – zrost gipsu o budowie segmentowej o orientacji prawie horyzontalnej; 9 – horyzontalne powierzchnie synsedymentacyjnego rozpuszczania w obrębie gigantycznych zrostów gipsu z kryształami syntaksjalnie (z lewej) i niesyntaksjalnie (z prawej) rosnącymi na tej powierzchni; 10 – rząd bardzo drobnych (< 2 cm) kryształów gipsu; 11 – drobnoziarnisty (lub podobny do alabastru) gips ze śladami zgipsyfikowanych guzkowatych mat mikrobialnych; 12 – pakiet zgipsyfikowanych guzkowatych mat mikrobialnych; 13 – guzkowata powierzchnia stropowa reprezentująca zgipsyfikowaną matę mikrobialną; 14 – wtórny alabaster o budowie homogenicznej i gruzłowej (ang. *nodular*); 15 – zaokrąglone skupienia wtórnego alabastru (gruzły, sferoidy) zastępującego otaczający osad; 16 – osady ilaste i ilasto-gipsowe

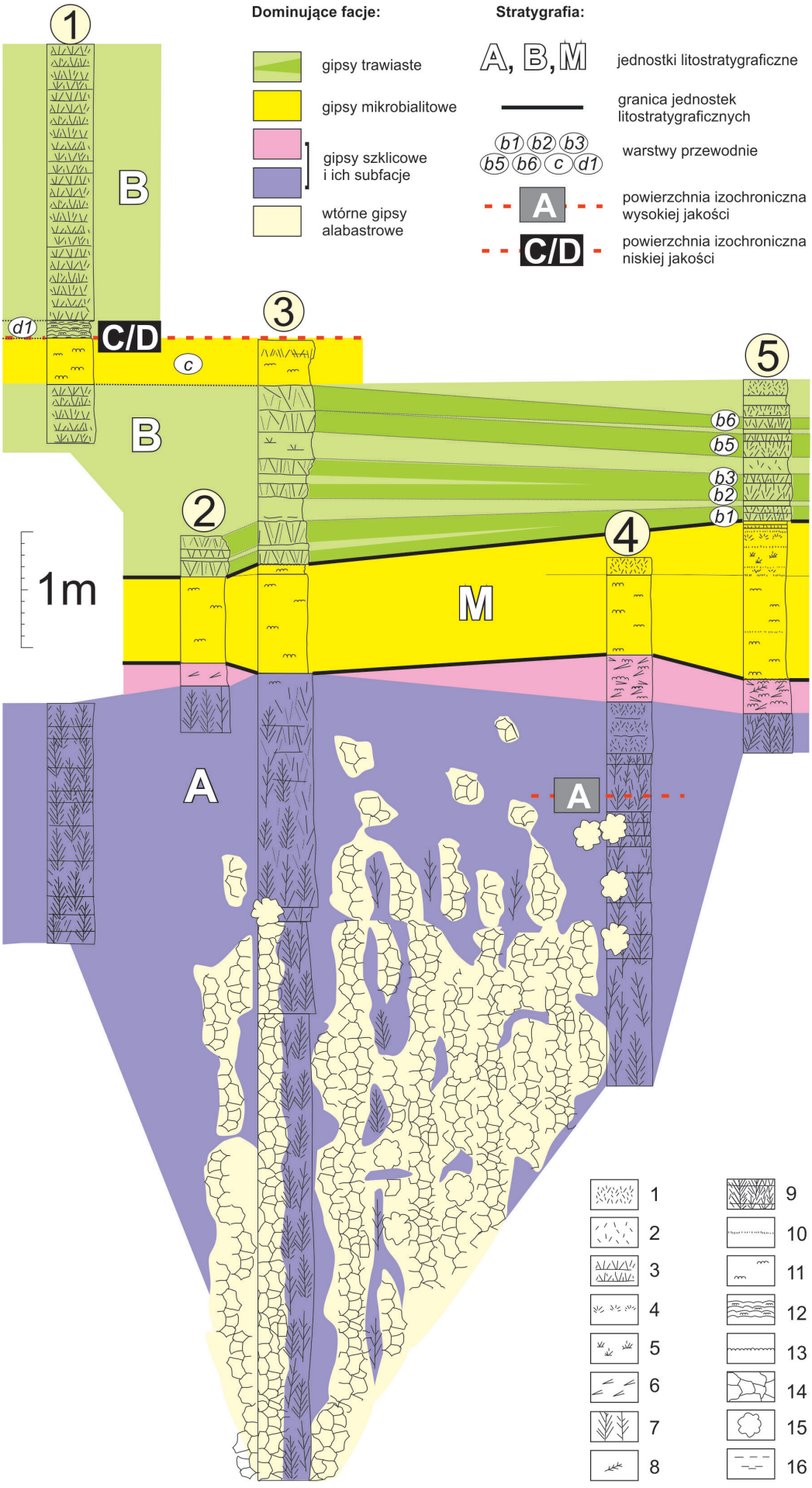

Dominujące facje:
gipsy trawiaste
gipsy mikrobialitowe
gipsy szklicowe i ich subfacje
wtórne gipsy alabastrowe
Stratygrafia:
A, B, M
jednostki litostratygraficzne
granica jednostek litostratygraficznych
b1 b2 b3 b5 b6 c d1
warstwy przewodnie
A
powierzchnia izochroniczna wysokiej jakości
C/D
powierzchnia izochroniczna niskiej jakości
1
2
3
4
5
1m
B
C/D
d1
c
B
b6
b5
b3
b2
b1
M
A
A
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

Fig. 6. Gispy szklicowe z horyzontalnymi powierzchniami synsedymentacyjnego rozpuszczania, odsłonięcie 3 na Górze Cerkiewnej k. Szczyrca (patrz fig. 4)

nych solanek) w strefie stałego nasycenia i przesycenia siarczanami wapnia (Bąbel, 2007). Narastały one prawie wyłącznie w sposób syntaksjalny, tj. podczas ich rozwoju bardzo rzadko formowały się nowe osobniki krystaliczne. Długotrwały, nieprzerwany syntaksjalny wzrost doprowadził do powstania wyjątkowo dużych kryształów. Subfacja masywna z powierzchniami rozpuszczania tworzyła się w płytszych częściach basenu, gdzie dno okresowo znajdowało się powyżej pyknokliny w strefie rozcieńczonych, mniej zasolonych wód, zdolnych do rozpuszczania gipsu.

Odkrywki gipsów szklicowych w Szczyrcu to najbliższe Lwowa miejsca, gdzie można zapoznać się z tymi utworami, oraz kryształami gipsu o metrowych rozmiarach, jakie w świecie minerałów nie są często spotykane.

WTÓRNE ALABASTRY

Według Łomnickiego (1881) i Siemiradzkiego (1909) profil gipsów na Górze Cerkiewnej rozpoczynał się idąc od spągu białymi alabastrami o miąższości 8 m, na których leżały pofalowane warstwy grubokrystalicznego selenitowego gipsu o miąższości 4 m. Siemiradzki (1909) zauważył, że kryształy wyglądały podobnie jak na Ponidziu. W gipsach i alabastrach w znacznych ilościach występowała siarka rodzima (Bobrownik & Sieriebrodolskij, 1968).

Opisany początek profilu jest typowy dla wielu odsłonięć gipsów naddniestrzańskich, które z reguły zaczynają się śnieżnobiałymi alabastrami o miąższości kilku metrów, przechodzącymi ku górze w gipsy selenitowe (Peryt, 1996; Bąbel, 2005a). Alabastry te na ogół nie występują wyżej niż tzw. „warstwa c", charakterystyczna przewodnia warstwa drobnokrystalicznego gipsu o miąższości ok. 30 cm stale pojawiająca się w dolnej części profilu gipsów nieco ponad stropem szklicy (Fig. 2, 5). Omawiane alabastry są facją wtórną, diagenetyczną i powstały z dehydratacji-rehydratacji pierwotnego gipsu (Peryt, 1996). Obserwacje wielu profilów sugerują, że proces przeobrażeń na znacznych obszarach północnej części basenu przedkarpackiego objął całą spągową warstwę gipsów szklicowych. Front tych przeobrażeń biegnie mniej więcej wzdłuż stropu szklicy, która nie jest wówczas zachowana. W innych miejscach przeobrażenia objęły cały lub prawie cały profil.

Na Górze Cerkiewnej szklica odsłania się w kilku miejscach, odkrywka zaś na zachodnim zboczu (nr 3 na Fig. 2 i 5) świadczy o wyjątkowo dużej ich miąższości mogącej przekraczać 7 m, co jest jedną z największych miąższości tych gipsów notowanych w odsłonięciach i wierceniach (Bąbel, 2005a; Kubica, 1992). Duża miąższość może być jednym z powodów, dzięki któremu gipsy te nie uległy tu całkowitemu przeobrażeniu w anhydryt (wtórny alabaster).

W odkrywkach można zaobserwować różne formy zastępowania wielkokrystalicznego pierwotnego gipsu przez wtórny alabaster, który ewidentnie występuje w miejscu zajętym poprzednio przez szklicę. Widoczne są duże, miej-

Fig. 7. Gruzłowe formy wtórnego alabastru, Góra Cerkiewna, poniżej cmentarza

Fig. 8. Zastępowanie gipsu szklicowego przez wtórny biały alabaster wzdłuż subkryształów i granic między kryształami, Góra Cerkiewna, poniżej cmentarza

Fig. 9. Relikty wielkich kryształów (ciemne) tkwiące w obrębie wtórnego białego alabastru, Góra Cerkiewna, poniżej cmentarza. Obuch młotka u góry jako skala

scami decymetrowe sferyczne i półsferyczne formy gruzłowe, lub ich grupy o zlewających się granicach, tkwiące w pierwotnym gipsie (Fig. 7). Pojawiają się także żyłowe formy alabastru często biegnące wzdłuż granic między dużymi kryształami lub subkryształami (odrębnymi częściami, z których są zbudowane wielkie kryształy, Fig. 8). Można przypuszczać, że w tym przypadku, przy dalszym postępie dehydratacji (a następnie rehydratacji), wtórny alabaster przyjmie zapewne wydłużoną formę odzwierciedlającą kształt pierwotnego kryształu lub subkryształu gipsu (patrz Peryt, 1996, fig. 18). Fragmenty dużych kryształów gipsu często tkwią w obrębie alabastru w postaci rozproszonych większych lub mniejszych ostańców (Fig. 9). Widoczny jest również biegnący skośnie do warstwowania front przeobrażeń, które objęły prawie całą warstwę gipsu szklicowego. Granica białego alabastru z ciemnymi kryształami gipsu jest ostra i wyraźna. Alabaster, który całkowicie zastąpił selenity, przeważnie nigdzie nie zachowuje ich tekstur, które ulegają diagenetycznemu zanikowi. Enigmatyczne ślady, zarysy kształtów pierwotnych kryształów gipsu są w alabastrze dostrzegalne jedynie sporadycznie. Makroskopowo, alabaster posiada własne odrębne tekstury, które można ogólnie nazwać gruzłowo-plamistymi (Fig. 7). Widoczne w odkrywkach tekstury są nie tyko efektem zastępowania gipsu przez anhydryt, ale także przeobrażenia anhydrytu w gips. Uwadnianie anhydrytu i krystalizacja wtórnego gipsu dodatkowo zaciera pierwotne cechy osadu.

Ze względu na wyrazistość i opisaną budowę strefa przejścia selenitów w alabastry na Górze Cerkiewnej doskonale ilustruje wtórny charakter tych drugich utworów, jak również proces zacierania pierwotnych struktur osadu gipsowego wskutek dehydratacji i rehydratacji.

▹PUNKT 2

KAMIENIOŁOM W SZCZYRCU. GIPSY BADEŃSKIE I UTWORY NADGIPSOWE

Prowadzący: Adrian Jarzyna, Andrij Bogucki & Olena Tomeniuk

Czynny kamieniołom gipsów znajduje się na północnym skłonie Góry Cerkiewnej (Fig. 4) . Odsłaniają się tu badeńskie gipsy oraz stanowiące nadkład złoża badeńskie wapienie, margle i iły przykryte czwartorzędowymi lessami.

GIPSY

Profil gipsów ma ok. 20 m miąższości i reprezentuje jednostkę allochtoniczną (Fig. 10). W jej obrębie w dolnej części występują gipsy selenitowe stanowiące wkładkę o miąższości 1,8 m w obrębie gipsów allochtonicznych widoczną w najniższej części profilu; leżące poniżej utwory nie są obecnie odsłonięte (Fig. 2). Gipsy te są nazywane górnymi selenitami i są jednostką, która koreluje się na znacznym obszarze wzdłuż północnego obrzeżenia basenu ewaporacyjnego (Peryt, 1996, 2001; Bąbel, 2005a, 2007).

Charakterystyczną cechą tych selenitów jest występowanie stałej, powtarzającej się sekwencji lateralnie ciągłych 3 warstw o charakterystycznym wykształceniu teksturalnym i krystalograficznym. Sekwencja ta przypomina skrajnie zredukowaną miąższościowo sekwencję facjalną w niżej leżącej jednostce autochtonicznej (począwszy od gipsów szklicowych do szablastych) i reprezentuje podobne środowiska sedymentacji – umiarkowanie głębokie panwie i płycizny ewaporacyjne (Bąbel, 2005a). Szczególnie dobrze widoczna jest tu facja gipsów szablastych (Fig. 11). Facja ta charakteryzuje się występowaniem długich (od kilku do kilkudziesięciu centymetrów), wąskich, zakrzywionych kryształów przypominających szable, od których pochodzi nazwa tej facji nadana w Ukrainie (patrz Bąbel, 2016). W omawianej facji w Szczyrcu występują wachlarzowate agregaty zrośniętych ze sobą u podstawy rozczepiających się kryształów szablastych (Fig. 11). Miejscami pojawiają się skupienia takich kryształów pogrzęźnięte w niżej leżącym warstwowanym osadzie gipsowo-ilastym tworzące tzw. selenitowe stożki zalążkowe (ang. *selenite nucleation cones*) – efekt grzęźnięcia rosnących kryształów gipsu w miękkim podłożu pod wpływem swojego ciężaru (Fig. 12; Peryt, 1996).

Wyżej leżąca część profilu to gipsy klastyczne, zbudowane głównie z mikro- i drobnokrystalicznego gipsu oraz brekcji. Występują tu charakterystyczne dla jednostki allochtonicznej gipsy płasko i faliście laminowane (rzadko wyraźnie, częściej niewyraźnie) lub smugowane. Pojawiają się również bardziej homogeniczne, zbite osady zbudowane z drobnoziarnistego gipsu niewyraźnie warstwowanego, z deformacjami i licznymi skomplikowanymi zaburzeniami śródwarstwowymi. W środkowej części profilu występują brekcje zbudowane zarówno z zaokrąglonych, jak i kanciastych fragmentów osadu rozdrobnionego *in situ* (Fig. 13) Peryt (1996) zilustrował wielkoskalowe warstwowania przekątne w gipsach klastycznych Szczyrca.

Pierwotne budowa osadów omawianej części profilu jest przeważnie silnie zatarta przez późniejsze procesy diagenetyczno-wietrzeniowe (w tym przede wszystkim przeobrażenia gipsu w anhydryt i anhydrytu w gips), jak również tektoniczne i krasowe. W gipsach występują liczne uskoki i nieregularne spękania, często obserwuje się także leje krasowe.

W profilu gipsów występują cienkie przewarstwienia iłów. Wkładki iłu o miąższości do 10-20 cm znajdujące się w najwyższej części gipsów, w interwale o miąższości 10 m, były badane przez Piszwanową (1963). Iły te zawierały drobną faunę i mikrofaunę: małżoraczki, ślimaki i otwornice, a także otolity. Otwornice były pokrewne faunie badeńskiej z okresu po ewaporacji, tj. występującej w badeńskich osadach morskich ponad ewaporatami. Pojawianie się fauny morskiej w przewarstwieniach ilastych w gipsach było notowane z innych obszarów basenu ewaporacyjnego (np. Kubica, 1992), ostatnio zaś zostało opisane z okolic Babczyna w Polsce (Peryt i in., 2019). Utwory te reprezentują zapewne krótkotrwałe zalewy morskie wkraczające w obręb basenu ewaporacyjnego typu saliny, poprzedzające wielką transgresję, która zakończyła depozycję ewaporatów na tym obszarze (Peryt i in., 2019).

W kamieniołomie w Szczyrcu, w postaci rozproszonych w gipsie reliktowych ziaren udokumentowano anhydryt, który nie uległ uwodnieniu i stanowił miejscami do 10% masy skały (Kropaczewa, 1970). Dziś anhydryt ten ulega współczesnemu ekspansywnemu uwodnieniu. Wskutek przyrostu objętości wywołanego krystalizacją wtórnego gipsu na blokach skalnych i ścianach odsłonięć powstają charakterystyczne ekstensyjne spękania i szczeliny (Fig. 14). Kryształy anhydrytu (lub gipsowe pseudomorfozy po anhydrycie) występują w rozproszeniu w obrębie klastycznego gipsu, jako nieregularne skupienia o zatartych niewyraźnych granicach przeważnie wydłużone wzdłuż warstwowania, albo jako mniej lub bardziej sferyczne formy gruzłowe o ostrych granicach (ang. *nodular anhydrite, nodular gypsum*), odróżniające się od otaczającego szarego lub żółtego gipsu klastycznego jasną śnieżnobiałą barwą (Fig. 15). Formy te przeważnie zastępują otaczający pierwotny osad gipsowy, jak również wykazują cechy wypierania, odpychania tego osadu na zewnątrz strefy na-

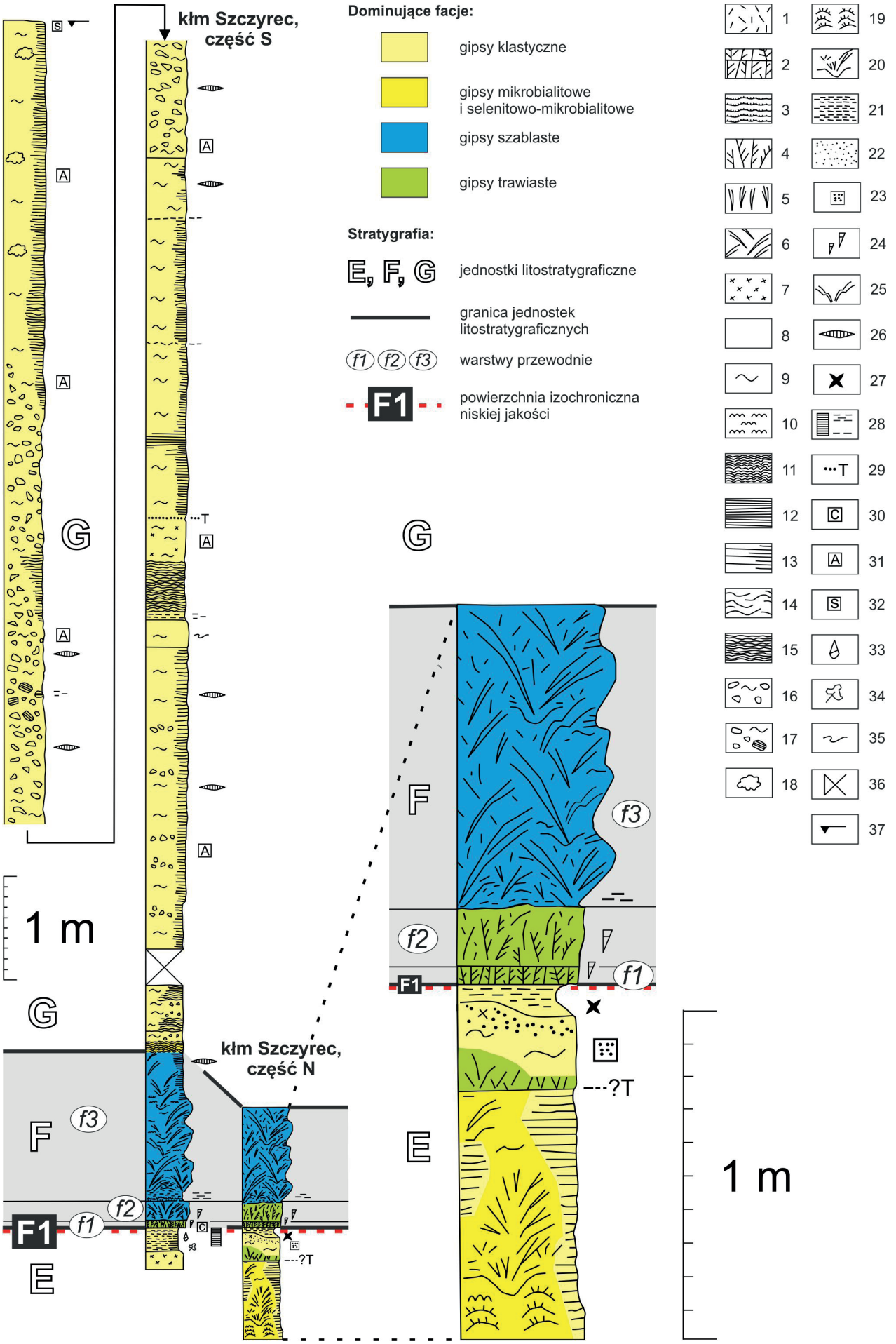

kłm Szczyrec, część S
kłm Szczyrec, część N
Dominujące facje:
gipsy klastyczne
gipsy mikrobialitowe i selenitowo-mikrobialitowe
gipsy szablaste
gipsy trawiaste
Stratygrafia:
E, F, G
jednostki litostratygraficzne
granica jednostek litostratygraficznych
f1 f2 f3
warstwy przewodnie
F1
powierzchnia izochroniczna niskiej jakości
1 m
1 m
---?T
---?T

Fig. 10. Profil gipsów w kamieniołomie w Szczyrcu (wg Bąbla, 2005a, zmienione i uzupełnione; oznaczenia jednostek litostratygraficznych wg Kubicy, 1992). Objaśnienia:
1-7 – selenitowe składniki osadu; 1 – proste, krótkie kryształy chaotycznie rozmieszczone; 2 – rzędy prostych kryształów podobne do trawy (murawa selenitowa; ang. *grass-like structure*) narastające na płaskim podłożu lub powierzchniach synsedymentacyjnego rozpuszczania gipsu; 3 – rzędy drobnych kryształów selenitu narastające na kopułowatym podłożu zbudowanym z drobnokrystalicznego gipsu; 4 – proste, klinowate kryształy podobne do tworzących zrosty w gipsach szklicowych; 5-6 – zakrzywione kryształy szablaste i agregaty rozszczepionych kryształów szablastych zorientowane prostopadle (5) i skośnie do warstwowania (6); 7 – porfiroblasty gipsu i ich skupienia;
8-18 – gips mikro- i drobnokrystaliczny, w tym gips mikrobialitowy i alabastrowy; 8 – homogeniczny lub prawie homogeniczny gips drobnokrystaliczny, w tym alabaster (=gips zwięzły, masywny o białej barwie), 9 – gips mikro- i drobnokrystaliczny smugowany, plamisty lub z reliktową laminacją (patrz Kwiatkowski, 1972); 10 – drobnoziarnisty (lub podobny do alabastru) gips ze śladami zgipsyfikowanych guzkowatych mat mikrobialnych; 11 – faliście laminowany gips reprezentujący pakiet zgipsyfikowanych kopułowatych mat mikrobialnych; 12 – gips płasko laminowany; 13-14 – mikro- i drobnokrystaliczny gips z zatartą płaską (13) i falistą laminacją (14); 15 – faliście laminowany gips ze strukturami deformacyjnymi miękkiego osadu (ang. *soft sediment deformation structures*); 16-17 – brekcje o matriksie podobnym do alabastru, z zaokrąglonymi klastami homogenicznego gipsu (16), i z domieszką zaokrąglonych klastów laminowanego gipsu (17), (patrz Kwiatkowski, 1972); 18 – zaokrąglone skupienia wtórnego alabastru (gruzły, sferoidy) zastępującego i miejscami wypierającego otaczający osad;
19-36 – inne składniki i cechy osadu; 19 – kopuły zbudowane z rzędów kryształów gipsu (muraw selenitowych) i warstw drobnokrystaliczego gipsu interpretowane jako utwory selenitowo-mikrobialitowe; 20 – selenitowe stożki zalążkowe zbudowane z kryształów szablastych; 21 – osady ilaste i ilasto-gipsowe; 22-23 – gips o wykształceniu cukrowatym (22) lub piaskowiec gipsowy (23); 24 – charakterystyczne kryształy selenitu podobne morfologicznie do tworzących zrosty w gipsach szklicowych (patrz Bąbel, 2005a); 25 – kryształy szablaste przełamane kompakcyjnie; 26 – horyzontalne żyły włóknistego gipsu; 27 – drobne (< 5 cm) agregaty soczewkowatych kryształów gipsu podobne do „róż pustyni"; 28 – wkładki iłu (z prawej) i ił płasko laminowany (z lewej); 29 – pomarańczowy materiał pylasty lub pylasto-ilasty interpretowany jako piroklastyczny lub eoliczny; 30 – węglan wapnia w formie lamin lub inkrustacji spągu warstw gipsowych; 31 – ślady drobnych (< 2 mm) listewkowatych kryształów anhydrytu; 32 – drobne (< 5 cm) gruzłowe skupienia siarki rodzimej; 33 – szczątki cienkoskorupowych ślimaków lub małżów; 34 – szczątki roślin; 35 – fałd osuwiskowy i/lub związany z deformacjami miękkiego osadu; 36 – niewidoczna część profilu, 37 – dobrze widoczna powierzchnia stropu gipsów.

rastającego anhydrytu/gipsu. Miejscami można zaobserwować ślady po drobnych rozproszonych listewkowatych kryształach anhydrytu o rozmiarach do 2 mm. Niektóre gruzły alabastrowe mają prawie idealną kulistą budowę i charakterystyczną dla tego typu utworów groniastą powierzchnię zewnętrzną. Takie megasferoidy alabastrowe posiadają duże walory estetyczne i bywają używane do ozdabiania posesji przez miejscową ludność (Fig. 16).

W kamieniołomie występują również gipsy włókniste (ang. *satin spar*) w formie horyzontalnych żył (ang. *fibrous gypsum veins*) w rosyjskojęzycznej, lokalnej literaturze tradycyjnie nazywane selenitami, odmiennie niż w literaturze anglojęzycznej. W obrębie gipsów pojawiają się często cienkie przewarstwienia, żyły oraz nieregularne skupienia drobnokrystalicznego kalcytu (wapienie) zarówno o ostrych, jak i rozmytych granicach zewnętrznych. Mają one wyraźnie wtórny charakter i w większości powstały wskutek zastępowania gipsu.

W gipsach rejonu Szczyrca wstępuje siarka rodzima zarówno skryto-, jak i jawnokrystaliczna. Wypełnia ona nieregularnie rozmieszczone kawerny i spękania. W kamieniołomie w Szczyrcu siarkę rodzimą obserwowano w górnej części profilu gipsów, gdzie miejscami jej zawartość w skale wynosiła 5-15% (Bobrownik & Sieriebrodolskij, 1968). Minerał ten ulega szybko wietrzeniu, dając wtórny gips (Bobrownik & Sieriebrodolskij, 1968).

WAPIENIE

Ponad gipsami leżą wapienie o miąższości do 1,5 m – częściowo masywne, częściowo porowate, tworzące faliste warstwy biegnące zgodnie z przebiegiem stropu gipsów lub wydłużone soczewkowate płaskury lub gruzły leżące w marglistych iłach. Warstwy wapieni dostosowują się do zagłębień i nierówności w stropie gipsów. Grubieją one w stronę zagłębień w stropie gipsów i zapadają w głąb lejów krasowych układając się współkształtnie do ich ścian, stanowiąc ich wypełnienia. W zagłębieniach i lejach krasowych miąższość wapieni i iłów marglistych jest największa, natomiast poza lejami – maleje. Miejscami wapienie zanikają (Tkaczuk i in., 1958; Gorieckij, 1964, w: Wenglinskij & Gorieckij, 1979, s. 59). Wapienie wraz z iłami wyrównują nierówności podłoża – ich stropowe i wyżej leżące warstwy są płasko warstwowane. Wapienie to madstony oraz wakstony i pakstony peloidowe z intraklastami (Peryt & Peryt, 1994; Peryt i in., 2014). W stropowej części wapieni zdarzają się szczątki flory, w przewarstwieniach zaś marglistych występują dostrzegalne makroskopowo mikroskamieniałości. W dolnej części wapieni na kontakcie

Fig. 11. Gipsy szablaste, kamieniołom w Szczyrcu. Zauważ złamania kompakcyjne w kryształe na prawo od młotka

Fig. 12. Guzowate wypukłości spągu gipsów szablastych poniżej selenitowych stożków zalążkowych, kamieniołom w Szczyrcu

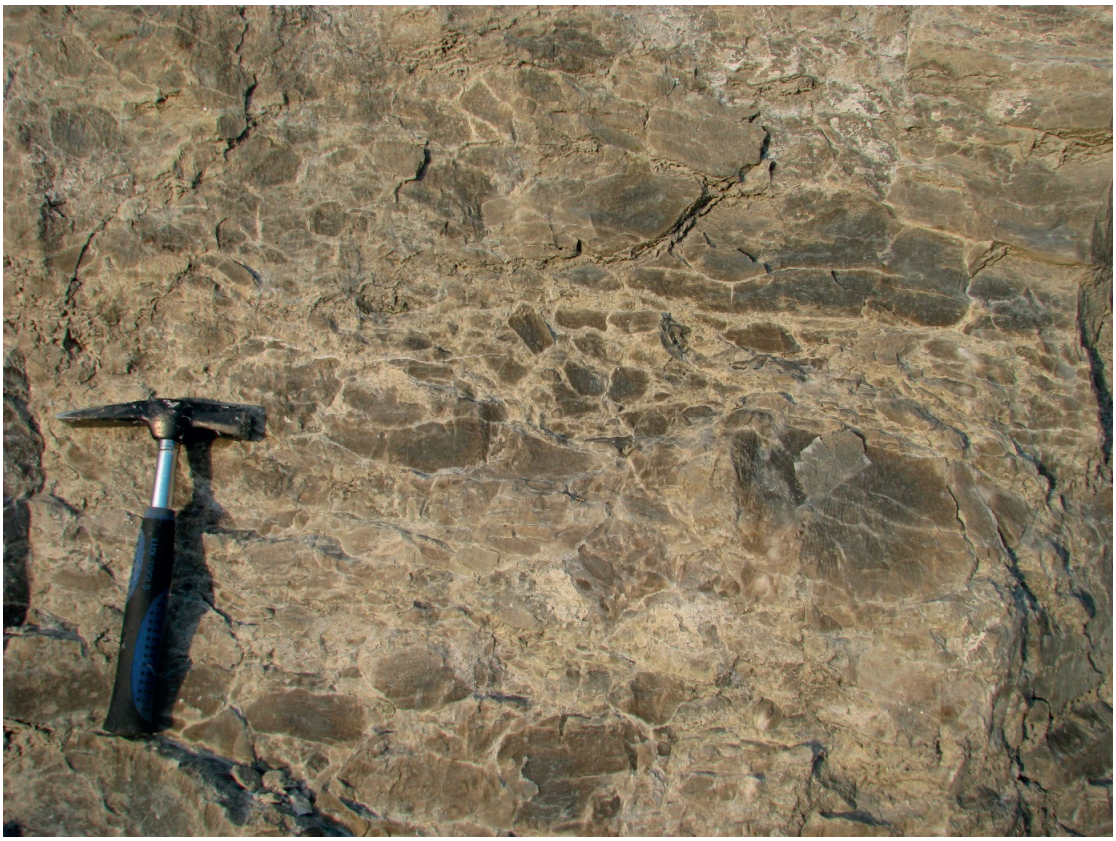


Fig. 13. Brekcje gipsowe, kamieniołom w Szczyrcu

Fig. 14. Charakterystyczne spękania ekstensyjne wywołane ekspansyjnym uwodnieniem wietrzejącego anhydrytu, kamieniołom w Szczyrcu

Fig. 15. Megasferoidalna forma wtórnego alabastru tkwiąca w drobnoziarnistym gipsie. Zauważ białe żyły włóknistego gipsu ponad formą, kamieniołom w Szczyrcu

Fig. 16. Ozdobny megasferoid alabastrowy przy wejściu na posesję w miejscowości Piski

z gipsami pojawiają się sferyczne skupienia siarki rodzimej o rozmiarach do kilku centymetrów (M.B., obserwacje ok. 1996 r.).

Utwory te są zaliczane do tzw. wapieni ratyńskich (Peryt & Peryt 1994 i Peryt i in., 2012, z literaturą). Termin wapienie ratyńskie wprowadzony przez Łomnickiego (1897) jest obecnie używany w wielu znaczeniach. W najszerszym ujęciu obejmuje on różnorodną genetycznie grupę wapieni związanych z badeńskimi ewaporatami. W jej obrębie można wyróżnić wtórne siarkonośne wapienie metasomatyczne (pogipsowe) oraz pierwotne sedymentacyjne pelitowe wapienie o genezie chemicznej – ewaporatowej. W obrębie tej drugiej grupy można wyodrębnić fację wapieni pochodzenia morskiego charakteryzującą się występowaniem fauny morskiej (Peryt & Peryt 1994; Peryt i in., 2012).

Wapieniom ze Szczyrca przypisywano różną genezę. Zdaniem Kołtuna (1966) wapienie z siarką leżące w stropie gipsów w Szczyrcu mają metasomatyczną genezę i utworzyły się wskutek zastępowania gipsów. Występują w nich fragmenty kryształów gipsu (Peryt & Peryt, 1994). Bobrownik & Sieriebrodolskij (1968) stwierdzili, że osiarkowane wapienie o miąższości 1,5 m leżące w stropie gipsów w kamieniołomie w Szczyrcu prawie nie różnią się od wapieni siarkonośnych występujących w przedkarpackich złożach siarki rodzimej. W Szczyrcu siarka rodzima występowała w kawernach w towarzystwie wtórnego kalcytu i celestynu w ilościach osiągających 20-25%. Warto zwrócić uwagę, że na zachód od Szczyrca, a także w bezpośrednim sąsiedztwie kamieniołomu, wykartowano duże i liczne wychodnie związanych z gipsami wapieni świadczące o ich znacznym rozprzestrzenieniu i miąższości (Teisseyre, 1894-1895).

Zdaniem Friedberga (1912a, b) omawiane utwory wapienne i im towarzyszące iły leżą w Szczyrcu niezgodnie na gipsach i reprezentują osady morskiej transgresji nazwanej przez tego autora „transgresją na gipsach". Natomiast Czarnocki (1935) nie widział tu świadectw niezgodności i uważał, że „anormalny kontakt między temi warstwami spowodowany został procesem podziemnego ługowania gipsów, a nie rzekomą niezgodnością" (Czarnocki, 1935, s. 131). Wielu późniejszych i obecnych geologów uważa, że depozycja gipsów na obrzeżeniu basenu zakończyła się wynurzeniem i erozją, które poprzedziły następującą depozycję wapieni ratyńskich, które są pochodzenia morskiego (np. Gerasimov i in., 2010). Skład izotopowy węgla i tlenu w węglanie wapnia z omawianych wapieni ze Szczyrca (Peryt & Peryt, 1994; Peryt i in., 2012) mieści się w zakresach wskazujących na zarówno ich morską genezę (wartości $\delta^{18}O$ od –3 do 1‰, wartości $\delta^{13}C$ ok. –9‰), jak i pochodzenie diagenetyczne (wartości $\delta^{18}O$ od –5 do –1‰, wartości $\delta^{13}C$ od ok. –15,5 do –13,5‰) (Peryt i in. 2014). Taka złożona sedymentacyjno-diagenetyczna geneza tych utworów wydaje się najbardziej prawdopodobna.

OSADY ILASTO-MARGLISTE I PIROKLASTYCZNE

Leżące ponad opisanymi wapieniami osady ilasto-margliste o miąższości ponad 5 m reprezentują jednostkę stratygraficzną zwaną „świtą" lub formacją kosowską (Wenglinskij & Gorieckij 1979, Andreyeva-Grigorovich i in., 1997, 2008; Gerasimov i in., 2010). W tej części profilu wielokrotnie notowano występowanie charakterystycznego przegrzebka *Palliolum bittneri* (Toula) (=*Palliolum elini* (Zhizhchenko), patrz Studencka, 1999, 2015), opisywanego również jako „*Chlamys* (*Palliolum*) *elini*", „*Pecten elini*", lub „*Similipecten elini*" (patrz Kazakowa, 1952; Burowa i Guridow, 1963; Śliwiński i in., 2012), występującego często i masowo w utworach badeńskich bezpośrednio ponad gipsami, np. w tzw. warstwach pektenowych (pektenowo-spirialisowych) w Polsce. Kudrin (1966) opisał warstwy badeńskie leżące wprost na wapieniach ratyńskich w Szczyrcu jako fację piaszczystych iłów z *Palliolum bittneri* (Toula) i „*Chlamys*" *galiciana* Favre, oraz ilastych piasków z *Flexopecten lilli* Pusch (taksonomia uaktualniona wg Studenckiej, 1999). W utworach tych występują bogate zespoły otwornic (Kudrin, 1966; Peryt i in., 2014). Otwornice i cysty bruzdnic wskazują na pełnomorski charakter tych utworów, głębokość basenu około 50 m, i normalne warunki zasolenia (Peryt i in., 2014). Morski charakter omawianych utworów potwierdzają przegrzebki oraz znalezisko kolców jeżowców – zwierząt, które żyją wyłącznie w środowisku morskim (Piszwanowa w: Tkaczuk i in., 1958). Omawiane utwory reprezentują utrwalenie się warunków pełnomorskich w basenie przedkarpackim po badeńskim kryzysie zasolenia.

W 6 m miąższości profilu osadów leżących ponad tymi wapieniami lub leżącymi bezpośrednio na gipsach Tkaczuk i in. (1958) rozpoznali liczne warstewki tufitów. Cztery najgrubsze warstwy miały miąższość od 2 cm do 10-15 cm (warstwa o miąższości 15 cm występowała w stropie gipsów i wapieni). Tufity miały charakterystyczną biało-żółtą barwę z rdzawymi plamami, miejscami zaś były niebieskawo-szare. Materiał piroklastyczny składał się głównie ze szkliwa wulkanicznego z niewielką domieszką krystaloklastów plagioklazów (oba składniki były zastępowane przez kalcyt) i kwarcu, oraz minerałów akcesorycznych. Skład chemiczny tufitów sugerował, że materiał piroklastyczny był zbliżony do andezytów. Według nowszych obserwacji (Peryt i in., 2014) w profilu występują dwie grube warstwy tufitu, jedna o miąższości 20 cm ok. 1,5 m nad stropem wapieni, druga o miąższości 35 cm 5 m powyżej stropu wapieni. Jedna z warstewek tufitowych w tym profilu, o miąższości 2 cm, położona ok. 2,5 m ponad stropem gipsów zawierała szkliwo wulkaniczne, które zostało wydatowane radiometrycznie metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ na 13,19 ± 0,14 milionów lat (Nejbert i in., 2012). Data ta reprezentuje czas depozycji opisanej warstwy, a zatem również omawianych nadewaporatowych utworów morskiego badenu w rejo-

nie Szczyrca. Datowanie radiometryczne umożliwia regionalne i ponadregionalne korelacje stratygraficzne profilu Szczyrca, także z obszarami poza Paratetydą.

PODSUMOWANIE

Bogactwo problematyki związanej z miocenem oraz badeńskimi ewaporatami okolic Szczyrca czyni ten obszar wyjątkowo cennym i interesującym poligonem badawczym. Rejon Szczyrca ma duże tradycje w badaniach geologicznych, jest poznany stosunkowo dokładnie, a także dysponuje znaczącym potencjałem dla prowadzenia dalszych prac naukowych dla poznania geologii regionu przedkarpackiego.

Badania częściowo finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki, decyzja nr DEC-2012/05/B/ST10/00918.

LITERATURA

ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., KULCHYTSKY Y.O., GRUZMAN A.D., LOZYNYAK P.Y., PETRASHKEVICH M.I., PORTNYAGINA L.O., IVANINA A.V., SMIRNOV S.E., TROFIMOVICH N.A., SAVITSKAYA N.A., SHVAREVA N.J., 1997 – Regional stratigraphic scheme of Neogene formations of the central Paratethys in the Ukraine. *Geologica Carpathica*, 48: 123–136.

ANDREYEVA-GRIGOROVICH A.S., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., OSZCZYPKO-CLOWES M., SAVITSKAYA N., TROFIMOVICZ N., 2008 – New data on the stratigraphy of the folded Miocene Zone at the front of the Ukrainian Outer Carpathians. *Acta Geologica Polonica*, 58: 325–353.

BĄBEL M., 1991 – Crystallography and genesis of the giant intergrowths of gypsum from the Miocene evaporites of Poland. *Archiwum Mineralogiczne*, 44 [tom za 1990 r.] (2): 103-135.

BĄBEL M., 2004 – Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geologica Polonica*, 54: 313–337.

BĄBEL M., 2005a – Event stratigraphy of the Badenian selenite evaporites (Middle Miocene) of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55: 9–29, with On-Line Appendix.

BĄBEL M., 2005b – Selenite-gypsum microbialite facies and sedimentary evolution of the Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep. *Acta Geologica Polonica*, 55: 187-210.

BĄBEL M., 2007 – Depositional environments of a salina-type evaporite basin recorded in the Badenian gypsum facies in northern Carpathian Foredeep. *Geological Society Special Publications*, 285: 107-142.

BĄBEL M., 2016 – Gipsy mioceńskie. W: D. Olszewska-Nejbert, A. Filipek, M. Bąbel, A. Wysocka (red.), *Granice sedymentologii*, 6 Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 6, Materiały konferencyjne: Przewodnik sesji terenowych, Streszczenia referatów i posterów, Materiały do warsztatów, 28.06.–01.07.2016 Chęciny – Rzepka. Instytut Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Centrum Poligrafii Sp. z o. o., Warszawa, 54–59.

BĄBEL M., BOGUCKI A., JACYSZYN A., ŁUGOWSKI D., OLSZEWSKA-NEJBERT D., NEJBERT K., JARZYNA A., BERMES A., PRZYBYLIK G., TOMENIUK O., 2017 – Stanowisko wietrzejących anhydrytów w Piskach Część I. Ogólna charakterystyka. W: M. Bąbel, D. Olszewska-Nejbert, K. Nejbert, J. Kotowski (red.), *Wietrzenie skał gipsowych i anhydrytowych*. Polsko–Ukraińskie Seminarium Naukowe, 19–21.01.2017, Warszawa – Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Instytut Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 18–22.

BĄBEL M., JARZYNA A., ŁUGOWSKI D., VLADI F., BOGUCKI A., YATSYSHYN A., NEJBERT K., OLSZEWSKA-NEJBERT D., KOTOWSKI J., KREMER B., TOMENIUK O., 2018 – The hydration caves as a unique geological heritage. W: E. Głowniak, A. Wasiłowska, P. Leonowicz (red.), *Geoheritage and Conservation: Modern Approaches and Applications Towards the 2030 Agenda*. 9th ProGEO Symposium, Chęciny, Poland, 25–28th June 2018. Programme and Abstract Book. Faculty of Geology, University of Warsaw, 65–66.

BOBROWNIK D.P., SIERIEBRODOLSKIJ B.I., 1968 – K minierałogii gipsa iz okriestnostiej Szczirca (Pridniestowje). *Minierałogiczeskij Sbornik*, 22 (1): 83–85 (po rosyjsku).

BOHUCKYJ A., WOLOSZYN P., JACYSZYN A., TOMENIUK O., KNYSZ I., 2017 – Rel'jef, heolohiczna budowa i hidroheolohiczni osoblywosti okolyc' hipsowoho karjeru w s. Pisky poblyzu Szczyrcja. W: M. Bąbel, D. Olszewska-Nejbert, K. Nejbert, J. Kotowski (red.), *Wietrzenie skał gipsowych i anhydrytowych*. Polsko-Ukraińskie Seminarium Naukowe, 19-21.01.2017. Instytut Geologii Podstawowej WG UW, Warszawa, 38–46 (po ukraińsku).

BUROWA M.I., GURIDOW A.I., 1963 – Nowyje dannyje o Pecten elini Zhizh. i jego znaczienije dlia stratigrafii miocena zapadnych obłastiej Ukrainy. *Trudy Ukrainskogo Nauczno-Issliedowatielskogo i Gieołogorazwiedocznogo Instituta (UkrNIGRI)*, 6: 159–168 (po rosyjsku).

CYS P.M., 1962 – *Heomorfolohija URSR*. Wydawnyctwo L'wiws'koho Uniwersitetu, L'wiw, 1–224 (po ukraińsku).

CZARNOCKI S., 1935 – O ważniejszych zagadnieniach stratygrafji i paleogeografji polskiego tortonu. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 8 (2): 99–206.

CZYŻEWSKI J., 1925 – Podział Opola na podstawie wysokości względnych. W: *Pokłosie Geograficzne. Zbiór Prac Poświęconych Eugeniuszowi Romerowi przez Jego Uczniów i przez Książnicę-Atlas*. Książnica-Atlas, Lwów-Warszawa, 1–14.

FRIEDBERG W., 1910 – Miocän in Szczerzec bei Lemberg. *Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 60: 163–178.

FRIEDBERG W., 1912a – Kilka spostrzeżeń w zakresie formacyi mioceńskiej Galicyi. *Kosmos*, 37 (1-3): 96–108.

FRIEDBERG W., 1912b – Utwory mioceńskie w Europie i próby podziału tych utworów Polski - Część 2. *Kosmos*, 37 (4-6): 311–367.

GERASIMOV L.S., MAKAROVA I.V., CHALIY S.V., PLOTNIKOV A.A., GERASIMOVA I.I., POLKUNOVA G.V., EVTUSHKO T.L., 2010 – *The State Geological Map of Ukraine in the scale 1:200 000, map sheets M-34-XXIII (Pshemysl) and M-34-XXIV (Drogobych). Carpathian Series. Explanatory Notes*. State Committee of Natural Resources of Ukraine, NJSC "Nadra Ukrainy", SE "Zakhiukrgeologiya", Lvivska Geological Exploration Expedition, Ukrainian State Geological Research Institute, Kyiv, 1–140 (translated by B.I. Malyuk from Ukrainian edition, 2005).

HILBER V., 1882a – Geologische Studien in den Gebiet den ostgalizischen Miocän-Gebieten. *Jahrbuch der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 32 (2): 193–329.

HILBER V., 1882b – Neue und wenig bekannte Conchylien aus dem ostgalizischen Miocän. *Abhandlungen der Kaiserlich Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 7 (6): 1–33.

JARZYNA A., 2016 – Trójwymiarowa mapa geologiczna okolic Szczerca koło Lwowa. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 466: 103–114.

KAZAKOWA W.P., 1952 – Stratigrafija i fauna plastinczatożabiernych molluskow sriedniemiocenowych otłożienij Opolja. W: *Trudy Moskowskogo Gieołogo-Razwiedocznogo Instituta im. S. Ordżonikidze, 27, Matieriały po biostratigrafii zapadnych obłastiej Ukrainskoj SSR*. Gosudarstwiennoje Izdatielstwo Gieołogiczeskoj Litieratury, Moskwa, 171–311 (po rosyjsku).

KASPRZYK A., 1995 – Gypsum–to–anhydrite transition in the Miocene of southern Poland. *Journal of Sedimentary Research*, A65: 348–357.

KASPRZYK A., ORTÍ F., 1998 – Palaeogeographic and burial controls on anhydrite genesis: the Badenian basin in the Carpathian Foredeep (southern Poland, western Ukraine). *Sedimentology*, 45: 889–907.

KOŁTUN W.I., 1966 – O gieniezisie siermych miestorożdienij Priedkarpatja po litołogiczeskim danym. W: W.I. Kołtun (red.), *Gieołogija i Gieochimija Siernych Miestorożdienij Priedkarpatja*. Naukowa Dumka, Kijów, 12–20 (po rosyjsku).

KROPACZEWA S.K., 1970 – O wzaimootnoszenii gipsa i angidrita w wierchnietortonskich chiemogiennych otłożenijach Predkarpatja. *Woprosy Minierałogii Osadocznych Obrazowanii*, 8: 27–34 (po rosyjsku).

KROPACZEWA S.K., 1972 – Prociessy diegidratacii gipsa w wierchnietortonskich chiemogiennych otłożenijach Priedkarpatja. *Dokłady Akademii Nauk SSSR*, 202: 1181–1184 (po rosyjsku).

KUBICA B., 1992 – Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 133.

KUDRIN Ł.N., 1966 – *Stratigrafija, facji i ekołogiczeskij analiz fauny palieogenowych i nieogienowych otłożenij Priedkarpatja*. Izdatielstwo Lwowskowo Uniwiersitieta, Lwow, 1–175 (po rosyjsku).

KWIATKOWSKI S., 1972 – Sedymentacja gipsów mioceńskich południowej Polski. Prace Muzeum Ziemi, 19: 3–94.

ŁOMNICKI M., 1881 – Formacyja gipsu na zachodnio-południowéj krawędzi płaskowzgórza Podolskiego. *Kosmos*, 6: 174–201.

ŁOMNICKI A.M., 1897 – *Atlas Geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 10. Część I. Geologia Lwowa i okolicy*. Wydawnictwo Komisyi Fizyograficznej Akademii Umiejętności, Kraków, 1-208.

MUCHA B., BĄBEL M., BOGUCKI A., BERMES A., YATSYSHYN A., ŁUGOWSKI D., KOTOWSKI J., 2016 – Microclimatic conditions of the gypsum–anhydrite domes formation in the Pisky quarry near Schyrets'. *Visnyk of the Lviv University, Ser. Geography*, 49 (volume for 2015 year): 230–238 (po ukraińsku).

NEJBERT K., ŚLIWIŃSKI M.G., BENOWITZ J., LAYER P., YATSYSHYN A., TOMENIUK O., OLSZEWSKA-NEJBERT D., BĄBEL M., 2012 – $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of late Badenian pyroclastic deposits from Schyrets' (near Lviv, Ukraine) and its stratigraphic significance. W: Š. Józsa, D. Reháková, R. Vojtko (red.), *Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians*. Materiały konferencyjne, 06-07.12.2012, Bratysława, s. 33.

PAZDRO Z., 1953 – Jednostki tektoniczne w budowie Opola Małego i fazy ich rozwoju. Instytut Geologiczny, Biuletyn do użytku służbowego (bez numeru). Wyd. Geol., Warszawa, 1–114.

PERYT D., GEDL P., PERYT T.M., 2014 – Foraminiferal and palynological records of the Late Badenian (Middle Miocene) transgression in Podolia (Shchyrets near Lviv, western Ukraine). *Geological Quarterly*, 58: 445–464.

PERYT D., GEDL P., PERYT T.M., 2019 – Evidence of marine transgression during deposition of upper part of Badenian gypsum in SE Poland: micropalaeontological record. W: B. Studencka (red.), 8th International Workshop, Neogene of Central and South-Eastern Europe, *Abstract Volume, Field Trip Guidebook*, 27-31 May, 2019, Chęciny, Poland. University of Warsaw, Faculty of Geology, Institute of Geology, Warsaw, 38–40.

PERYT T.M., 1996 – Sedimentology of Badenian (middle Miocene) gypsum in eastern Galicia, Podolia and Bukovina (West Ukraine). *Sedimentology*, 43: 571–588.

PERYT T.M., 2001 – Gypsum facies transitions in basinal-marginal evaporites: middle Miocene (Badenian) of west Ukraine. *Sedimentology*, 48: 1103–1119.

PERYT T.M., 2006 – The beginning, development and termination of the Middle Miocene Badenian salinity crisis in Central Paratethys. *Sedimentary Geology*, 188-189: 379–396.

PERYT T.M., DURAKIEWICZ T., PERYT D., POBEREZHSKYY A., 2012 – Carbon and oxygen isotopic composition of the Middle Miocene Badenian gypsum-associated limestones of West Ukraine. *Geologica Acta*, 10: 319–332.

PERYT T.M., PERYT D., 1994 – Badenian (Middle Miocene) Ratyn Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 42: 127–136.

PISZWANOWA L.S., 1963 – Stratigraficzeskoje znaczenije foraminifier dla razczlenienija tortonskich otłożenij na jugo-zapadnom okonczanii Russkoj płatformy. *Trudy Ukrainskogo Nauczno-Issliedowatielskogo i Gieołogorazwiedocznogo Instituta (UkrNIGRI)*, 5: 275–291 (po rosyjsku).

POBEREZHSKY A.V., JASIONOWSKI M., 1999 – Gypsum section at Pisky. W: International Symposium, Evaporates and Carbonate-evaporate Transitions, September 10-13.1999, Lviv, Ukraine, Field trips guidebook, 19–22.

RADWAŃSKI A., WYSOCKA A., GÓRKA M., 2012 – Miocene burrows of the Ghost Crab Ocypode and their environmental significance (Mykolaiv Sands, Fore-Carpathian Basin, Ukraine). *Acta Geologica Polonica*, 62: 217–229.

SIEMIRADZKI J., 1909 – *Geologia Ziem Polskich, t. 2, Formacye* młodsze (Kreda Dyluwium). Nakładem Muzeum im. Dzieduszyckich, Lwów, 1–584.

STUDENCKA B., 1999 – Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geological Quarterly*, 43: 467–477.

STUDENCKA B., 2015 – Małże z osadów środkowego miocenu zapadliska przedkarpackiego: otwory wiertnicze Busko (Młyny) PIG-1 i Kazimierza Wielka (Donosy) PIG-1 – Stratygrafia i taksonomia. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 461: 95–114.

ŚLIWIŃSKI M., BĄBEL M., NEJBERT K., OLSZEWSKA-NEJBERT D., GĄSIEWICZ A., SCHREIBER B.C., BENOWITZ J.A., LAYER P., 2012 – Badenian–Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 326-328: 12–29.

TEISSEYRE H., 1938 – Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 14: 113–154.

TEISSEYRE W., 1894–1895 – *Mikołajów i Bóbrka, 1:75000*. Atlas Geologiczny Galicyi. Zakład wojskowy geograficzny w Wiedniu (wydane w Krakowie, 1912 r.).

TKACZUK Ł.G., KUDRIN Ł.N., RIPUN M.B., 1958 – Nieogienowyje wułkaniczeskije tufy zapadnych obłastiej USSR. *Woprosy Minierałogii Osadocznych Obrazowanii*, 5, 126–141 (po rosyjsku).

WENGLINSKIJ I.W., Gorieckij W.A., 1979 – *Stratotipy miocenowych otłożenij Wołyno-Podolskoj plity, Priedkarpackogo i Zakarpackogo progibow*. Naukowa Dumka, Kijów, 1–175 (po rosyjsku).

WYSOCKA A., RADWAŃSKI A., GÓRKA M., 2012 – Mykolaiv Sands in Opole Minor and beyond: sedimentary features and biotic content of Middle Miocene (Badenian) sand shoals of Western Ukraine. *Geological Quarterly*, 56: 475–492.

WYSOCKA A., RADWAŃSKI A., GÓRKA M., BĄBEL M., RADWAŃSKA U., ZŁOTNIK M., 2016 – The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova). *Acta Geologica Polonica*, 66: 351–401.

ISBN: 978-83-66305-88-5