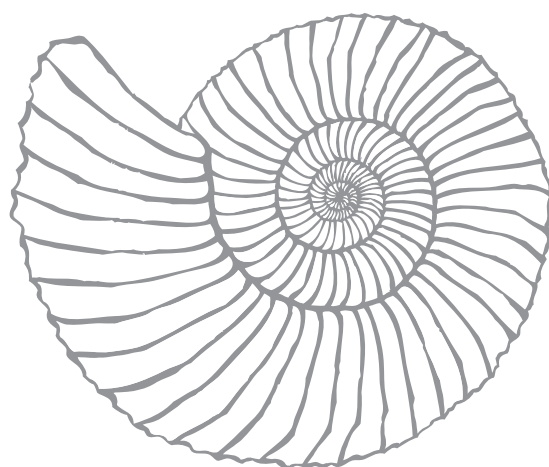


LXXXVI

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

Łuków, 2-5 września 2018 r.



Na krawędzi platformy

PATRONAT HONOROWY

prof. dr hab. MARIUSZ ORION JĘDRYSEK,
Wiceminister Środowiska, Główny Geolog Kraju
dr TOMASZ NOWACKI,
Direktor Państwowego Instytutu Geologicznego –
Państwowego Instytutu Badawczego
JANUSZ RADOMSKI, Prezes Zarządu ORLEN Upstream
MARIUSZ OSIĄK, Wójt Gminy Łuków

KOMITET ORGANIZACYJNY

Przewodnicząca:
dr IZABELA PLOCH,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Sekretarz:
dr DOMINIK DĄBROWSKI,
Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej
Członkowie:
prof. dr hab. ANDRZEJ KONON,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
dr hab. WŁODZIMIERZ MIZERSKI, prof. PIG-PIB,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr hab. HUBERT WIERZBOWSKI, prof. PIG-PIB,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr KRZYSZTOF MAJER,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr MARCIN ŻARSKI,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr KATARZYNA ŚWIERCZEWSKA-PIETRAS,
Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej
dr MICHAŁ WYGLĄDAŁA,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
dr JOANNA URODA,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
dr AGNIESZKA KŁOPOTOWSKA,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
mgr MONIKA SZABŁOWSKA,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
mgr TOMASZ KRAJCZYŃSKI,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
mgr ANNA HALUCH,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
mgr DOROTA JANIA,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski

KOMITET NAUKOWY

Przewodniczący:
prof. dr hab. ANDRZEJ KONON,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
Członkowie:
dr hab. inż. Piotr KRZYWIEC, prof. ING PAN,
Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk
prof. dr hab. inż. Stanisław MAZUR,
Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk
prof. dr hab. Paweł ALEKSANDROWSKI,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
prof. dr hab. Andrzej WIERZBOWSKI,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr Barbara RYBAK-OSTROWSKA,
Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
mgr Mateusz KUFRAŚA,
Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk

KOMITET HONOROWY

prof. dr hab. ADAM GASIŃSKI,
Przewodniczący Polskiego Towarzystwa Geologicznego
prof. dr hab. JÓZEF BERGIER,
Rektor Państwowej Szkoły Wyższej Papieża Jana Pawła II
w Białej Podlaskiej
prof. dr hab. EWA KROGULEC,
Dziekan Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego

INSTYTUCJE WSPÓŁORGANIZUJĄCE

Oddział Warszawski Polskiego Towarzystwa Geologicznego
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
w Warszawie
Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii
Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II
w Białej Podlaskiej
Gmina Łuków
Polsko-Słowacka Grupa Robocza Systemu Jurajskiego PTG

KOMITET REDAKCYJNY

dr hab. WŁODZIMIERZ MIZERSKI, prof. PIG-PIB,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr IZABELA PLOCH,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr hab. HUBERT WIERZBOWSKI, prof. PIG-PIB,
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
Redaktor techniczny:
dr DOMINIK DĄBROWSKI,
Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej

Akceptował do druku dnia 21.08.2018 r.
prof. dr hab. inż. PRZEMYSŁAW BORKOWSKI,
Zastępca dyrektora ds. badań i rozwoju
Państwowego Instytutu Geologicznego –
Państwowego Instytutu Badawczego
© Copyright by Państwowy Instytut Geologiczny –
Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa 2018
www.pgi.gov.pl

ISBN 978-83-7863-998-5

Adres redakcji: DZIAŁ WYDAWNICTW
Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy,
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Projekt i opracowanie typograficzne: ANNA ANDRASZEK
Projekt okładki: MONIKA SZABŁOWSKA
I strona okładki: Amonit z Łukowa z rodzaju *Quenstedtoceras*,
fot. KATARZYNA SKURCZYŃSKA-GARWOLIŃSKA

Druk: EXDRUK Wojciech Żuchowski, ul. Rysia 6, 87-800 Włocławek
Nakład: 130 egz.

Autorzy ponoszą wyłączną odpowiedzialność za zawartość abstraktów

SPIS TREŚCI

PRZEDMOWA	5
► STRESZCZENIA REFERATÓW	
GŁÓWNE RYSY TEKTONIKI POLSKI Paweł Aleksandrowski, Stanisław Mazur, Piotr Krzywiec	9
PÓŹNOSYLURSKO-WCZESNODEWOŃSKIE DEFORMACJE TEKTONICZNE NA PRZEDPOLU POMORSKIEGO ODCINKA OROGENU KALEDOŃSKIEGO Andrzej Konon, Barbara Rybak-Ostrowska, Michał Wyglądała, Anna Haluch, Marta Cyz, Michał Malinowski	10
FANEROZOICZNA EWOLUCJA TEKTONICZNA STREFY WARSZAWA–PARCZEW: WNIOSKI Z INTERPRETACJI DANYCH SEJSMICZNYCH Piotr Krzywiec, Mateusz Kufraś, Aleksandra Stachowska, Agata Stypa	16
O NATURZE STREFY TEISSEYRE'A-TORNQUISTA Stanisław Mazur, Piotr Krzywiec, Michał Malinowski, Marek Lewandowski, Paweł Aleksandrowski, Mateusz Mikołajczak	22
JURA ŁUKOWSKA – RETROSPEKCJA OSIĄGNIĘĆ BADAWCZYCH I NOWE WYZWANIA Andrzej Wierzbowski	30
PROFIL NAUKOWO-EDUKACYJNY JURAPARKU I PALEOSAFARI A POTENCJAŁ ICHNOLOGICZNY WARSTW DRAWNIEŃSKICH I FORMACJI MORRISON NA TERENACH PARKÓW Gerard Gierliński, Piotr Lichota	33
► ABSTRAKTY	
KONCEPCJA UTWORZENIA GEOPARKU OWADÓW-BRZEZINKI – SZANSĄ ROZWOJU TURYSTYCZNEGO W GMINIE SŁAWNO Błażej Błażejowski, Daniel Tyborowski	37
O KRZE ŁUKOWSKIEJ SŁÓW KILKA... Dariusz Gałązka, Weronika Danel	37
BADANIA NAD WSPÓŁCZESNYMI ŻŁOBKAMI KRASOWYMI NA WYŻYNIE KRAKOWSKIEJ Anna Gądek, Michał Gradziński, Jacek Motyka	38
ZMIANY PALEOŚRODOWISKOWE W GÓRNYM BERIASIE SUKCESJI REGLOWEJ DOLNEJ TATR: NOWE DANE CHEMOSTRATYGRAFICZNE, IZOTOPOWE I SPEKTROMETRIA GAMMA Jacek Grabowski, Damian Łodowski, Johann Schnyder, Katarzyna Sobień, Leona Chadimova, Leszek Krzemiński, Petr Schnabl	39
OCENA MOŻLIWOŚCI ROZWOJU TURYSTYKI W GMINIE ŁUKÓW Agnieszka Kozak, Dominik Dąbrowski, Janusz Leszek Sokół	39
PORÓWNANIE STYLU PÓŹNOKARBOŃSKICH DEFORMACJI NASKÓRKOWYCH W CENTRALNEJ I POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI BASENU LUBELSKIEGO: WYNIKI INTERPRETACJI SEJSMICZNEJ I RESTORACJI STRUKTURALNEJ Mateusz Kufraś, Piotr Krzywiec, Agata Stypa	40
BASEN ORAWSKI JAKO ŚWIADECTWO PÓŹNOKENOZOICZNYCH WIELKOSKALOWYCH RUCHÓW LEWOPRZESUWCZYCH NA OBSZARZE ALPEJSKO-KARPACKO-PANNOŃSKIM (KARPATY ZACHODNIE, POLSKA I SŁOWACJA) Mirosław Ludwiniak, Michał Śmigieński, Sebastian Kowalczyk, Maciej Łoziński, Urszula Czarniecka, Lena Lewińska	41
OBRAZOWANIE PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ W PÓŁNOCNEJ POLSCE NA PODSTAWIE REGIONALNYCH PROFILI SEJSMICZNYCH ORAZ METODY ROZSZERZONEJ KORELACJI Miłosz Mężyk, Michał Malinowski	42
POLSKO-LITEWSKI GEOLOGICZNO-ŚRODOWISKOWY KONKURS PLASTYCZNY Włodzimierz Mizerski, Indre Virbickienė	42
STRUKTURALNY I TEKSTURALNY ZAPIS GLACIMYLONITYZACJI NA PRZYKŁADZIE GLACITEKTONITU ZE STANOWISKA OSTROWIECZNO (WAŁ ŻERKOWSKI, WIELKOPOLSKA) Krzysztof Ninard, Weronika Łaska	43
ANALIZA MIĄŻSZOŚCI UWORÓW WYŻSZEJ KREDY GÓRNEJ NIECKI MIECHOWSKIEJ NA PODSTAWIE ANALIZY KART RDZENI WIERTNICZYCH Hanna Nosał, Agata Jurkowska	44

REKONSTRUKCJA ŚRODOWISKA NATURALNEGO WOKÓŁ ŚREDNIOWIECZNEGO GRODZISKA W SANTOKU, NW POLSKA Andrzej Piotrowski, Kinga Zamelska-Monczak, Paweł Sydor, Tomasz Żuk, Jarmila Krzymińska, Monika Rzodkiewicz, Agnieszka Noryskiewicz	45
ANALIZA PALEONAPRĘŻEŃ W PŁASZCZOWINIE ŚLĄSKIEJ NA POŁUDNIE OD ANDRYCHOWA – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ Piotr Przemirski	46
DZIAŁALNOŚĆ EDUKACYJNA MUZEUM GEOLOGICZNEGO IM. HENRYKA TEISSEYRE'A WE WROCŁAWIU Anna Setlik, Joanna Białek, Urszula Kosarewicz, Paweł Raczyński	46
CZWARTORZĘD GEOPARKU „GÓRA ŚWIĘTEJ ANNY” – DOKUMENTACJA KARTOGRAFICZNA I SPOSÓB EKSPOZYCJI W CELACH GEOTURYSTYCZNYCH Rafał Sikora, Janusz Haisig, Paweł Woźniak	47
STRUKTURA WEWNĘTRZNA ROSTRUM WIELKIEGO ICHTIOZAURA Z OKSFORDU MORAWICY I JEJ ZNACZENIE DLA BIOLOGII SENSORYCZNEJ OFTALMOZAUROIDÓW Daniel Tyborowski	48
O PROCEDOWANYM WZORCU GRANICY OKSFORDU I KIMERYDU (GSSP) I KONSEKWENCJACH JEGO PRZYJĘCIA DLA GEOLOGII W POLSCE Andrzej Wierzbowski	48
REKONSTRUKCJA TEMPERATURY I ŚRODOWISKA BASENU ŚRODKOWOPOLSKIEGO W JURZE ŚRODKOWEJ I PÓŹNEJ NA PODSTAWIE SKŁADU IZOTOPOWEGO TLENU SKAMIENIAŁOŚCI WAPIENNYCH Hubert Wierzbowski	49
WPŁYW ŁĄDOŁODÓW NA RZEŻBĘ TERENU ZIEMI ŁUKOWSKIEJ Marcin Żarski, Anna Hrynowiecka	50
PLEJSTOCEN ZIEMI ŁUKOWSKIEJ Marcin Żarski	51
ZAGOSPODAROWANIE TURYSTYCZNE GMINY ŁUKÓW Jarosław Żbikowski	51
 ► SESJA TERENOWA	
PROFIL INTERGLACJAŁU FERDYNANDOWSKIEGO W ŁUKOWIE I SYTUACJA GEOLOGICZNA Agnieszka Pidek, Marcin Żarski, Marzena Małek	55
STANOWISKO HERMANÓW – OSADY INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO W WIERCENIU HERMANÓW 2012 Marcin Żarski, Anna Hrynowiecka	63
BUDOWA MORENY CZOŁOWEJ W HUCIE RADORYSKIEJ Marcin Żarski, Zofia Krysiak	72
WOLA OKRZEJSKA, MUZEUM HENRYKA SIENKIEWICZA – OSADY INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO I EMSKIEGO Marcin Żarski, Hanna Winter, Małgorzata Nita	78



PRZEDMOWA

Tematyka osiemdziesiątego szóstego Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, organizowanego po raz pierwszy na Ziemi Łukowskiej, związana jest z krawędzią platformy wschodnioeuropejskiej. Jest ona od wielu lat fascynującym obszarem badawczym, szczególnie dla geologii strukturalnej, tektoniki i geologii złożowej. Jak żaden inny region dostarcza bardzo wielu informacji poszerzających naszą wiedzę na temat budowy głębokiego podłoża. Również młodsze procesy geologiczne związane z ostatnimi zlodowaczeniami w rejonie Łukowa odcisnęły swój ślad w postaci pozostawionej przez lądolód słynnej kry łukowskiej w rejonie Łapiguza i innych kier jurajskich, m.in. w rejonie Gołaszyna. Występujące w nich unikatowe jurajskie skamieniałości, między innymi amonity, są źródłem licznych prac badawczych i inspiracją do rozwoju geoturystyki w tym rejonie. Uzupełnieniem sesji plenarnych będą sesje terenowe omawiające zagadnienia rozwoju czwartorzędu w tym rejonie i wystąpień kier łukowskich.

Organizatorzy

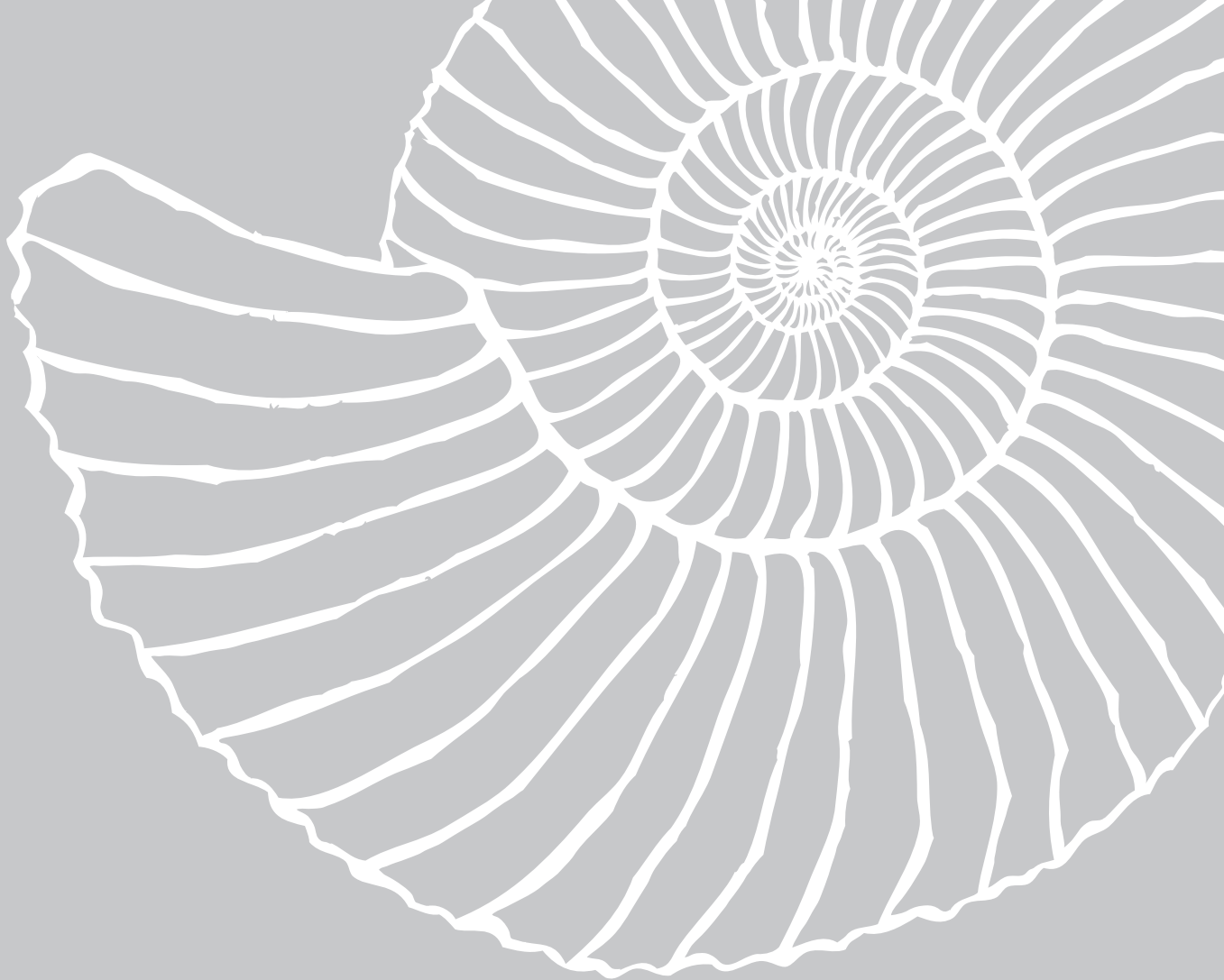
*Komitet organizacyjny składa serdeczne podziękowania
za pomoc materialną i organizacyjną Zjazdu następującym instytucjom:*



Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy



Gmina Łuków



LXXXVI

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

Streszczenia referatów

GŁÓWNE RYSY TEKTONIKI POLSKI

Paweł ALEKSANDROWSKI^{1, 2}, Stanisław MAZUR³, Piotr KRZYWIEC⁴

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław

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

^{3, 4} Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków (SM);
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa (PK)

Na terytorium Polski kontaktują ze sobą trzy wielkie prowincje tektoniczne Europy: platforma prekambryjska („stara platforma”, kraton wschodnioeuropejski) na północnym wschodzie, platforma paleozoiczna („młoda platforma”) na południowym zachodzie oraz kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat na południu.

Proterozoiczny krystaliczny cokół kratonu wschodnioeuropejskiego stopniowo zagłębia się ku SW i kontynuuje co najmniej 100 km pod platformą paleozoiczną, a jego strop schodzi tam finalnie na głębokość ok. 20 km. Tak zwana linia (strefa) Teisseyre’a-Tornquista, wyraźnie zaznaczająca się na mapach magnetycznych i – mniej wyraźnie – grawimetrycznych oraz tradycyjnie uważana za tektoniczną granicę kratonu wschodnioeuropejskiego z platformą paleozoiczną, w świetle nowych badań okazuje się starym, prekambryjskim szwem tektonicznym w obrębie krystalicznego fundamentu kratonu. Szew ten nie ma bezpośredniego przedłużenia w postaci regionalnych nieciągłości tektonicznych w przykrywających fundament kratonu kompleksach osadowych ediakaru, paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku.

Podłoże platformy paleozoicznej zbudowane jest z fragmentów fanerozoicznych pasm fałdowych: kadońskiego, sandomierskiego (późnokambryjskiego), kaledońskiego i waryscyjskiego, ściętych erozyjnie przed końcem karbonu i – w swych partiach przystropowych – tylko w niewielkim stopniu reprezentowanych przez skały krystaliczne. Sfałdowane podłoże platformy paleozoicznej szerokim pasem zalega na krystalicznym fundamencie kratonu wschodnioeuropejskiego.

Orogen waryscyjski w południowo-wschodniej Polsce reprezentuje jego fałdowo-nasuwcza strefa zewnętrzna, która, w znacznej mierze pod przykryciem sukcesji permo-mezozoicznych, sięga aż po Lubelszczyznę poprzez obszar Gór Świętokrzyskich i ziemię radomską, tj. znacznie dalej ku wschodowi, niż dotychczas zwykle zakładano. Strefa wewnętrzna pasma waryscyjskiego, zbudowana w znacznej mierze ze skał metamorficznych i magmowych, w swej polskiej części znajduje się w Sudetach i na ich przedpolu, być może na północy sięgając,

pod sfałdowanym karbonem i górnym dewonem, w głębokie podłoże monokliny przesudeckiej.

Sukcesje permo-mezozoiczne pokrywają platformy paleozoicznej, osadzone w rozległym basenie polsko-niemieckim, lokalnie osiągają 8 km miąższości i są ujęte w łagodne, ale wielkoskalowe, fałdy o kierunku NW–SE i złożonej geometrii antyklinorialno-synklinorialnej oraz długości dochodzącej do 900 km i amplitudzie sięgającej co najmniej 2 km. Fałdy te utworzyły się w trakcie trwającej od turonu inwersji basenu polsko-niemieckiego, wskutek kończącego ją transkontynentalnego, „laramijskiego” epizodu kompresyjnego na przełomie kredy i paleogenu.

Pasmo orogeniczne Karpat, zajmujące południowy skrawek Polski, powstało w efekcie dwóch złożonych etapów rozwoju. Orogeniczna deformacja późnokredowa doprowadziła do sfałdowania i płaszczowinowego ponasuwania mezozoicznych osadów morskich alpejskiej odnogi zbiornika oceanicznego Neotetydy, lokalnie wraz z waryscyjskim i starszym podłożem basenu, tworząc Karpaty centralne (w Polsce zwane wewnętrznymi), w tym struktury Tatr i Pienin, które wchodzi dziś w skład tzw. bloku Alcapa. Z kolei kenozoiczne pasmo Karpat zewnętrznych jest produktem tektonicznych wydarzeń paleogeńskich i, przede wszystkim, miocenijskich, które doprowadziły do zamknięcia morskich zbiorników fliszowych położonych na północ od struktury Karpat centralnych, sfałdowania ich osadowego wypełnienia i nasunięcia na platformę paleozoiczną, a w ich części skrajnie wschodniej – na platformę prekambryjską. Na przedpolu Karpat zewnętrznych, w odpowiedzi na ich nasunięcie, skrócenie i wypiętrzenie w związku ze zjawiskami kolizyjnymi na znacznym obszarze orogenu alpidów, utworzyło się zapadlisko przedkarpacie, a dalej na północ – rozległe wypiętrzenie peryferyczne, obejmujące m.in. wyżyny: Lubelską z Roztoczem, Małopolską z Górami Świętokrzyskimi i Śląsko-Krakowską oraz Sudety wraz z Masywem Czeskim. Ukształtował się wtedy również rozległy system rowów i zrębów tektonicznych, sięgający daleko na północ w obręb Nizy Polskiego.

PÓZNY SYLURSKO-WCZESNODREWŃSKIE DEFORMACJE TEKTONICZNE NA PRZEDPOLU POMORSKIEGO ODCINKA OROGENU KALEDOŃSKIEGO

Andrzej KONON¹, Barbara RYBAK-OSTROWSKA¹, Michał WYGLĄDAŁA¹,
Anna HALUCH¹, Marta CYZ², Michał MALINOWSKI²

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

² Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa

WSTĘP

W zachodniej części syneklizy perybałtyckiej, w rejonie Opalina i Wysina, na przedpolu orogenu kaledońskiego, kilkadziesiąt kilometrów na północny wschód od głównego frontu deformacji kaledońskich (np. Mazur i in., 2016) stwierdzono występowanie szeregu fałdów (Konon i in., 2017), zbudowanych ze skał prekambryjskich, kambryjskich, ordowickich i sylurskich, w obrębie których powstały drobne struktury tektoniczne, głównie synfałdowe (fig. 1). Początkowy rozwój sedimentacji na tym obszarze, wzdłuż krawędzi Baltiki był związany z mechanizmem subsydencji termicznej pasywnego, zachodniego brzegu Baltiki, jak również z rozwojem jego fleksuralnego uginania (Poprawa, 2006; Krzywiec i in., 2013). W litewskiej części basenu, na wschód od badanego obszaru w późnym sylurze i we wczesnym dewonie powstały struktury kontrakcyjne jak

np. uskoki odwrócone, których powstanie jest datowane na przełom syluru i dewonu oraz wczesny dewon – lochkow (Poprawa i in., 1999, 2006). Podobne deformacje kontrakcyjne zostały rozpoznane w polskiej części basenu bałtyckiego, w rejonie wyniesienia Łeby i na NW od wyniesienia mazurskiego (Dadlez, 1995). Uskoki te mają przebieg od NE–SW do W–E. W części północnej obszaru występują uskoki o biegach NE–SW a w części południowej i południowo-zachodniej o biegach W–E. Dominują uskoki o biegach WSW–ENE, o zrzutach wynoszących od 50 do 200 m. Powstanie tych uskoków poprzedziło powstanie antyklin, które zaczęły powstawać pod koniec syluru. Podobne, łagodne fałdy związane z tym etapem kompresji rozpoznano również w zachodniej części polskiego fragmentu basenu bałtyckiego (Kramarska i in., 1999). Niektóre uskoki, po dewonie zostały reaktywowane jako uskoki przesuwcowe (*op. cit.*).

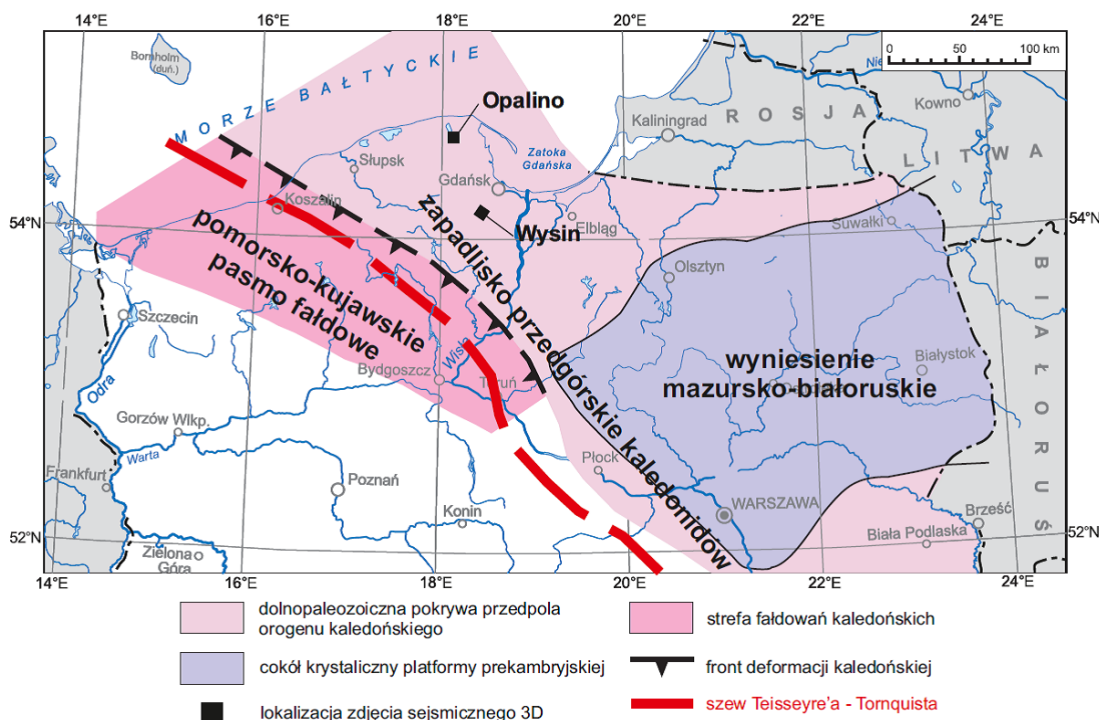


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle głównych struktur wczesnopaleozoicznych i późnoneoproterozoicznych północnej Polski (na podstawie: Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017)

W opracowaniu tym zaproponowano próbę korelacji wspomnianych deformacji kontrakcyjnych ze strukturami rozpoznanymi na zdjęciach sejsmicznych 3D z rejonu Opalina i Wysina oraz wykazania ich związku z mechaniczną stratygrafią.

LITOSTRATYGRAFIA

Podłoże krystaliczne obniżenia perybałtyckiego jest wykształcone w postaci prekambryjskich granitoidów (Cymerman, 2012) oraz gnejsów, amfibolitów i łupków krystalicznych (Ryka, 1993). Najstarszymi skałami pokryw osadowej są utwory piaszczysto-żwirowe i mułowcowo-ilaste formacji żarnowieckiej (smołdzińskiej) wieku ediakar–kambr dolny (fig. 2). Utwory te zaklasyfikowano do osadów rzek roztokowych oraz morskich stożków napływowych (Jaworowski, 1982, 2011). Część kambru dolnego stanowią osady przejściowe kontynentalno-morskie reprezentowane przez grubo i średnioziarniste piaskowce (formacja klukowska, część dolna). Kambr dolny i dolną część kambru środkowego reprezentują osady płytkomorskie: heterolity mułowcowe i piaskowce (formacja klukowska, część górna); piaskowce średnioziarniste, heterolity mułowcowe i fosforyty (formacja łebska); ciemne heterolity mułowcowe i iłowce (formacja sarbska); drobnoziarniste piaskowce (formacja dębowska) oraz heterolity mułowcowe (formacja osiecka). Górną część kambru środkowego i dolną część kambru górnego stanowią osady morskie: piaskowce średnioziarniste często glaukonitowe (formacja białogórska) oraz czarne iłowce bitumiczne z ciemnymi wapieniami (formacja piasznicka) (Bednarczyk, Turnau-Morawska, 1975; Modliński, Szymański, 1997; Jaworowski, 2011). Arenig reprezentują głównie iłowce z licznym glaukonitem oraz gruzły wapieni (formacja iłowców ze Słuchowa). Osady lanwirnu wykształcone są w postaci wapieni marglistych i wapieni z przerostami iłowców (formacja wapieni z Kopalina). W interwale karadok–aszgil osadzały się czarne iłowce niekiedy zsylikowane i przewarstwione bentonitami (formacja iłowców z Sasina). Aszgil reprezentują margle ilaste z wkładkami iłowców wapnistych oraz iłowce mulaste z wkładkami wapieni marglistych (formacja margli i iłowców z Prabut) (Modliński, Szymański, 2011). Sylur rozpoczyna sedymentacja czarnych i szarych iłowców landoweru (formacja iłowców z Pastęka) (Podhalańska, 2011). W dolnej części tej formacji wyróżnia się ogniwo iłowców bitumicznych z Jantaru. Sedymentacja ilasta kontynuowała się w wenloku i ludlowie w postaci iłowców i mułowców miejscami wapnistych (formacja iłowców z Pelplina, formacja iłowców i mułowców z Kociewia). W obrębie formacji iłowców i mułowców z Kociewia wyznacza się również ogniwo mułowców wapnistych Redy (Modliński i in., 2006). Górną część ludlowu oraz przydol reprezentują iłowce, iłowce margliste z wkładkami wapieni marglistych oraz detrytycznych (formacja iłowców i iłowców wapnistych z Pucka) (Podhalańska, 2011).

STRATYGRAFIA MECHANICZNA

Rozpoznanie cech litologiczno-teksturalnych oraz rozprzestrzenia naturalnych spękań względem jednostek litologicznie jednorodnych stanowi podstawę do rozważań nad mechanicznymi właściwościami skał i ich zmienności w czasie (np.: Shackleton i in., 2005; Laubach i in., 2009) oraz ewolucji regionalnych jednostek tektonicznych (np. Hayes, Hanks, 2008). Rozważania na temat właściwości mechanicznych skał przeprowadzono w oparciu o kontrast litologiczny. W tym przypadku jakościowe podejście sprowadza się do relatywnej kompetencji skał (np.: Donath, 1970; Ferrill, Morris, 2003).

Mechaniczno-litologiczna zależność występowania struktur tektonicznych w dolnopaleozoicznych utworach Pomorza wyraża się zarówno w skali regionalnej – odpowiadającej heterolitycznym formacjom skalnym o dość jednorodnych właściwościach mechanicznych, jak i makroskopowej – odpowiadającej ławicom o wyraźnym kontraście mechanicznym (por. Pachtyl i in., 2017).

Do regionalnych jednostek mechanicznych wykazujących niewielką kompetencję zaliczono: formację iłowców z Sasina, ogniwo iłowców bitumicznych z Jantaru oraz formację iłowców z glaukonitem ze Słuchowa (fig. 2). Skały tych formacji charakteryzują się dużą zawartością minerałów ilastych oraz często podwyższoną zawartością materii organicznej (Poprawa, 2010). Jednostkami mechanicznymi wykazującymi większą kompetencję są: formacja iłowców z Pelplina, formacja iłowców z Pastęka, formacja margli i iłowców z Prabut oraz formacja wapieni z Kopalina (fig. 2). Skały tych formacji wykazują większy udział węglanów oraz mniejszy udział minerałów ilastych i materii organicznej (*op. cit.*) w porównaniu do skał formacji z jednostek mniej kompetentnych.

GEOMETRIA FAŁDÓW

I STRUKTURY TEKTONICZNE W ICH OBRĘBIE

Badania zostały przeprowadzone w rejonie Wysina i Opalina w obrębie antyklin, wyinterpretowanych ze zdjęć sejsmicznych 3D, różniących się nieco geometrią profili w przekrojach poprzecznych w stosunku do ich osi. Jedną z antyklin jest fałdem skrzynkowym, o cechach fałdu m-kształtnego składającego się z dwóch gałęzi antyklinalnych przedzielonych synkliną, o obu skrzydłach ograniczonych uskokami kontrakcyjnymi. Inne antykliny mają cechy fałdów asymetrycznych, odpowiednio o wergencji SW i NE.

Obserwacje rdzeni wiertniczych wykazały obecność drobnych struktur tektonicznych (fig. 2 A–F), do których należą:

- żyły równoległe do uławicenia, ciągłe i proste lub zbudowane z szeregow kulisowo ułożonych drobnych spękań o zarysie soczewkowatym lub sigmoidalnym, wypełnione kalcytem włóknistym,

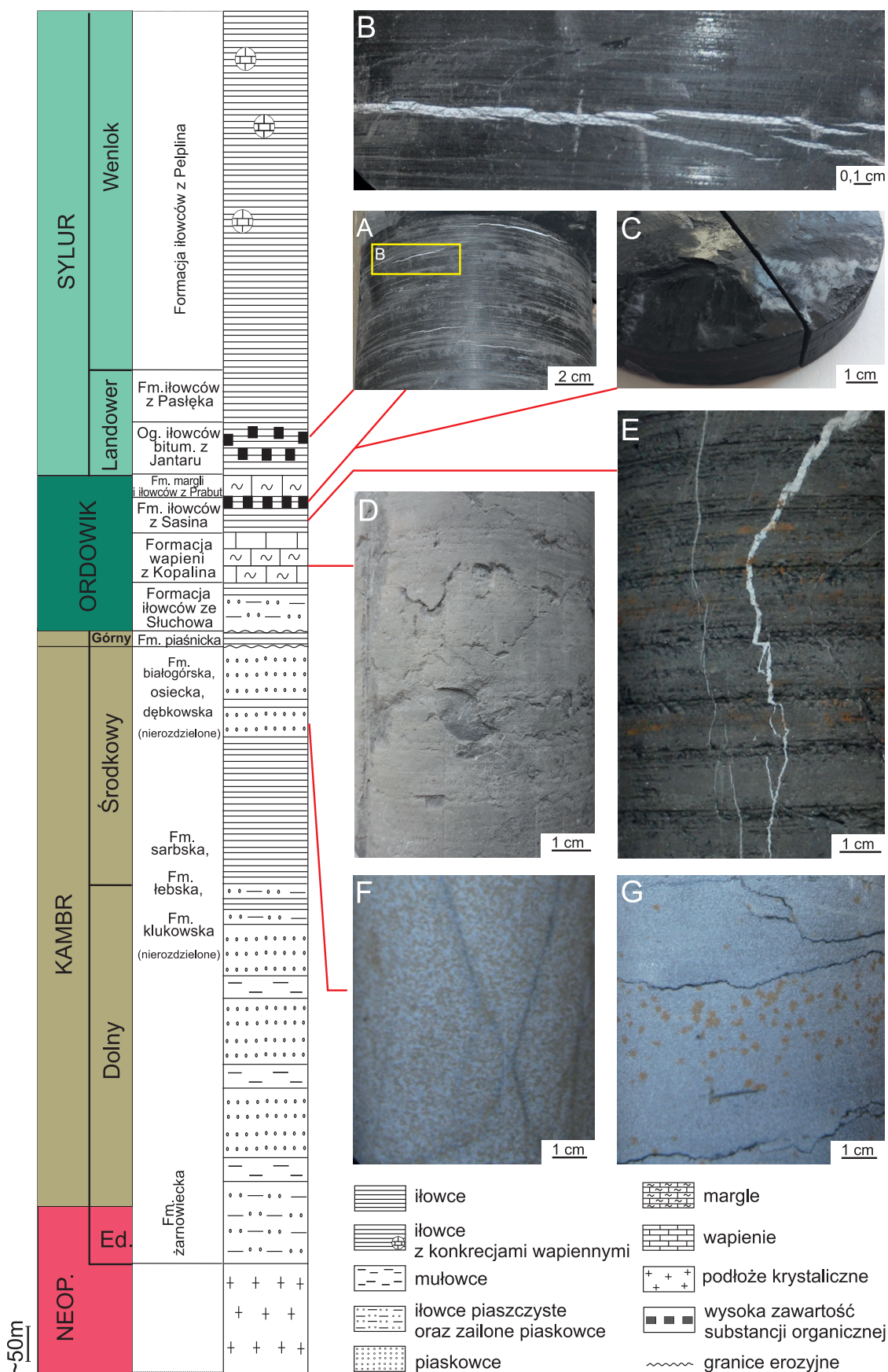


Fig. 2. Uproszczony profil litostratygraficzny dolnego fanerozoiku w basenie bałtyckim według Poprawy (2010, zmodyfikowany) z przykładami struktur tektonicznych zaobserwowanych w rdzeniach wiertniczych: **A, B** – spękania równoległe do uławicenia; **C** – lustro tektoniczne z rysami ślizgowymi; **D, G** – litostatyczne szwy stylolitowe; **E, F** – spękania odpowiednio pionowe i subprostopadłe do uławicenia

rzadziej blokowym; wskazujące na ekstensję sub-pionową;

- spękania pionowe i subprostopadłe do uławiczenia, charakteryzujące się zróżnicowaną długością od milimetrów do decymetrów, o odstępach odpowiednio rzędu milimetrów i centymetrów, wypełnione kalcytem blokowym; wskazujące na ekstensję subpoziomą; tnące żyły równoległe do uławiczenia;
- uskoki zrzutowe oraz stowarzyszone z nimi strefy zniszczenia;
- struktury kontrakcyjne w tym: uskoki odwrócone, tworzące często struktury typu pop-up oraz tektoniczne szwy stylolitowe.

Korelacja wydzielonych jednostek mechanicznych z rozpoznanyimi strukturami tektonicznymi wykazała wyraźną stratyfikację struktur tektonicznych wzdłuż pionowego profilu rdzenia (Haluch i in., 2017). Zaobserwowano, że liczebność struktur tektonicznych maleje wraz ze zwiększającą się głębokością w profilu utworów dolnopaleozoicznych.

Żyły równoległe do uławiczenia oraz struktury kontrakcyjne występują w rejonie Opalina, w obrębie mniej kompetentnych jednostek mechanicznych: formacji iłowców z Sasina i ogniwie iłowców bitumicznych z Jantaru. Ich rozmieszczenie oraz kształt kontrolowane są kontrastem litologicznym skał na poziomie laminacji: spękania zbudowane z szeregów kulisowych i soczewkowatych form wykształcone są w obrębie interwałów ilastych o dużej zawartości organiki, zaś formy proste i ciągłe występują zazwyczaj wzdłuż granicy o dużym kontraście mechanicznym, najczęściej wzdłuż kontaktu czarnych iłowców i warstewek krzemionkowych, pirytowych bądź tufitowych. Płasko-równoległa laminacja wzbogacona w minerały ilaste i materię organiczną sprzyja tu działaniu składowej ścinającej.

W rejonie Opalina i Wysina, w badanych profilach powszechnie wstępują również spękania pionowe i subprostopadłe do uławiczenia, co zostało potwierdzone zarówno w skali rdzenia, jak i karotaży (np.: Rybak-Ostrowska i in., 2017; Bobek, Jaroński, 2018). Struktury te wykazują większe apertury w jednostkach bardziej kompetentnych: iłowcach wapnistych formacji iłowców z Pelplina i formacji iłowców z Pasłęka; formacji margli i iłowców z Prabut oraz formacji wapieni z Kopalina. Spękania pionowe i subprostopadłe występują również w mniej kompetentnej formacji iłowców z Sasina, głównie w podrzędnych jednostkach mechanicznych o większej kompetencji, np.: w warstewkach o dużej koncentracji rozproszonej krzemionki diagenetycznej.

Uskoki normalne stwierdzono w rejonie Opalina w obrębie warstw mniej kompetentnych, głównie w iłowcach stropowej części formacji wapieni z Kopalina i formacji iłowców z Sasina, a w rejonie Wysina

w obrębie formacji iłowców bitumicznych z Jantaru i formacji iłowców z Pasłęka.

PODSUMOWANIE

Fałdy, występujące kilkadziesiąt kilometrów na północny wschód od głównego frontu deformacji kaledońskich, powstały w wyniku inwersji kaledońskiego basenu zapadliskowego (np.: Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006; Krzywiec i in., 2013, Mazur i in., 2016), wynikającej z kolizji Awalonii z Baltiką, wzdłuż jej południowo-zachodniej krawędzi (Mason, 1988; Meissner i in., 1994; Meissner, Krawczyk, 1999).

Fałdy te powstały jako fałdy z odkucia, w wyniku ściskania podłużnego równoległego do pierwotnie poziomych warstw. W etapie początkowym powstały żyły poziome równoległe do uławiczenia, w związku z ekstensją subprostopadłą do uławiczenia, wynikającą z wysokich ciśnień płynów porowych. W miarę zwiększania ściskania podłużnego następowało zwiększenie tempa rośnięcia fałdów, co w części pakietów skał spowodowało przecięcie żył poziomych równoległych do uławiczenia przez ekstensyjne spękania subpionowe.

Fałdy w rejonie Opalina i Wysina utworzyły strefę deformacji, na północny wschód od strefy Teissyre'a-Tornquista. Powstały one pod koniec syluru i/lub we wczesnym dewonie. Wskazuje to, że wiek ich powstania w pełni koresponduje ze wspomnianymi deformacjami stwierdzonymi w obszarach położonych bardziej na wschód, w litewskiej części basenu opisywanymi przez Poprawę i innych (1999, 2006) czy w polskiej części basenu bałtyckiego w rejonie wyniesienia Łeby i na NW od wyniesienia mazurskiego, o których wspomina Dadlez (1995) oraz w zachodniej części tego basenu (Kramarska i in., 1999).

Badania przeprowadzono w ramach projektu: ZINTEGROWANE BADANIA GEOMECHANICZNE W CELU INTENSYFIKACJI WYDOBYCIA GAZU Z ŁUPKOWYCH FORMACJI POMORZA (SHALEMMECH) finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju w ramach BlueGas II–Polski Gaz Łupkowy.

Dziękujemy Polskiemu Górnictwu Naftowemu i Gazownictwu za udostępnienie danych sejsmicznych i otworowych.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., 2017 – Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne (kaledońskie, sandomierskie i kadomskie). [W:] J. Nawrocki, A. Becker (red.), Atlas geologiczny Polski: 44. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ALEKSANDROWSKI A., MAZUR S., 2017 – O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski”. *Przegląd Geologiczny*, 65, 12: 1499–1510.
- BEDNARCZYK W., TURNAU-MORAWSKA M., 1975 – Litostratygrafia osadów kambru i wendu w rejonie Łeby. *Acta Geologica Polonica*, 25: 537–566.

- BOBEK K., JAROSIŃSKI M., 2018 – Parallel structural interpretation of drill cores and microresistivity scanner images from gas-bearing shale (Baltic Basin, Poland). *Interpretation* (w druku), doi: 10.1190/int-2017-0211.1.
- CYMERMAN Z., 2012 – Litologia i badania strukturalne skał mezoproterozoicznych. [W:] T. Podhalańska (red.), Malbork IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 136: 45–48.
- DADLEZ R., 1995 – Atlas geologiczny południowego Bałtyku. Dolny Paleozoik, 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny. PAE. Warszawa.
- DONATH F.A., 1970 – Some information squeezed out of rock. *American Scientist*, 5: 54–72.
- FERRILL D.A., MORRIS A.P., 2003 – Dilational normal faults. *Journal of Structural Geology*, 25: 183–196.
- HALUCH A., RYBAK-OSTROWSKA B., KONON A., 2017 – A natural fault and fracture network versus anisotropy in the Lower Paleozoic rocks of Pomerania (Poland). *Geophysical Research Abstracts*, 19, EGU2017-9641, EGU General Assembly.
- HAYES M., HANKS C.L., 2008 – Evolving mechanical stratigraphy during detachment folding. *Journal of Structural Geology*, 30: 548–564.
- JAWOROWSKI K., 1982 – Warunki sedymentacji osadów prekambriu i kambriu w północnej Polsce. *Przegląd Geologiczny*, 30: 220–224.
- JAWOROWSKI K., 2011 – Charakterystyka sedymentologiczna osadów ediakaru i kambriu. [W:] Z. Modliński (red.) Darżlubie IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 68–75.
- KRAMARSKA R., KRZYWIEC P., DADLEZ R., JEGLIŃSKI W., PAPIERNIK B., PRZEZDZIECKI P., ZIENTARA P., 1999 – Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KONON A., WYGLĄDAŁA M., RYBAK-OSTROWSKA B., HALUCH A., 2017 – Late Silurian/Early Devonian gentle tectonic deformation in the Caledonian Foreland Basin (East European Craton, Northern Poland). *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 49, 6. doi: 10.1130/abs/2017AM-301894.
- KRZYWIEC P., LIS P., BUFFENMYER V., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., 2013 – Regional Geologic Characterization of the Polish Lower Paleozoic Unconventional Play Using an Integrated Seismic and Well Data Approach. Unconventional Resources Technology Conference, Denver, Colorado.
- LAUBACH E.S., OLSON J.E., GROSS M.R., 2009 – Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin*, 93: 1413–1426.
- MASON R., 1988 – Did the Iapetus Ocean really exist? *Geology*, 16: 823–826.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., BUFFENMYER V., 2016 – Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 692: 29–43.
- MEISSNER R., SADOWIAK P., THOMAS S.A., BABEL WORKING GROUP, 1994 – East Avalonia, the third partner in the Caledonian collision: evidence from deep seismic reflection data. *Geologische Rundschau*, 83: 186–196.
- MEISSNER R., KRAWCZYK C.H., 1999 – Caledonian and Proterozoic terrane accretion in the southwest Baltic Sea. *Tectonophysics*, 314: 255–267.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 1997 – The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geological Quarterly*, 41: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., TELLER L., 2006 – Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). *Przegląd Geologiczny*, 54: 787–796.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B., 2011 – Ordowik. Litologia i stratygrafia [W:] Z. Modliński (red.), Darżlubie IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 85–87.
- PACHYTEL R.W., JAROSIŃSKI M., BOBEK K., 2017 – Geomechanical Stratification in a Shale Reservoir and Its Correlation With Natural Fractures: Case From Pomeranian Basin (Poland). [W:] 51st US Rock Mechanics/ Geomechanics Symposium. American Rock Mechanics Association.
- PODHALAŃSKA T., 2011 – Sylur. Stratygrafia i litologia [W:] Z. Modliński (red.), Darżlubie IG 1. *Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 128: 98–100.
- POPRAWA P., 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 189–214.
- POPRAWA P., 2010 – Potencjał występowania złóż gazu ziemnego w łupkach dolnego paleozoiku w basenie bałtyckim i lubelsko-podlaskim. *Przegląd Geologiczny*, 58: 226–249.
- POPRAWA P., ŠLIAUPA S., STEPHENSON R.A., LAZAUSKIENE J., 1999 – Late Vendian-Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- POPRAWA P., ŠLIAUPA S., SIDOROV V., 2006 – Późnosylurska-wczesnodewońska śródpłytkowa kompresja na przedpolu orogenu kaledońskiego (centralna część basenu bałtyckiego) – analiza danych sejsmicznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 215–224.

- RYBAK-OSTROWSKA B., HALUCH A., KONON A., WYGLĄDAŁA M., 2017 – Development of fractures within the Lower Paleozoic shale formations from the northern part of the Caledonian Foreland Basin (Poland). *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 49, 6. doi: 10.1130/abs/2017AM-302892
- RYKA W., 1993 – Crystalline basement of the Polish part of the Baltic Sea. *Geological Quarterly*, 37: 329–344.
- SHACKLETON R., COOKE M.L., SUSSMAN A.J., 2005 – Evidence for temporally changing mechanical stratigraphy and effects on joint network architecture. *Geology*, 33: 101–104.

FANEROZOICZNA EWOLUCJA TEKTONICZNA STREFY WARSZAWA–PARCZEW: WNIOSKI Z INTERPRETACJI DANYCH SEJSMICZNYCH

Piotr KRZYWIEC, Mateusz KUFRAŚ, Aleksandra STACHOWSKA, Agata STYPA

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Obszar omawiany w poniższym tekście (Warszawa–Biała Podlaska–Parczew–Białobrzegi), z łukiem położonym mniej więcej w jego centrum (por. fig. 1), to strefa o skomplikowanej budowie geologicznej zarówno w obrębie młodszego piętra permo-mezozoicznego (i częściowo kenozoicznego), jak i utworów starszych tj. ediakaru–karbonu. Utwory permo-mezozoiku powstały w brzeżnej, północnowschodniej części obrzeżenia bruzdy śródpolskiej stanowiącej osiową część basenu polskiego. Obszar ten leży w strefie przejściowej segmentów warszawskiego i puławskiego regionalnej strefy synklijinalnej zwanej synklinorium kościelżyńsko-puławskim (Żelaźniewicz i in., 2011). Synklinorium to powstało w efekcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji basenu polskiego

i znacznego wypiętrzenia jego osiowej części, tworzącej obecnie antyklinorium śródpolskie. Utwory starsze od permu powstały w efekcie szeregu pulsów subsydencji związanych z rozwojem różnego rodzaju basenów osadowych, począwszy od ryftingu związanego z neoproterozoicznym rozpadem Rodinii po karbońską sedimentację na przedpolu orogenu waryscyjskiego (patrz np.: Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a, b; Narkiewicz, 2007; Krzywiec, 2009a; Krzywiec i in., 2018a i inne pozycje literaturowe cytowane w tych artykułach). W efekcie późnopaleozoicznych ruchów tektonicznych obszar ten uległ znacznej przebudowie tektonicznej podlegając różnego rodzaju deformacjom związanym z unoszeniem bloków podłoża wzdłuż głęboko zakorzenionych uskoków odwróconych w trakcie

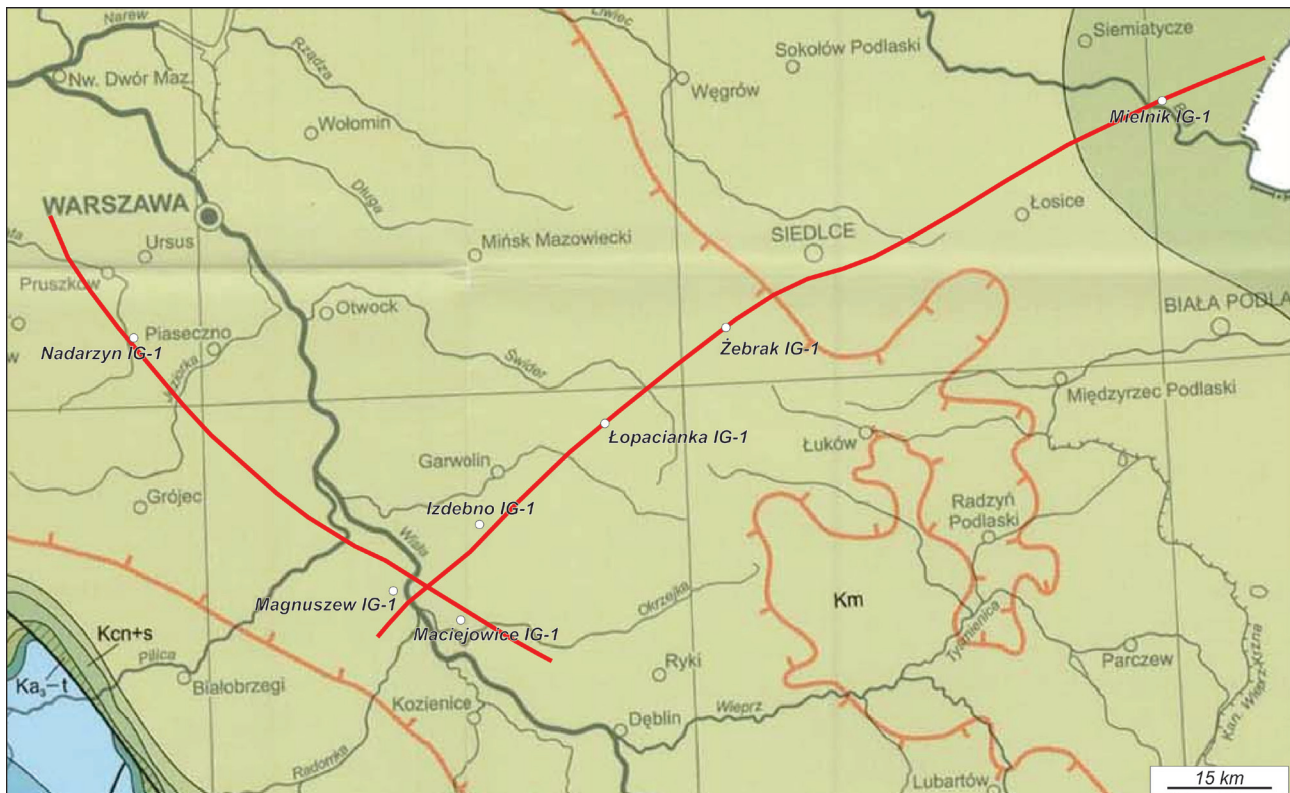


Fig. 1. Lokalizacja fragmentów regionalnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN® (czerwona linia o przebiegu SW-NE – profil z fig. 3, czerwona linia o przebiegu NW-SE – profil z fig. 4) na tle mapy geologicznej bez utworów kenozoiku (Dadlez i in., 2000). Kolory zielone: kreda, kolory niebieskie: jura, szczegółowe objaśnienia patrz Dadlez i in. (2000)

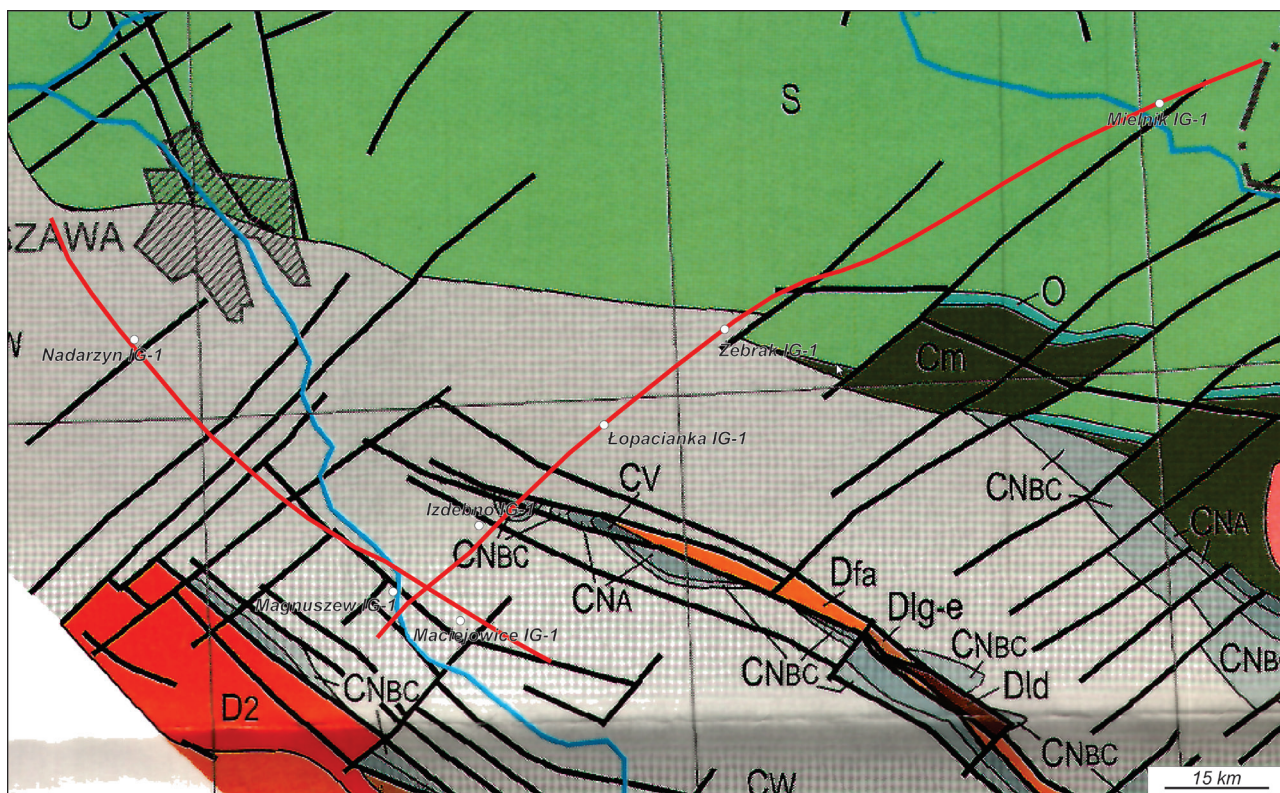


Fig. 2. Lokalizacja fragmentów regionalnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN® (czerwona linia o przebiegu SW-NE – profil z fig. 3, czerwona linia o przebiegu NW-SE – profil z fig. 4) na tle mapy geologicznej bez utworów permu i młodszych (Waksmundzka, 2010). Cm: kambr, O: ordowik, S: sylur, D: dewon, C: karbon, szczegółowe objaśnienia patrz Waksmundzka (2010). Obszar występowania utworów dewonu bez przykrycia karbonem w SW części tej mapki należy do wyniesienia (bloku) Radom–Kraśnik, zasięg karbonu definiuje zasięg basenu lubelskiego

azy bretońskiej (przełom dewonu i karbonu; np.: Krzywiec, 2009a, Krzywiec i in., 2017a), najprawdopodobniej z udziałem składowej przesuwczej (por. Kufraśa i in., 2018) oraz rozwojem naskórkowych deformacji kompresyjnych w trakcie fazy warycyjskiej (późny karbon; np.: Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017) – figura 2.

Faza bretońska i warycyjska oraz jurajskie i kredowe regionalne ruchy wznoszące (por. Krzywiec i in., 2018b) doprowadziły do powstania 4 walnych niezgodności, doskonale uwidocznionych przez regionalne dane sejsmiczne projektu PolandSPAN®. Na figurze 3 pokazany jest fragment profilu 5200 obrazujący centralną część basenu lubelskiego oraz basen podlaski. W obrębie basenu podlaskiego obserwujemy stopniowy wzrost miąższości utworów neoproterozoiku (ediakaru) na północny wschód, co wiązać można z rozwojem aulakogenu Orsza–Wołyń, natomiast sukcesja kambryjsko-ordowicka charakteryzuje się niewielkim wzrostem miąższości w kierunku na południowy zachód, co związane było z rozwojem oceanu Tornquista powstałym wzdłuż krawędzi Baltiki po rozpadzie Rodinii (por. Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a; Krzywiec i in., 2018a). Podłoże basenu podlaskiego pocięte jest systemem uskokuń odwróconych, wzdłuż których unoszone były bloki podłoża w trakcie fazy bretońskiej

(przełom dewonu i karbonu), po zakończeniu której powstała regionalna powierzchnia erozyjna, oznaczona na figurze 3 symbolem N1 (por. Krzywiec, 2009a; Krzywiec i in., 2017a). Ponad tą powierzchnią zdeponowane zostały utwory karbońskie, które obecnie ograniczone są do basenu lubelskiego, ale których pierwotny zasięg, szczególnie na południowy zachód, był z pewnością znacznie większy. Po osadzeniu się sukcesji karbońskiej doszło w późnym karbonie do deformacji warycyjskich, które doprowadziły do pełnej inwersji basenu lubelskiego i do powstania szeregu naskórkowych deformacji nasuwczo-łańdowych. Główną z nich jest tzw. strefa uskokowa Kocka, definiująca w SE Polsce front warycyjskiego pasa łańdowo-nasuwczego (por. Antonowicz i in., 2003; Antonowicz i Iwanowska., 2004; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk i Jarosiński, 2017). Jej występowanie jest związane z obecnością stopnia w podłożu prekambryjsko-dolnopaleozoicznym, który doprowadził do koncentracji naprężeń kompresyjnych w trakcie orogenezy warycyjskiej i powstania systemu łańdów i uskokuń nasuwczych zakorzenionych w łupkach sylurskich. Zjawisko to było podobne do tego, które ukształtowało strefy deformacji związane z łupkami kambru w południowym segmencie Appalachów (Thomas, 2001; por. Krzywiec i in., 2017a). Po etapie łańdo-

wań waryscyjskich miała miejsce regionalna erozja, która usunęła stropową część karbońskiej i miejscami również starszej pokrywy osadowej, i doprowadziła do powstania regionalnej powierzchni erozyjnej oznaczonej na figurze 3 symbolem N2. Ponad tą powierzchnią erozyjną zdeponowana została sukcesja permomezozoiku stanowiąca wypełnienie osadowe basenu polskiego. W mezozoiku miały miejsce w SE Polsce regionalne ruchy wznoszące, które doprowadziły do powstania dwóch kolejnych regio-

nalnych powierzchni niezgodności (N3 i N4). Na omawianym profilu sejsmicznym (fig. 3) pierwsza z nich znajduje się w stropie triasu, jednak dalej na południowy wschód sięga ona stropu karbonu bądź starszych skał, druga zaś ulokowana jest w spągowej części kredy przechodząc stopniowo w kierunku na północny wschód i południowy wschód w erozyjny strop jury (por. Krzywiec i in., 2018a).

Na profilu sejsmicznym 1000 (fig. 4) zobrażowana została strefa uskokowa Grójca (por. Krzywiec, 2009b), położona

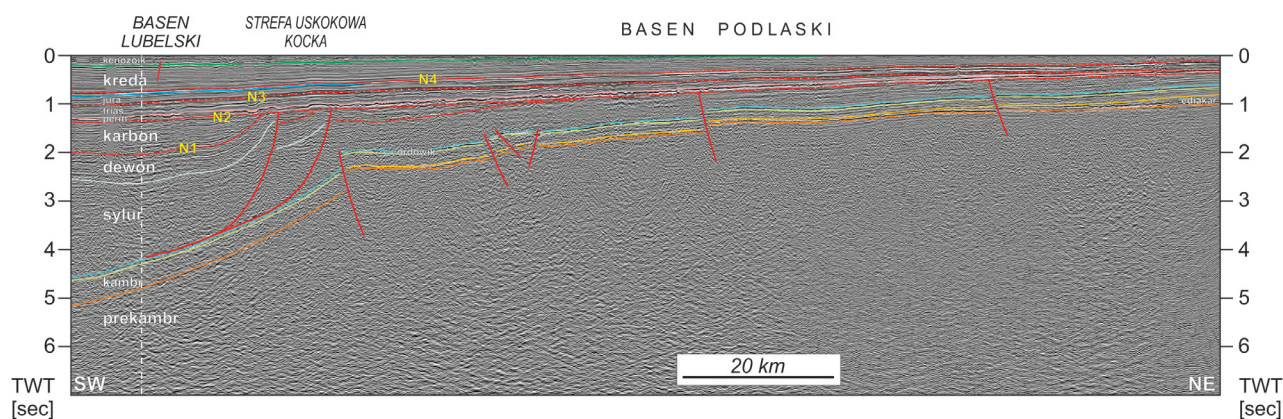


Fig. 3. Fragment profilu 5200 projektu PolandSPAN® pokazujący budowę geologiczną strefy uskokowej Kocka i basenu podlaskiego. Lokalizacja pokazana jest na figurach 1, 2, 5 i 6. Biała przerywana linia: miejsce przecięcia z profilem sejsmicznym 1000 (fig. 4). N1–N4: regionalne powierzchnie niezgodności

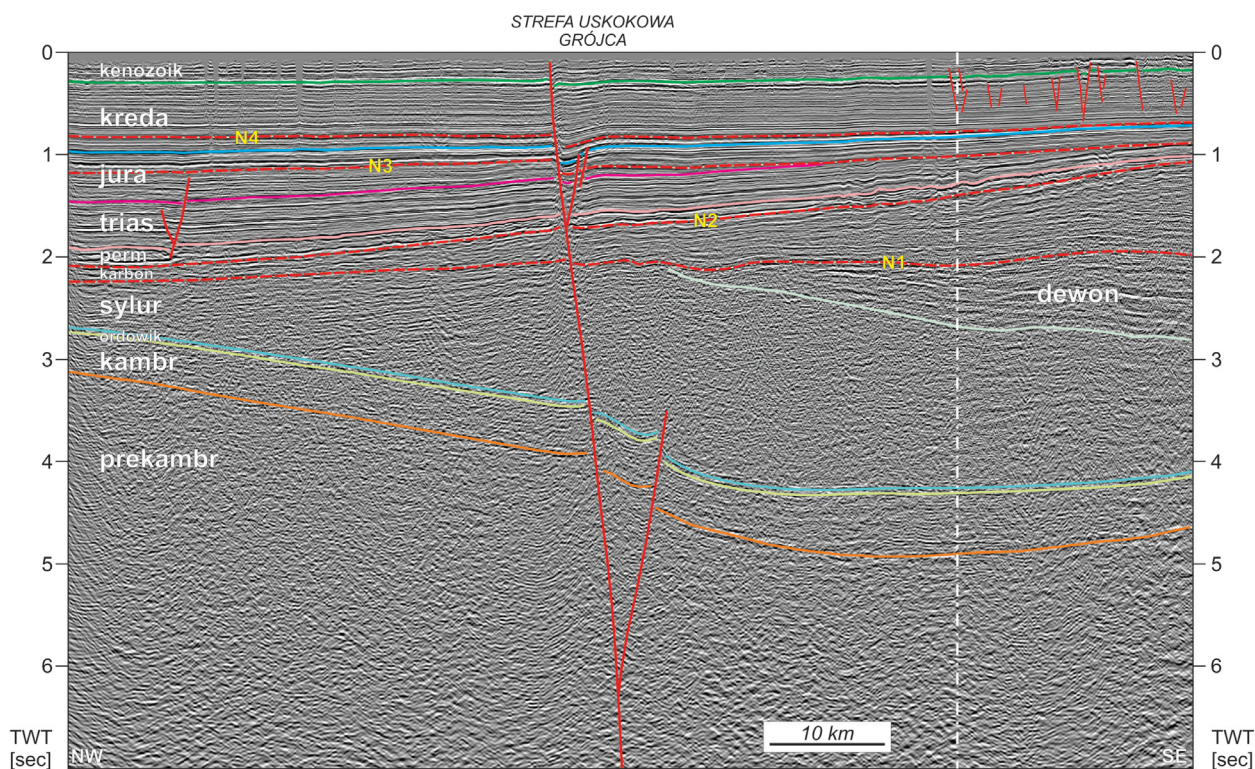


Fig. 4. Fragment profilu 1000 projektu PolandSPAN® pokazujący budowę geologiczną strefy uskokowej Grójca. Lokalizacja pokazana jest na figurach 1, 2, 5 i 6. Biała przerywana linia: miejsce przecięcia z profilem sejsmicznym 5200 (fig. 3). N1–N4: regionalne powierzchnie niezgodności

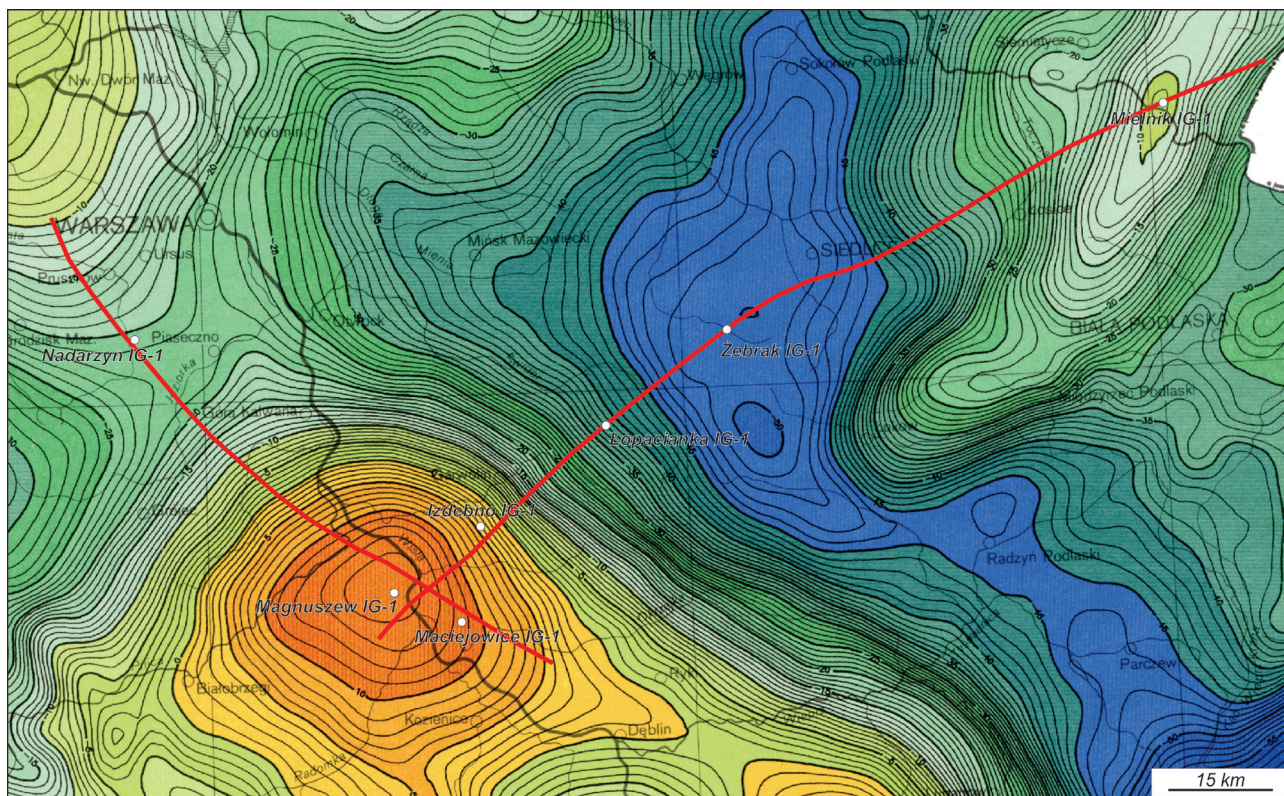


Fig. 5. Lokalizacja fragmentów regionalnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN® (czerwona linia o przebiegu SW-NE – profil z fig. 3, czerwona linia o przebiegu NW-SE – profil z fig. 4) na tle mapy grawimetrycznej (Królikowski, Petecki, 1995)

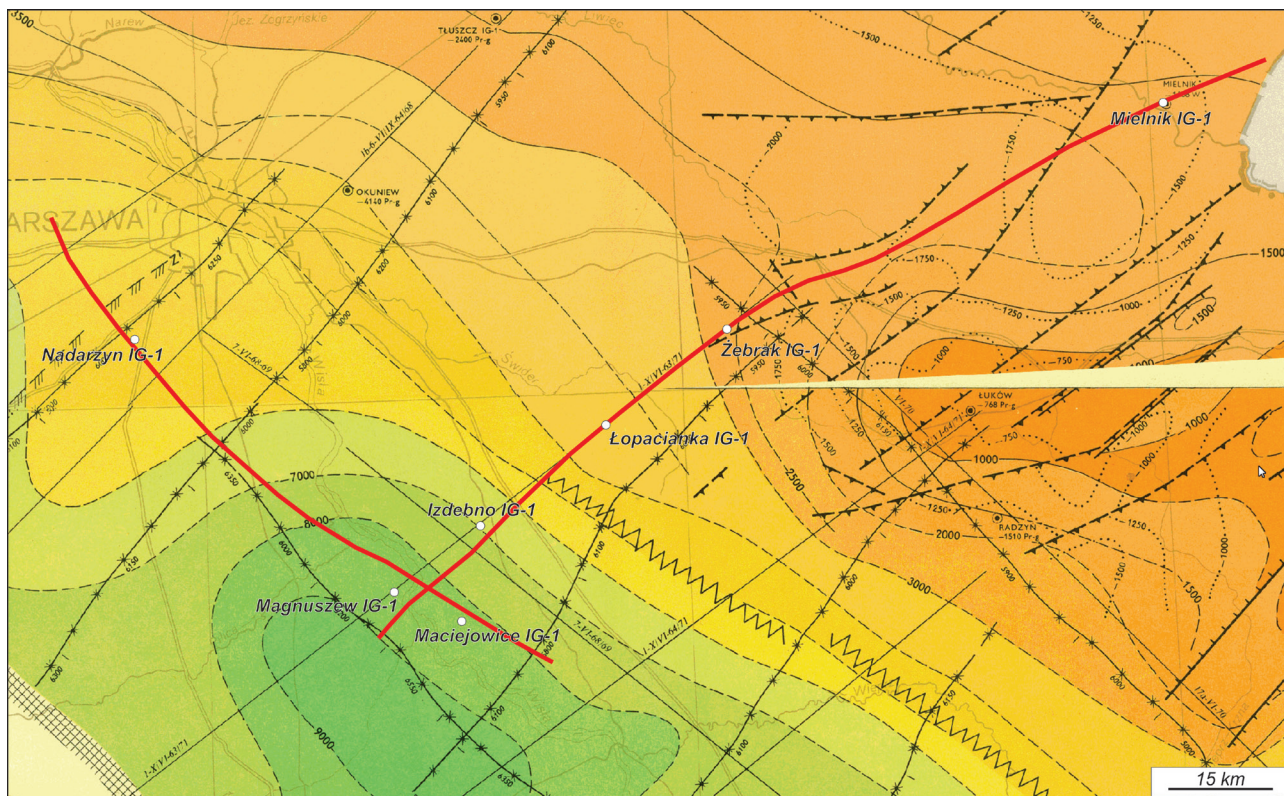


Fig. 6. Lokalizacja fragmentów regionalnych profili sejsmicznych projektu PolandSPAN® (czerwona linia o przebiegu SW-NE – profil z fig. 3, czerwona linia o przebiegu NW-SE – profil z fig. 4) na tle mapy stropu podłoża krystalicznego oparte o dane sejsmiki refrakcyjnej (Skorupa, 1974). Opis izol linii głębokości stropu podłoża krystalicznego w metrach

na północno-zachodniej granicy grawimetrycznego wyżu małopolskiego (fig. 5). Dotychczas dostępne dane sejsmiczne obrazowały ją do 3 sekund TWT (podwójnego czasu przebiegu fali sejsmicznej) dzięki czemu zinterpretować się dało jedynie kompleks permo-mezozoiczny, karboński, dewoński i – jednak tylko miejscami – strop syluru (Krzywiec, 2009b). Dane projektu PolandSPAN® pomierzone zostały z czasem rejestracji 12 sekund TWT, dzięki czemu uzyskano obraz strefy uskokowej Grójca aż do stropu podłoża prekambryjskiego (fig. 4). Na poziomie stropu podłoża jest ona związana z jego znacznym obniżeniem w kierunku na południowy wschód, co było już wcześniej sugerowane w oparciu o dane refrakcyjne (Skorupa, 1974; fig. 6), natomiast na poziomie permomeozoiku i kenozoiku (głównie paleogenu) ma ona bardzo charakterystyczną geometrię tzw. struktury kwiatowej typowej dla ruchów przesuwczych. Tego typu dualna budowa geologiczna wskazuje na dwa zasadnicze etapy jej ewolucji. Pierwszy z nich miał miejsce przed fazą bretońską, gdyż bretońska powierzchnia erozyjna, ponad którą został zdeponowany karbon, nie jest zdeformowana przez strefę uskokową Grójca. Ruchy przesuwcze wzdłuż tej strefy miały miejsce w późnej kredzie i paleogenie i były związane z inwersją basenu polskiego (por. Dadlez, 1994, 1997; Krzywiec, 2002, 2009a). Profil sejsmiczny z fig. 4 obrazuje również obie mezozoiczne (jurajską i kredową) regionalne erozyjne powierzchnie niezgodności (N3 i N4), związane z dwoma etapami regionalnego unoszenia skorupy ziemskiej na obszarze południowo-wschodniej Polski (por. Krzywiec i in., 2018a).

Interpretację danych sejsmicznych dla strefy uskokowej Grójca wykonano w ramach grantu badawczego NCN nr 2017/25/B/ST10/01348.

Podziękowania. Firma ION Geophysical (Houston, TX, USA) udostępniła dane sejsmiczne projektu PolandSPAN® do prac badawczych realizowanych w Instytucie Nauk Geologicznych PAN, za co autorzy składają serdeczne podziękowania.

LITERATURA

- ANTONOWICZ L., HOOPER R., IWANOWSKA E., 2003 – Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Przegląd Geologiczny*, 51: 344–350.
- ANTONOWICZ L., IWANOWSKA E., 2004 – Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. *Przegląd Geologiczny*, 52, 2: 128–130.
- DADLEZ R., 1994 – Strike-slip movements in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 38, 2: 307–318.
- DADLEZ R., 1997 – Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 63: 410–415.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000 – Mapa geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1995 – Mapa grawimetryczna Polski, anomalie Bouguera. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KRZYWIEC P., 2002 – Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. [W]: Bertotti G., Schulmann K., Cloetingh S., (red.), *Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands. European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series*, 1: 151–165.
- KRZYWIEC P., 2009a – Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Tornquist-Teisseyre Zone in SE Poland – insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475, 1: 142–159, doi:10.1016/j.tecto.2008.11.020.
- KRZYWIEC P., 2009b – Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. *Kwartalnik AGH Geologia*, 35, 2/1: 377–386.
- KRZYWIEC P., MAZUR S., GAĞAŁA Ł., KUFRASA M., LEWANDOWSKI M., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., 2017a – Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European Craton as revealed by reflection seismic and potential fields data - correlations with the Variscides and the Appalachians. [W]: Law R., Thigpen R., Stowell H., Mersch A. (red.), *Linkages and Feedbacks in Orogenic Processes. Geological Society of America Memoir*, 213: 353–372, doi:10.1130/2017.2013(14).
- KRZYWIEC P., GAĞAŁA Ł., MAZUR S., SŁONKA Ł., KUFRASA M., MALINOWSKI M., PIETSCH K., GOLONKA J., 2017b – Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? *Tectonophysics*, 718: 83–91, doi:10.1016/j.tecto.2017.06.008.
- KRZYWIEC P., POPRAWA P., MIKOŁAJCZAK M., MAZUR S., MALINOWSKI M., 2018a – Deeply concealed half-graben at the SW margin of the East European Craton (SE Poland) – evidence for Neoproterozoic rifting prior to the break-up of Rodinia. *Journal of Paleogeography*, 7, 1: 88–97, doi: 10.1016/j.jop.2017.11.003.
- KRZYWIEC P., STACHOWSKA A., STYPA A., 2018b – The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. [W]: Kilhams B., Kukla P.A., Mazur S., Mckie T., Mijnlief H.F. & Van Ojik K. (red.), *Mesozoic Resource Potential in the Southern Permian Basin. Geological Society, London, Special Publications*, 469, <https://doi.org/10.1144/SP469.14>.
- KUFRASA M., SŁONKA Ł., KRZYWIEC P., DZWINEL K., ZACHARSKI J., 2018 – Fracture pattern of the Lower Paleozoic sedimentary cover in the Lublin Basin (SE Poland) derived from seismic attribute analysis and structural restoration. *Interpretation*, 6, 3: 1–17, doi: 10.1190/INT-2017-0235.1.

- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland): *Geological Quarterly*, 51: 231–256.
- POPRAWA P., 2006a – Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 165–188.
- POPRAWA P., 2006b – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 189–214.
- POPRAWA P., PACZEŚNA J., 2002 – Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Przegląd Geologiczny*, 50: 49–63.
- WAKSMUNDZKA M.I., 2010 – Mapa paleogeologiczna dolnej strony przedpermomezozoicznej powierzchni niezgodności. [W]: Modliński Z. (red.), Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- SKORUPA J., 1974 – Mapa sejsmiczna Polski. Wyniki regionalnych prac refrakcyjnych prowadzonych w związku z rozpoznaniem głębokiego podłoża. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- THOMAS W.A., 2001 – Mushwad: Ductile duplex in the Appalachian thrust belt in Alabama. *AAPG Bulletin*, 85: 1847–1869.
- TOMASZCZYK M., JAROSIŃSKI M., 2017 – The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). *Geological Quarterly*, 61, 4: 908–925, doi:<http://dx.doi.org/10.7306/gq.1380>.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 – Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

O NATURZE STREFY TEISSEYRE'A-TORNQUISTA

Stanisław MAZUR¹, Piotr KRZYWIEC¹, Michał MALINOWSKI², Marek LEWANDOWSKI²,
Paweł ALEKSANDROWSKI^{3,4}, Mateusz MIKOŁAJCZAK¹

¹Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków

²Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa

³Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław

⁴Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski,
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

Abstrakt. Strefa Teisseyre'a-Tornquista (T-T) przecina skosem Polskę od NW ku SE i od dziesięcioleci uważana jest za wglębną granicę tektoniczną pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską na NE i młodą, paleozoiczną platformą na SW. Wyniki interpretacji ilościowej danych grawimetrycznych i magnetycznych, zintegrowane z danymi z nowych refleksyjnych profili sejsmicznych ze strefy T-T, wskazują na przedłużanie się prekambryjskiego cokołu platformy wschodnioeuropejskiej i jego dolnopaleozoicznej pokrywy ku SW, pod platformę paleozoiczną zachodniej Polski. Świadczą także o występowaniu pod strefą T-T kilu skorupowego. W szerszym kontekście geologii europejskiej, wyniki te implikują położenie hipotetycznego kaledońskiego szwu tektonicznego, wyznaczającego miejsce kolizji Awalonii i Baltiki, nie wzdłuż strefy T-T, tylko dalej na SW, na obszarze północnych Niemiec i południowo zachodniej Polski oraz usytuowanie rozległego systemu basenów paleozoicznych i permo-mezozoicznych zachodniej Polski na rozciągniętym i wycienionym obrzeżeniu kratonu wschodnioeuropejskiego.

Słowa kluczowe: analiza pól potencjalnych, interpretacja danych sejsmicznych, Baltika, szew kaledoński, struktura litosfery, tektonika, Polska.

OBRAZ GEOFIZYCZNY STREFY TEISSEYRE'A-TORNQUISTA

Strefa Teisseyre'a-Tornquista (T-T) ma szerokość około 50 km i jest związana z wyraźną zmianą położenia nieciągłości Moho. Głębokość do powierzchni Moho zmniejsza się od 42–49 km pod polską część platformy wschodnioeuropejskiej do 31–38 km pod przyległą od południowego zachodu platformą paleozoiczną (np.: Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Rozkład prędkości fal poprzecznych (S) w górnym płaszczu, rozpoznany za pomocą tomografii sejsmicznej, dowodzi, że strefa T-T pokrywa się ze znacznie szerszą strefą przejściową pomiędzy domeną płaszczu o dużych prędkościach fal S pod kratonem wschodnioeuropejskim i domeną o małych prędkościach pod platformą paleozoiczną (Zhu i in., 2015). Bieg strefy T-T pokrywa się również z kierunkiem szybszej propagacji fal S w górnym płaszczu (Zhu, Tromp, 2013).

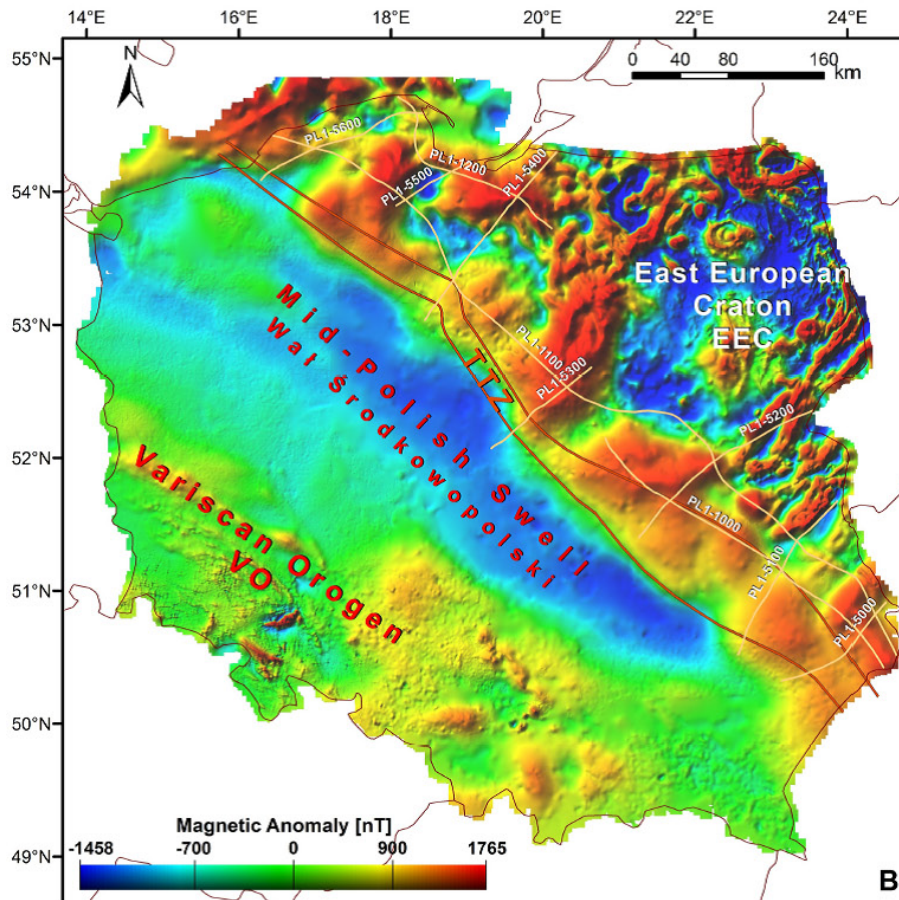
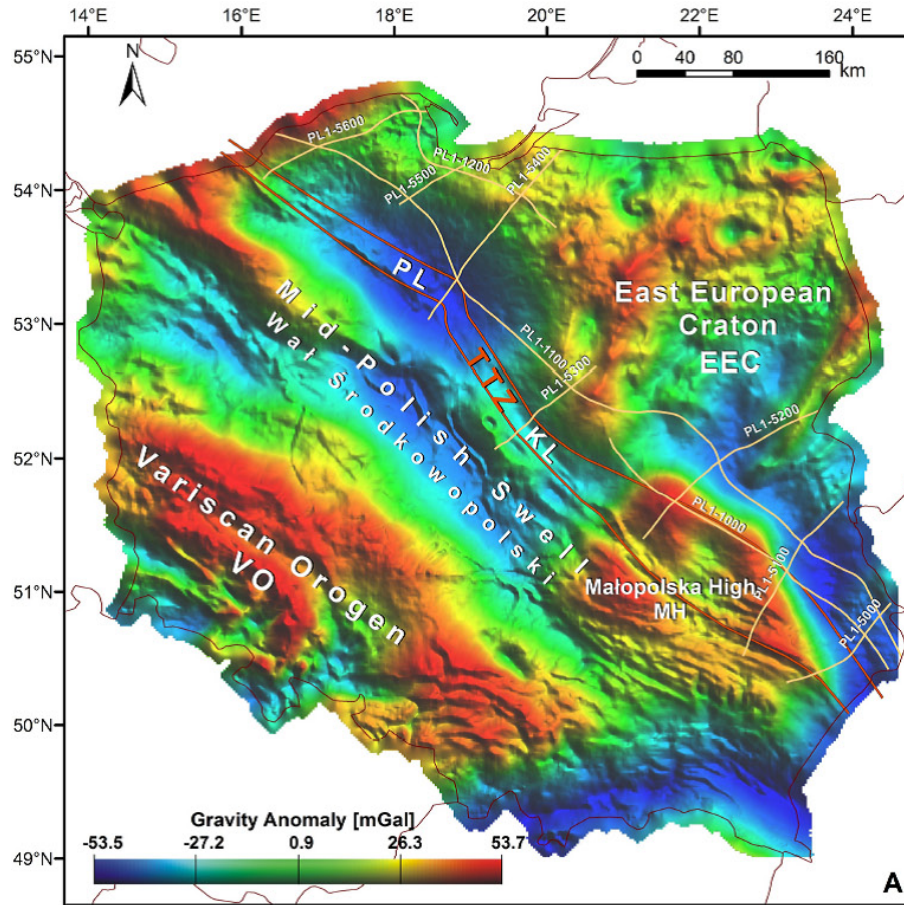
Strefa T-T stanowi zasadniczą granicę w obrazie pola magnetycznego oraz pola siły ciężkości (Królikowski, Peteczi, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999),

a także w rozkładzie intensywności strumienia ciepłego (Čermák i in., 1989; Majorowicz i in., 2003). Położona pomiędzy dwoma kontrastowymi geofizycznie obszarami, strefa T-T odpowiada swym zasięgiem strefie maksymalnego lateralnego gradientu pola siły ciężkości i pola magnetycznego (fig. 1). Na całej swej długości strefa T-T jest przykryta przez miąższe sukcesje fanerozoicznych basenów sedymentacyjnych. Jednocześnie strop prekambryjskiego podłoża obniża się w strefie T-T ku południowemu zachodowi o 10–14 km (fig. 2; Mazur i in., 2015, 2017; Grad, Polkowski, 2016).

METODY BADAŃ

Przy tworzeniu ilościowych modeli geofizycznych dla strefy T-T wykorzystaliśmy wyniki refleksyjnych profili sejsmicznych z eksperymentu PolandSPAN™ (fig. 1; Mazur i in., 2015, 2017). Kilka z nich obrazuje budowę geologiczną strefy T-T w domenie głębokości, aż po granicę pomiędzy środkową i dolną skorupą. Użycie horyzontów sejsmicznych z interpretacji profili regionalnych dla po-

Fig. 1. Mapy anomalii pól potencjalnych dla obszaru Polski w układzie współrzędnych 1992: **A** – Mapa anomalii Bouguera. Dane grawimetryczne pochodzą z pomiarów naziemnych i są przedstawione w siatce kwadratów o boku 2 km. Poprawka Bouguera została obliczona dla gęstości warstwy zredukowanej 2,67 g/cm³; **B** – Mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna (RTP). Wyjściowe dane magnetyczne skompilowano z pomiarów naziemnych i lotniczych i przedstawiono w siatce kwadratów o boku 500 m. Wartości w węzłach siatki przeliczono do położenia na wysokości 500 m nad powierzchnią terenu. EEC – kraton wschodnioeuropejski, KL – kujawski niż grawimetryczny; MH – małopolski wyż grawimetryczny; PL – pomorski niż grawimetryczny; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; VO – orogen waryscyjski



— PolandSPAN seismic lines profile sejsmiczne PolandSPAN — TTZ location położenie strefy T-T

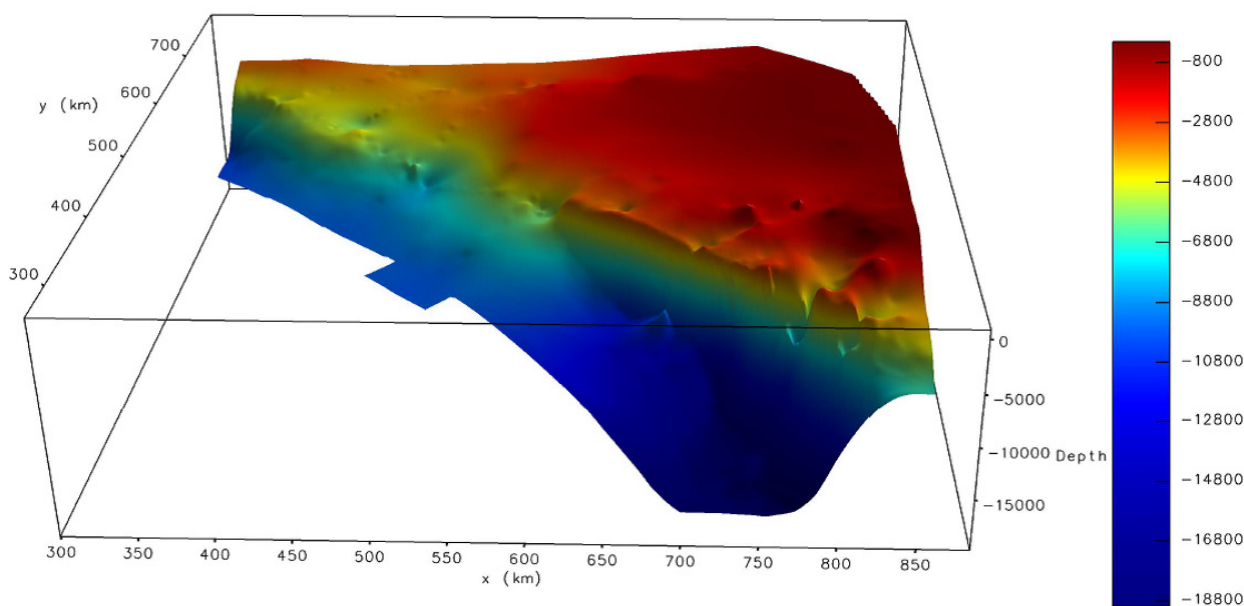


Fig. 2. Trójwymiarowy widok stropu krystalicznego podłoża w strefie Teisseyre'a-Tornquista i polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Mazur i in., 2017). Powierzchnię stropu podłoża uzyskano poprzez trójwymiarową inwersję danych grawimetrycznych

krywy osadowej i stropu krystalicznego podłoża pozwoliło w znacznym stopniu rozwiązać problem ekwiwalencji modeli geofizycznych, gdyż zawęziło zakres możliwych rozwiązań. Ponieważ profile PolandSPAN™ w swej oryginalnej wersji nie sięgają dolnej skorupy i powierzchni Moho, zintegrowaliśmy je z danymi grawimetrycznymi i magnetycznymi dla uzyskania pełnego, wglębnego obrazu strefy T-T. W modelowaniu stropu dolnej skorupy i nieciągłości Moho użyliśmy siatek skompilowanych przez Majdańskiego (2012) na podstawie wszystkich dotychczasowych sondowań refrakcyjnych. Jednak horyzonty z sejsmiki refrakcyjnej traktowano tylko jako ogólną wskazówkę przy budowie modeli, dopuszczając odstępstwa w interpretacji, jeśli wymagało tego uzyskanie zgodności pomiędzy danymi obserwowanymi, a uzyskanymi przez modelowanie.

Modelowania przeprowadzono przy użyciu programu Geosoft/GM-SYS, który wykorzystuje klasyczną metodę Talwaniego i Ewinga (1960) do obliczenia odpowiedzi grawimetrycznej i magnetycznej ciał wyznaczonych w modelu. Granice tych ciał przyjęto wzdłuż horyzontów sejsmicznych z interpretacji danych projektu PolandSPAN™, dowiązanych, w miarę możliwości, do danych otworowych. Dane gęstościowe (tab. 1) zaczerpnięto z zasobów Narodowego Archiwum Geologicznego, a dla głębszych warstw skorupy ich zakres ustalono na podstawie ogólnej wiedzy na temat własności petrofizycznych skał oraz wyniki wcześniej opublikowanych modelowań (Mazur i in., 2015 oraz cytowania tamże). Modelowanie trójwymiarowe zostało oparte na inwersji danych grawimetrycznych. Podstawy teoretyczne i szczegóły zastosowanej metody można znaleźć w pracy Barnesa i Barrauda (2012).

WYNIKI

Modelowanie dwuwymiarowe nie wykazało kontrastu gęstości w krystalicznej skorupie w poprzek strefy T-T. Co więcej, wygenerowanie ujemnych anomalii grawimetrycznych niżów pomorskiego i kujawskiego nie było możliwe bez obniżenia powierzchni Moho pod strefą T-T (fig. 3), tj. przyjęcia kilku skorupowego. Modele dwuwymiarowe wskazują na występowanie kilku skorupowego o szerokości 20–30 km, zagłębiającego się w górny płaszcz do głębokości 46–48 km, czyli około 6–8 km poniżej powierzchni Moho w bezpośrednim sąsiedztwie (fig. 3). Przy modelowaniu przyjęto minimalną dopuszczalną gęstość skorupy w strefie T-T ($2,7 \text{ g/cm}^3$), która jest mniejsza od sugerowanej przez dane sejsmiki refrakcyjnej (Grad i in., 2003; Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Gdyby w strefie T-T zwiększyć gęstość skorupy zgodnie z danymi refrakcyjnymi, to kil skorupowy byłby jeszcze większy. Podobny efekt dałaby rezygnacja z założonej większej gęstości górnego płaszczka po stronie platformy paleozoicznej (por. np.: Grad i in., 2003; Janik i in., 2009).

Wyniki ilościowych modelowań geofizycznych w zgodzie z danymi sejsmicznymi PolandSPAN™ wskazują na obniżanie się stropu podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w strefie T-T do 11–13 km w Polsce północno-zachodniej i centralnej oraz do 16–18 km w Polsce południowo-wschodniej (fig. 2). Zarówno modele dwu- jak i trójwymiarowe, ukazują niezaburzony strop krystalicznego podłoża, który zanurza się jednolicie ku SW pod basen polski i podścielające go formacje paleozoiczne (fig. 2 i 3). Strop podłoża nie zdradza tym samym żadnych oznak zlokalizowanej deformacji fanerozoicznej angażującej krystaliczną skorupę kratonu wschodnioeuropejskiego (fig.

Tab. 1. Klucz do wydzieleni tektonicznych i stratygraficznych na modelach geologicznych z figury 3 oraz wartości gęstości i podatności magnetycznej użyte przy modelowaniu

Warstwa/blok	Gęstość (g/cm ³)	Podatność [SI]	Barwa
Kenozoik	2,00–2,20	0	Żółty
Kreda	1,94–2,39	0	Zielony
Jura	2,10–2,44	0	Niebieski
Trias	2,30–2,70	0	Fioletowy
Perm	2,30–2,58	0	Brązowy
Karbon	2,52–2,58	0	Ciemnoszary
Sylur	2,56–2,68	0	Jasnoniebieski
Ordowik	2,65–2,70	0	Ciemnozielony
Kambr	2,60–2,70	0	Oliwkowy
Górna skorupa	2,70–2,75	0,001–0,012	Różowy
Dolna skorupa	2,90	0	Koralowy
Górny płaszcz	3,30	0	Szary
Płaszcz wysokoprędkościowy	3,36 – 3,38	0	Fioletowo-czerwony

2 i 3). Na brak paleozoicznej deformacji wskazuje także niezaburzone zaleganie osadów dolnopaleozoicznych na krystalicznym podłożu w centralnej części strefy T-T. Osady te uległy deformacji w NW i SE częściach strefy T-T, ale w obu przypadkach była to deformacja naskórkowa, związana z fałdowaniami waryscyjskimi na Lubelszczyźnie (np. Krzywiec i in., 2017) i kaledońskimi na Pomorzu (np. Mazur i in., 2016). Profile magnetyczne w poprzek strefy T-T wykazują geometrię porównywalną z geometrią stropu podłoża, które obniża się ku SW (fig. 3). Dowodzi to, że zmiana głębokości stropu krystalicznego podłoża jest głównym czynnikiem wpływającym na lateralny gradient pola magnetycznego w strefie T-T. Wniosek ten potwierdza wzrost długości falowej anomalii magnetycznych na platformie wschodnioeuropejskiej w miarę zbliżania się do strefy T-T (fig. 1).

DYSKUSJA

Strefa T-T od dziesięcioleci jest uważana za wgłębną granicę tektoniczną pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską na NE i tzw. młodą, paleozoiczną, platformą na SW (np.: Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in.,

2015). Zwolennicy tej hipotezy często postulują przesuwczy charakter szwu tektonicznego w strefie T-T oraz – co jest z tym związane – zakładają występowanie regionalnych rozmiarów stromych nieciągłości tektonicznych zarówno w obrębie krystalicznego cokołu, jak i przykrywających go paleozoicznych sukcesji osadowych (Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990, Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015). Jednak widoczne na profilach współczesnej wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej projektów PolandSPAN™ (fig. 3) oraz POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013) gładkie, niezaburzone ukształtowanie łagodnie nachylonego stropu podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w obrębie strefy T-T (fig. 2 i 3) jest trudne do pogodzenia z obecnością w tej strefie paleozoicznego szwu tektonicznego. Przeczy temu również występowanie tektonicznie niezaburzonych osadów dolnego paleozoiku przykrywających strop głębszego podłoża w centralnej Polsce (fig. 3). Szczególnie ta ostatnia obserwacja sugeruje, że związana ze strefą T-T i odzwierciedlona na mapach pól potencjalnych nieciągłość strukturalna musiała utworzyć się jeszcze w prekambrze.

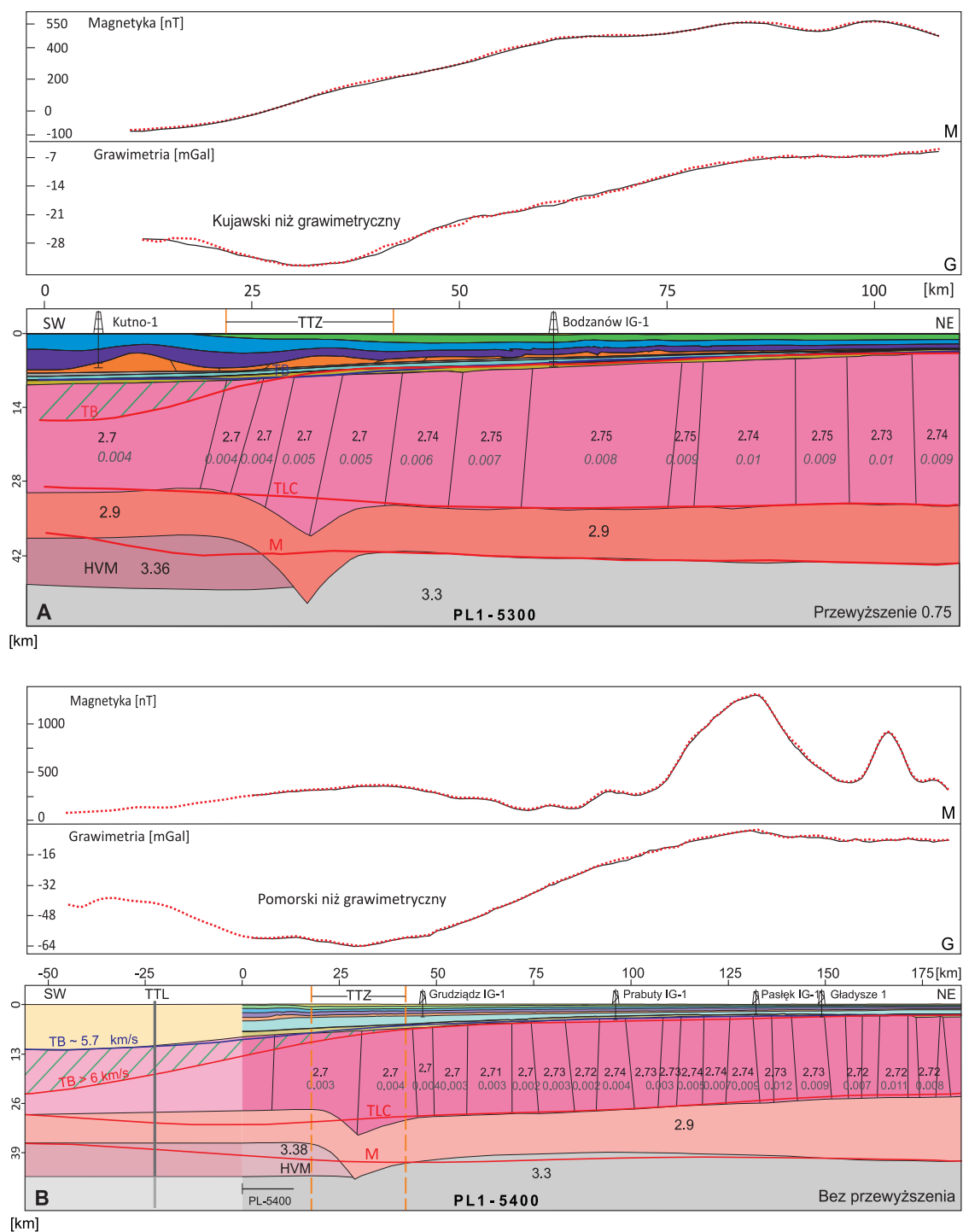


Fig. 3. Dwuwymiarowe modele grawimetryczne, magnetyczne i geologiczne dla wybranych profili PolandSPAN™. G – profile grawimetryczne; M – profile magnetyczne. Dane obserwowane przedstawia gruba, czerwona, kropkowana linia; dane modelu pokazuje cienka, czarna linia ciągła. **A, B** – modele geologiczne dla profili: PL1-5300 (A) i PL1-5400 (B) według Mazura i inych (2015). Model B został przedłużony ku SW na podstawie danych refrakcyjnych. Legendę do kolorowych wydzieleni oraz gęstości zastosowanych dla warstw fanerozoicznych zawiera tabela 1. Liczby na modelach pisane czcionką prostą określają gęstości w krystalicznej skorupie i górnym płaszczu [g/cm^3]; liczby pisane kursywą – wartości podatności magnetycznej w skorupie [SI]. Czerwone horyzonty na modelach geologicznych wskazują położenie Moho (M), stropu dolnej skorupy (TLC) i stropu krystalicznego podłoża (TB) na podstawie interpolacji danych refrakcyjnych (Majdański, 2012). Niebieskie horyzonty pokazują położenie stropu skonsolidowanego podłoża (TB) na podstawie trójwymiarowego modelu prędkościowego (Grad, Polkowski, 2016). Część górnej skorupy zakreskowana zielonymi skośnymi liniami pomiędzy położeniami stropu podłoża według Majdańskiego (2012) oraz Grada i Polkowskiego (2016) odpowiada niskoprędkościowej części górnej skorupy. HVM – wysokoprędkościowy górny płaszcz; TTL – linia Teisseyre’a-Tornquista według Narkiewicza i inych (2015); TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista

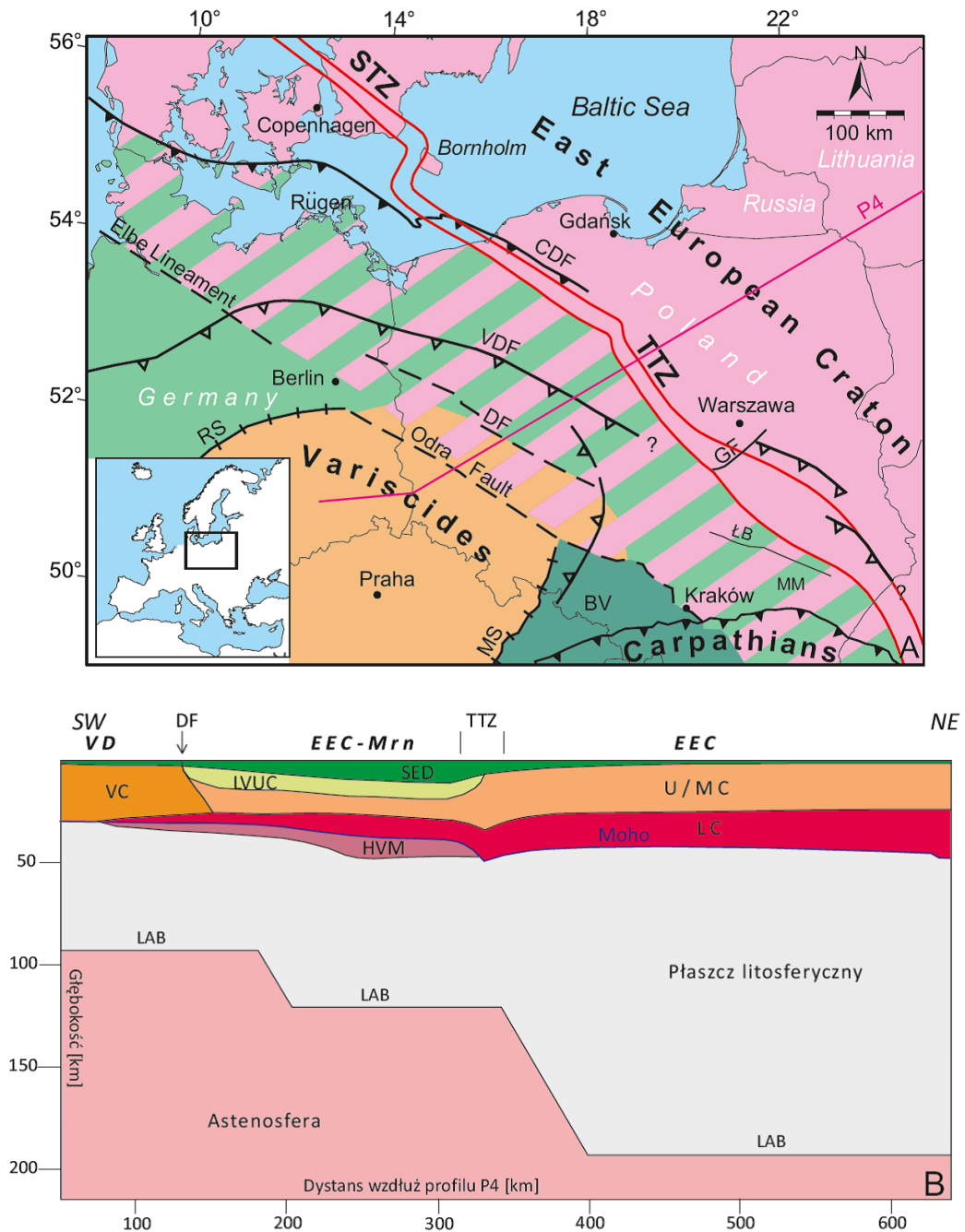


Fig. 4. Potencjalny zasięg prekambryjskiego krystalicznego podłoża obrzeżenia Baltiki w centralnej i zachodniej Polsce. **(A)** – Zasięg różnych typów skorupy ziemskiej krystalicznego podłoża w strefie kontaktu pomiędzy kratonem wschodnioeuropejskim a platformą paleozoiczną centralnej i zachodniej Polski według Grada i innych (2002) z późniejszymi modyfikacjami. Ciemnoniebieska linia wskazuje położenie głębokiego refrakcyjnego profilu sejsmicznego P4. Prekambryjska skorupa cokołu kratonu wschodnioeuropejskiego – różowa, skorupa Awalonii – zielona, skorupa Brunovistulicum – ciemnozielona, krystaliczna skorupa warycyjska – pomarańczowa. Naprzemianległe zielone (lub porańczowe) oraz różowe pasy pokazują strefę przejściową o niepewnym pochodzeniu skorupy krystalicznego podłoża, która może odpowiadać obrzeżeniu Baltiki. BV – Brunovistulicum; CDF – front deformacji kaledońskiej; DF – uskoki Dolska; GF – uskoki Grójca; ŁB – blok łysogórski; MM – masyw małopolski; MS – szew morawski; RS – szew Rei; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; VDF – front deformacji warycyjskiej. **(B)** – Konfiguracja granicy litosfery i astenosfery pod strefą Teisseyre’a-Tornquista i przyległą częścią platformy paleozoicznej. Przekrój przez południowo-zachodnie obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego wzdłuż refrakcyjnego profilu sejsmicznego P4, oparty na dwuwymiarowym modelu prędkościowym dla fal podłużnych (Grad i in., 2003), danych telesejsmicznych (Wilde-Piórko i in., 2010) i przedstawionych tu wynikach. DF – uskoki Dolska; EEC – kraton wschodnioeuropejski; EEC-Mrn – obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego; HVM – płaszcz wysokoprędkościowy; LAB – granica litosfery i astenosfery; LC – dolna skorupa; LVUC – niskoprędkościowa górna skorupa; SED – skały osadowe; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; VC – skorupa warycyjska (gondwańska); VD – domena warycyjska; U/MC – górna i środkowa skorupa.

Podsumowując: wyniki ilościowej analizy pól potencjalnych zintegrowanej z wysokorozdzielczą sejsmiką refleksyjną PolandSPAN™, a także dane głębokiego refleksyjnego profilu sejsmicznego POLCRUST 01, jednoznacznie wskazują na przedłużanie się niezaburzonego stropu krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej wraz z dolnopaleozoiczną pokrywą osadową ku SW poza strefę T-T (fig. 2 i 3), zgodnie z wcześniejszą hipotezą Berthelsena (1998). Z drugiej strony, na mapach pól potencjalnych (fig. 1) zaznacza się istotny kontrast pomiędzy geofizyczną charakterystyką bloków litosferycznych graniczących ze sobą wzdłuż strefy T-T. Właściwym tego wytłumaczeniem wydaje się amalgamacja bloków krystalicznego podłoża jeszcze przed fanerozoikiem, zapewne podczas akrecji Rodinii (por. np.: Meert, Torsvik, 2003; Li i in., 2008).

Ważnym argumentem za prekambryjskim wiekiem szwu kolizyjnego wzdłuż strefy T-T jest stwierdzenie obecności wydatnego kilu skorupowego w podłożu tej strefy. Już wcześniej obecność kilu skorupowego była proponowana jako alternatywna interpretacja refrakcyjnych danych sejsmicznych z profilu POLONAISE'97 P4 (Grad i in., 2003). Kil skorupowy został również rozpoznany na refleksyjnym profilu sejsmicznym eksperymentu BABEL (profil A) pod strefą Sorgenfrei-Tornquista na NW od Bornholmu (BABEL Working Group, 1991; Thybo i in., 1994) oraz na dwóch profilach TTZ'92 zlokalizowanych na Bałtyku (Makris, Wang, 1994). Kil skorupowy wzdłuż strefy T-T jest interpretowany w naszej pracy jako relik szwu kolizyjnego z czasów prekambryjskiej amalgamacji Rodinii.

WNIOSKI

Przedstawione wyniki interpretacji ilościowej danych grawimetrycznych i magnetycznych, zintegrowane z danymi z nowych refleksyjnych profili sejsmicznych zlokalizowanych w obrębie strefy T-T, wskazują na przedłużanie się prekambryjskiego cokołu platformy wschodnioeuropejskiej i jego dolnopaleozoicznej pokrywy ku południowemu zachodowi, pod przykryciem osadów paleozoicznych i permio-mezozoicznych. Sugerują także występowanie pod strefą T-T tzw. kilu skorupowego. W szerszym kontekście geologii europejskiej wyniki te implikują położenie hipotetycznego kaledońskiego szwu tektonicznego, wyznaczającego miejsce kolizji Awalonii i Baltiki, nie wzdłuż strefy T-T, tylko dalej na SW, wzdłuż strefy rozłamowej Kraków-Lubliniec oraz uskoku Odry (fig. 4; Grad i in., 2002; Grad i in., 2003; Wilde-Piórko i in., 2010), oraz usytuowanie rozległych basenów permio-mezozoicznych zachodniej Polski nad rozciągniętym i wycienionym obrzeżeniem kratonu wschodnioeuropejskiego. Zaprezentowane tu argumenty geofizyczne i geologiczne potwierdzają hipotezę (Mazur i in., 2016), wedle której strefa T-T utworzyła się w prekambrze i nie stanowiła granicy Baltiki we wczesnym paleozoiku.

LITERATURA

- BABEL WORKING GROUP 1991 – Deep seismic survey images the structure of the Tornquist Zone beneath the Southern Baltic Sea. *Geophysical Research Letters*, 18: 1091–1094.
- BARNES G., BARRAUD J., 2012 – Imaging geologic surfaces by inverting gravity gradient data with depth horizons. *Geophysics*, 77, 1: G1–G11.
- BERTHELSEN A., 1998 – The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *GFF*, 120: 223–230.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H., 1984 – Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. *Publications of the Institute of Geophysics*, 160: 3–13.
- ČERMÁK V., ŠAFANDA J., GUTERCH A., 1989 – Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. *Tectonophysics*, 164, 2-4: 151–163.
- DADLEZ R., GRAD M., GUTERCH A., 2005 – Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, 411, 1–4: 111–128.
- GRAD M., GUTERCH A., MAZUR S., 2002 – Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. [W:] Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J. (red.), Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geological Society of London Special Publication*, 201: 295–309.
- GRAD M., JENSEN S.L., KELLER G.R., GUTERCH A., THYBO H., JANIK T., TIIRA T., YLINIEMI J., LUOSTO U., MOTUZA G., NASEDKIN V., CZUBA W., GACZYŃSKI E., ŚRODA P., MILLER K.C., WILDE-PIÓRKO M., KOMMINAHO K., JACYNA J., KORABLIOVA L., 2003 – Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 108 (B11).
- GRAD M., POLKOWSKI M., 2016 – Seismic basement in Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 105: 1199–1214.
- GUTERCH A., GRAD M., 2006 – Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geological Quarterly*, 50: 23–32.
- GUTERCH A., WYBRANIEC S., GRAD M., CHADWICK R., KRAWCZYK C., ZIEGLER P., DE VOS W., THYBO H., 2010 – Crustal structure and structural framework. [W:] Doornenbal J., Stevenson A. (red.), Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. Houten: EAGE Publications: 11–23.
- JANIK T., GRAD M., GUTERCH A., 2009 – Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geological Quarterly*, 53, 1: 141–158.

- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., 1995 – Gravimetric Atlas of Poland. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KRÓLIKOWSKI C., WYBRANIEC S., 1996 – Gravity and magnetic maps of Poland – historical background and modern presentation. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, M18, 273: 87–92.
- KRZYWIEC P., MAZUR S., GAĞAŁA Ł., KUFRASA M., LEWANDOWSKI M., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., 2017 – Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data–Correlations with the Variscides and the Appalachians. [W:] R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell (red.), Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems. *Geological Society of America Memoir*, 213: 353–372.
- LI Z.X., BOGDANOVA S.V., COLLINS A.S., DAVIDSON A., DE WAELE B., ERNST R.E., FITZSIMONS I.C.W., FUCK R.A., GLADKOCHUB D.P., JACOBS J., KARLSTROM K.E., 2008 – Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179–210.
- MAJDAŃSKI M., 2012 – The structure of the crust in TESZ area by kriging interpolation. *Acta Geophysica*, 60: 59–75.
- MAJOROWICZ J.A., ČERMAK V., ŠAFANDA J., KRZYWIEC P., WRÓBLEWSKA M., GUTERCH A., GRAD M., 2003 – Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28: 375–391.
- MAKRIS J., WANG S.R., 1994 – Crustal structure at the Tornquist-Teisseyre zone in the Southern Baltic Sea. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 22: 47.
- MALINOWSKI M., GUTERCH A., NARKIEWICZ M., PROBULSKI J., MAKSYM A., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., GRAD M., JANIK T., JANKOWSKI L., ADAMCZYK A., 2013 – Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophysical Research Letters*, 40: 3841–3846.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M., 2015 – Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? *Tectonics*, 34: 2465–2477.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., BUFFENMYER V., 2016 – Pomeranian Caledonides, NW Poland–A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 692: 29–43.
- MAZUR S., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., ALEKSANDROWSKI P., MIKOŁAJCZAK M., 2017 – Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. *Przegląd Geologiczny*, 65: 1511–1520.
- MEERT J.G., TORSVIK T.H., 2003 – The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375, 1: 261–288.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L., 2015 – Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 3: 775–796.
- POŻARYSKI W., 1990 – Kaledonidy środkowej Europy – oroginem przesuwczym złożonym z terranów. *Przegląd Geologiczny*, 38: 1–9.
- TALWANI M., EWING M., 1960 – Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, XXV: 203–225.
- THYBO H., ABRAMOVITZ T., LASSEN A., SCHJØTH F., 1994 – Deep structure of the Sorgenfrei-Tornquist zone interpreted from BABEL seismic data. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 22: 3–17.
- WILDE-PIÓRKO M., ŚWIECZAK M., GRAD M., MAJDAŃSKI M., 2010 – Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. *Tectonophysics*, 481: 108–115.
- WYBRANIEC S., 1999 – Transformations and visualization of potential field data. *Polish Geological Institute Special Papers*, 1: 1–59.
- ZHU H., TROMP J., 2013 – Mapping tectonic deformation in the crust and upper mantle beneath Europe and the North Atlantic Ocean. *Science*, 341, 6148: 871–875.
- ZHU H., BOZDAĞ E., TROMP J., 2015 – Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint tomography. *Geophysical Journal International*, 201, 1: 18–52.

JURA ŁUKOWSKA – RETROSPEKCJA OSIĄGNIĘĆ BADAWCZYCH I NOWE WYZWANIA

Andrzej WIERZBOWSKI

*Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa*

Choć mija obecnie ponad 120 lat od opisanego przez N. Krisztafowicza, a rezultaty prowadzonych nad nimi badań, przede wszystkim zawartej w nich fauny, spowodowały, że Łuków stał się jednym z najbardziej rozpoznawalnych stanowisk jurajskich na świecie, osady te nadal niosą nowe wyzwania badawcze. Dotychczasowe badania koncentrowały się w większości wokół wyrobiska cegielni Łapiguz, niestety już dzisiaj całkowicie niedostępnego. Osady jurajskie znane są jednakże w innych miejscach w okolicach Łukowa, dotąd szczegółowo niezbadanych. Wszystkie stanowiska stanowią różnej wielkości „kry jurajskie” przyniesione przez lądolód skandynawski i złożone w obrębie utworów morenowych zlodowacenia środkowopolskiego (Jahn, 1950 oraz wcześniejsze cytowane tam prace) – zaliczanych obecnie do zlodowacenia Odry. Oprócz kry jurajskiej Łapiguz, szczególny potencjał badawczy posiada największa z kier jurajskich – kra w Gołaszynie – na północny-zachód od Łukowa, gdzie osady jurajskie występują płytko pod powierzchnią terenu i będą prezentowane w wykonanym tu wykopie podczas Zjazdu. Osady jurajskie w centralnej części kry Gołaszyna osiągają do 28 metrów miąższości i rozpoznane zostały badaniami geofizycznym oraz wierceniami (Kosmulska, 1973; Mizerski, Szamałek, 1985; Mendecki i in., 2018). W pobliżu tego miejsca ustanowiony też został w 1980 roku rezerwat przyrody nieożywionej „Kra Jurajska”.

Zasadniczym typem litologicznym osadów jurajskich w okolicach Łukowa są czarne iły z domieszką materiału aleurytowego z wyraźnie makroskopowo widocznymi blaszkami muskowitu, które mogą być określone też jako muły silnie ilaste (Mizerski, Szamałek, 1985). Mogą one zawierać drobne konkretje pirytu oraz, co stało się szczególnie obiektem zainteresowania paleontologów, różnej wielkości konkretje węglanowe, zawierające wspaniale zachowane muszle organizmów morskich, w tym najbardziej znanych z okolicy Łukowa, amonitów. Właśnie muszle amonitów przyniosły łukowskim osadom jurajskim światową renomę. Szczególną rolę odegrała tu pierwsza obszerna monografia fauny łukowskiej (Makowski, 1952), w której obok amonitów opisane zostały otwornice bentoniczne, serpule, mszywioly, ramienionogi, małże, ślimaki, belemnity, łodziki, oraz szkarłupnie (liliowce, rozgwiazdy

i wężowidła). Monografia ta stała się podstawą późniejszych badań, gdyż zwróciła uwagę na doskonały stopień zachowania materiału paleontologicznego. Analiza kompletnie zachowanych muszli amonitów z Łukowa, zwłaszcza przedstawicieli rodzaju *Quenstedtoceras*, stała się jedną z ważniejszych przesłanek teorii dymorfizmu płciowego u amonitów (Makowski, 1962) wyjaśniającej istnienie dwóch odmiennych morf o początkowo identycznej ornamentacji – małej formy, interpretowanej jako prawdopodobna forma męska, oraz dużej formy, jako żeńska. Teoria ta jest do dzisiaj przyjmowana przez wielu badaczy, chociaż istnieje konkurencyjna teoria polimorfizmu rozwojowego zakładająca zróżnicowanie wielkości muszli, o początkowo podobnej morfologii, wskutek wcześniejszego lub późniejszego dojrzewania w relacji do zmian środowiska (Matyja, 1986). Teoria ta jest również częściowo oparta na badaniach doskonale zachowanych amonitów łukowskich. Także wysoki stopień zachowania oryginalnej struktury muszli amonitów łukowskich wzbudził zainteresowanie paleontologów, którzy badali biologiczne etapy jej wzrostu i funkcji życiowych (Kulicki, 1979, 1996 oraz inne cytowane tam prace). Nie sposób wreszcie pominąć wyników badań geochemicznych aragonitowej muszli amonitów (Brand, 1986) prowadzonych w celu określenia temperatury dawnej wody morskiej i jej zasolenia. Wynika z nich, że zasolenie mogło oscylować wokół 32–35 promili, a temperatura morza, w którym żyły amonity wynosiła pomiędzy 11–14°C.

Wynikiem badań paleontologicznych materiału łukowskiego było powstanie blisko 35 artykułów naukowych oraz znacznej ilości innych prac nawiązujących bezpośrednio lub pośrednio do pochodzących z Łukowa skamieniałości. Można tu, obok wspomnianych starszych opracowań, wymienić również nowsze dotyczące szeregu grup organizmów, takich jak małżoraczki (Olempska, Błaszyk, 2001), ślimaki (Kaim, 2008), liliowce (Salamon, 2008), czy też cysty bruzdnic (Gedl, 2008), chociaż brak tu miejsca na wskazanie opracowań wszystkich skamieniałości bardziej szczegółowo omówionych przez Salamona i Zatonia (2008) oraz Zatonia (2011). Przeprowadzone geochemiczne badania materii organicznej (biomarkerów) i framboidów pirytowych wykazały dobre natlenienie wód przydennych w trakcie osadzania się ilów, a analiza geochemiczna i pe-

trograficzna składu konkrecji oraz zawartych w nich szczątków drewna i stanu zachowania muszli, wskazały na ich powstanie we wczesnym etapie diagenety w warunkach podwyższonej alkaliczności środowiska, która doprowadziła do wytracania się drobnoziarnistego kalcytu (Marynowski i in., 2008). Wszystkie przedstawione wyniki badań zostały oparte na materiałach zebranych w przeszłości z wyrobiska cegielni w Łapiguzie, z odsłoniętych itów jurajskich o miąższości około 3–4 metrów (Jahn, 1950; Makowski, 1952), co stanowiło około połowy maksymalnej miąższości tych osadów sięgającej tu do 9–10,5 m (Morawski, 1955). Żadne badania paleontologiczne w osadach z innych kier w okolicach Łukowa nie były dotąd prowadzone.

Iły jurajskie z konkrecjami w Łapiguzie na podstawie oznaczonych z nich amonitów zostały przez Makowskiego (1952) zaliczone do środkowego i górnego keloweju. Wkrótce potem Arkell (1956) rewidując wcześniejsze oznaczenia uznał, że iły te należą przede wszystkim do górnego keloweju, a zwłaszcza poziomu amonitowego Lamberti. Podobną opinię wyrazili Callomon i Wright (1989), którzy uznali, że zasadnicza część materiału paleontologicznego z konkrecji łukowskich z *Quenstedtoceras* i *Kosmoceras* odpowiada podpoziomowi Henrici reprezentującemu dolną część poziomu Lamberti, lecz istnieje tu również starszy zespół z amonitami *Longaeviceras* (w tym nowym ustanowionym gatunku *L. polonicum*), który może odpowiadać niższej części górnego keloweju, a mianowicie środkowej części poziomu Athleta. Gedl (2008), na podstawie analizy cyst bruzdnic w jednej z badanych prób paleontologicznych, sugerował także występowanie młodszych osadów należących do najniższego oksfordu. O możliwości występowania młodszych poziomów stratygraficznych w krach jurajskich wschodniej Polski i Litwy świadczy fauna amonitów z rodzaju *Cardioceras* pochodząca z konkrecji z itów z kier jurajskich z okolic Wilna na Litwie (Rydzewski, 1926), zbliżonych litologicznie do tych znanych z Łukowa, która wskazuje na dolny oksford i niższą część środkowego oksfordu. Wynika stąd, że pozycja stratygraficzna itów w okolicach Łukowa nie jest w pełni ustalona, a dalsze badania mogą znacznie zmodyfikować dotychczasowy pogląd o ich wieku.

Ostatnią sprawą wymagającą omówienia jest szeroko dyskutowany problem obszaru źródłowego dla kier jurajskich wschodniej Polski (w tym Łukowa) oraz Litwy. Zasadnicze nieporozumienie wiązało się z przyjmowaniem klasycznego obszaru wychodni skał jurajskich w okolicach Popielan (Papilė) w północnej Litwie (Żmudź) jako jedyne źródła pochodzenia kier w obszarze nadbałtyckim, co wobec różnic litologicznych i faunistycznych między występującymi tam skałami, a tymi budującymi kry łukowskie było trudne do przyjęcia (por. Makowski, 1952). W efekcie, wbrew opiniom starszych badaczy (por. przegląd opinii w: Jahn, 1950), zakwestionowano w ogóle jako obszar źródłowy północną Litwę (Żmudź) i przyległe części Łotwy

(Kurlandia), a zaczęto wskazywać dno Bałtyku na północ od Gdańska jako możliwe miejsce pochodzenia kier okolic Łukowa (Olempska, Błaszyk, 2001; Zatoń, 2011). Jednakże analiza eratyków przewodnich napotkanych w glinach lodowcowych towarzyszących redeponowanym osadom jurajskim we wschodniej Polsce wskazuje wyraźnie na ich transport w tzw. mazurskim strumieniu lodowym i tym samym sugeruje okolice Kłajpedy w północno-zachodniej Litwie (Gałązka, 2004) jako obszar, przez który strumień ten się przemieszczał. Przy tej okazji przypomniana została stara praca Jentzcha (1900), który analizując materiały wiertnicze z bezpośrednich okolic Kłajpedy opisał autochtoniczne utwory keloweju o dużej miąższości, występujące tu bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi. Są one podobne litologicznie i faunistycznie do utworów znanych z kier jurajskich Łukowa. Takie same wnioski wynikają z analizy nowszych wierceń Dumpiai i Žadeikiai koło Kłajpedy (Rotkyté, 1987; Grigelis, Norling, 1999), gdzie napotkane osady keloweju zaliczane do formacji Skinija wykazują wybitne podobieństwo do występujących w krach koło Łukowa. Osady te spoczywają, niekiedy razem z częściowo zachowanymi utworami jury górnej, bezpośrednio pod utworami czwartorzędowymi. Zróżnicowanie facjalne utworów keloweju i jury górnej w strefie nadbałtyckiej jest zatem znaczne, co miało bezpośredni wpływ na skład litologiczny pochodzących stąd kier jurajskich. Okolice Kłajpedy (a także przyległe bezpośrednio od zachodu części dna Bałtyku) mogą być zatem potencjalnym obszarem źródłowym dla kier jurajskich koło Łukowa, lecz niektóre z kier we wschodniej Litwie – z okolic Wilna – mogą pochodzić także z okolic Popielan (Rydzewski, 1926). Duże zróżnicowanie facji osadów jurajskich w obszarach źródłowych wynika z aktywnej synsedymenacyjnej tektoniki (Rotkyté, 1987; Wierzbowski i in., 2015), a to z kolei mogło wpłynąć na ukształtowanie podłoża, a w konsekwencji miejscami silniejszą jego erozję przez przemieszczający się lądolód.

Osobnego komentarza wymaga także znalezisko fragmentu konkrecji(?) o cechach litologicznych i faunie amonitów bardzo zbliżonych do okazów łukowskich w południowej Szwecji (Skania), w utworach czwartorzędowych, które stało się podstawą do rozważań o szerokim pierwotnie występowaniu osadów keloweju w facji znanej z Łukowa w dnie Bałtyku (Reyment, 1971; Olempska, Błaszyk, 2001; Zatoń, 2011). Zasadnicze wątpliwości w ocenie paleogeograficznej tego znaleziska budzi jednakże jego „przypadkowy”, pojedynczy charakter, a także niejasne tło geologiczne (por. Reyment, 1971). Okaz ten, nie koniecznie musiał być transportowany w strumieniu lodowym lądolodu, bowiem, równie, lub nawet bardziej prawdopodobnie, mógł być przeniesiony w krach lodowych przemieszczających się w środowisku rzeczonym, jeziornym lub nawet morskim na przedpolu lądolodu. Taki rodzaj transportu mógł spowodować jego przeniesienie z dużej odległości jakim był obszar nadbałtycki.

LITERATURA

- ARKELL W.J., 1956 – Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd. London-Edinburgh.
- BRAND U., 1986 – Paleoenviromental analysis of Middle Jurassic (Callovian) ammonoids from Poland: trace elements and stable isotopes. *Journal of Paleontology*, 60: 293–301.
- CALLOMON J.H., WRIGHT J.K., 1989 – Cardioceratid and kosmoceratid ammonites from the Callovian of Yorkshire. *Palaeontology*, 32, 4: 799–836.
- GAŁĄZKA D., 2004 – Zastosowanie metody makroskopowego oznaczania eratyków przewodnich do lokalizacji obszarów źródłowych wybranych kier jurajskich. *Przegląd Geologiczny*, 52, 4: 349–350.
- GEDL P., 2008 – Dinoflagellate cysts from Callovian of Łuków (Poland) – a re-examination. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 247, 2: 209–269.
- GRIGELIS A., NORLING E., 1999 – Jurassic geology and foraminiferal faunas in the NW part of the East European Platform. A Lithuanian – Swedish geotraverse study. *Research Papers SGU series Ca*, 89: 1–101.
- JAHN A., 1950 – Nowe dane o położeniu kry jurajskiej w Łukowie. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 19, 2: 371–386.
- JENTZSCH A., 1900 – Der vordiluviale Untergrund des Nordostdeutschen Flachlandes. *Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin*, 20: 266–285.
- KAIM A., 2008 – A review of gastropods from a Callovian (Middle Jurassic) glacial drift at Łuków, Eastern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 247, 2: 161–176.
- KOSMULSKA R., 1973 – Dane o nieznanym dotychczas wystąpieniu iłów jurajskich w okolicach Łukowa. *Przegląd Geologiczny*, 21, 8/9: 440–441.
- KULICKI C., 1979 – The ammonite shell: its structure, development and biological significance. *Paleontologia Polonica*, 39: 97–142.
- KULICKI C., 1996 – Ammonoid shell microstructure. [W:] N. Landman i in. (red.), *Topics in Geobiology*, 13: 65–101.
- MAKOWSKI H., 1952 – La faune callovienne de Łuków en Pologne. *Paleontologia Polonica*, 4: 1–64.
- MAKOWSKI H., 1962. – Problem of sexual dimorphism in ammonites. *Paleontologia Polonica*, 12: 1–92.
- MARYNOWSKI L., ZATOŃ M., KARWOWSKI Ł., 2008 – Early diagenetic conditions during formation of the Callovian (Middle Jurassic) carbonate concretions from Łuków (eastern Poland): evidence from organic geochemistry, pyrite framboid diameters and petrographical studies. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 247, 2: 191–208.
- MATYJA B.A., 1986 – Developmental polymorphism in Oxfordian ammonites. *Acta Geologica Polonica*, 36, 1–3: 37–68.
- MENEDECKI M., ŚWIDER M., NOWACZYŃSKA I., MAMAK A., ODROBIŃSKA J., PIOTROWSKA P., REWERS J., TYMIŃSKA A., 2018 – Geofizyczne rozpoznanie zasięgu kry jurajskiej w Gołszynie k. Łukowa. *Przegląd Geologiczny*, 66, 1: 48–54.
- MIZERSKI W., SZAMAŁEK K., 1985 – Charakterystyka geologiczno-surowcowa kelowejskich skał ilastych kry lodowcowej w rejonie Gołszyna k. Łukowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 29, 2: 369–392.
- MORAWSKI J., 1955 – Kra jurajska spod Łukowa w świetle prac wiertniczych. *Przegląd Geologiczny*, 3, 9: 440–442.
- OLEMPKA E., BŁASZYK J., 2001 – A Boreal ostracod assemblage from the Callovian of Łuków areas, Poland. *Acta Paleontologica Polonica*, 46, 4: 553–582.
- REYMENT R.A., 1971 – Callovian ammonites (Lamberti Zone) found in erratic concretion near Svedala, Scania. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, new series*, 3, 2: 19–25.
- ROTKYTÉ L., 1987 – Amonity i zonalnaya stratigrafiya verkhneyurskikh otlozhenij Pribaltiki. Mokslas, Wilno.
- RYDZEWSKI B., 1926 – Kra jurajska w dyluwjum Puszkarni pod Wilnem i głębokie wiercenia w Wilnie. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 3: 191–210.
- SALAMON M.A., 2008 – The Callovian (Middle Jurassic) crinoids from the black clays of the Łuków area, eastern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 247, 2: 133–146.
- SALAMON M.A., ZATOŃ M., 2008 – New research on the classical Middle Jurassic locality at Łuków, eastern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 247, 2: 129–131.
- WIERZBOWSKI A., SMOLEŃ J., IWAŃCZUK I., 2015 – The Oxfordian and Lower Kimmeridgian of the Peri-Baltic Syncline (north-eastern Poland): stratigraphy, ammonites, microfossils (foraminifers, radiolarians), facies and palaeogeographical implications. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 277, 1: 63–104.
- ZATOŃ M., 2011 – Skarb z północy. *Rocznik Muzeum Ewolucji*, 3.

PROFIL NAUKOWO-EDUKACYJNY JURAPARKU I PALEOSAFARI A POTENCJAŁ ICHNOLOGICZNY WARSTW DRAWNIĘSKICH I FORMACJI MORRISON NA TERENACH PARKÓW

Gerard GIERLIŃSKI, Piotr LICHOTA

Stowarzyszenie „Delta”, ul. Sandomierska 4, 27-400 Ostrowiec Św., Polska;
Paleosafari Moab Giants, 112W.SR313, Moab, UT 84532, USA

Grupa JuraPark–Paleosafari to parki edukacyjne Stowarzyszenia „Delta”, DLF Invest Sp. z o.o., oraz Moab Paleosafari Enterprises LLC. Pomimo obecnie szerokiej oferty edukacyjnej parków ich podstawą jest ochrona, badania naukowe i edukacja głównie w zakresie ichtologii kręgowców (Gierliński i in., 2012). Choć ściśle ichtologiczny profil ekspozycji (poświęconej śladom dinozaurów i ich sprawcom zachodniego interioru USA) w chwili obecnej dotyczy parku i muzeum Paleosafari Moab Giants, to jednak na polu badawczym cechuje on wszystkie obiekty grupy JuraPark–Paleosafari.

Na Opolszczyźnie, w Krasiejowie późnotriasowe utwory warstw drawnieńskich są od kilkunastu lat intensywnie eksplorowane pod kątem materiału kostnego (patrz np. Dzik, 2003). Jednakże materiał ichtologiczny poza obszarem JuraParku nie był tam w kręgu zainteresowań badawczych.

Obszar zajmowany przez JuraPark Krasiejów obejmuje zdecydowaną większość pokopalnianego terenu. W roku 2009, podczas prac budowlanych naszego parku, tropy późnotriasowych kręgowców zostały znalezione na pozycji koordynatów N 50°39.773' i E 018°16.028'. Materiał wówczas zebrany przez pierwszego autora, Dawida Mazurka i Grzegorza Niedźwiedzkiego zawiera trzy oznaczalne ślady należące do ichtnorodzaju *Grallator* Hitchcock 1858, *Atreipus* Olsen, Baird 1986 i *Apatopus* Baird 1957 (fig. 1). Ichnorodzaje te wiąże się kolejno z celofyzoidami, silezaurami i fitozaurami, co jest o tyle interesujące, iż silezaury i fitozaurowe znane są Krasiejowa na podstawie bogatego materiału anatomicznego, natomiast szczątki celofyzoidów nie zostały tam dotychczas rozpoznane. Odnotowany tu materiał inspirował więc do poważnego przyjrzenia się warstwom drawnieńskim pod kątem ichtologicznym.

Tereny JuraParku i Paleosafari poza funkcjami edukacyjnymi są też obszarami badawczymi. Szczególnym tego przykładem jest wspomniany wyżej Paleosafari Moab Giants, gdzie od lat prowadzone są prace związane z opracowaniem i zabezpieczeniem znalezisk (Lockley i in., 2016, 2017).

Podobnie jak w przypadku warstw drawnieńskich w Polsce, późnojurajska formacja Morrison w zachodniej części USA stanowiła od dawna obszar badawczy skoncentrowa-

ny głównie na bogatym materiale kostnym dinozaurów (patrz np. Foster, 2007). Swoistym paradoksem jest więc fakt, że na stosunkowo niewielkim obszarze parku mamy do dnia dzisiejszego oznaczone z większym lub mniejszym przybliżeniem tropy dinozaurów siedmiu ichtnorodzajów (fig. 2) pozostawione przez małe i duże teropody, zauropody, tyreofory, bazalne dinozaury ptasiomiedniczne, oraz ornitopody.

Na zakończenie należy też zwrócić uwagę na istotną rolę grupy JuraPark–Paleosafari w ochronie znalezisk ichtologicznych. Obiekt Paleosafari w USA usytuowany jest na terenie niezwykle ważnym naukowo, lecz jest to obszar prywatny, więc zgodnie z prawem jego zasoby nie są pod ochroną państwa. W Polsce natomiast, materiał ichtologiczny, czyli skamieniałości śladowe, nie są w ogóle ujęte w ustawie o ochronie przyrody. Obowiązująca ustawa odnosi się jedynie do skamieniałych szczątków roślin i zwierząt, a nie skamieniałości śladowych, jakimi są kopalne tropy zwierząt. Na nas spoczywa odpowiedzialność za ich ochronę i udostępnienie zarówno nauce, jak i całemu społeczeństwu, co realizujemy z powodzeniem od 2004 roku.

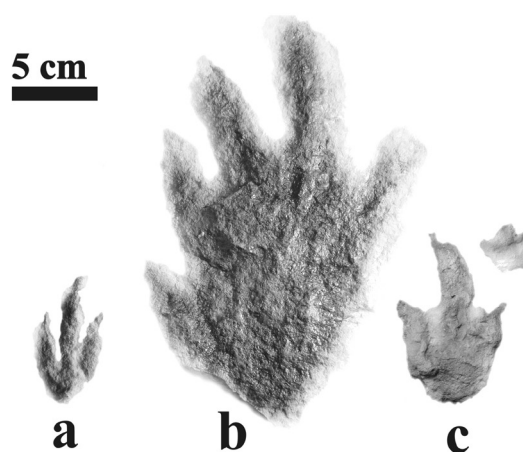


Fig. 1. Tropy archozaurów z warstw drawnieńskich na terenie JuraPark Krasiejów (woj. opolskie, Polska): *Grallator* isp. (a); *Apatopus* isp. (b); *Atreipus* isp. (c)

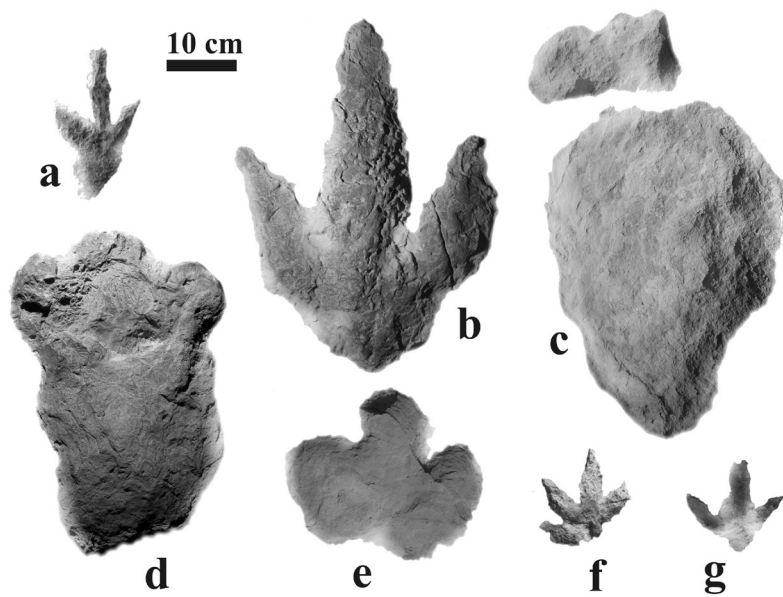
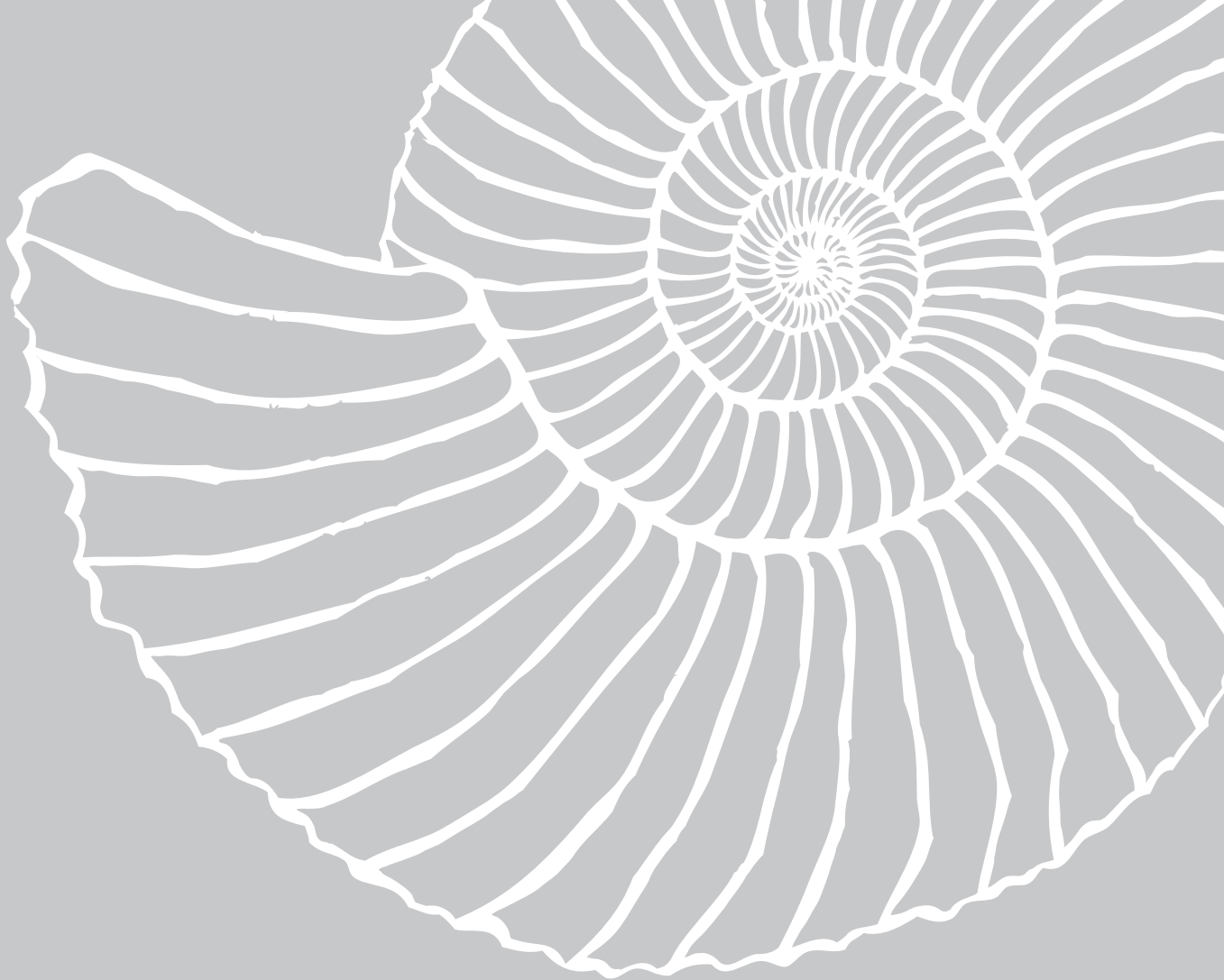


Fig. 2. Tropy dinozaurów z formacji Morrison na terenie Paleosafari Moab Giants (Utah, USA): *Jialingpus* isp. (a); *Megalosauripus* isp. (b); *Parabrontopodus* isp. (c); *Deltapodus* isp. (d); (?) *Stegopodus* isp. (e); cf. *Anomoepus* isp. (f); cf. *Dinehichnus* isp. (g)

LITERATURA

- BAIRD D., 1957 – Triassic reptile footprint faunules from Milford, New Jersey. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, Harvard College, 117: 449–520.
- DZIK J., 2003 – Krasiejów – u zarania ery dinozaurów. Wystawa w Muzeum Ewolucji w Warszawie. *Ewolucja*, 1: 2–13.
- FOSTER J.R., 2007 – Jurassic West: The Dinosaurs of the Morrison Formation and Their World. Indiana University Press, Bloomington.
- GIERLINSKI G.D., LOCKLEY M.G., LICHOTA P., 2012 – The international Geoheritage aspirations of paleosafari and Jura Park. [W:] The 11th Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, Abstracts volume: 443–444. Korea Dinosaur Research Center, Chonnam National University.
- HITCHCOCK E.H., 1858 – Ichnology of New England. A report on the sandstone of the Connecticut valley, especially its fossil footmarks. William White, Boston
- LOCKLEY M., GIERLINSKI G., CART K., FOSTER J., 2016 – Preliminary observations on the paleontology of the Moab Giants property. Utah Friends of Paleontology Annual Meeting and Conference: 29–30.
- LOCKLEY M.G., GIERLINSKI G., MATTHEWS N., XING L.D., FOSTER J., CART K., 2017 – New dinosaur track occurrences from the Upper Jurassic Salt Wash Member (Morrison Formation) of southeastern Utah: Implications for thyreophoran trackmaker distribution and diversity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 470: 116–121.
- OLSEN P.E., BAIRD D., 1986 – The ichnogenus *Atreipus* and its significance for Triassic Biostratigraphy. [W:] K. Padian K. (red.), The Beginning of the Age of Dinosaurs, Faunal Change across the Triassic-Jurassic Boundary: 61–87. Cambridge University Press, New York.



LXXXVI

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

Abstrakty

KONCEPCJA UTWORZENIA GEOPARKU OWADÓW-BRZEZINKI – SZANSĄ ROZWOJU TURYSTYCZNEGO W GMINIE SŁAWNO

Błażej BŁAŻEJOWSKI, Daniel TYBOROWSKI

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Geopark Owadów-Brzezinki to projekt mający na celu zachowanie i promocję stanowiska paleontologicznego w gminie Sławno (powiat opoczyński), przy udziale inicjatyw i akceptacji lokalnych władz samorządowych, środowiska naukowego oraz prywatnego właściciela kamieniołomu Owadów-Brzezinki.

Stanowisko Owadów-Brzezinki jest jednym z ważniejszych odkryć paleontologicznych ostatnich lat z terenu Polski. Odślaniają się tu górnourajskie skały węglanowe, w których odkryto doskonale zachowany zespół skamieniałości morskich i lądowych organizmów o charakterze *Fossil-Lagerstätte*.

W ramach prac terenowych, prowadzonych na tym stanowisku w ostatnich latach, dokonano wielu odkryć zasługujących na dokładne zbadanie, w tym skamieniałości dużych morskich kręgowców (ichtiozaury, krokodylomorfy, żółwie skrytoszyjne, ryby kostnoszkieletowe), zróżnicowanego zespołu amonitów z podrodzin *Virgatitinae* i *Pavloviinae*, tetydzkich chitinoideidów, specyficznego zespołu homaropodobnych skorupiaków, a także licznych skrzyłoczy. Znaleźiska te pozwalają twierdzić, że badane stanowisko ma znaczący potencjał paleontologiczny i stanowi paleobiogeograficzny węzeł łączący odrębne prowincje biogeograficzne: subborealną (z podprowincjami rosyjską i brytyjską) oraz submedyterańską (obejmującą m.in. obszar południowych Niemiec), z incydentalnymi wpływami prowincji medyterańskiej. Daje to możliwość lepszego poznania paleobiogeografii tych obszarów na dotychczas nieosiągalnym poziomie.

Celem idei powstania Geoparku Owadów-Brzezinki jest promocja ochrony dziedzictwa geologicznego, wspieranie edukacji o środowisku przyrodniczym i jego historii naturalnej, szkolenie i rozwój badań naukowych w różnych dyscyplinach nauk biologicznych i nauk o Ziemi, badań nad środowiskiem naturalnym oraz polityki zrównoważonego rozwoju.

Przyjazna współpraca trzech podmiotów funkcjonujących na tym samym obszarze, tj. lokalnej władzy samorządowej, środowiska naukowego oraz prywatnego inwestora, przynosi wiele korzyści wszystkim stronom i pozwala osiągnąć cele niemożliwe do realizacji w pojedynkę.

O KRZE ŁUKOWSKIEJ SŁÓW KILKA...

Dariusz GAŁĄZKA, Weronika DANIEL

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

Historia badań kry jurajskiej w okolicach Łukowa sięga końca XIX wieku. Za jej odkrywcę uważa się Krisztafowicza, który na podstawie badań przeprowadzonych na tym terenie w 1895 r., uznał ją za wychodnie skał mezozoicznych. Jednak już w 1905 r. Rychłowski stwierdził, że czarne iły są porwakiem, a występujące pośród nich konkretne skamieniałości zostały tu przetransportowane przez lądolód z północy. Późniejsze prace, w tym także prowadzone badania surowcowe i geofizyczne pozwoliły na uszczegółowienie wiedzy o kilkunastu porwakach skał jurajskich w rejonie Łukowa. Jednak mimo wieloletnich badań mających na celu wyjaśnienie pochodzenia iłów kelowejskich w licznych krach lodowcowych nie zlokalizowano jednoznacznie ich obszaru źródłowego aż do 2004 r. Podjęto wtedy próbę określenia kierunków transgresji lądolodów odpowiedzialnych za przetransportowanie porwaków skał jurajskich wykorzystując metodę makroskopowej analizy petrograficznej eratyków przewodnych wyseparowanych z glin zwałowych towarzyszącym krom osadów jurajskich.

Od 1905 roku wiemy, że są to porwaki lodowcowe, że zostały przyniesione z północy, ale ustalenie możliwie dokładnego obszaru alimentacyjnego iłów kelowejskich sprawiało dużą trudność. Badania geologiczne dna Bałtyku wskazują na znacznie mniejszy zasięg występowania osadów jurajskich na północ od Zatoki Gdańskiej od sugerowanego kilka lat wcześniej. Główny obszar ich występowania jest ograniczony od zachodu południkiem 20° (w starszych opracowaniach

sięgał nawet do południka 18°), stąd też rejon źródłowy kier kelowejskich musiał znajdować się na terenie dzisiejszej zachodniej i północnej Litwy oraz przylegającej do tego obszaru niecki dzisiejszego Bałtyku.

Jeden z prawdopodobnych obszarów źródłowych łań Jurajskich występujących w krach lodowcowych zlokalizował Jentzsch w 1900 r. opisując profile wierceń z rejonu Kłajpedy z kelowejskimi łań poziomu *lamberti*, barwy czarnobrazowej do ciemnoszarej z licznymi szczątkami amonitów m.in.: *Quenstedtoceras lamberti*, *Cosmoceras sp.*, belemnitów, ślimaków, otwornic, koralowców i małż. Miąższość poziomu *lamberti* waha się tu od 2 do nawet 51 m. W rejonie Kłajpedy skały omawianej serii występują bezpośrednio w spągu osadów czwartorzędowych, co dodatkowo wspiera teorię Jentzsch. Jentzsch zauważa również wyraźne podobieństwa w wykształceniu skał jurajskich w rejonie Kłajpedy i stanowiska stratotypowego w Popielanach (Papilė). Najnowsze, dostępne opisy osadów jurajskich w Popielanach pochodzą z 1991 r. Do poziomu *lamberti* zaliczono tu warstwy oznaczone symbolami: *q*, *r*, *s1* osiągające zaledwie 2,1 m miąższości, podczas gdy w rejonie Łukowa miąższości tej serii w wielu miejscach przekraczają 20 m. Porównanie wykonanych oznaczeń narzutniaków przewodnich ze stanowisk w rejonie Łukowa z wynikami analiz z obszarów sąsiednich wykazało, że jedynym elementem mogącym pomóc w zlokalizowaniu obszaru alimentacyjnego kier jurajskich jest obecność w glinach towarzyszących łań kelowejskim narzutniaków ze Smalandii (południowa Szwecja). Fakt ten wskazuje na transgresję lądolodu przez mazurski strumień lodowy i tym samym okolice Kłajpedy jako obszar alimentacyjny łukowskich kier jurajskich. Rejon Papilė będący w środkowym plejstocenie strefie oddziaływania ryzykiego strumienia lodowego musi być wykluczony jako obszar źródłowy kier łukowskich, ponieważ do tej pory nie stwierdzono występowania eratyków przewodnich z południowej Szwecji w osadach lodowcowych trzech ostatnich zlodowaceń w zasięgu oddziaływania ryzykiego lobu lodowcowego.

BADANIA NAD WSPÓŁCZESNYMI ŻŁOBKAMI KRASOWYMI NA WYŻYNIE KRAKOWSKIEJ

Anna GADEK¹, Michał GRADZIŃSKI¹, Jacek MOTYKA²

¹ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków

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

Na Wyżynie Krakowskiej współczesne żłobki krasowe formują się głównie na powierzchniach wychodni wapieni paleozoicznych (dewon górny, missisip). W Dolinie Raclawki oraz w Dolinie Eliaszówki odnotowano dotychczas ponad 200 stanowisk z tego typu żłobkami. Są to specyficzne mikroformy wykształcone w postaci wąskich (0,1–1 cm), płtykich (0,1–1 cm) rynienek o zróżnicowanej długości (do 40 cm). Żłobki charakteryzują gładkie ściany, miejscami ostre krawędzie oraz przekrój U-kształtny i Ω -kształtny. Formy te powstają na stromo nachylonych powierzchniach wychodni wapieni (50°–90°) mieszczących się bezpośrednio pod pniami i korzeniami drzew. Najczęściej spotykane są pod następującymi gatunkami drzew: buk zwyczajny (*Fagus sylvatica*), grab zwyczajny (*Carpinus betulus*) i klon jawor (*Acer pseudoplatanus*).

W celu wyjaśnienia genezy współczesnych żłobków krasowych prowadzone są analizy hydrochemiczne próbek wody pobieranych w trakcie trwania opadu: (i) w warunkach naturalnych (Dolina Raclawki, Dolina Eliaszówki, Lasek Wolski) oraz (ii) ze specjalnie przygotowanych, wapiennych płyt (eksperyment badawczy w Obserwatorium Astronomicznym UJ). Analizowana jest zmienność parametrów hydrochemicznych wody, od wody opadowej, agresywnej wody zasilającej żłobki oraz wody spływającej wzdłuż rozpuszczanej powierzchni węglanowej. Miarą ewolucji hydrochemicznej wody i rozpuszczania są zmiany takich parametrów jak przede wszystkim pH i zawartość Ca^{2+} .

Przeprowadzone dotychczas analizy (zarówno w warunkach naturalnych, jak i eksperymentalnych) wskazują na zachodzący proces rozpuszczania. Widoczny jest wyraźny spadek pH wody spływającej po korze drzew (na przykładzie jednego z przypadków: pH = 4,16) w stosunku do wody opadowej (pH = 5,54), a następnie wzrost pH wody spływającej po płycie wapiennej (pH = 5,59). Również zawartość Ca^{2+} w wodzie spływającej po płycie wapiennej (13,63 mg/L) wyraźnie wzrasta w stosunku do zawartości Ca^{2+} w wodzie opadowej (5,69 mg/L) oraz w wodzie spływającej po pniu drzewa (5,98 mg/L).

ZMIANY PALEOŚRODOWISKOWE W GÓRNYM BERIASIE SUKCESJI REGLOWEJ DOLNEJ TATR: NOWE DANE CHEMOSTRATYGRAFICZNE, IZOTOPOWE I SPEKTROMETRIA GAMMA

Jacek GRABOWSKI¹, Damian LODOWSKI², Johann SCHNYDER³, Katarzyna SOBIENI¹,
Leona CHADIMOVA⁴, Leszek KRZEMIŃSKI¹, Petr SCHNABL⁴

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

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

³ Uniwersytet Pierre i Marie Curie (UPMC), 4 Pl. Jussieu, 7525 Paris Cedex 05, Francja

⁴ Instytut Geologii, Czeska Akademia Nauk, v.v.i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, Republika Czeska

Integracja danych magneto- i biostratygraficznych w sukcesji reglowej dolnej Tatr pozwala na korelację wydarzeń sedimentacyjnych na całym obszarze karpackim i szerzej – zachodniej Tetydy. W pracy tej przedstawiono wyniki nowych analiz paleośrodowiskowych z profilu Rówienka (Dol. Lejowa, Tatry Zachodnie); do badań wykorzystano profilowanie spektrometryczne gamma (GRS), dane geochemiczne oraz izotopowe.

Zarówno wyniki GRS, jak i zawartości pierwiastków głównych i śladowych wskazują na rosnący w górę profilu udział materiału terygenicznego oraz utrzymujące się dobre natlenienie zbiornika. Zawartość węgla organicznego (TOC) rośnie wraz z dostawą terygenów, co świadczy o prawdopodobnie lądowej proveniencji materii organicznej. Obserwowane w połowie profilu znaczne wzbogacenie w Ba i Ni może wskazywać na okresowy wzrost produktywności zbiornika. Pod koniec zony magnetycznej M16r zaobserwowano krótki interwał deficytu tlenu w zbiorniku. Dotychczas uzyskane wyniki stratygrafii izotopowej $\delta^{13}\text{C}$ górnego beriasu Tatr wykazują malejący udział ciężkiego izotopu węgla; dane te dobrze korelują się z danymi pochodzącymi z Bałkanów (profil Barłya, zachodnia Bułgaria).

Prace zostały sfinansowane w ramach projektów badawczych Narodowego Centrum Nauki nr: 2016/21/B/ST/10/02941 oraz Ministerstwa Nauki i Edukacji nr: 683/N-POLONIUM/2010/0.

OCENA MOŻLIWOŚCI ROZWOJU TURYSTYKI W GMINIE ŁUKÓW

Agnieszka KOZAK, Dominik DĄBROWSKI, Janusz Leszek SOKÓŁ

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska

Celem opracowania jest przedstawienie możliwości i kierunków rozwoju turystyki w gminie Łuków oraz odpowiedź na pytanie w jakim stopniu i jakie działania należy prowadzić, aby zwiększyć ruch turystyczny na tym terenie. W badaniu poddano ocenie potencjał turystyczny na podstawie opinii mieszkańców, osób odwiedzających omawiany teren, a także na podstawie przeprowadzonej analizy SWOT.

Metodą badawczą wykorzystywaną w badaniu był sondaż diagnostyczny, w ramach którego wypełniano kwestionariusz ankiety. Badania przeprowadzono w 2014 roku na terenie Gminy Łuków. Badaniem objęto 50 osób. Respondentami byli mieszkańcy oraz osoby przyjezdne.

W badaniach wykorzystana została również analiza SWOT. Z uzyskanych danych wynika, że gmina Łuków ma znaczny potencjał turystyczny, przejawiający się przede wszystkim w bogactwie walorów przyrodniczych, historycznych oraz kulturowych. Ponadto gmina posiada dobre położenie komunikacyjne oraz dysponuje dobrze rozwiniętą bazą gastronomiczną i noclegową, jak również licznymi atrakcjami turystycznymi. Na uwagę zasługują obecne i ciągle rozwijające się trasy pieszo-rowerowe, przebiegające przez rezerwat Jata i okolice zalewu będącego w rewitalizacji. Odczuwalny jest jed-

nak brak właściwej promocji, a także inicjatyw władz wspierających rozwój turystyki oraz brak wizerunku turystycznego obszaru wśród mieszkańców i potencjalnych turystów.

Prezentowana praca ma również na celu wskazanie potencjalnej możliwości zagospodarowania wybranego terenu leśnego, w lokalizacji rezerwatu, do rozwoju turystyki przyrodniczej i przyrodolecznictwa, z uwzględnieniem innowacyjnego rozwiązania możliwości przebywania w tzw. hotelach leśnych znajdujących się na drzewach lub korzystania z zabiegów SPA pomiędzy koronami drzew.

PORÓWNANIE STYLU PÓŻNOKARBOŃSKICH DEFORMACJI NASKÓRKOWYCH W CENTRALNEJ I POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI BASENU LUBELSKIEGO: WYNIKI INTERPRETACJI SEJSMICZNEJ I RESTORACJI STRUKTURALNEJ

Mateusz KUFRASA, Piotr KRZYWIEC, Agata STYPA

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Basen lubelski – paleozoiczna jednostka tektoniczna o rozciągłości NW–SE w podpermsko-mezozoicznym planie strukturalnym – zdefiniowany jest przez współczesny zasięg utworów karbonu. Od południowego wschodu strefy uskoku Izbicy–Zamościa i Ursynowa–Kazimierza oddzielają go od złuskowanych i silnie zdeformowanych skał neoproterozoiczno-dewońskich bloku radomsko-krańnickiego, natomiast od strony północno-zachodniej za granicę przyjmuje się strefę uskoku Grójca. Strefa uskoku Kocka dzieli centralną część basenu lubelskiego na dwa segmenty, zrzucając skrzydło południowo-zachodnie, stanowiąc jednocześnie przyporę i miejsce koncentracji odkształceń.

W celu scharakteryzowania geometrii i kinematyki późnokarbońskich struktur naskórkowych w obrębie utworów dewonu i karbonu zinterpretowano szereg profili sejsmiki refleksyjnej 2D z obszaru położonego na wschód od Radomia. Za pomocą sejsmogramów syntetycznych dowiązano obraz sejsmiczny do stratygraficznych danych otworowych i wyznaczono regionalne horyzonty korelacyjne. Jednowymiarowe modelowania subsydencji dla wybranych otworów wiertniczych pozwoliły oszacować pierwotną miąższość utworów górnopaleozoicznych. Centralna część basenu pomiędzy strefą uskoku Kocka a strefą uskoku Ursynowa–Kazimierza charakteryzuje się znacznymi miąższościami dewonu i karbonu oraz powszechnym występowaniem fałdów pierwszego rzędu. W kierunku południowo-wschodnim obserwuje się stopniowy spadek miąższości skał wieku dewon–karbon przy jednoczesnym spadku amplitudy fałdów i wzroście liczby nasunięć zapadających ku SW i rozciągłości NW–SE. Wydaje się, że w porównaniu z centralną częścią basenu, występowanie w części południowo-wschodniej licznych uskoku odwróconych tnących homoklinalnie zapadające warstwy, wynika z mniejszej miąższości skał dewonu i karbonu oraz braku strefy uskoku Kocka. Nie jest wykluczone, że czynniki takie jak lateralna zmienność litologiczna utworów sylurskich oraz skośność regionalnego trendu strukturalnego względem głównego kierunku późnokarbońskiej kompresji, miały dodatkowy wpływ na obserwowaną zmienność stylu strukturalnego.

BASEN ORAWSKI JAKO ŚWIADECTWO PÓŹNOKENOZOICZNYCH WIELKOSKALOWYCH RUCHÓW LEWOPRZESUWCZYCH NA OBSZARZE ALPEJSKO-KARPACKO- -PANNONISKIM (KARPATY ZACHODNIE, POLSKA I SŁOWACJA)

Mirośław LUDWINIAK¹, Michał ŚMIGIELSKI¹, Sebastian KOWALCZYK¹,
Maciej ŁOZIŃSKI¹, Urszula CZARNIECKA², Lena LEWIŃSKA¹

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

² *Department of Geosciences, University of Oslo, Sem Sælands vei 1, 0371 Oslo, Norway*

Śródgórski basen orawski wypełniony drobnoklastycznymi, lądowymi i słodkowodnymi utworami neogeńsko-czwartorzędowymi, będącymi produktem procesów denudacji obszarów go otaczających – Orawy, Podhala i Tatr, umiejscowiony jest nad strefą kolizji płyty ALCAPA z płytą europejską. Badania strukturalne przeprowadzono w południowo-wschodniej części basenu i sąsiadującej z nim części synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego, będącego częścią paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego. Szczególnie dużo uwagi poświęcono obserwacjom sieci regularnych spękań. Badania te zostały uzupełnione analizą numerycznego modelu terenu (DEM) i archiwalnych materiałów kartograficznych oraz wynikami profilowania elektrooporowego (ERT).

Kluczowa dla otwierania i rozwoju basenu orawskiego była trwająca do dziś aktywność dużych lewoprzesuwczych stref uskokowych o kierunku NE–SW – Krowiarek i Hruštinki–Białej Orawy. Strefy te tworzą odpowiednio wschodnią i zachodnią granicę basenu i są częścią NE segmentu regionalnego systemu uskokowego MurMürz–Žilina, oddzielającego Karpaty Zachodnie od Alp Wschodnich. Strefa uskokowa Krowiarek dzieli badany fragment synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego na dwa podobszary o nieco różnym charakterze strukturalnym. Różnice te wyrażone są przede wszystkim odmiennym wykształceniem sieci regularnych spękań. Stwierdzono ponadto wyraźną różnicę ilościową w występowaniu mezofałdów równoległych do rozciągłości synklinorium po dwóch stronach tej strefy. Różnice te wskazują, że segment synklinorium po wschodniej stronie strefy Krowiarek był obszarem silniejszej południkowej kompresji w stosunku do obszaru po jego zachodniej stronie, będącego obszarem działania ekstensji/transtensji, w wyniku działania której doszło do otwarcia basenu orawskiego. Różnice w wykształceniu sieci spękań, która w przeważającej części była zakładana w bardzo wczesnym etapie rozwoju strukturalnego synklinorium wskazują, że strefa uskokowa Krowiarek była aktywna już w najwcześniejszym miocenie, a być może już w późnym (?środkowym) oligocenie. Dalszy rozwój stref uskokowych Krowiarek i Hruštinki–Białej Orawy w połączeniu z interakcją ze starszymi, równoleżnikowymi strukturami tektonicznymi strefy kolizji doprowadził do otwarcia basenu orawskiego jako basenu międzyprzesuwczego pomiędzy tymi strefami uskokowymi. Wyniki badań paleomagnetycznych oraz analiz morfostrukturalnych wskazują, że basen ten wykazuje pewne cechy basenu transrotacyjnego.

Badania zostały sfinansowane przez Narodowe Centrum Nauki, grant nr NCN 011/01/B/ST10/07591.

OBRAZOWANIE PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ W PÓŁNOCNEJ POLSCE NA PODSTAWIE REGIONALNYCH PROFILI SEJSMICZNYCH ORAZ METODY ROZSZERZONEJ KORELACJI

Miłosz MĘŻYK, Michał MALINOWSKI

Instytut Geofizyki, Polska Akademia Nauk, Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa

Prezentujemy szczegółowy obraz skorupy ziemskiej oraz nieciągłości Moho w rejonie basenu bałtyckiego, uzyskany na podstawie przetwarzania regionalnych profili sejsmicznych pochodzących z projektu PolandSPAN™, obejmującego brzeżną część platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. W przetwarzaniu wykorzystano metodę tzw. poszerzonej korelacji. Nieskorelowane dane sejsmiczne, pomierzone metodą wzbudzania wibratorowego z zastosowaniem czasu nasłuchu 28 s oraz sygnału elementarnego („sweep”) o długości 16 s, po aplikacji metody poszerzonej korelacji, zostały wydłużone z 12 do 22 s, co w przybliżeniu przekłada się na głębokość około 60 km. W celu zobrazowania całej skorupy ziemskiej, wykorzystując dane po rozszerzonej korelacji, zaprojektowaliśmy schemat przetwarzania obejmujący odsumianie, dekonwolucję kaskadową, wzmocnienie koherencji sygnału, filtrację częstotliwościową oraz migrację po składaniu. Poza konwencjonalnymi metodami poprawy koherencji sygnału, wypróbowaliśmy również nowatorską formę składania danych sejsmicznych względem tzw. powierzchni wspólnego odbicia (ang. *common-reflection surface*, CRS), która w uproszczeniu sprowadza się do sumowania zarówno wzdłuż offsetu, jak i w kierunku kolekcji wspólnego punktu odbicia. Na potrzeby dalszej interpretacji wykonaliśmy konwersję czasowo-głębokościową danych po składaniu. Dla utworów powyżej podłoża krystalicznego posłużyliśmy się modelem prędkościowym, który stosowano dla migracji głębokościowej przed składaniem, natomiast głębszym strukturom przypisaliśmy wartości prędkości z głębokich sondowań sejsmicznych (GSS). Profile o przebiegu prostopadłym do strefy Teisseyre’a-Tornquista (TTZ) pokazują intensywną refleksyjność dolnej skorupy, co jest zgodne z wynikami uzyskanymi dla południowego segmentu TTZ w Polsce (profile z tego samego projektu PolandSPAN™ oraz profil POLCRUST-01). Refleksyjność tą wstępnie wiążemy z etapem formowania się pasywnej krawędzi Baltiki. Charakter odbić od granicy Moho jest zmienny w zależności od lokalizacji, ale jej głębokość mieści się w stałym przedziale około 35–40 km, co miejscami odbiega od głębokości Moho wyznaczanych z GSS (2–4 km).

Prace zostały sfinansowane przez NCN w ramach grantu nr UMO-2015/19/B/ST10/01612.

Dziękujemy firmie ION Geophysical za możliwość wykorzystania i prezentacji danych z projektu PolandSPAN™.

POLSKO-LITEWSKI GEOLOGICZNO-ŚRODOWISKOWY KONKURS PLASTYCZNY

Włodzimierz MIZERSKI¹, Indre VIRBICKIENĖ²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

² Lietuvos Geologijos Tarnyba, S. Konarskio g. 35, Vilnius 03123, Litwa

Już od osiemnastu lat w Muzeum Geologicznym Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Warszawie oraz Oddziałach Regionalnych organizowany jest Konkurs geologiczno-środowiskowy pod tytułem "Nasza Ziemia – środowisko przyrodnicze wczoraj, dziś i jutro". Początkowo był to konkurs przeznaczony tylko dla uczniów klas 3–6 szkół podstawowych w całej Polsce. Później stał się konkursem międzynarodowym – polsko-litewskim, w którym biorą udział uczniowie z klas 3–6 ze szkół litewskich i polskich. Konkurs na Litwie prowadzą pracownicy Litewskiej Służby Geologicznej. Przebiega w kilku etapach. Pierwszy jest szczebel regionalny, organizowany przez pracowników Oddziałów Regionalnych, następnie odbywa się finał ogólnopolski, odbywający się do tej pory w Muzeum Geologicznym

PIG-PIB w Warszawie. Na Litwie konkurs jest jednoetapowy. Następnie odbywa się finał polsko-litewski, w którym bierze udział 3 zwycięzców polskiego i litewskiego etapu. Wydarzenie to organizowane jest naprzemiennie w Warszawie i Wilnie. W dniach 10–13 czerwca 2016 r. w Warszawie odbył się finał dziesiątego już konkursu polsko-litewskiego, który jest bardzo popularny. Od początku swego istnienia wzięło w nim udział około 60 000 uczniów ze szkół podstawowych. Niestety finał międzynarodowy nie mógł odbyć się w bieżącym roku z przyczyn finansowych. W bieżącym roku na Litwie konkurs ten odbył się po raz jedenasty. Wydarzenie pomogło zorganizować Litewskie Stowarzyszenie Nauczycieli Geografii.

Zadaniem konkursowym jest wykonanie rysunku, obrazu lub kolażu formatu A-4 na temat związany z tematyką konkursu, która jest inna w każdym roku. Wymaga nie tylko wyobraźni, ale i umiejętności. Często sprawia, że dzieci myślą o różnych zjawiskach geologicznych. Znaczenie konkursu jest szczególnie ważne, ponieważ w szkołach tematyka geologiczna traktowana jest po macoszemu. Tematy dotychczasowych konkursów polsko-litewskich były następujące:

- 2007 – Czas mamuta,
- 2008 – Skarby Ziemi,
- 2009 – Ziemia gigantów,
- 2010 – Rzeźbiarze powierzchni Ziemi,
- 2011 – Kamienne archiwum Ziemi,
- 2012 – Przez ocean czasu,
- 2013 – Katastrofy przyrodnicze,
- 2014 – Od pionierów życia do gazu łupkowego,
- 2015 – Skrzydlaty eksperyment Ziemi,
- 2016 – Ziemia w okowach lodu,
- 2018 – Tajemnice lasu karbońskiego.

Najlepszą szóstkę finalistów (3 z Litwy i 3 z Polski) ocenia jury składające się z członków Litewskiej Służby Geologicznej, Muzeum Geologicznego PIG-PIB, Stowarzyszenia Nauczycieli Geografii Litewskiej, nauczycieli Szkoły Artystycznej im. J. Vienożińskiego, Instytutu Polskiego w Wilnie, Klub Młodzieżowy „Verdené” i członkowie Ministerstwa Spraw Zagranicznych Litwy (w Wilnie) oraz pracowników PIG-PIB, przedstawiciela Związku Polskich Artystów Plastyków (w Warszawie).

Nagrody fundowane są przede wszystkim przez PIG-PIB oraz Litewską Służbę Geologiczną, ale też przez Związek Polskich Artystów Plastyków, firmę ESRI Polska, Parki Narodowe, a także przez pracowników PIG-PIB. Nagroda główną dla finalistów Polski i Litwy jest trzydniowa wycieczka do Warszawy) lub Wilna. Zwycięzcy jadą tam ze swoimi opiekunami (nauczycielami bądź rodzicami). W Polsce finaliści zawsze wyjeżdżają do Bałtowa, na Litwie – do siedziby książy litewskich – Trok. Patronaty honorowe sprawują Główny Geolog Kraju oraz Dyrektor Litewskiej Służby Geologicznej. Mamy nadzieję, że od przyszłego roku będzie możliwy powrót do organizacji finałów międzynarodowych.

STRUKTURALNY I TEKSTURALNY ZAPIS GLACIMYLONITYZACJI NA PRZYKŁADZIE GLACITEKTONITU ZE STANOWISKA OSTROWIECZNO (WAŁ ŻERKOWSKI, WIELKOPOLSKA)

Krzysztof NINARD, Weronika ŁASKA

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

Żwirownia w Ostrowiecznie jest zlokalizowana w centralnej części Wielkopolski, na obszarze strefy marginalnej maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wiśły podczas fazy leszczyńskiej. W żwirowni eksploatacji podlega seria osadów glacyfluwialnych przykrytych przez masywny diamikton, pod względem genezy zinterpretowany jako bazalna glina z odłożenia. Bezpośrednio poniżej gradacyjnego spągu tego osadu morenowego, na całym odcinku zachodniej ściany odkrywki rozpoznano mułkowy glacitektonit typu glacimylonitu, o miąższości lateralnie zmiennej od 10 do 30 cm. W obrębie glacitektonitu zatarte są struktury sedymentacyjne wyjściowego osadu, a rozwinęła się w nim nowa więźba (*fabric*). Wyraża się ona wykształconymi penetratywnie subwertykalnymi powierzchniami oddzielności. Poniżej interwału z wykształconą glacygeniczną więźbą, w warstwowanym osadzie piaszczystym obserwuje się fleksuralne deformacje.

Przeprowadzono opróbowanie glacitektonitu w profilu pionowym, w interwałach 1,5 cm. Próbkę poddano analizie granulometrycznej przy zastosowaniu laserowego analizatora wielkości cząstek. Obserwuje się stopniowy spadek średniej średnicy ziaren w górę profilu, z wyjątkiem horyzontu położonego bezpośrednio poniżej spągu gliny bazalnej.

Mikroskopowa obserwacja morfologii ziaren glacitektonitu wykazała wyraźne przejawy ich pokruszenia. Dominujące ilościowo ziarna frakcji pyłowej odznaczają się mocno urozmaiconym, ostrokrawędzistym reliefem. Nieliczne, skupione jedynie w odrębnych domenach ziarna frakcji piaskowej w większości są popękane (typ C w skali Krumbeina).

Te wstępne wyniki pozwalają wnioskować, że budujący glacitektonit osad frakcji pyłowej jest produktem pokruszenia ziaren piasku. Dotychczas nie opisywano przejawów tak intensywnego kruszenia ziaren w obrębie subglacialnej warstwy deformacyjnej, uwarunkowanego lokalnym, wyjątkowo dynamicznym, stanem lądolodu. Wykształcenie się w tym osadzie nowej więźby pozwala wnioskować, że synchronicznie z rozwojem procesów glacymlonizacji następowały fluktuacje ciśnienia wód porowych w bezpośrednim podłożu lądolodu.

ANALIZA MIĄŻSZOŚCI UWORÓW WYŻSZEJ KREDY GÓRNEJ NIECKI MIECHOWSKIEJ NA PODSTAWIE ANALIZY KART RDZENI WIERTNICZYCH

Hanna NOSAL¹, Agata JURKOWSKA²

¹ *hania2311@wp.pl*

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

Celem przeprowadzonych badań była analiza kart rdzeni pod kątem możliwości korelacji wydzieleni litostratygraficznych w rdzeniach wiertniczych z odsłonięciami powierzchniowymi. Skały wyższej kredy górnej niecki miechowskiej (piętra santon, kampan, mastrycht) wykształcone są głównie jako margle i opoki, a ich całkowita miąższość wynosi 300–450 m. Cechuje je jednolite wykształcenie litologiczne, co utrudnia ich korelację na całym obszarze. Znajdujące się w Archiwum PIG-PIB karty rdzeni wiertniczych z terenu niecki miechowskiej zawierają sporo cennych danych, które mogą być wykorzystane do korelacji i odtworzenia architektury depozycji oraz rozwoju tektonicznego Niecki Miechowskiej.

Przeanalizowano pięćdziesiąt dwie karty rdzeni ze zbiorów PIG-PIB oraz dwa odsłonięcia powierzchniowe. Ze względu na monotonną litologię całej sukcesji horyzonty piaszczysto-glaukonitowe, są niezwykle ważnym wskaźnikiem umożliwiającym podzielenie całego kompleksu skalnego. W trakcie analizy danych archiwalnych szczególną uwagę zwracano na dane dotyczące miąższości kompleksów skalnych, obecności horyzontów glaukonitowych, stopnia zapiaszczenia oraz wykształcenie litologiczne.

Brak dokładnych opisów litologicznych, uniemożliwił podzielenie senonu na piętra, w związku z tym senon traktowano całościowo. Korelacja stosowanych dla rdzeni podziałów stratygraficznych ze współczesnymi nie była możliwa ze względu na występujące później rewizje podziałów. Wymienione w rdzeniach gatunki otwornic należą przeważnie do gatunków o długich zasięgach, a brak ilustracji uniemożliwia ich rewizję. Zaznaczający się w sukcesji, począwszy od kampanu środkowego wzrost ilości kwarcu stanowiłby dobre kryterium do rozdziału skał dolno, środkowo i górnokampańskich oraz mastrychckich. Jak wykazała analiza mikrofacjalna skały dolnego kampanu nie zawierają kwarcu, natomiast górnokampańskie i mastrychckie skały zawierają znaczną jego ilość. Niestety, karty rdzeni nie zawierają takich danych, pomimo, że niekiedy takie analizy były wykonywane.

Na podstawie analizy kart rdzeni wywnioskowano, że miąższość utworów senońskich rośnie w kierunku dzisiejszych Gór Świętokrzyskich co może być wynikiem wyraźnego wzrostu subsydencji w tym kierunku. Obserwowany wzrost miąższości przebiega z SW na NE.

REKONSTRUKCJA ŚRODOWISKA NATURALNEGO WOKÓŁ ŚREDNIOWIECZNEGO GRODZISKA W SANTOKU, NW POLSKA

Andrzej PIOTROWSKI¹, Kinga ZAMELSKA-MONCZAK², Paweł SYDOR¹, Tomasz ŻUK¹,
Jarmila KRZYMIŃSKA², Monika RZODKIEWICZ⁴, Agnieszka NORYSKIEWICZ⁵

¹ Polskie Towarzystwo Geologiczne, Oddział Szczeciński, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

² Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk, Ośrodek Studiów Pradziejowych i Średniowiecznych,
ul. Rubież 46A, 61-612 Poznań

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski,
ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza,
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

⁴ Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, Uniwersytet Adama Mickiewicza,
ul. Maków Polnych 16, 61-680 Poznań

⁵ Wydział Nauk Historycznych, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, ul. Szosa Bydgoska 44/48, 87-100 Toruń

Gród Santok to według zapisu Jana Długosza „strażnica i klucz do Królestwa Polskiego”. Zadaniem geologicznym jest określenie uwarunkowań naturalnych przypadających na czas istnienia grodu i osady w widłach rzek Noteci i Warty. Połączenie rzek od końca XVIII wieku zostało przemieszczone na wschód od grodu poprzez regulacje koryt.

W ramach zadania wykonano prace wiertnicze i geofizyczne oraz wkopy archeologiczne. W ramach prac wiertniczych wykonano 68 wierceń o głębokości od 2,0 do 9,6 m, z których pobrano próbki do analiz laboratoryjnych (analizy uziarnienia, palinologiczne, geochemiczne, diatomologiczne, małżoraczków i malakofauny oraz datowania radiowęglowe ¹⁴C). Prace geofizyczne wykonano przy użyciu georadaru firmy MÅLA z anteną ekranowaną o częstotliwości 250 MHz. Obejmowały one zebranie 4 zestawów danych 3D w celu zobrazowania budowy geologicznej osadów bezpośrednio podścielających warstwy kulturowe. Dodatkowo w celu prześledzenia obocznej zmienności zebrano 5 ciągów danych 2D.

Rozległa Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka od czasu swego powstania kilkanaście tysięcy lat temu podlegała dużym zmianom wynikającym przede wszystkim ze zmienności uwarunkowań erozji i akumulacji rzecznej. Dno doliny w holocenie kształtowało się w warunkach silnego przepływu o reżimie roztokowym, a następnie zostało rozcinane przez rzekę meandrującą. Piaszczyste tarasy ulegały zwydmieni, co częściowo dokonało się na rozpatrywanych obszarze.

Badania archeologiczne potwierdziły, że najstarsze osiedle na wyspie w Santoku powstało w VIII wieku. Początkowo była to sezonowa osada, pełniąca rolę ośrodka wymiany oraz punktu obsługi na drodze wodnej łączącej odległą bałtycką strefę ekonomiczną z interiorom. Wybór miejsca był konsekwencją korzystnego położenia ze względu na warunki środowiskowe. Położenie na granicy różnych kulturowo obszarów zapewniało bezpieczeństwo i kontrolę wjeżdżających. W X wieku w miejscu osady strzegącej kluczowej przeprawy przez pradolinę, pobudowano silnie umocniony gród, wieloczołowy. Santok przeobraził się w graniczny ośrodek administracyjno-handlowy i kościelny organizowanego wówczas pierwszego państwa polskiego.

Walory lokalizacji na wyspie u zbiegu rzek, były oczywiste, gdyż Santok rozwijał się w tym samym miejscu ponad 600 lat. Mieszkańcy wykorzystali interregionalne połączenie wodne i naturalną niedostępność punktu. Jednocześnie byli zmuszeni bronić się przed zagrożeniami powodziowymi i podmywaniami, co wymagało dużych nakładów pracy nad zabezpieczeniem terenu.

Projekt finansowany przez Narodowe Centrum Nauki (projekt nr 2015/18/E/HS3/00425).

ANALIZA PALEONAPRĘŻEŃ W PŁASZCZOWINIE ŚLĄSKIEJ NA POŁUDNIE OD ANDRYCHOWA – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ

Piotr PRZEMIRSKI

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

Badanie reżimów oraz orientacji paleonaprężeń jest kluczowe do poznania procesu powstawania Karpat Zewnętrznych. Terenem badań jest fragment płaszczowiny śląskiej leżący na południe od Andrychowa. Obszar ten zlokalizowany jest w Beskidzie Małym, w dorzeczu potoków Wieprzówka i Choczenka. W tym rejonie wyróżniono formacje wapieni cieszyńskich, wierzowska, Igocka, godulska oraz istebniańska. Tworzą je skały wieku od tytonu do paleocenu. Do badań zastosowano analizę numerycznego modelu terenu, opartego na danych z systemu LIDAR, oraz wyniki pomiarów orientacji uskoku i spękań.

Na podstawie numerycznego modelu terenu udało się wyróżnić dominującą klasę lineamentów o średnim azymucie 41° i mniej liczną o średnim kierunku 123° . W pomiarach terenowych wyróżniono sześć klas spękań, wśród nich klasy odpowiadające klasom lineamentów z numerycznego modelu terenu. W warstwach dominuje diagonalny system spękań. Powierzchnie uskoku mają bieg od W–E do NW–SE. W strefach uskoku wyróżniono uskoki odwrócone–nasuwcze, czasem przechodzące w odspojenia warstw, przesuwcze oraz normalne. Uskoki ekstensyjne rozwijały się w pobliżu nasuwczych lub zachodziła reaktywacja i inwersja uskoku odwróconych.

W Karpatach Zewnętrznych podczas ruchów nasuwczych panował reżim kompresyjny. Na podstawie obserwacji można przypuszczać, podobnie jak było to postulowane we wcześniejszych badaniach, że na tym terenie paleonaprężenia przyjmowały kierunek NNW–SSE. Jest z nimi związane powstanie uskoku nasuwczego. Natomiast wyniki przeprowadzonych badań sugerują zmianę reżimu na transtensyjny, z którym związane są uskoki przesuwcze i ekstensyjne. Przebieg potoków niższego rzędu, których większość przyjmuje bieg NE–SW oraz NWW–SEE, może być związany z układem spękań powstałych w tym reżimie.

Zastosowane metody badawcze, uwzględniające badania terenowe, analizy danych z systemu LIDAR oraz możliwości włączenia metod geofizycznych i analizy mikrospękań, stwarzają duże perspektywy w analizie paleonaprężeń oraz w odтворzeniu procesów kształtowania się Karpat Zewnętrznych.

DZIAŁALNOŚĆ EDUKACYJNA MUZEUM GEOLOGICZNEGO IM. HENRYKA TEISSEYRE’A WE WROCŁAWIU

Anna SETLIK, Joanna BIAŁEK, Urszula KOSAREWICZ, Paweł RACZYŃSKI

Muzeum Geologiczne im. Henryka Teisseyre, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

Muzeum Geologiczne Uniwersytetu Wrocławskiego utrzymuje i rozwija bogaty i różnorodny zbiór naukowy i dydaktyczny, a edukacja jest znaczącym elementem jego działalności. Z naszych zbiorów korzystają nie tylko studenci geologii, prowadzimy także szeroką gamę lekcji muzealnych. Tematyka zajęć obejmuje zagadnienia z różnych dziedzin geologii. Sposób prowadzenia i zakres materiału każdorazowo dostosowywany jest do potrzeb uczestników – uczniów z różnego typu szkół oraz studentów.

Oferta edukacyjna Muzeum została rozszerzona poprzez wprowadzenie zajęć typowo warsztatowych. W ich ramach uczestnicy m.in. samodzielnie rozpoznają podstawowe rodzaje skał, identyfikują skamieniałości z różnych okresów geologicznych czy wskazują na środowiska, w którym operują różne procesy geologiczne. Nowością są zajęcia skierowane głównie do przedszkoli i uczniów pierwszego etapu edukacji. Warsztaty oferowane dla tej grupy wiekowej: „Zrób sobie amonita” czy „Ciasteczkowa kopalnia” przekazują wiedzę poprzez wspólną zabawę. Ofertę edukacyjną Muzeum wsparł realizowany przez Gminę Wrocław program „Szkoła w Mieście”.

Ważną rolę w popularyzowaniu nauk o Ziemi odgrywa aktywny udział w różnego rodzaju akcjach promujących naukę, takich jak Festiwal Nauki, Noc Muzeów czy Dni Odry. Muzeum stara się także rozpowszechniać wiedzę geologiczną wykorzystując niestandardowe formy aktywności. Jedną z nich jest questing – rodzaj gry terenowej, w której po rozszyfrowaniu, najczęściej wierszowanych, wskazówek uczestnik dociera do miejsca ukrycia skarbu. W naszym Muzeum powstał pierwszy we Wrocławiu quest „Śladami krasnala Geologa”, który prowadzi uczestników zabawy urokliwymi wrocławskimi uliczkami od Rynku do siedziby Muzeum.

Stale rozwijana oferta edukacyjna, nowe formy aktywności, atrakcyjnie przekazywana wiedza z zakresu Nauk o Ziemi powodują, że nasze Muzeum staje się pożądanym partnerem zarówno dla szkół, jak i rodziców. Rosnąca popularność, nie tylko wśród mieszkańców Wrocławia i naszego regionu, ale także całkiem odległych miejscowości, znajduje swoje odzwierciedlenie w rokrocznie zwiększającej się liczbie odwiedzin zarówno grup szkolnych, jak i turystów indywidualnych. Rocznie prowadzone są zorganizowane zajęcia edukacyjne dla przeszło 2 000 uczestników, udostępniany jest materiał do badań naukowych prowadzonych przez naukowców z Polski i innych krajów, gromadzone są nowe kolekcje. Z popularyzacją nauki wiąże się także naukowa działalność Muzeum. Ostatnio zgromadziliśmy bogatą kolekcję archeocjatów z Dolnego Śląska, a na jednym z naszych okazów opisano najstarsze zachowane ślady gruzlicy (w kościach triasowego gada, zespół koordynowany przez D. Surmika). Staramy się, aby informacje o ciekawych odkryciach trafiały do szerokiego obiegu informacyjnego.

CZWARTORZĘD GEOPARKU „GÓRA ŚWIĘTEJ ANNY” – DOKUMENTACJA KARTOGRAFICZNA I SPOSÓB EKSPOZYCJI W CELACH GEOTURYSTYCZNYCH

Rafał SIKORA¹, Janusz HAISIG, Paweł WOŹNIAK²

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

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

W Geoparku Góra Świętej Anny, na stosunkowo małej powierzchni 29 km², znajduje się wiele odsłoneń dokumentujących różnorodne procesy geologiczne. Obszar ten obejmuje okolice Garbu Chełma, znane głównie z licznych wystąpień skał środkowego triasu (wapienia muszlowego) oraz nefelinitów będących świadectwem oligoceńskiej (27 Ma) aktywności wulkanicznej znajdującego się wówczas w tym miejscu stratowulkanu. Wykonana mapa geologiczna w skali 1:10 000 ukazała, że obszar ten, w przeważającej części pokryty jest osadami czwartorzędowymi. Spośród 16 wydziałów litostratygraficznych ujętych na mapach geologicznych – 7 należy do czwartorzędu. Plejstocen reprezentują gliny zwałowe oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe związane ze zlodowaceniami środkowopolskimi (zlodowacenie odry), a także lessy zlodowacenia wisły. Do czwartorzędu nierozdzielonego zaliczono różne utwory zwietrzelinowe i deluwialne. Holocen to głównie piaski i żwiry rzeczne.

Informacje powyższe oraz fakt, że współczesna rzeźba terenu w badanym rejonie jest w dużej mierze rzeźbą postglacialną decydowały o konieczności wyeksponowania zagadnień związanych z okresem czwartorzędu w projektowanym geoparku. Wychodnie utworów czwartorzędowych nie tworzą jednak spektakularnych odsłoneń będących szczególną atrakcją geoturystyczną i z tego względu stanowiska te ustępują takim miejscom jak „Amfiteatr skalny” czy „Dawny kamieniołom nefelinitów”. Aby przybliżyć odbiorcom najmłodszą historię geologiczną regionu, zaprojektowano odpowiednie tablice edukacyjne. W ten sposób, w centrum miejscowości Góra Świętej Anny wyeksponowano mapy geologiczne geoparku w skali 1:10 000. Przedstawiają też one wyraźną topografię terenu, uwzględniającą różnej kategorii ciągi komunikacyjne, co ułatwia poruszanie się i orientację w terenie. Na kolejnej tablicy zaprezentowano efekty zmian klimatycznych w czwartorzędzie, wędrówkę lądolodów, pochodzenie głązów narzutowych oraz najstarsze ślady obecności człowieka. Inna tablica przybliży problemy hydrogeologiczne i proces powstawania holocenijskich martwic wapiennych zawierających skamieniałe szczątki roślinne. Tablice, oprócz warstwy opisowej i graficznej (mapy, fotografie), zawierają „Słownik pojęć i terminów geologicznych” krótko objaśniający trudniejsze słowa w tekście. Zainteresowany turysta może więc dowiedzieć się, co oznaczają takie terminy jak ewaporat, inkrustacja, akumulacja, erozja, eratyk, glacja, interglacja, oraz czym się różni lądolód od lodowca górskiego.

STRUKTURA WEWNĘTRZNA ROSTRUM WIELKIEGO ICHTIOZAURA Z OKSFORDU MORAWICY I JEJ ZNACZENIE DLA BIOLOGII SENSORYCZNEJ OFTALMOZAUROIDÓW

Daniel TYBOROWSKI

Instytut Paleobiologii, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Kopalnia wapieni w Morawicy (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) prowadzi eksploatację górnajurajskich (oksfordzkich) skał węglanowych w celu produkcji parapetów i okładzin. Często na powierzchni płyt wapiennych można tu znaleźć skamieniałości bezkręgowców takich jak amonity, belemnity, ramienionogi czy gąbki. Rzadko trafiają się szczątki dużych kręgowców takich jak ryby czy gady morskie. Jednym z takich odkryć jest znalezisko kości wielkiego ichtiozaura z rodzaju *Ophthalmosaurus*. Skamieniałości te zachowane są w postaci przekrojów poprzecznych przez czaszkę gada, które widoczne są na powierzchni płyt wapiennych. Dzięki zastosowaniu programu komputerowego „Blender” oraz stworzeniu trójwymiarowego modelu badanych struktur udało się prześledzić morfologię kości szczęk oraz budowę wewnętrzną komory węchowej ichtiozaura. Badania te pozwoliły oszacować, że morawicki ichtiozaur posiadał niezwykle dużą i szeroką jamę rostralną. Za życia zwierzęcia była ona zapewne wypełniona tkanką miękką, która służyła jako „przekaznik” zmysłu węchu (taka sytuacja występuje u wielu dzisiejszych gadów, między innymi u krokodyli). Do tej pory sądzono że ichtiozaury z rodziny oftalmozauridów podczas poszukiwania zdobyczy kierowały się zmysłem wzroku. Morawicki *Ophthalmosaurus* świadczy o równie istotnym zmyśle węchu u dużych przedstawicieli Ophthalmosauridae. Prawdopodobnie niektóre oftalmozauridy wspomagały się węchem podczas polowania w środowiskach płytkomorskich lub tuż przy tafli wody, gdzie często dochodzi do zjawisk związanych z odbiciem i załamaniem promieni słonecznych. W takich warunkach zmysł wzroku nie zawsze był decydujący podczas lokalizowania ofiary. Badania nad morawickim ichtiozaurem wspierają hipotezy mówiące o tym że wśród niektórych przedstawicieli tej grupy gadów morskich spektrum zmysłów istotnych podczas polowania było znacznie większe niż tylko używanie wielkich oczu i obejmowało również elektrorepcję, termorepcję oraz chemorepcję.

O PROCEDOWANYM WZORCU GRANICY OKSFORDU I KIMERYDU (GSSP) I KONSEKWENCJACH JEJ PRZYJĘCIA DLA GEOLOGII W POLSCE

Andrzej WIERZBOWSKI

*Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski,
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa*

Granice wszystkich pięter, w tym granica oksfordu i kimerydu, podlegają procedurze wyznaczenia swojego wzorca GSSP (*Global Stratotype Section and Point*), co ma na celu uniknięcie wieloznaczności w ich interpretacji. Proponowany wzorec granicy oksfordu i kimerydu znajduje się w północnej Szkocji na wybrzeżu wyspy Skye przy zatoce Staffin, przysiółku Flodigarry. Wzorec ten zaakceptowany przez grupę roboczą jest obecnie rozpatrywany przez Podkomisję Stratygrafii Jury (ISJS IUGS), a w przypadku jego przyjęcia, musi być w kolejności zaopiniowany pozytywnie przez Komisję Stratygrafii Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych (IC IUGS) i zaakceptowany przez Kongres Geologiczny w New Delhi w 2020 roku. Wtedy stanie się już wzorcem obowiązującym na całym świecie. Proponowana granica została sprecyzowana przez H. Salfelda na początku XX wieku w profilach południowej Anglii (Dorset) na podstawie występujących tam amonitów subborealnych, lecz nawiązuje także do oryginalnej definicji piętra kimerydzkiego A. d’Orbigniego ze schyłku XVIII wieku. Wzorec na wyspie Skye charakterem fauny amonitowej jest zbliżony do południowej Anglii, wykazuje jed-

nakże bardziej kompletny zapis litologiczny i faunistyczny (zawiera dodatkowo amonity borealne), a także zmiany w zapisie geochemicznym i paleomagnetycznym oraz mikroskamieniałościach powodujące, że wyznaczona tu dolna granica kimerydu ma duży potencjał korelacyjny.

Wskutek błędnej korelacji w przeszłości, granica oksfordu i kimerydu w środkowej i południowej Europie (obszary submedyterańskie i medyterańskie), włączając w to znaczny obszar Polski, wyznaczona została znacznie wyżej w zapisie stratygraficznym niż na północy Europy. Różnica ta jest duża, gdyż obejmuje dwa poziomy amonitowe i odpowiada wiekowo około 1,5 miliona lat. Oznacza to, że wprowadzenie jednolitej granicy na podstawie proponowanego wzorca na wyspie Skye, spowoduje, że znaczna część osadów zaliczanych dotychczas w środkowej i południowej Polsce do oksfordu zostanie przeniesiona do kimerydu. Duża miąższość tych osadów spowoduje konieczność istotnych korekt na mapach geologicznych, jednakże zmiana ta wymusi prawidłowe korelacje w szerszych rozważaniach geologicznych (geochemicznych, paleomagnetycznych, stratygrafii sekwencji, itp.).

REKONSTRUKCJA TEMPERATURY I ŚRODOWISKA BASENU ŚRODKOWOPOLSKIEGO W JURZE ŚRODKOWEJ I PÓŻNEJ NA PODSTAWIE SKŁADU IZOTOPOWEGO TLENU SKAMIENIAŁOŚCI WAPIENNYCH

Hubert WIERZBOWSKI

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

Skład izotopowy tlenu morskich skamieniałości węglanowych jest szeroko wykorzystywany do odtwarzania temperatur wód basenów mezozoicznych oraz rekonstrukcji zmian środowiskowych i klimatycznych. Dane izotopowe uzyskane z dobrze zachowanych i dobrze datowanych kalcytowych rostrów belemnitów, muszli ostrygowatych i małży z rodzaju *Trichites*, a także aragonitowych muszli amonitów i małży z rodzaju *Trigonia*, z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, umożliwiają analizę zmian środowiska basenu środkowopolskiego w okresie od późnego bajosu do wczesnego tytonu (jura środkowa i późna).

Dokładna interpretacja składu izotopowego tlenu skamieniałości w kontekście zmian temperatury i zasolenia wody oraz głębokości zbiornika wskazuje na wzrost temperatury wód basenu morskiego rozciągającego się na obszarze obecnej Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, o około 3°C, na przełomie batonu i keloweju. Wydarzenie to można łączyć z globalnym ociepleniem, które manifestuje się na terenie Polski również zmianą typu osadów z silikoklastycznych (ilasto-mułcowo-piaszczystych) na węglanowe i mieszane. Opublikowane i nowe dane dowodzą, z kolei, iż wyraźne obniżenie wartości $\delta^{18}\text{O}$ skamieniałości w górnym oksfordzie i dolnym kimerydzie na terenie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, a w szczególności na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, należy wiązać z czynnikami lokalnymi tj. wyraźnym spłyceniem się basenu oraz jego lekkim wysłodzeniem.

Dane izotopowe z tytonu są niepełne; mogą one być świadectwem wystąpienia kolejnego okres chłodniejszego, który koreluje się z ponownym pojawieniem się facji silikoklastycznych należących do formacji pałuckiej. Dane izotopowe, będące przedmiotem obecnych analiz, powinny uściślić wiedzę z zakresu zmian temperatur i chemizmu wód basenu centralnej Polski w środkowej i późnej jurze.

Badania były finansowane przez Narodowe Centrum Nauki (projekt nr 2014/13/B/ST10/02511).

WPŁYW ŁADOŁODÓW NA RZEŻBĘ TERENU ZIEMI ŁUKOWSKIEJ

Marcin ŻARSKI¹, Anna HRYNOWIECKA²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza,
ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

Ładolody i lodowce powstają na obszarach, gdzie pokrywa śnieżna w cyklu rocznym nie ulega roztopieniu. Powoduje to jej przyrost i zamianę śniegu w firn i lód lodowcowy. Przy miąższości lodu około 50 m lód zaczyna rozchodzić się na boki pod wpływem własnego ciężaru.

Obecnie ładolody i lodowce zajmują około 10% powierzchni kuli ziemskiej, tj. około 15 mln km², z czego ładolód antarktyczny zajmuje 13,3 mln km², a ładolód grenlandzki 1,7 km².

W historii kuli ziemskiej było co najmniej 5 okresów zlodowaceń. Ich główne przyczyny są pochodzenia astronomicznego, są to tzw. cykle Milankowiča. Są to cykliczne zmiany: orbity ziemskiej (ekscentryczność, zachodzą co 100–400 tysięcy lat), nachylenia osi ziemskiej (co 46 tys. lat) i ruchu osi ziemskiej (precesja, 26 tys. lat). W cyklu 100-tysięcznym na okres chłodny (zlodowacenia) przypada około 90 tys. lat, a na okres ciepły interglacjalny przypada 10 tys. lat.

W historii Polski było co najmniej 7 zlodowaceń plejstoceńskich. Obecnie, od 11,7 tysiąca lat, żyjemy w okresie interglacjalnym zwanym holocenem, po którym nastąpiło zlodowacenie.

Obszar Łukowa objęty był ładolodami 6 zlodowaceń. Ostatni pobyt ładolodu na ziemi łukowskiej był w okresie zlodowacenia odry, tj. około 195–130 tysięcy lat temu. Ładolód zlodowacenia odry wywarł największy wpływ na rzeźbę terenu obszaru Łukowa. W czasie zlodowacenia wisły, tj. od 115 tys. lat do 11,7 tys. lat temu, obszar ziemi łukowskiej porośnięty był tundrą, w której zamieszkiwały m.in. mamuty włochate, nosorożce włochate, renifery, prażubry, konie, hieny, lwy i niedźwiedzie jaskiniowe i inne.

Słynna, łukowska kra jurajska znajduje się w glinie zwałowej wieku zlodowacenia odry; kra została przytransportowana przez ładolód z rejonu przybałtyckiego. Wysoczyzny morenowe, których powierzchnia pokryta jest glinami lodowcowymi, stanowią dominującą formę w rzeźbie terenu rejonu Łukowa. W rejonie Łukowa ładolód zlodowacenia odry przez dłuższy czas nie zmieniał swego położenia (faza Warty). Przed czołem ładolodu tworzyły się moreny czołowe.

Wody z topniejącego ładolodu zlodowacenia odry ukształtowały pradolinę Krzny i kierowały się w kierunku wschodnim. Nierównomierne wytapianie się ładolodu powodowało powstanie zagłębień bezodpływowych. W podlodowych tunelach wody akumulowały piaski i żwiry. Po stopnieniu lodu powstały z nich ozy – podłużne wzgórza. Miejscami topniejący ładolód rozpadał się na bryły martwego lodu. Sprzyjało to powstaniu takich form, jak: moreny martwego lodu, kemy, formy szczelinowe. Pod względem geologii osadów czwartorzędowych ziemia łukowska jest jednym z najciekawszych i najważniejszych miejsc w Polsce. Oprócz kry jurajskiej na opisywanym terenie znajdują się kopalne pojezierza z interglacjału ferdynandowskiego (ok. 500 tys. lat), mazowieckiego (ok. 400 tys. lat) i eemskiego (ok. 120 tys. lat). Nazwa interglacjału ferdynandowskiego pochodzi od miejscowości Ferdynandów znajdującej się w powiecie łukowskim. Torfy, gytie, mułki jeziorne z tego interglacjału przykryte są osadami młodszych zlodowaceń o miąższości około 30 m. W Ferdynandowie zarys współczesnego torfowiska odpowiada kształtowi zbiornika sprzed około 500 tys. lat. Jest to jedyne takie stanowisko w Polsce i na świecie. Kopalny zbiornik z tego okresu znajduje się także w Łukowie.

Jedną z większych atrakcji geologicznych jest występowanie na powierzchni terenu w okolicach Łukowa dobrze widocznych zbiorników jeziornych (m.in. Wólka Domaszewska, Domaszki, Przytulín, Hermanów) sprzed 400 tys. lat, z interglacjału mazowieckiego. Obecnie znajdują się tam okresowe zbiorniki jeziorne. Zagłębienia te powinny być objęte ochroną prawną. Osady tych kopalnych zbiorników dostarczają danych na temat paleośrodowiska (szaty roślinnej, temperatury, wilgotności, całego klimatu itd.) sprzed kilkuset tysięcy lat.

W rejonie Łukowa, szczególnie na północ od miasta, znajdują się liczne stanowiska z osadami interglacjału eemskiego, również bardzo cenne dla badań naukowych. Rzeźba terenu okolic Łukowa jest dość płaska, gdyż przez ostatnie 130 tys. lat została wyrównana przez procesy erozyjne.

Jedną z ciekawostek archeologicznych jest odkrycie w czasie prac geologicznych późnopaleolitycznego stanowiska w Hucie Radoryskiej.

Badania geologiczne prowadzone na ziemi łukowskiej wykazały ogromną dynamikę zmian klimatycznych w okresie ostatnich 2,5 mln lat przejawiających się katastrofalnymi długoterminowymi ochłodzeniami klimatu wyrażonymi m.in. nasunięciami ładolodów. Ostatni ładolód z ziemi współczesnej Polski zniknął nieco ponad 11,7 tysięcy lat temu. Nieuniknione jest nadejście kolejnego ładolodu w przeciągu kilku lub kilkunastu tysięcy lat.

PLEJSTOCEN ZIEMI ŁUKOWSKIEJ

Marcin ŻARSKI

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

Historycznie Ziemia Łukowska rozpościera się między doliną Wisły na zachodzie i doliną Bugu na północnym-wschodzie. Południową granicę Niziny Południowopodlaskiej stanowi krawędź Wyżyny Lubelskiej, a północną dolina Liwca. Zgodnie z przyjętym podziałem regionalnym Polski wg J. Kondrackiego omawiany teren położony jest w obrębie makroregionu Niziny Południowopodlaskiej, w skład którego wchodzi mezoregion Równiny Łukowskiej, Wysoczyzny Żelechowskiej i Siedleckiej. Główne elementy rzeźby terenu Niziny Południowopodlaskiej ukształtowane zostały podczas zlodowacenia odry (MIS 6). Dominującymi formami geomorfologicznymi badanego terenu są wysoczyzny polodowcowe wznoszące się od 150 do 200 m n.p.m. urozmaicone pagórkami moren czołowych, kemów i ozów. Wysoczyzna polodowcowa rozcięta jest pradoliną Wieprza i Krzny, którymi były odprowadzane wody z lądolodu zlodowacenia odry w kierunku wschodnim ku Prypoci. Na wysoczyznach mozaikowo występują stożki sandrowe, a także pola równin eolicznych z wydymami. Podłożem osadów czwartorzędowych na badanym terenie są osady mastrychtu dolnego i górnego, paleocenu, eocenu, eocenu-oligocenu, oligocenu, miocenu środkowego i górnego mio-pliocenu. Spąg podłoża czwartorzędu wykazuje dość duże urozmaicenie od 60 m do 100 m. Różnice wysokości spągu osadów czwartorzędowych spowodowane są głównie przez procesy erozyjne, egzaracyjne, glaciektoniczne i neotektoniczne. Wyróżniającymi elementami rzeźby podłoża utworów czwartorzędowych są głębokie doliny i rynny polodowcowe wypełnione osadami czwartorzędowymi o miąższości dochodzących do 100–120 m. Formy te nawiązują do przebiegu głównych dyslokacji tektonicznych starszego podłoża, które kontynuują się w pokrywie mezozoicznej i miejscami kenozoicznej. Przeciętna miąższość osadów czwartorzędowych wynosi 30–50 m i maleje w kierunku wschodnim i południowym. Utwory plejstocenyjskie na badanym terenie reprezentowane są przez osady: preglacjalne, zlodowacenia narwi, zlodowaceń południowopolskich (nidu, sanu 1, sanu 2), środkowopolskich (odry z fazy postojową warty), ekstraglacjalnych zlodowacenia Wisły i dzielących je interglacjalów (augustowskiego, małopolskiego, ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego). Podstawowym materiałem badawczym były dane geologiczne pozyskane z opracowań *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 50 000*. Cechą charakterystyczną Ziemi Łukowskiej są liczne stanowiska biogenicznych osadów interglacjalnych (ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego) udokumentowane badaniami geologicznymi i paleobotanicznymi. Tworzą one kopalne plejstocenyjskie pojezierza. Zarys paleojezierz głównie z okresu interglacjalu mazowieckiego i eemskiego widoczny jest we współczesnej rzeźbie terenu. W okolicach Łukowa przebiega strefa zasięgu zlodowacenia odry z morenami czołowymi i towarzyszącymi im zaburzeniami glaciektonicznymi. Lądolód zlodowacenia odry transportował z północnego wschodu (obszar przybałtycki) słynną jurajską krę. Kra ta znajdują się w obrębie glin lodowcowych tego zlodowacenia. Na południowy-wschód od strefy maksymalnego zasięgu zlodowacenia odry na powierzchni terenu odsłaniają się osady lodowcowe zlodowacenia sanu 2. W czasie zlodowacenia wisły akumulowane były osady rzeczne, zwietrzelinowe, deluwalne i eoliczne.

ZAGOSPODAROWANIE TURYSTYCZNE GMINY ŁUKÓW

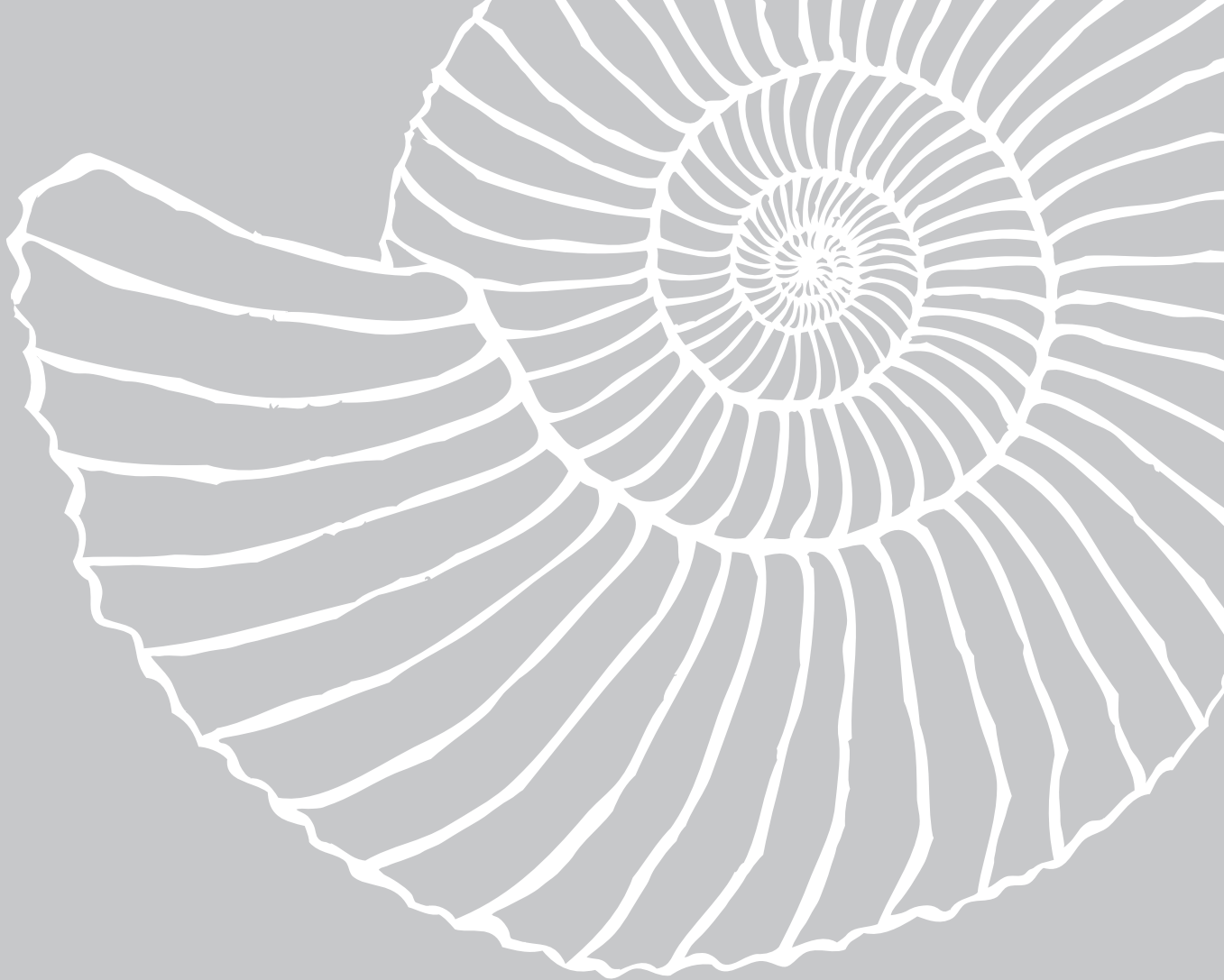
Jarosław ŻBIKOWSKI

Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska

Współczesna turystyka to jedna z form aktywności ludzkiej, którą powszechnie uznaje się za istotny czynnik kształtujący, a w niektórych przypadkach determinujący rozwój społeczno-gospodarczych państw. Nie ma też żadnej innej dziedziny gospodarki, która by mogła lepiej służyć realizacji jednego z głównych celów Unii Europejskiej, jakim jest rozwój regionalny.

Jako branża, dająca miejsca pracy ma także ogromne znaczenia dla regionów peryferyjnych, których nie brakuje nie tylko w uboższych, ale i w bogatych krajach wspólnoty. Dynamiczny rozwój turystyki oraz wyjątkowo liczne powiązania z wieloma dziedzinami życia takimi jak kultura, edukacja, zdrowie, dziedzictwo kulturowe, działalność gospodar-

cza, transport, telekomunikacja czy informatyka, uczyniły ją przedmiotem działania władz samorządowych. Dlatego też, w większości tworzonych przez samorządy terytorialne strategii rozwoju turystykę uznaje się za jeden z priorytetów rozwoju, bardzo często przeceniając istniejący potencjał kulturowy i przyrodniczy, a nie doceniając twardych danych dotyczących faktycznych czynników kształtujących ruch turystyczny. Potencjał turystyczny tworzony jest przez realnie występujące walory przyrodnicze i antropologiczne, infrastrukturę usług turystycznych, dostępność komunikacyjną, oraz uwarunkowania społeczno-demograficzne. Działalnością mającą na celu przystosowanie środowiska geograficznego do potrzeb turystyki, zapewniającą właściwe warunki do realizacji aktywności turystycznej i służącą zaspokojeniu potrzeb turystów jest zagospodarowanie turystyczne. Jednym z regionów gdzie rozwój szeroko pojętej gospodarki turystycznej może stanowić szansę rozwoju społeczno-ekonomicznego i kulturowego jest powiat łukowski i gmina Łuków. Obszar położony jest w północno-zachodniej części województwa lubelskiego. Rzeźba terenu jest słabo zróżnicowana. Obszar gminy jest raczej płaską równiną z nielicznymi pagórkami i wydrami żwirowo-piaskowymi. Najcenniejszymi walorami przyrodniczymi są lasy, które zajmują 33% powierzchni gminy z wyodrębnionymi rezerwatami „Jata” i „Topór” oraz rezerwat geologiczny „Kra Jurajska” w celu ochrony unikatowego w skali światowej stanowiska środkowojurajskich amonitów. Wymagające wielu działań inwestycyjnych i organizacyjnych jest zagospodarowanie turystyczne. Szczególnie dotyczy to bazy noclegowej i żywieniowej oraz informacji turystycznej. Mimo niezłej rozwiniętej sieci dróg wewnętrznych, dostępność komunikacyjna gminy nie jest najlepsza. Chcąc stworzyć warunki do rozwoju turystyki należy dokonać oceny i typologii walorów turystycznych, istniejącego zagospodarowania turystycznego, atrakcyjności ważniejszych obszarów, miejsc i miejscowości. Stworzyć realny plan inwestycji turystycznych krótko, średnio i długoterminowych, opartych w części na kapitale prywatnym np. w systemie inwestycji publiczno-prywatnych.



LXXXVI

**ZJAZD NAUKOWY
POLSKIEGO TOWARZYSTWA
GEOLOGICZNEGO**

Sesja terenowa

PROFIL INTERGLACJAŁU FERDYNANDOWSKIEGO W ŁUKOWIE I SYTUACJA GEOLOGICZNA

Agnieszka PIDEK¹, Marcin ŻARSKI², Marzena MAŁEK¹

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

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

Łuków położony jest w zachodniej części Równiny Łukowskiej, będącej częścią Niziny Południowopodlaskiej (fig. 1) Dominującymi elementami rzeźby Równiny Łukowskiej jest silnie zdenudowana wysoczyzna morenowa, położona na wysokości 160–165 m n.p.m. Powierzchnia wysoczyzny morenowej zbudowana jest glin zwałowych i ich zwierzelin zlodowacenia odry oraz sanu 2 w południowo-wschodniej części wysoczyzny (Małek, Buczek, 2008; Małek i in., 2009). Przez środek Łukowa przepływa Krzna Południowa (fig. 1, 2). W północnej i wschodniej części Łukowa występują równiny wodnolodowcowe utworzone przez piaszczyste i piaszczysto-żwirowe osady korelowane z fazą postojową warty zlodowacenia odry (Marks, 2004; Żarski, Lisicki, 2009; Marks i in., 2018). Fazę postojową, wyznaczają liczne moreny czołowe znajdujące się głównie na północ od Łukowa. Podłożem osadów czwartorzędowych są przede wszystkim osady lądowe miocenu środkowego (piaski, mułki) (fig. 3, 4), miejscami iły pstre i piaski miocenu górnego. Miąższość tych osadów przeciętnie wynosi od kilkunastu do 20–30 m. Poniżej znajdują się morskie piaski glaukonitowe oligocenu dolnego o miąższości ok. 20 m, oraz silnie zredukowane osady eocenu górnego i paleocenu dolnego (miąższości

kilku metrowe). Na głębokości około 100 m znajdują się margle mastrychtu dolnego. Miąższość osadów czwartorzędowych w Łukowie i okolicach wynosi 50–60 m (fig. 3, 4). Profil osadów czwartorzędowych rozpoczynają piaski rzeczne dolnego plejstocenu. Ponad nimi znajdują się utwory glacialne, zastoiskowe i wodnolodowcowe zlodowacenia nidy, sanu 1 i 2, odry z fazą postojową warty. W glinach zwałowych zlodowacenia odry znajdują się kry jurajskie. Osady zlodowaceń rozdzielają utwory rzeczne i jeziorne z interglacjału augustowskiego, małopolskiego, ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego. Profil z jeziornymi osadami interglacjału ferdynandowskiego w Łukowie znany jest od 1952 r. Podczas wiercenia otworu badawczego nr 105 przewiercono na głębokości 29,10–36,20 m jeziorne osady organiczne. Wyniki badań palinologicznych i geologicznych zostały opublikowane przez Sobolewską (1969) i Rühlego (1969, 1970). Z uwagi na to, że w tamtych czasach nie znano sukcesji ferdynandowskiej zbadane osady zostały przez Sobolewską zakwalifikowane jako interglacjał kromerski, zaś Rühle uważał je za młodsze od interglacjału mazowieckiego, kreując nową jednostkę stratygraficzną interstadiu krzny, usytuowaną pomiędzy stadiem przedmaksymalnym krzny zlodowacenia odry.

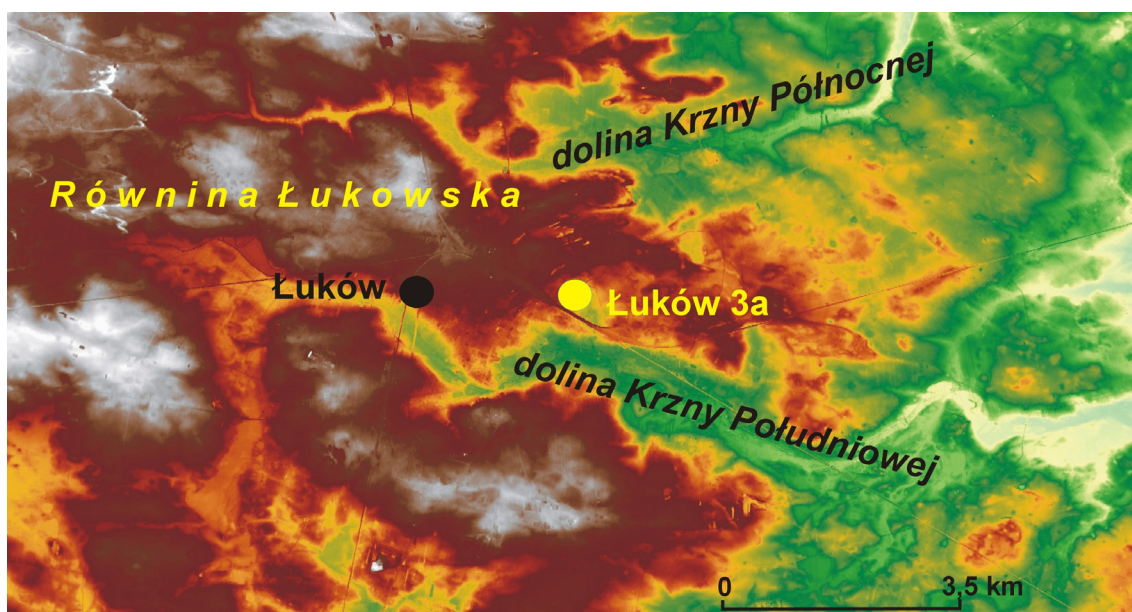


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Łuków 3a na hipsometrycznym modelu terenu

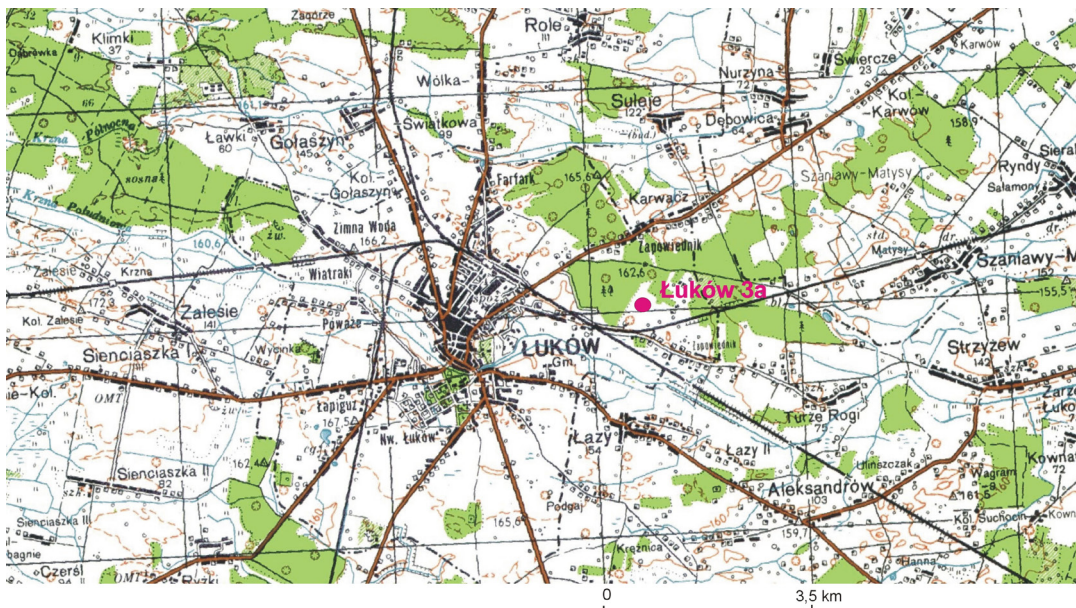
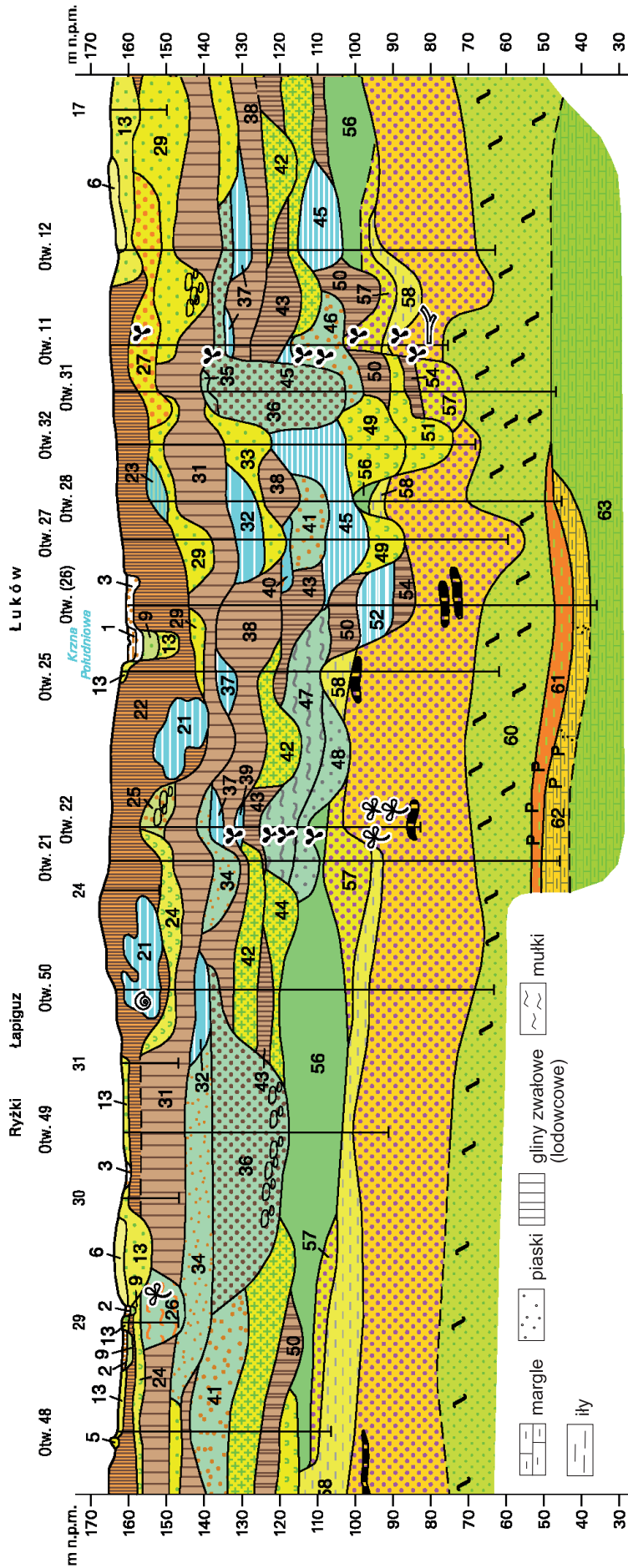


Fig. 2. Lokalizacja stanowiska Łuków 3a na mapie topograficznej

Wiercenie w Łukowie powtórzone w trakcie prac geologicznych na arkuszu Łuków SMGP (Małek, Buczek, 2008). Osady jeziorne o łącznej miąższości 10,10 m występują na głębokości 24,30–34,40 m (profil Łuków-3a). Stanowią je szare mułki z wkładkami mułków ilastych i piasków pyłowych laminowane humusem, przechodzące ku stropowi w ciemnoszare i brązowe mułki z soczewkami oliwkowo-beżowej gytii, a powyżej głębokości 29,80 m także z wkładkami torfu. Ponad jeziornymi osadami występują piaski rzeczne z fazy anaglacjalnej zlodowacenia sanu 2 oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe z topnienia łądolu zlodowacenia sanu 2. Gliny zwałowe sanu 2 w tym profilu zostały zniszczone przez erozyjną działalność wód. Powyżej znajdują się piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe zlodowacenia odry. Poniżej osadów jeziornych, nawiercono piaski rzeczne z okresu interglacjału ferdynandowskiego o miąższości 30 m. Poniżej nich znajduje się seria piasków i żwirów wodnolodowcowych sanu 1 oraz piaski i żwiry zaliczone do interglacjału augustowskiego, które leżą na osadach oligocenu dolnego. Zbiornik jeziorny w Łukowie powstał po zaniku przepływu w rzece na początku interglacjału ferdynandowskiego. Było to prawdopodobnie starorzecze, które przetrwało poprzez cały czas funkcjonowania zbiornika. Oprócz Łukowa, na terenie Ziemi Łukowskiej znajduje się kilka bardzo ważnych stanowisk z osadami interglacjału ferdynandowskiego. Są to Ferdynandów (od nazwy miejscowości wzięta się nazwa sukcesji), Zdany, Gołowierzchy, Budziska, Kosiorki, Podłodów, Stok. Stanowiska te są bardzo ważne dla stratygrafii plejstocenu Polski, gdyż rozdzielają osady zlodowaceń południowopolskich sanu 1 i sanu 2 (fig. 5, Marks i in., 2016). Ponadto są bardzo istotne dla odtworzenia paleośrodowiska, w tym paleoklimatu (fig. 5).

PALINOSTRATYGRAFIA PROFILU W ŁUKOWIE

W profilu Łuków-3a analizą pyłkową objęto osady z głębokości 24,53–34,60 m (przebadano 89 próbek). Diagram pyłkowy, wykonany przy użyciu oprogramowania POLPAL (Nalepka, Walanus, 2003), podzielono na 19 lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (L PAZ; Pidek, Małek, 2010; fig. 5). Odzwierciedla on historię roślinności okolic Łukowa w czasie od około 640 000 lat BP do 480 000 lat BP czyli odcinek czasowy 140 000 lat BP mezoplejstocenu usytuowany w pozycji MIS (Marine Isotope Stages) 13–15 (Marks i in., 2018). Sukcesja ferdynandowska korelowana jest z kromerem w stratygrafii zachodnioeuropejskiej. W najnowszych ujęciach stratygraficznych (Marks i in., 2018) obejmuje ona górną część kompleksu kromerskiego (Cromerian III, glacjał C i Cromerian IV). Bińka i Marks (2018) sugerują ostatnio możliwość korelacji sukcesji ferdynandowskiej z MIS 15–MIS 14, tj. bez obejmowania nią MIS 13. Sukcesja ferdynandowska obejmuje dwa ocieplenia rangi interglacjalnej oraz dwa okresy chłodne (fig. 5). W profilu Łuków-3a rozpoczyna się ona fazą brzozową i brzozowo-sosnową (Ł-1) początku interglacjału. Kolejne poziomy (Ł-2–Ł-8) odzwierciedlają rozwój zbiorowisk roślinnych protokratycznej fazy interglacjału, a następnie optimum klimatyczne zdominowane przez zbiorowiska łąkowe z panującym wiązem, grądowe z panującym dębem i leszczyną. Zwraca uwagę brak graba wśród taksonów drzewiastych. Potem następuje faza terminokratyczna pierwszego interglacjału (F1) zdominowana przez zbiorowiska sosnowe. Poziomy Ł-9–Ł-11 wykazują cechy charakterystyczne dla spektrum pyłkowych roślinności glacialnej. Wyraźnie zarysowane są dwa stadiały z dominującą roślinnością stepotundry i przedzielający je interstadiały



63 – mastrycht górny, 62 – paleocen dolny, 61 – eocen górny, 60 – oligocen dolny, 59 – miocen środkowy, 58 – miocen górny, 57–56 – plejstocen dolny, 54–49 – zlodowacenie nidy, 48 – interglacjał augustowski, 47–37 – zlodowacenie sanu 1, 36–35 – interglacjał ferdynandowski, 34–28 – zlodowacenie sanu 2, 27–26 – interglacjał mazowiecki, 25–18 – zlodowacenie odry (21 – kry jurajskie), 17–12 – zlodowacenie odry (faza warty), 11 – interglacjał eemski, 10–5 – zlodowacenie wisły, 4–1 – holocen

Fig. 3. Przekrój geologiczny przez Łuków i okolice (wg Matek, Buczka, 2008)

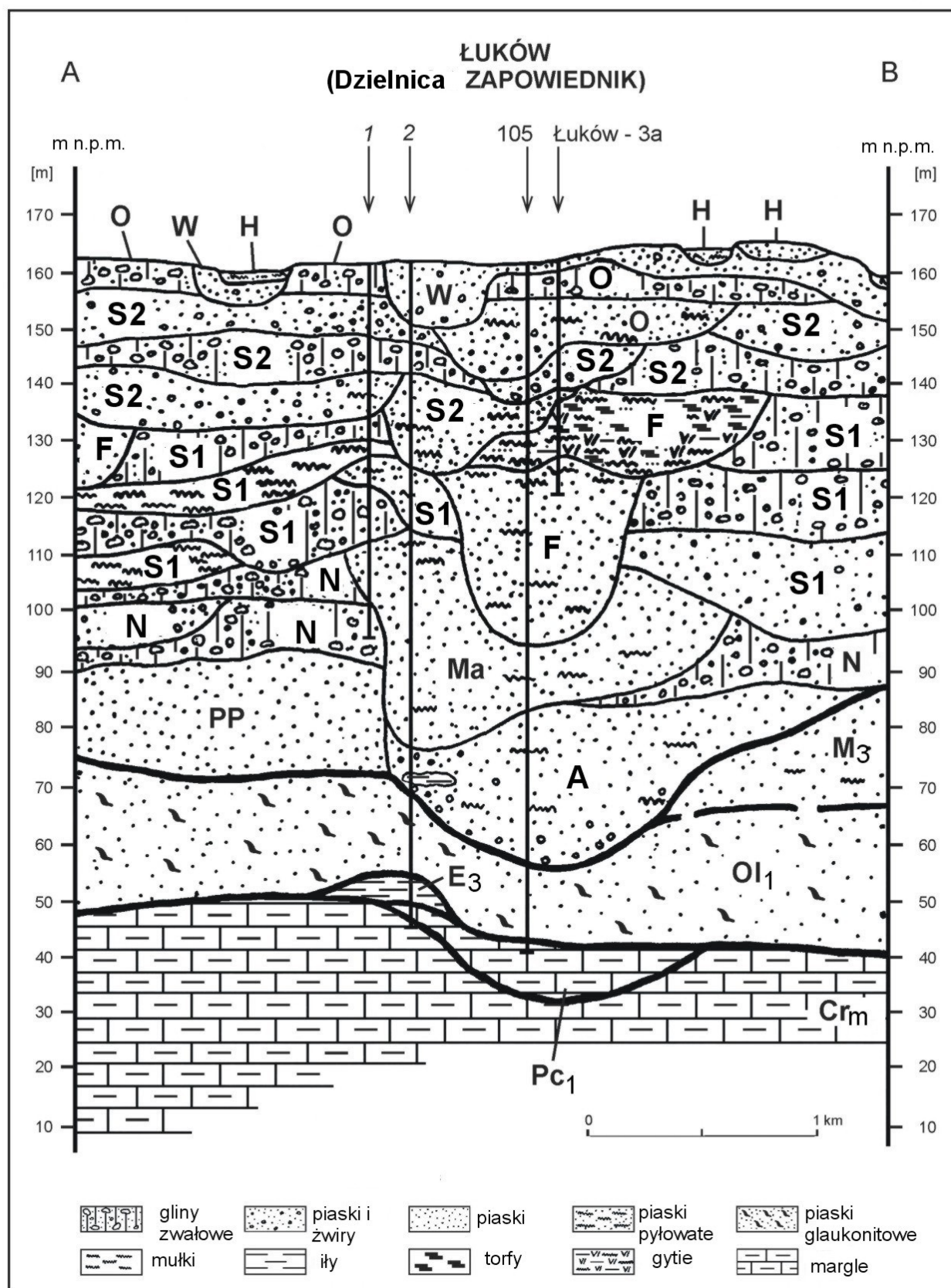


Fig. 4. Przekrój geologiczny Łuków-Zapowiednik. Utwory interglacjału ferdynandowskiego

Cr_m – mastrycht, Pc₁ – paleocen dolny, E₃ – eocen górny, Ol₁ – oligocen dolny, M₃ – miocen górny, PP – plejstocen dolny (preglacjał), A – interglacjał augustowski, N – zlodowacenie nidy, Ma – interglacjał małopolski, S1 – zlodowacenie sanu 1, F – interglacjał ferdynandowski, S2 – zlodowacenie sanu 2, O – zlodowacenie odry, W – faza warty, zlodowacenia odry (wg Małek i in., 2009)

AGE ka BP	PALEO- MAGNETISM	STRATI- GRAPHY	WESTERN EUROPE	P O L A N D			
				complexes	GLACIATIONS INTERGLACIALS	MIS	
11.7	B R U N H E S	Holocene	Holocene	Holocene		1	
130		Upper Pleistocene	Weichselian	North Polish	Vistulian	2-5d	
420		Middle Pleistocene		Eemian	Middle Polish	Eemian	5e
				Saalian		Odranian	6
				Schöningen		Lublinian	7
						Krznanian	8
				Wacken		Zbójnian	9
				Fuhne		Liwecian	10
				Holsteinian		Mazovian	11
				Elsterian		Sanian 2	12
							13
						Cromerian IV	Ferdynandovian
780		Pleistocene			South Polish		15
				Glacial C		Sanian 1	16
				Cromerian III			17
				Glacial B			18
				Cromerian II		Podlasian	19
				Glacial A			20
				Cromerian I			21
				Dorst		Nidanian	22
990	A M A	Lower Pleistocene		Preglacial	Krasnystaw and Kozienice series	23- 103	
1070	Y		Leerdam				
1220	U		Linge				
1240	U		Bavelian s.s.				
	A T		Menapian				
1770	A		Waalian				
1990	A		Eburonian				
	T		Tiglian				
2588	M		Praetiglian				

Fig. 5. Schemat stratygraficzny czwartorzędu w Polsce i Europie Zachodniej (wg Marksa i in., 2016, zmienione)

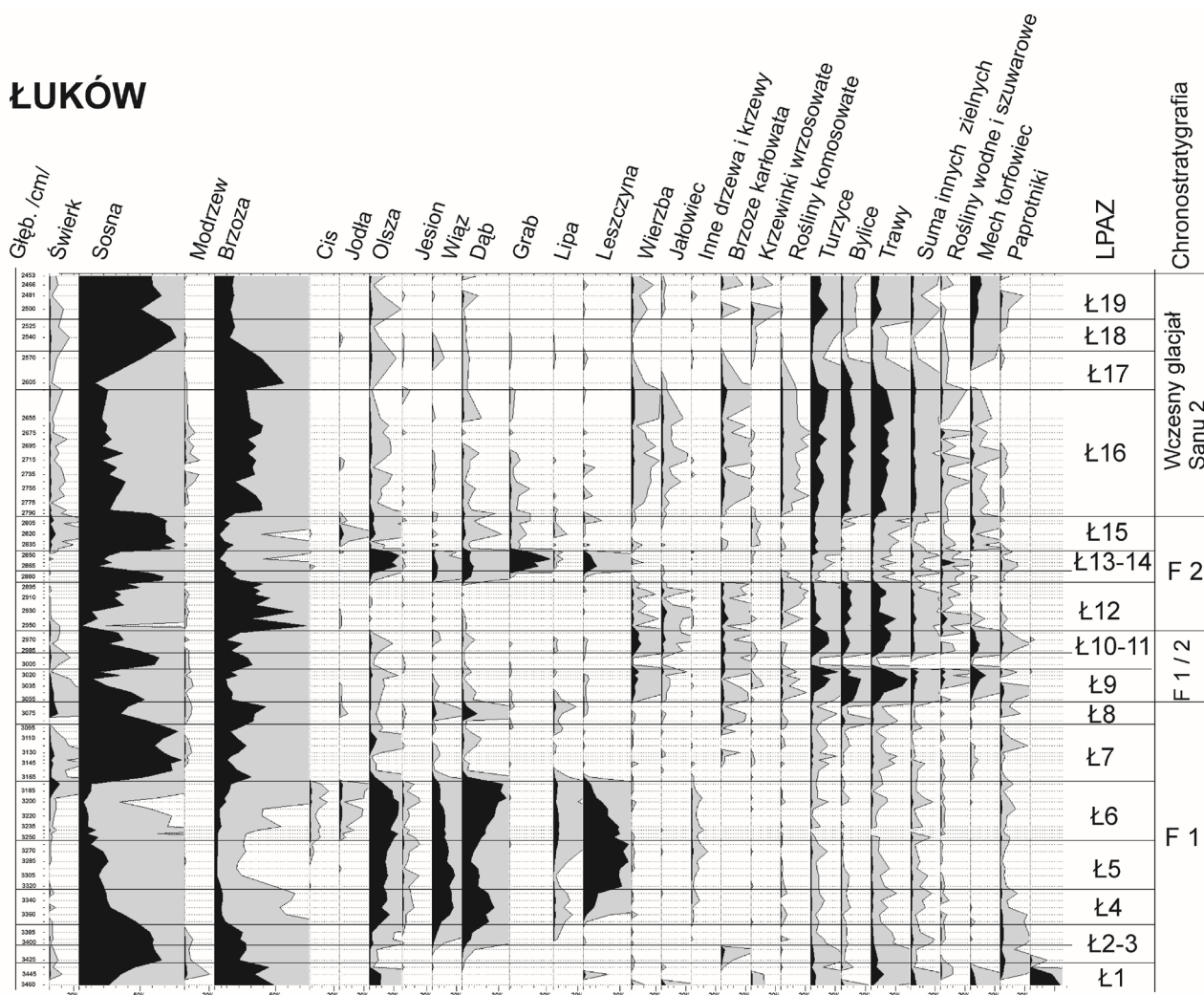


Fig. 6. Diagram pyłkowy profilu Łuków-3a

odzwierciedlający rozwój borealnych lasów brzozowych i sosnowo-brzozowych. Ten odcinek sukcesji ferdynandowskiej został nazwany przez Mamakową (1996) Glacjał X, gdyż nie było dla niego odpowiednika w ówczesnej stratygrafii. W późniejszym okresie Lindner i inni (2004) oraz Winter (2006) w swoich podziałach klimatostratygraficznych odnosili się do tej jednostki jako do Ferdynandovian 1/2. Kolejne poziomy pyłkowe w sukcesji z Łukowa-3a (Ł-12–Ł-15) reprezentują drugi okres ciepły o charakterze interglacjalnym (F 2). Tym razem sukcesja przebiegała od borealnych lasów brzozowych i sosnowo-brzozowych poprzez rozwój lasów termofilnych łęgowych do panujących grądów z dominacją graba. Udział graba w spektrach pyłkowych tego okresu przewyższa 30%. Jest to zdecydowana różnica w stosunku do pierwszego interglacjalu. Kolejna sekwencja poziomów pyłkowych (Ł-16–Ł-19) ponownie ma cechy typowe dla spektrum pyłkowych roślinności stepotundrowej (dominującej w stadiałach) oraz borealnych lasów (dominujących w interstadiałach) wczesnego glacjału zlodowacenia sanu 2.

Analizowana sukcesja pyłkowa z Łukowa-3a ma jednoznaczne cechy sytuujące ją w pozycji sukcesji ferdynandowskiej. Różni się on w zasadniczy sposób od sukcesji młodszych interglacjalów: mazowieckiego i eemskiego. Mamakowa (2003) podkreśla, że mazowiecka sukcesja pyłkowa (sytuowana w pozycji MIS 11) ma wyraźne cechy przewodnie pozwalające na jej dobrą identyfikację. Są to głównie: kolejność następowania po sobie długotrwałego okresu świerkowo-olszowego, obecność zbiorowisk z wysokim udziałem cisa, a następnie drugi okres optimum termicznego ze zbiorowiskami grabowo-jodłowymi. Wysokie wartości pyłku jodły współwystępujące z wysokimi wartościami graba wykluczają ferdynandowski lub jeszcze starszy (t.j. augustowski) wiek badanych osadów. Jak wykazano w opisie diagramu Łuków-3a (fig. 5) w pierwszym okresie ciepłym sukcesji ferdynandowskiej pyłek graba nie występuje prawie wcale, natomiast w drugim, przy bardzo wysokich wartościach graba, udział jodły jest bardzo niski, podobnie jak w sukcesji augustowskiej. Istnieją zasadnicze podobieństwa analizowanych spektrum pyłkowych z Ł-

kowa-3a do spektrów profili w Ferdynandowie koło Kocka (Janczyk-Kopikowa i in., 1981) i Zdanach (Wysoczyzna Siedlecka; Pidek, 2000, 2003), które obejmują pełną sukcesję ferdynandowską (tab. 1). W przypadku stanowiska Łuków-3a nie może być brana pod uwagę także eemska sukcesja pyłkowa, która jest korelowana z MIS 5e. Wprawdzie w schyłkowym okresie optimum klimatycznego ma ona odcinki ze stosunkowo wysokimi wartościami pyłku

graba oraz jodły, jednak ich występowanie mija się w czasie. Ponadto, wysokim wartościom pyłku jodły towarzyszą wysokie wartości świerka u schyłku optimum eemskiego, co ma odzwierciedlenie nawet w nazwie regionalnego poziomu pyłkowego dla obszaru Polski *Picea-Abies-Alnus* (Mamakowa, 1989). Niezbyt wysokie wartości pyłku lipy całkowicie wykluczają możliwość tworzenia się badanych osadów w okresie interglacjału zbójna.

Tab. 1. Korelacja lokalnych poziomów zespołów pyłkowych w diagramach Łuków-3a i Zdany w odniesieniu do propozycji podziału sekwencji ferdynandowskiej według Mamakowej (1996, 2003), Lindnera i innych (2004) oraz Winter (2006)

Propozycja podziału sekwencji ferdynandowskiej Mamakowa (1996, 2003)	Zdany (wg Pidek, 2003)	Łuków-3a	Klimatostratygrafia według Lindnera i in. (2004)
Wczesny glacjał sanu 2	Zd-19–Zd-25	Ł-16–Ł-19	złodowacenie sanu 2
Interglacjał 2 (=górne optimum klimatyczne wg Janczyk-Kopikowej i in., 1981)	Zd-17 i Zd-18	Ł-15	interglacjał ferdynandovian 2 (= F II wg Winter, 2006)
	Zd-16	Ł-14	
	Zd-15	Ł-13	
	Zd-13 i Zd-14	Ł-12	
Złodowacenie X	Zd-12	Ł-11	ochłodzenie/ złodowacenie ferdynandovian 1 / 2 (= F I/II wg Winter, 2006)
	Zd-10 i Zd-11	Ł-10	
	Zd-9	Ł-9	
Interglacjał 1 (=dolne optimum klimatyczne wg Janczyk-Kopikowej i in., 1981)	Zd-7 i Zd-8	Ł-7 i Ł-8	interglacjał ferdynandovian 1 (= F I wg Winter, 2006)
	Zd-5 i Zd-6	Ł-6	
	Zd-4	Ł-3–Ł-5	
	Zd-2 i Zd-3	Ł-1 i Ł-2	
Późny glacjał sanu 1	Zd-1		złodowacenie sanu 1

LITERATURA

- BIŃKA K., MARKS L., 2018 – Terrestrial versus marine archives: biostratigraphical correlation of the Middle Pleistocene lacustrine records from Central Europe and their equivalents in the deep-sea cores from the Portuguese margin. *Geological Quarterly*, 62, 1: 69–80.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., MOJSKI J.E., RZECZOWSKI J., 1981 – Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary Stratigraphy of the European Plain. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 335: 65–79.
- LINDNER L., GOZHIK P., MARCINIAK B., MARKS L., YELOVICHEVA Y., 2004 – Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. *Geological Quarterly*, 48, 2: 97–114
- MAŁEK M., PIDEK I.A., MALESZYK M., 2009 – Profil interglacjału ferdynandowskiego w Łukowie. [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red.), Strefa marginalna lądolodu złodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu: 154–158. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.
- MAŁEK M., BUCZEK K., 2008 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łuków (602) (wraz z objaśnieniami). NAG PIG-PIB, Warszawa (dokument elektroniczny).
- MAMAKOWA K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica*, 29, 1: 11–176.
- MAMAKOWA K., 1996 – Nowe dane palinologiczne z profilu Podgórze, Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Białobrzegi (prof. B1). NAG PIG-PIB, Warszawa.
- MAMAKOWA K., 2003 – Plejstocen. [W:] S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska A. (red.), *Palinologia*: 235–266. Wyd. IB PAN, Kraków.
- MARKS L., 2004 – Zasięg złodowacenia warty w Polsce. [W:] M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.), *Złodowacenie warty w Polsce*: 27–35. Wyd. UMCS, Lublin.
- MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI R., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOCZEK-PASEK A., WORONKO B., 2016 – Quaternary, stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66: 403–427.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A. i in., 2018 – Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International*, 478: 59–74.
- NALEPKA D., WALANUS A., 2003 – Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobotanica*, 43: 125–134.

- PIDEK I.A., 2000 – Palynostratigraphic interpretation of the cold unit between two warm ones in the Ferdynandovian succession from Zdany (eastern Poland). *Przegląd Geologiczny*, 48: 1035–1038.
- PIDEK I.A., 2003 – Mesopleistocene vegetation history in the northern foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of Zdany and Brussites. Wyd. UMCS, Lublin.
- PIDEK I.A., MAŁEK M., 2010 – A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland: a new palynostratigraphic approach. *Geological Quarterly*, 54: 69–85.
- RÜHLE E., 1969 – Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 220: 81–103.
- RÜHLE E., 1970 – Nowe jednostki stratygraficzne zlodowacenia środkowopolskiego na obszarze między Wisłą a Bugiem. *Acta Geographica Lodziensia*, 24: 399–412.
- SOBOLEWSKA M., 1969 – Osady interglacjalne w Łukowie na Podlasiu w świetle analizy pyłkowej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 220.
- WINTER H., 2006 – Problem of Pleistocene interglacials and glaciations – general remarks. *Przegląd Geologiczny*, 54: 142–144.
- ŻARSKI M., LISICKI S., (red.), 2009 – Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu. XVI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.

STANOWISKO HERMANÓW – OSADY INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO W WIERCENIU HERMANÓW 2012

Marcin ŻARSKI¹, Anna HRYNOWIECKA²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

² Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza,
ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

Stanowisko Hermanów znajduje się około 15 km na południe od Łukowa i około 5 km na północny wschód od miejscowości Wojcieszków. Stanowisko to położone jest na wysoczyźnie morenowej (fig. 1) znajdującej się między dolinami Małej Bystrzycy i Bystrzycy. Obszar ten należy do Równiny Łukowskiej (Kondracki, 2002). W odległości około 3 km na północny wschód od Hermanowa znajdują się stanowiska Przytulín, Wólka Domaszewska i Kolonia Bystrzycka, w których udokumentowano jeziorne osady interglacjału mazowieckiego (Żarski, 2009). Interglacjał mazowiecki rozdziela kompleks zlodowaceń południowopolskich od kompleksu środkowopolskiego i korelowany jest z 11 stadium izotopowym (MIS), którego wiek bezwzględny mieści się w przedziale 420–390 ka (fig. 2, Marks i in., 2016b). Powierzchnia

wysoczyzny, na której znajduje się stanowisko Hermanów zbudowana jest z glin zwałowych zlodowacenia sanu 2 (Żarski, 2008, 2009; Żarski i in., 2009a i b). Miąższość glin zwałowych wynosi od kilku do kilkunastu metrów (fig. 3). Poniżej glin zwałowych znajdują się serie wodnolodowcowe zlodowacenia sanu 2 i sanu 1. W podłożu osadów czwartorzędu, na głębokości około 45 m występują osady miocenu środkowego, poniżej utwory oligocenu dolnego (Żarski, 2009) a na głębokości około 105 m znajdują się margle paleocenu dolnego. Stanowisko w Hermanowie zlokalizowane jest w bardzo dobrze zachowanym zagłębieniu bezodpływowym położonym na wysoczyźnie, częściowo zmienionym przez wykopane stawy (fig. 4). Zagłębienie ma kształt zbliżony do koła o średnicy około 300 m. Zarys współczesnego obniżenia odpowiada ściśle

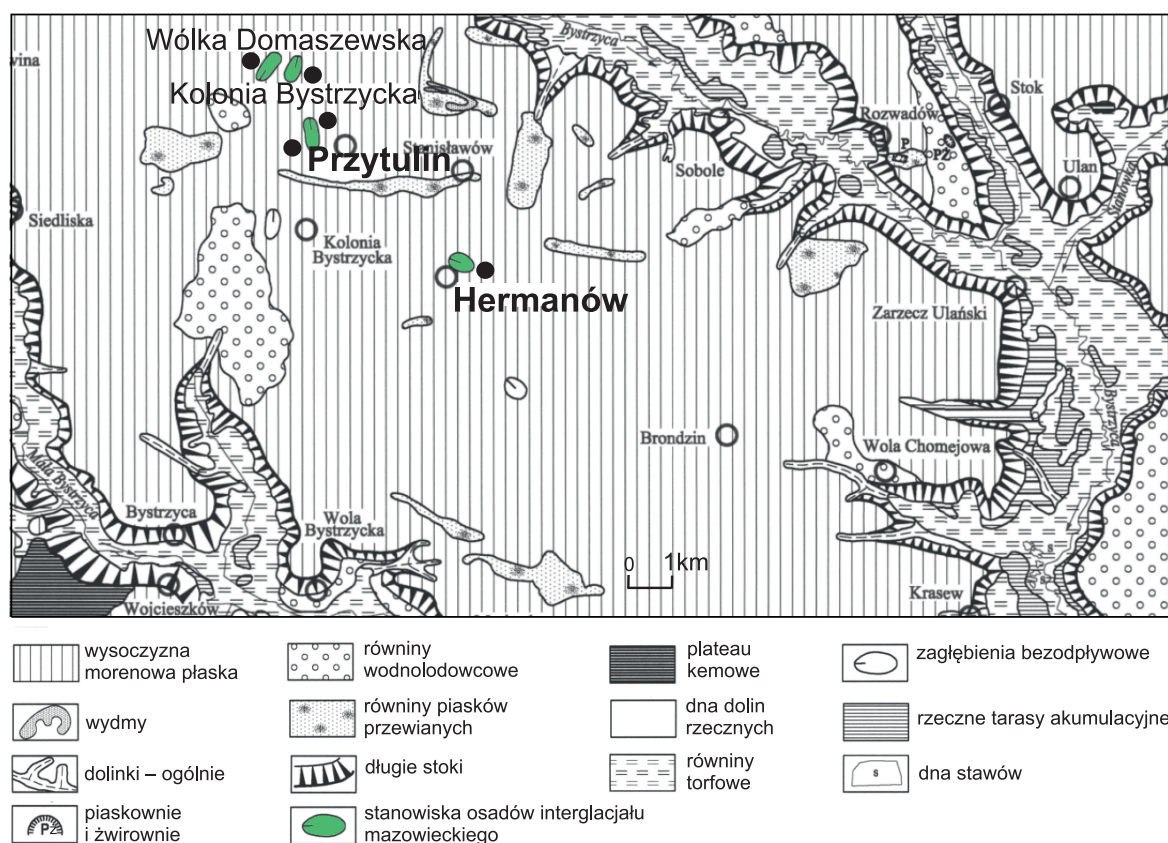


Fig. 1. Szkic geomorfologiczny okolic Hermanowa (wg Żarskiego i in., 2009b)

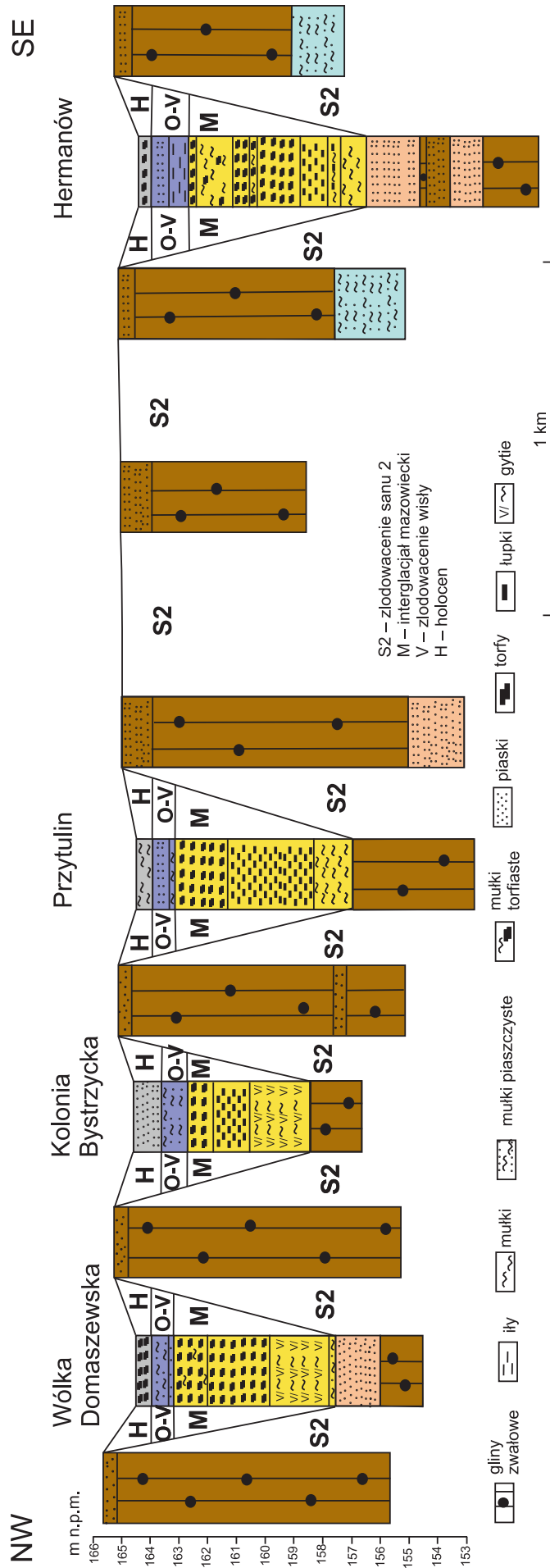


Fig. 3. Schematyczny przekrój Wólka Domaszewska–Hermanów

kształtowi zbiornika z okresu interglacjału mazowieckiego (fig. 4). Jest to charakterystyczna sytuacja dla tego rejonu, gdzie na powierzchni współczesnej wysoczyzny widoczne jest paleopojezierze z okresu interglacjału mazowieckiego. Stanowiska te mają kluczowe znaczenie dla określenia zasięgu lądolodu zlodowacenia odry.

Do tej pory uważano, że południowa granica zasięgu lądolodu tego zlodowacenia znajduje się kilkadziesiąt kilometrów na południe od tego miejsca. Stanowiska z osadami interglacjału mazowieckiego znajdujące się tuż pod powierzchnią terenu, nie przykryte osadami glacialnymi pozwalają zrewidować ten pogląd. Obszar okolic Hermanowa, Łukowa (Małek, Pidek 2007; Pidek i in., 2011; Terpiłowski i in., 2014), a także okolic Białej Podlaskiej (Marks i in., 2016a) znajdował się prawdopodobnie pomiędzy łobami lądolodu Odry i nie był zlodowacony. Powierzchnia terenu znajduje się na wysokości 164–165 m n.p.m.

Osady jeziorne w Hermanowie zostały nawiercone sondą ręczną podczas kartowania geologicznego w 2004 r. Tego samego roku wykonano wiercenie sondą mechaniczną do 14 m, a w 2005 r. sondą powerprobe (8,4 m). W wierceniach tych osady jeziorne zostały przewiercone. Wiek osadów na podstawie badań palinologicznych określił Krupiński (2008, 2009) na okres interglacjału mazowieckiego. Wiercenie powtórzono w 2012 r. w ramach realizacji grantu (fig. 5). Opracowanie paleobotaniczne dla nowego wiercenia wykonała A. Hrynowiecka.

Opis profilu H-2012 Hermanów

0,0–0,75 zmrzałe torfy, nierozłożone, w spągu zailo-
ne, czarne

-----holocen

0,75–0,96 mułki brązowe

0,96–1,42 piaski drobnoziarniste, jasno-brązowe

-----zlodowacenie wisły

1,42–2,15 mułki brązowe, laminowane

2,15–2,80 torfy brunatne, dobrze rozłożone

2,80–3,98 torfy słabo rozłożone, brunatno-czarne

3,98–4,25 gytie szaro-oliwkowe

-----zlodowacenie liwka

4,25–5,51 torfy słabo rozłożone, brunatno-czarne

5,51–6,70 łupki organiczne

6,70–7,32 mułki, ciemno-szare

-----interglacjał mazowiecki

7,32–7,75 piaski drobnoziarniste, szare

Opis z sondy WH z 2005 r.

7,75–9,80 piaski drobnoziarniste jasno-szare

9,80–11,0 gliny zwałowe szare

11,0–12,3 piaski gruboziarniste zaglinione

12,3–14,0 gliny zwałowa szare

-----zlodowacenie sanu 2

Seria osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego liczy 3,07 m (fig. 5). Bezpośrednio nad osadami intergla-

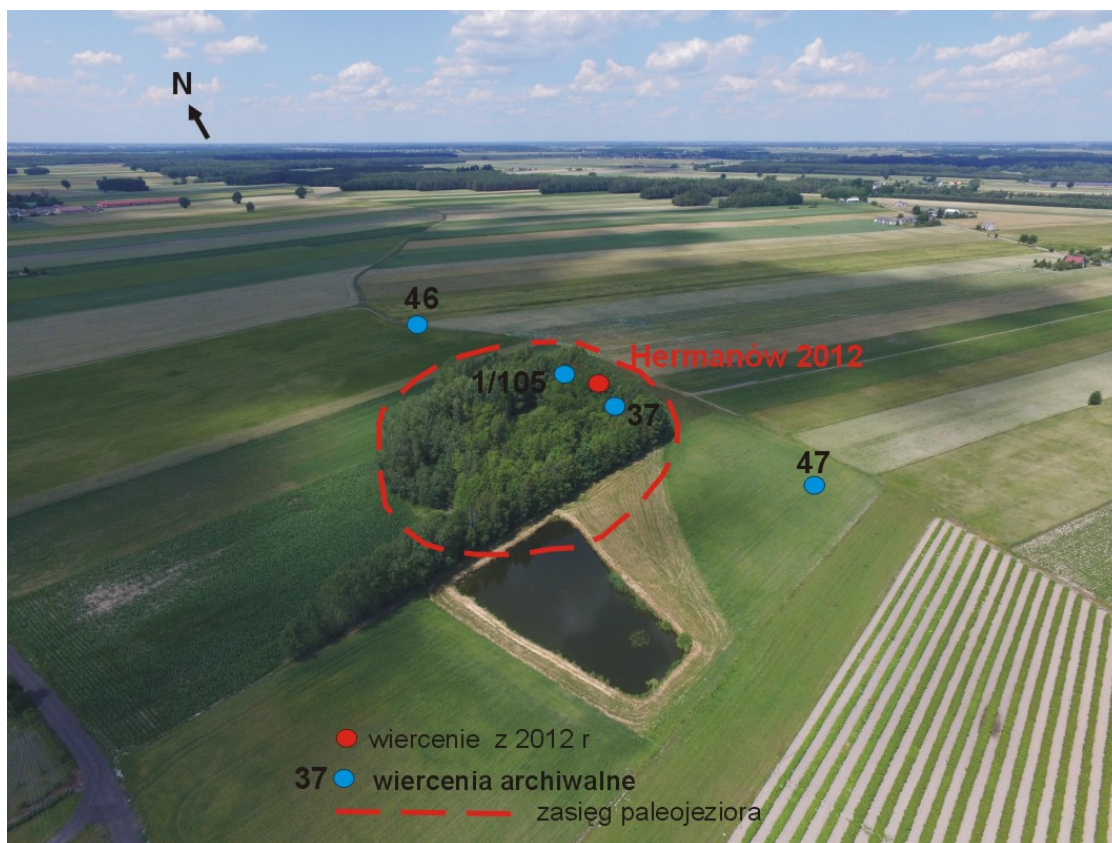


Fig. 4. Lokalizacja stanowiska Hermanów. Opracował M. Żarski. Fot. W. Żarski

Charakterystycznym wydarzeniem klimatycznym dla interglacjału mazowieckiego jest tzw. starsza oscylacja klimatyczna (OHO), wywołana osuszeniem klimatu i ochłodzeniem, która w profilu z Hermanowa zaznacza się wzrostem znaczenia sosny w krajobrazie (Her-5 *Pinus-Picea*). Ponowny wzrost wilgotności i temperatur spowodował rozprzestrzenienie się jodły i lasów liściastych z dominacją grabu (Her-6 *Abies-Carpinus-Corylus*, a następnie Her-7 *Carpinus-Corylus-Quercus*). Licznie w tym okresie występowały drzewa ciepłolubne, jak skrzydłorzech, bukszpan, orzech, czy winorośl. Młodsza oscylacja (YHO), również charakterystyczna dla interglacjału mazowieckiego, zaznacza się mniej wyraźnie w profilu. Cechuje ją spowodowane wilgotnym impaktem klimatycznym załamanie krzywej grabu i silne rozprzestrzenienie się zbiorowisk z jodłą (Her-8 *Abies-Carpinus*-(*Filicales*)). Ponowne stopniowe osuszenie spowodowało wycofanie jodły i dominację lasów liściastych z grabem (Her-9 *Carpinus-Quercus-Corylus*). Dalsze zmiany klimatyczne doprowadziły do wycofania grabu i wkroczenia iglastych lasów głównie z jodłą, świerkiem i wzrastającym znaczeniem sosny (Her-10 *Abies-Carpinus-Picea*), a przez konsekwentne ochłodzenie – lasów sosnowych (Her-11 *Pinus-Picea*).

Zlodowacenie liwca (*s.l.* zlodowacenie odry, MIS 10) należy zaliczyć do „słabych” zlodowaceń, tzn. ze słabo lub w ogóle nie rozwiniętą pokrywą lodową na terenie Polski

i Europy. Charakteryzowało się silnym pierwszym ochłodzeniem z dominacją roślin zielnych i krzewinek w krajobrazie bezdrzewnym (I stadiu, Her-12 NAP-*Betula nana* i Her-13 *Cyperaceae-Poaceae-Betula nana*; fig. 7). Najczęściej zapisy paleobotaniczne kończą się właśnie w tym miejscu. Profil Hermanów jest wyjątkowy i zawiera zapis kilku stadialnych i interstadialnych wahań klimatycznych, jednak o mniejszej randze ochłodzenia niż to pierwsze najchłodniejsze. Interstadiały charakteryzowały się powrotem dość rzadkich lasów sosnowych w typie tundry parkowej (Her-14 *Pinus*, Her-16 *Pinus*-NAP, Her-18 *Pinus*-NAP i Her-20 *Pinus*-NAP). W czasie stadialów natomiast dominowały zbiorowiska rzadkich pionierskich lasów brzoźowych (Her-15 *Betula*-NAP i Her-17 *Betula*-NAP), a wraz z bardziej intensywnymi zmianami klimatycznymi zbiorowiska roślinności zielnej z trawami, turzycami i bylicami w prawie bezleśnym krajobrazie (Her 19 NAP-*Pinus-Betula* i Her 21 NAP-*Pinus*).

HISTORIA ZBIORNIKA JEZIORNEGO W HERMANOWIE

Geneza kopalnego jeziora w Hermanowie związana jest z wytopieniem bryły martwego lodu lądolodu zlodowacenia sanu 2. Po wytopieniu się lodu powstało jezioro, którego misa wypreparowana była w glinach zwałowych zlodowacenia sanu 2. W pierwszej fazie istnienia zbiornika

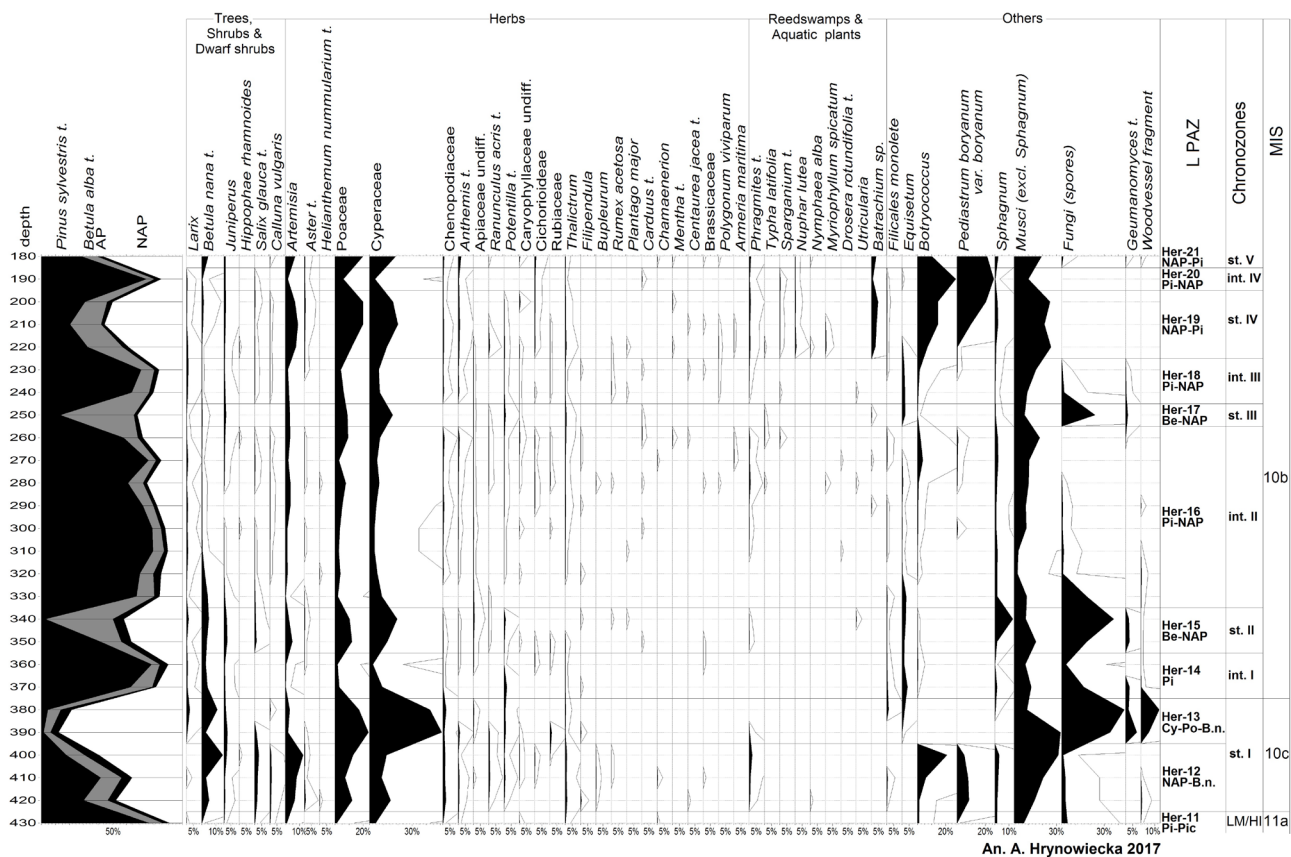


Fig. 7. Diagram pyłkowy ze stanowiska Hermanów – wczesny glacjał liwca

ka w chłodnym klimacie akumulowane były mułki, których wiek przypada na początek interglacjału mazowieckiego. Ocieplenie klimatu i zwiększenie jego wilgotności spowodowało zatorfienie zbiornika i akumulację torfów, które w wyniku późniejszych postsedymentacyjnych procesów diagenety przekształciły się w łupki organiczne (fig. 8). Dalsze ocieplenie klimatu i zwiększenie jego wilgotności spowodowało akumulację torfów, które w warunkach beztlenowych nie uległy rozłożeniu. Słabo rozłożone torfy, akumulowane w chłodnym klimacie przy dużym uwilgotnieniu torfowiska kończą sekwencję osadów interglacjału mazowieckiego. Ochłodzenie klimatu związane ze zlodowacaniem liwca spowodowało, że torfowisko przekształciło się w otwarty zbiornik jeziorny, w którym akumulowane były gytie. W wyniku kolejnego zwiększenia wilgotności w chłodnym klimacie, jezioro ponownie przekształciło się w torfowisko, w którym akumulowane były nierozłożone torfy. Mniejsze uwilgotnienie torfowiska spowodowało akumulację torfów dobrze rozłożonych. Dalsze ochłodzenie klimatu, przy zaniku roślinności drzewiastej spowodowało przekształcenie torfowiska w zbiornik jeziorny, w którym akumulowane były mułki, które całkowicie wypełniły misę jeziorną. Spowodowało to zanik jeziora. Prawdopodobnie nastąpiło to w początkowym okresie zlodowacenia liwca. Po akumulacji mułków zlodowacenia liwca w zapisie geologicznym profilu Hermanów następuje hiatus obejmujący okres blisko 300 tys. lat. Podczas zlodowaceń środkowopolskich, a także większego okresu zlodowacenia wisty na badanym terenie panowała wieczna zmarzlina, która dobrze konserwowała osady jeziorne w Hermanowie. Kompakcja osadów w późnym vistulianie, spowodowała powstanie obniżenia w terenie i okresowego zbiornika, w którym akumulowane były piaski i mułki. W holocenie zbiornik ponownie przekształcił się w torfowisko.

LITERATURA

- KONDRACKI J., 2002 – Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa.
- KRUPIŃSKI K.M., 2008 – Opracowanie paleobotaniczne profilu Hermanów. Materiały archiwalne [W:] M. Żarski, 2008. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000 ark. Adamów. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- KRUPIŃSKI K.M., 2009 – Badania paleobotaniczne osadów biogenicznych z Hermanowa. [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red.), Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu: 185–188. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.
- MAŁEK M., PIDEK I.A., 2007 – Palinostratigraphy of organic deposits of new interglacial stands of Łuków Plain. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska*, LXII/2: 43–57.
- MARKS L., KARABANOV A., NITYCHORUK J., BAHDASARAU M., KRZYWICKI T., MAJECKA A., POCHOCKA-SZWARC K., RYCHEL J., WORONKO B., ZBUCKI Ł., HRADUNOVA A., HRYCHANIK M., MAMCHYK S., RYLOVA T., NOWACKI Ł., PIELACH M., 2016a – Revised limit of the Saalian ice sheet in central Europe. *Quaternary International* (2017): 1–16.
- MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI R., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOCZEK-PASEK A., WORONKO B., 2016b – Quaternary, stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66: 403–427.
- PIDEK I.A.; TERPIŁOWSK S., MAŁEK M., 2011 – Succession of the Mazovian Interglacial near Łuków (E. Poland): palynostratigraphic and palaeogeographic approach. *Geologija*, 53, 1(73): 27–35.



5,78

5,88 m

Fig. 8. Łupki organiczne

- TERPIŁOWSKI S., ZIELIŃSKI T., KUSIAK J., PIDEK I.A., CZUBLA P., HRYNOWIECKA A., GODLEWSKA A., ZIELIŃSKI P., MAŁEK M., 2014 – How to resolve Pleistocene stratigraphic problems by different methods? A case study from eastern Poland. *Geological Quarterly*, 58, 2: 235–250.
- ŻARSKI M., 2008 – Objasnienia tekstowe do Szczegółowej Mapy Geologicznej w skali 1:50 000. Ark. Adamów (639). PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., 2009 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000. Ark. Adamów (639). PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., MAŁEK M., ALBRYCHT A., 2009a – Plejstocen południowego Podlasia. [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red.), Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu: 20–36. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., MARCINKOWSKI B., WYSZOMIERSKI M., 2009b – Sytuacja geologiczna osadów jeziornych w Hermanowie. [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red.), Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu: 180–184. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.

BUDOWA MORENY CZOŁOWEJ W HUCIE RADORYSKIEJ

Marcin ŻARSKI, Zofia KRYSIAK

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

Morena czołowa w Hucie Radoryskiej znajduje się w zachodniej części Równiny Łukowskiej, na południe od miejscowości Huta Radoryska (fig. 1, 2). Stanowisko to położone jest w obrębie południowo-wschodniej części dużego stożka sandrowego złożonego z kilku poziomów piaszczysto-żwirowych, związanych z fazą po-

stojową lądolodu (warty) podczas zlodowacenia odry (fig. 3). Osady tego stożka akumulowane były przez wody płynące z północy i północnego zachodu ku południowemu wschodowi. Powierzchnia stożka wznosi się średnio około 20 m wyżej niż powierzchnie otaczających wysoczyzn (fig. 2). Morena czołowa w Hucie Radoryskiej osiągała

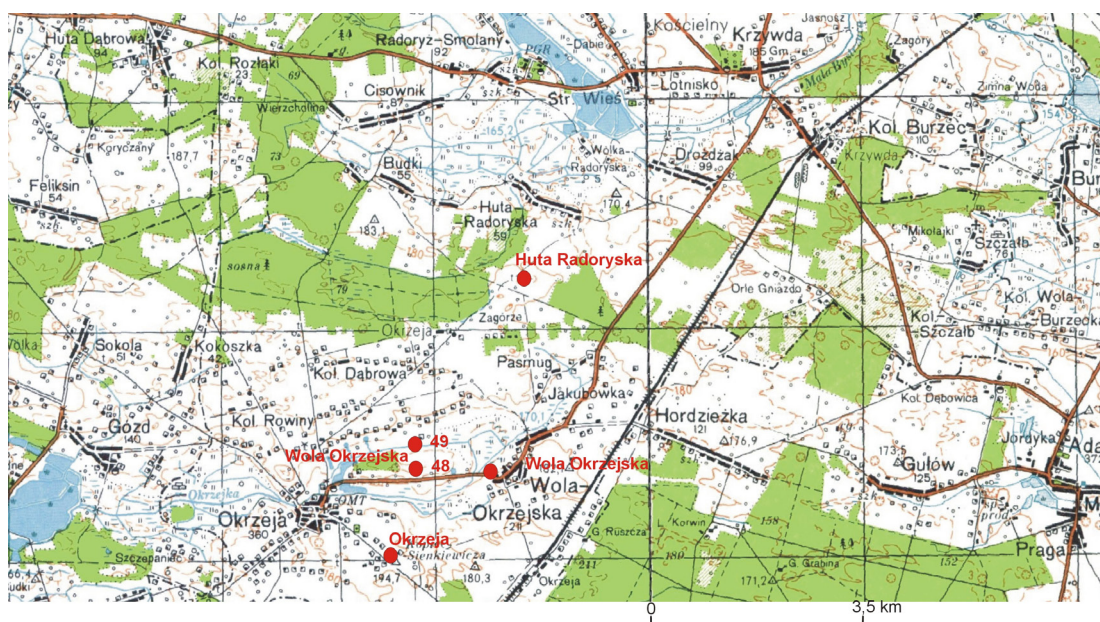


Fig. 1. Lokalizacja stanowisk Huta Radoryska, Wola Okrzejska i Okrzeja na mapie topograficznej

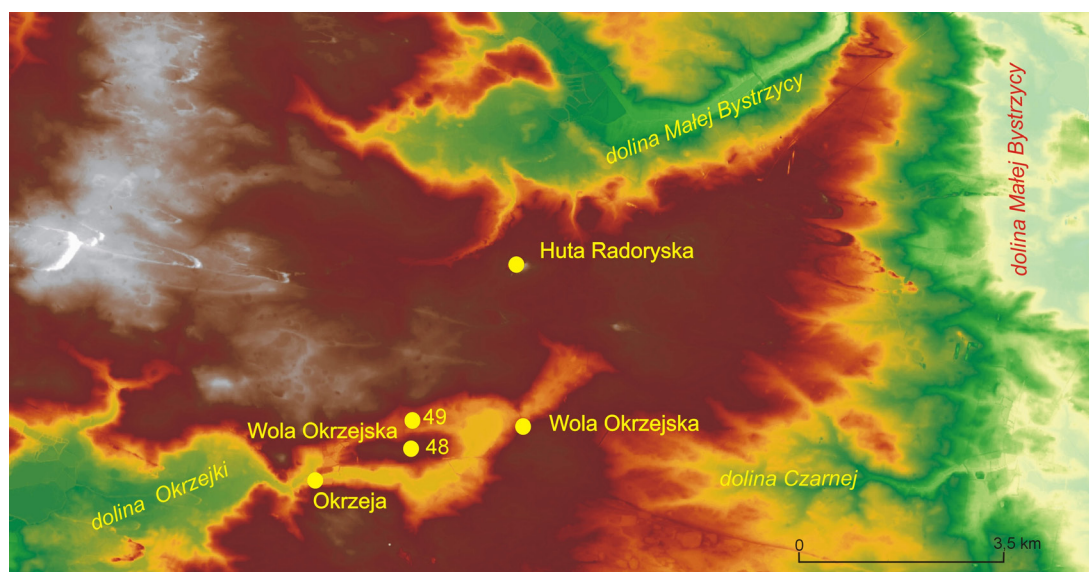


Fig. 2. Lokalizacja stanowisk Huta Radoryska, Wola Okrzejska i Okrzeja na modelu wysokościowym



Fig. 4. Aktualny widok odsłonięcia w Hucie Radoryskiej

wysokość 193 m n.p.m., leżała kilkanaście metrów ponad powierzchnią terenu i był to najwyższy punkt w okolicy. Morena czołowa spiętrzona jest zbudowana z osadów żwirowych, żwirowo-piaszczystych, piaszczystych oraz z pakietów glin zwałowych znajdujących się w północnej i południowej stronie odkrywki.

Osady budujące wzgórze zostały w większości wyeksploatowane, a w miejscu wydobycia osadów powstało wyrobisko ze stawem (fig. 4). Obecnie eksploatowane są pozostałości moreny czołowej oraz piaski ze żwirem budujące sandr. Miąższość tych piasków i żwirów na północny zachód od Huty Radoryskiej wynosi 30 m. W opisywanej odkrywce zaobserwowano wiele struktur glacitektonicznych. Centralna część wzgórza (wschodnia ściana) zbudowana jest z piasków żwirowatych, żwirów piaszczystych, piasków o warstwowaniu płaskim przekątnym i przekątnym (fig. 5). Miejscami występuje warstwowanie przekątne ripplemarkowe i rynnowe. W południowej części wschodniej ściany występują litofacje piasków żwirowatych warstwowanych przekątnie o upadach rzędu 40–60° w kierunku północno-wschodnim. Ponad osadami warstwowanymi znajdują się masywne żwiry z głazami, które reprezentują typ koryta proksymalnego. Osady te tworzyły się prawdopodobnie w czasie katastrofalnych przepływów ablacyjnych. Ponad masywnymi żwirami znajduje się głązy, które są pozosta-

łością po glinie zwałowej. Osady piaszczysto-żwirowe pocięte są systemem uskoków antytetycznych normalnych. Biegi warstw i uskoków w kierunku południowym zmieniają kierunek z W–E na NW–SE. Zmieniają się także upady warstw i uskoków. Zmieniające się wartości upadów jest charakterystyczna dla uskoków listrycznych. Upady warstw w sąsiedztwie tych uskoków automatycznie stromieją ku dołowi cały czas zachowując antytetyczny układ (fig. 5). W obserwowanych uskokach zauważalne jest wleczenie warstw skrzydła zrzuconego i wciągania w powierzchnię uskoku warstw skrzydła wiszącego. W skrzydłach zrzuconych dolnej części uskoków listrycznych występują ścienia i drobne uskoki przeciwstawne będące wynikiem ciągnięcia i tarcia w strefach przy-uskokowych. System uskoków i zrotowanych wstecznie warstw odwzorowuje przebieg krzywizny głównej powierzchni odłucia cylindrycznego wytworzonego przez nacisk statyczny nasuwającego się lądolodu. W dalszej części ściany wschodniej widoczne są zaburzone warstwy piasków i żwirów, których upady wynoszą 30–60° (fig. 6).

Na ścianie zachodniej odsłaniały się zaburzone warstwy piasków i żwirów, a także glina zwałowa. W dolnej części ściany widoczne były warstwy stojące pionowo pocięte systemem ścien Riedla. Orientacja tych warstw o biegu 110° wskazuje na kompresję subrównoleżnikową. Ponad



Fig. 5. Ściana wschodnia odsłonięcia. Zmiana biegów i upadów warstw uwarunkowana zmianą pola naprężeń. Białe kreski pokazują zmianę upadów warstw w profilu (wg Żarskiego, Krysiak, 2009; kody litofacjalne wg Zielińskiego, 1995)
 Gm – żwiry o strukturze masywnej (nie warstwowane); GSp – żwiry piaszczyste, płaskie warstwowanie przekątne, SGp – piaski żwirowate, płaskie warstwowanie przekątne

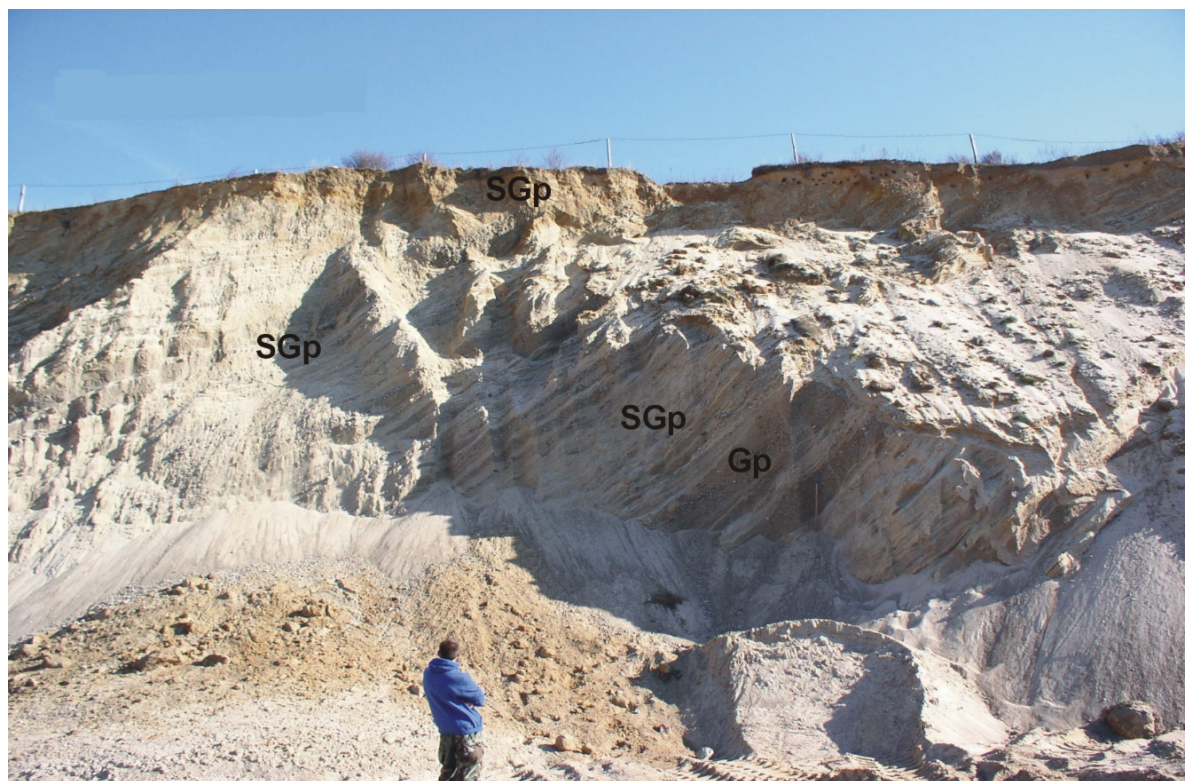


Fig. 6. Ściana wschodnia odsłonięcia. Zaburzone glicitektonicznie warstw piasków i żwirów (wg Żarskiego, Krysiak, 2009; kody lito facjalne wg Zielińskiego, 1995)
 SGp – piaski żwirowate, płaskie warstwowanie przekątne; Gp – żwiry, płaskie warstwowanie przekątne

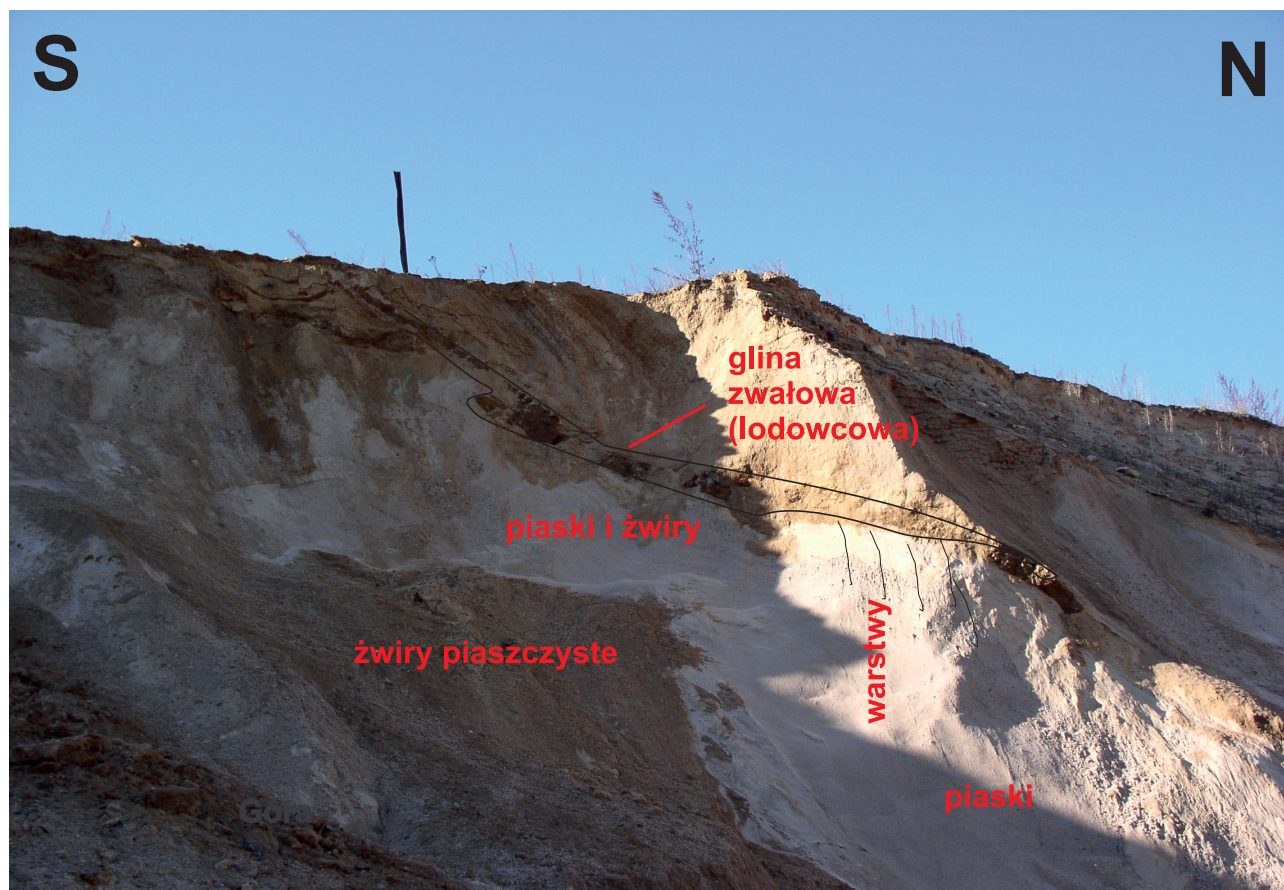


Fig. 7. Ściana zachodnia odstonięcia i sąsiadujące wyżej osady zdeformowane glacitektonicznie – *push moraine* (wg Żarskiego, Krysiak, 2009)

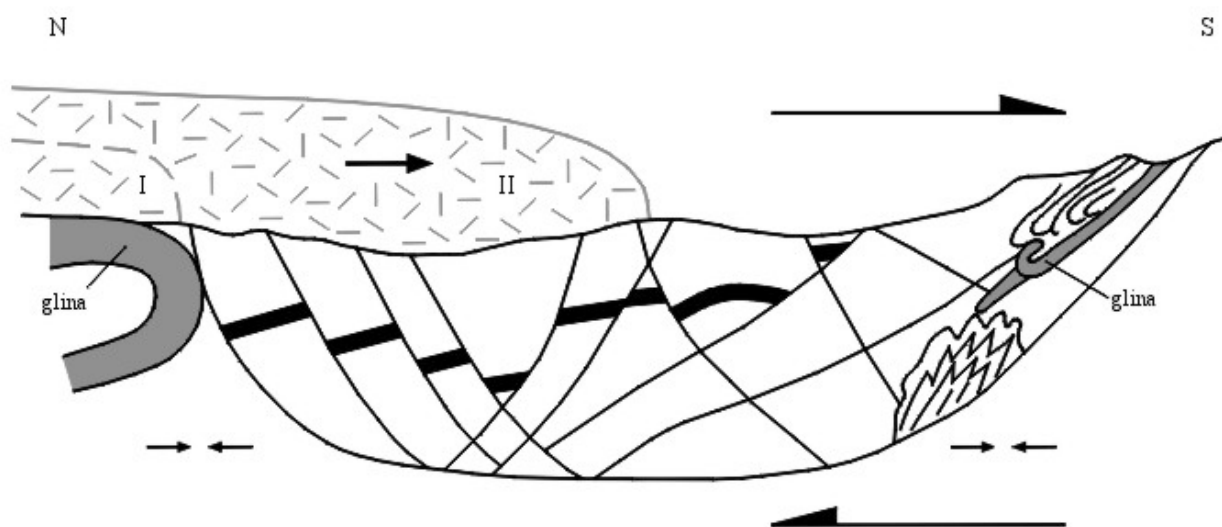


Fig. 8. Schemat mechanizmu powstawania deformacji glacitektonicznych w Hucie Radoryskiej (wg Żarskiego, Krysiak, 2009)

żwirami, znajdowała się cienka warstwa gliny (350/60) wstecznie zafałdowana wraz z warstwami sąsiadujących piasków i żwirów (fig. 7). Orientacja płaszczyzny osiowej fałdu wstecznego (40/30 – 40) – wskazuje na kierunek kompresji, tj. nasunięcie lądolodu z NE ku SW

Na podstawie analizy mezostruktur glacitektonicznych można wnioskować o etapie postoju lądolodu i wywołanym obciążeniem statycznym, które spowodowało odkłucie cylindryczne osadów na przedpolu lądolodu (fig. 8). Drugi etap rozwoju zaburzeń glacitektonicznych związany był z naciskami dynamicznymi. Osady budujące morenę podlegały dwóm kierunkom kompresji: subhoryzontalnej (S_H) o kierunku NW–SE w dolnej części odsłonięć i kierunku NW–SE w górnej części odsłonięcia. Kierunki te mogą być związane są z dwukrotnymi oscylacjami lądolodu.

Przebieg zdarzeń: w pierwszym etapie, w wyniku topnienia lądolodu, zachodziły procesy akumulacji piasków rzeczno-lodowcowych, a także procesy erozyjne spowodowane przez wody wypływające z lądolodu. W czasie dłuższego postoju czoła lądolodu powstało odkłucie i spiętrzenie osadów przed czołem lobu lodowcowego. Następnie zdeformowane osady zostały przykryte lodem (faza ścina-

nia). Po tym etapie nastąpiło topnienie lądolodu, podczas którego, ponownie akumulowane były piaski i żwiry i zachodziły procesy erozji.

LITERATURA

- ZIELIŃSKI T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. [W:] E. Mycielska-Dowgiało, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*: 220–235. Wyd. UW, Warszawa.
- ŻARSKI M., KRYSIAK Z., 2009 – Struktury glacitektoniczne w strefie maksymalnego zasięgu zlodowacenia warty w rejonie Huty Radoryskiej (Wysoczyzna Żelechowska). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 194: 119–128.
- ŻARSKI M., KRYSIAK Z., SWADŹBA R., 2009 – Morena czołowa spiętrzona w Hucie Radoryskiej [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red.), *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu*: 199–207. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.

WOLA OKRZEJSKA, MUZEUM HENRYKA SIENKIEWICZA – OSADY INTERGLACJAŁU MAZOWIECKIEGO I EMSKIEGO

Marcin ŻARSKI¹, Hanna WINTER¹, Małgorzata NITA²

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

² Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-205 Sosnowiec

Henryk Sienkiewicz urodził się w Woli Okrzejskiej 5.05.1846 roku, w zachowanej do czasów obecnych oficynie, w której mieści się muzeum (fig. 1). Majątek ten należał do rodziny matki pisarza, wywodzącej się z Ciecieszowskich. W Woli Okrzejskiej, a także nieodległym Burcu, Henryk Sienkiewicz spędził okres najwcześniejszego dzieciństwa.

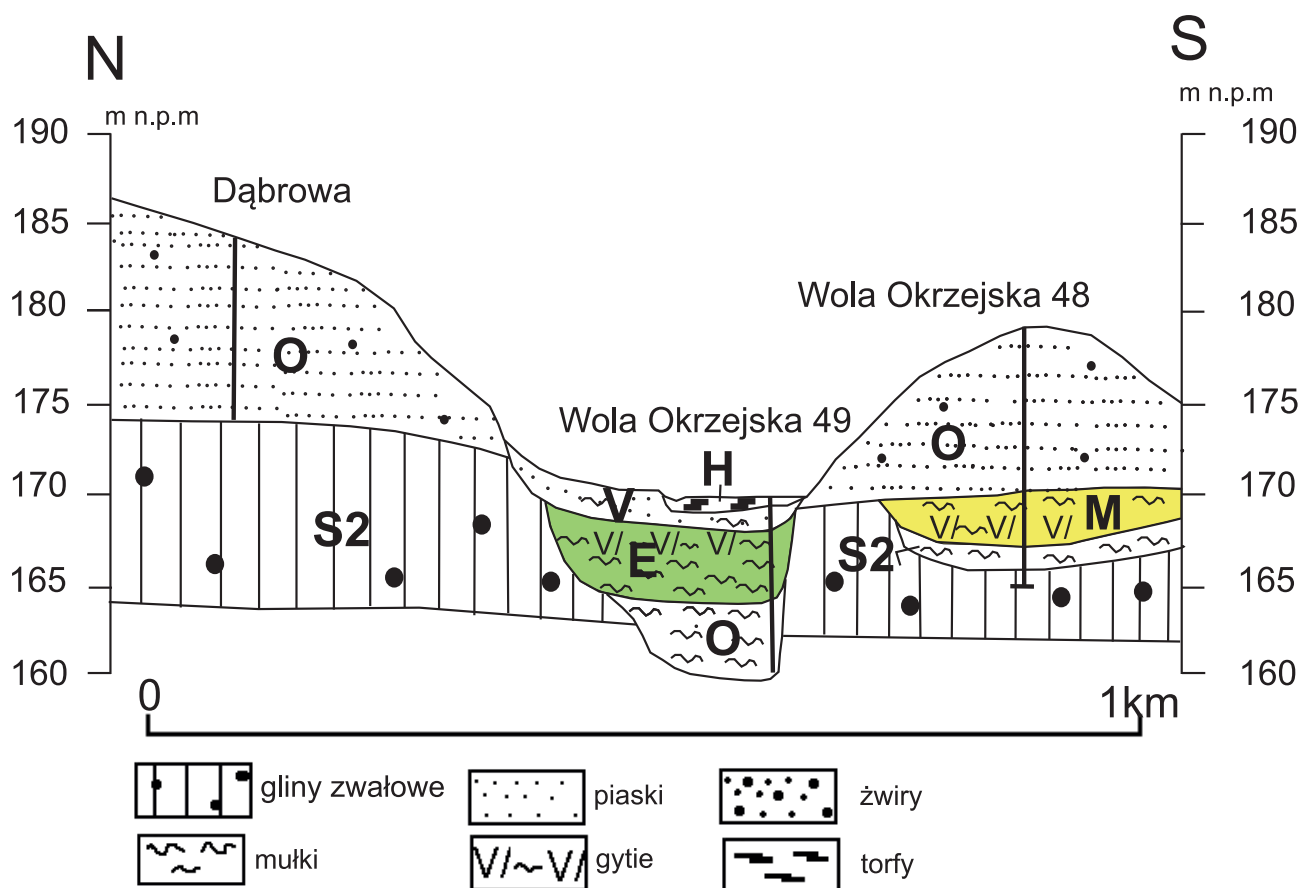
Stanowisko Wola Okrzejska 48 znajduje się na erozyjnym garbie na wysokości 178 m n.p.m. rozciętym przez dwie odnogi doliny Okrzejki, która w tej okolicy ma swe liczne źródła (fig. 1; 200 z punktu Huta Radońska). Powierzchnia terenu pokryta jest utworami flu-

wioglacialnymi (fig. 2; Żarski, 2008, Żarski i inni, 2005). Osady organogeniczne pobrano z wiercenia wykonanego sondą WH-1.

Seria osadów interglacjału mazowieckiego osiąga miąższość 3,5 m i stanowią ją torfy, łupki bitumiczne, gytia oraz piaski z humusem (fig. 3). Występują od głębokości 9 do 12,5 m. Osady te deponowane były w zarastającym zbiorniku jeziornym. Powyżej serii jeziornej znajdują się piaski i żwiry wodnolodowcowe, które są korelowane ze zlodowaczeniem odry z fazy postojowej warty. Poniżej osadów organogenicznych nawiercono mułki (0,40 m) i piaski zwałowe o miąższości 0,8 m zaliczone do lodowaczenia sanu 2.



Fig. 1. Muzeum Henryka Sienkiewicza w Woli Okrzejskiej. Fot. M. Żarski



S2 – złodowacenie sanu 2, **V** – złodowacenie wisty
M – interglacjał mazowiecki, **H** – holocen,
W – złodowacenie odry (faza warty)

Fig. 2. Przekrój geologiczny w Woli Okrzejskiej (wg Żarskiego i in., 2005, 2009)

Z sondy Wola Okrzejska 48 zostało opracowanych palinologicznie 11 próbek. Uzyskane wyniki pozwoliły na wykreślenie diagramu pyłkowego, w którym wyróżniono 6 lokalnych poziomów pyłkowych L PAZ, które reprezentują sukcesję mazowiecką (fig. 4; Żarski i in., 2005).

WO 48 1 *Picea-Alnus-Betula*. W poziomie dominuje pyłek drzew (98,2%): brzozy (33,7%), sosny (24,9%), świerka (17,9%), olszy (13,2%), leszczyny (2,2%). Udział grabu, dębu, wiązu, lipy i jesionu nie przekracza 1,5%.

WO 48 2 *Betula*. W poziomie tym dominuje brzoza (76,7%). Udział sosny wynosi 10,3%, olszy 2,5%, świerku 2,2%, dębu, grabu i jodły poniżej 1%.

WO 48 3 *Picea-Alnus-Betula*. W poziomie tym udział świerka wynosi 9,4–28,6%, olszy 16,2–19,2%, brzozy 17,3–42,9% i sosny 29%.

WO 48 4 *Picea-Alnus*. Poziom z wysokimi wartościami pyłku świerka (24,2–33,6%) i olszy (20,5–33,8%). Krzywa wartości drzew ciepłolubnych nie przekracza 2%.

WO 48 5 *Carpinus-Alnus-Corylus*. Olsza i grab osiągają maksimum występowania w profilu — 34,5% i 12,4%. Ro-

śnie udział leszczyny (12%). Wartości drzew ciepłolubnych są następujące: dąb — 2,7%, lipa — 2,7%, wiąz — 1,9%, jesion — 0,7%. Pojawia się pyłek taksonów o wyższych wymaganiach klimatycznych: cis, bluszcz, i bukszpan. Obecny jest pyłek jemiioły i chmielu zwyczajnego.

WO 48 6 *Picea-Alnus-Abies*. Poziom z maksymalnym udziałem pyłku jodły (14,7%) i świerka (38,8%). Wartość grabu, olszy i leszczyny oraz dębu nie przekracza 3%.

Stanowisko Wola Okrzejska 49 znajduje się w dolinie Okrzejki, w jej północnej odnodze, ograniczającej garb erozyjny, na powierzchni, którego wykonano wiercenie Wola Okrzejska 48 (fig. 1, 2; ze stanowiska Huta Radoryska) Stanowisko to położone jest na wysokości około 170 m n.p.m. Wykonano tu dwa wiercenia sonda WH. Jedno (A) w 2001 r., drugie (B), tuż obok pierwszego w 2003 r. Opis tych dwóch profili nieco się różni (fig. 5). Badania paleobotaniczne z pierwszego wiercenia (A) wykonała H. Winter, a dokładne z drugiego wiercenia (B) opracowała M. Nita (Żarski i in., 2005). Seria organiczna w obu wierceniach reprezentowana jest przez gytie, mułki i piaski, które

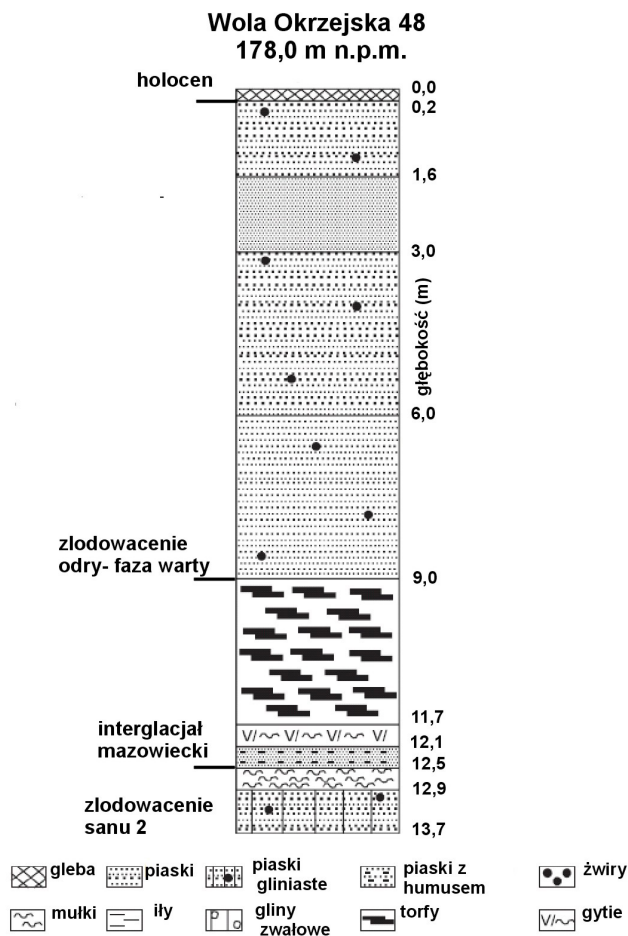


Fig. 3. Profil wiercenia Wola Okrzejska 48 (WO 48) (wg Żarskiego i in., 2005)

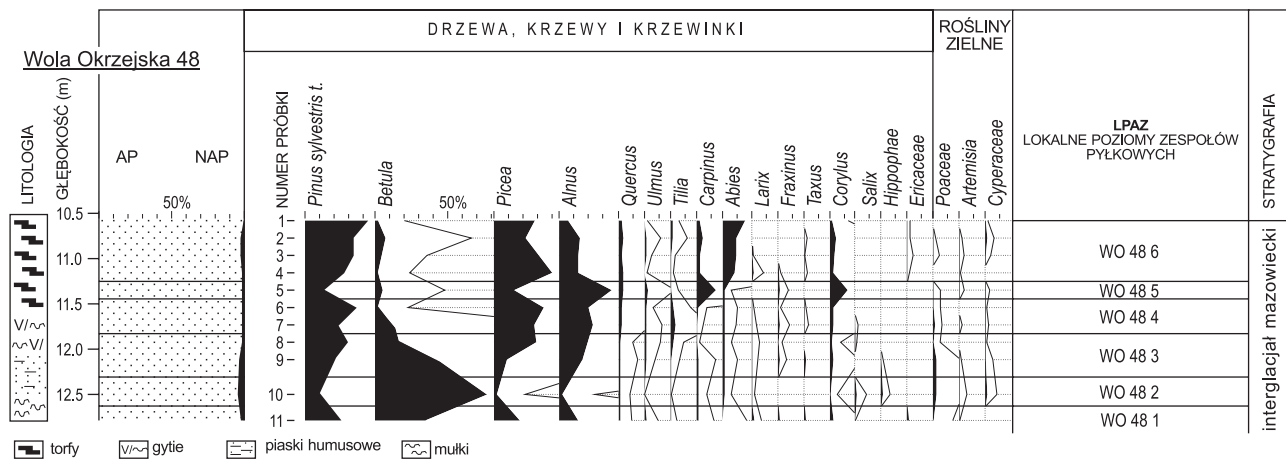


Fig. 4. Diagram pyłkowy z wiercenia WO 48 (wg Żarskiego i in., 2005)

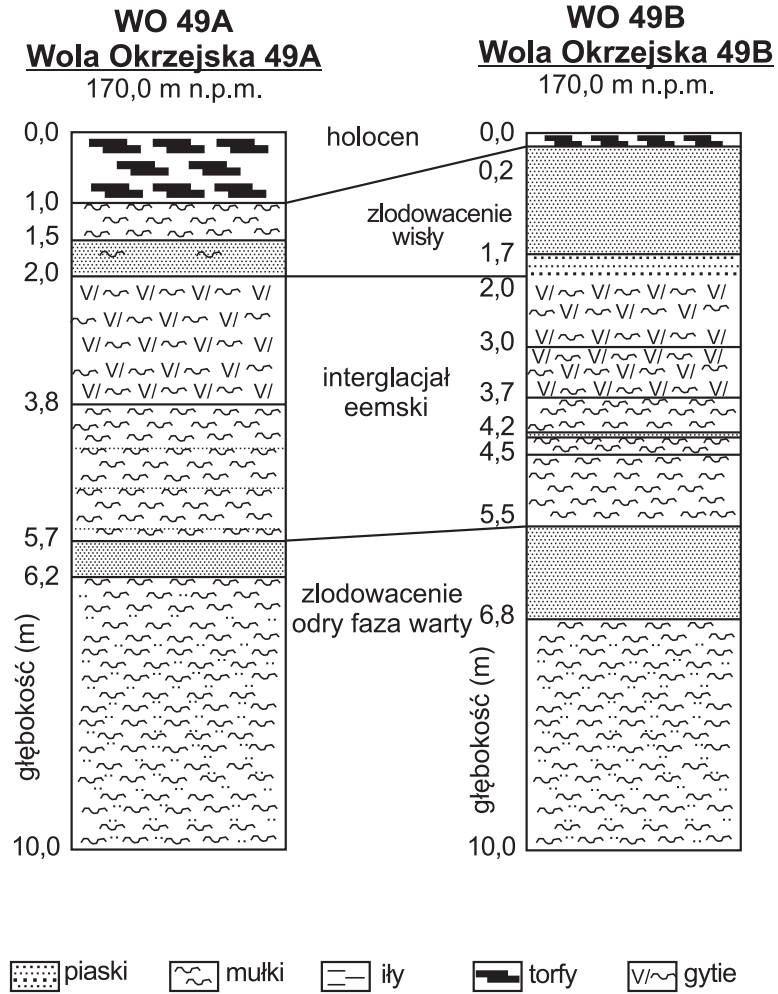


Fig. 5. Profil wierceń Wola Okrzejska 49 (WO 49 A i B) (wg Żarskiego i in., 2005)

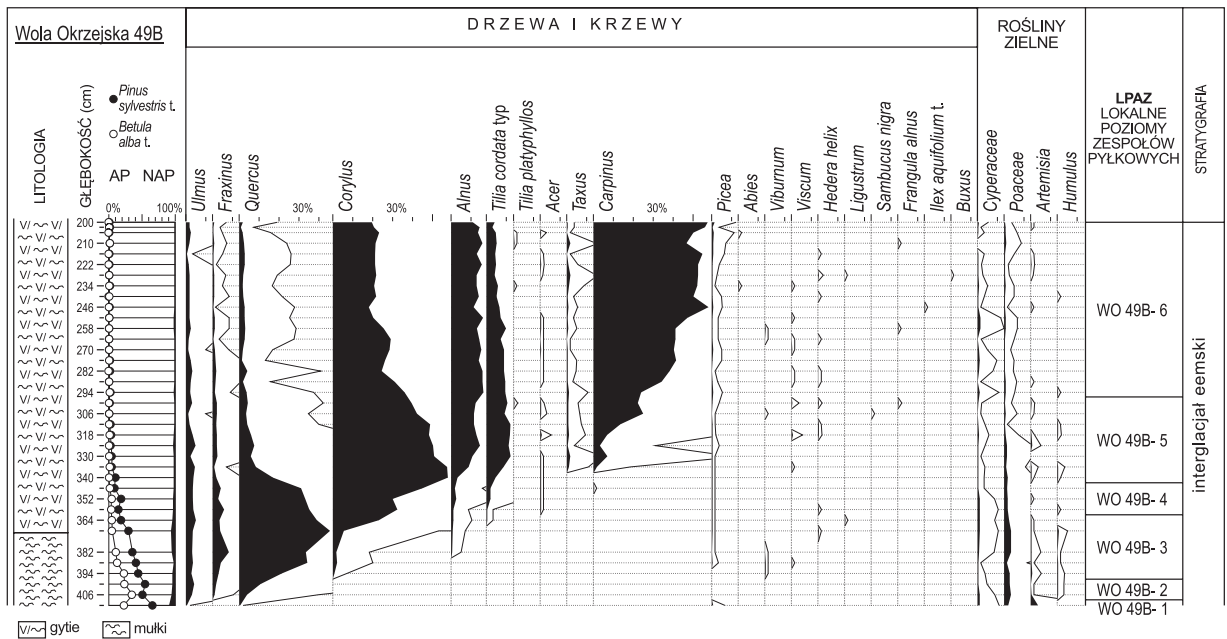


Fig. 6. Diagram pyłkowy z wiercenia WO 49 (wg Żarskiego i in., 2005)

Tab. 1. Korelacja lokalnych poziomów pyłkowych ze stanowiska Wola Okrzejska (WO 49B) i z regionalnymi poziomami pyłkowymi (wg Mamakowej, 1989; Żarskiego i in., 2005)

Wola Okrzejska WO 49B		Regionalne poziomy pyłkowe wg Mamakowej, 1989
Lokalne poziomy pyłkowe		E7 Pinus
		E6 Picea-Abies-Alnus
	WO 49B-6 Carpinus-Corylus	E5 Carpinus-Corylus- Alnus
	WO 49B-5 Corylus-Tilia-Alnus	E4 Corylus-Quercus-Tilia
	5b Carpinus	
	5a Quercus	
	WO 49B-4 Corylus-Quercus	
	WO 49B-3 Quercus-Fraxinus-Pinus	E3 Quercus-Fraxinus-Ulmus
WO 49B-2 Pinus-Betula-Ulmus	E2 Pinus-Betula-Ulmus	
WO 49B-1 Pinus-Betula	E1 Pinus-Betula	

akumulowane były w interglacjale eemskim (Żarski i in., 2005). Łączna miąższość osadów jeziornych w pierwszym wierceniu wynosi 3,7 m i 3,5 m w drugim wierceniu. Bezpośrednio poniżej mułków interglacjalnych znajdują się utwory z okresu zlodowacenia odry, fazy warty. Są to piaski o miąższości 0,5 m w wierceniu A i 1,3 m w wierceniu B, które deponowane były przez rzeki w warunkach bardzo wolnego przepływu. Poniżej osadów piaszczystych w obu wierceniach nawiercono mułki zastoiskowe o miąższości ponad 3 m z okresu schyłkowego zlodowacenia warty. Powyżej osadów interglacjalnych eemskiego w obu wierceniach znajdują się utwory piaszczyste zlodowacenia wiśły o miąższości 0,5 m (wiercenie A), 1,8 m (wiercenie B) (fig. 5). W wierceniu B ponad piaskami stwierdzono poziom szarych mułków o miąższości 0,5 m, które zaliczone zostały do zlodowacenia wiśły. Powyżej mułków znajdują się torfy holocenijskie o miąższościach 1 m (wiercenie A) i 0,20 m (wiercenie B). Na podstawie badań palinologicznych próbek pobranych z rdzenia wiertniczego WO 49B skonstruowano diagram pyłkowy, który odzwierciedla niepełną sukcesję eemską (fig. 6). Diagram pyłkowy został podzielony na sześć lokalnych poziomów pyłkowych. Lokalne poziomy pyłkowe korelują się z regionalnymi poziomami pyłkowymi wyróżnionymi przez Mamakową (1989).

WO 49B-1 Pinus-Betula – spektrum pyłkowe cechuje wysoki udział drzew (99%): sosny 65% i brzozy 23%.

WO 49B-2 Pinus-Betula-Ulmus – dominuje pyłek sosny (55%) i brzozy (35%) z domieszką dębu (10%) i wiązu (4%).

WO 49B-3 Quercus-Fraxinus-Pinus – maksymalne wartości w poziomie tym osiąga dąb (45%), jesion (8%) z udziałem wysokim sosny (44%).

WO 49B-4 Corylus-Quercus – rośnie udział pyłku leszczyny (44%) przy spadających zawartości dębu (39%).

WO 49B-5 Corylus-Tilia-Alnus – maksymalne wartości w profilu osiąga pyłek leszczyny (58%), a następnie lipy (12%) i olszy (13%).

WO 49B-6 Carpinus-Corylus – udział pyłku grabu dochodzi do 58%, wartości leszczyny maleją do 19% w najmłodszej części profilu.

Literatura

- MAMAKOWA K., 1989 — Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobotanica*, 29: 11–176.
- ŻARSKI M., 2008 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. Ark. Okrzeja wraz z objaśnieniami. NAG PIG-PIB, Warszawa.
- ŻARSKI M., NITA M., WINTER H., 2005 – Nowe stanowiska interglacjalne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska południowo-wschodnia). *Przegląd Geologiczny*, 53, 2: 137–144.
- ŻARSKI M., MAŁEK M., ALBRYCHT A., 2009 – Plejstocen południowego Podlasia. [W:] M. Żarski, S. Lisicki (red), Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia Warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu: 20–36. XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Zimna Woda k. Łukowa. PIG-PIB, Warszawa.