

# Małogoszcz, 06-08 września 2011

# Materiały konferencyjne



Polskie Towarzystwo Geologiczne Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego

# Organizatorzy konferencji "JURASSICA IX":



## Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego

oraz

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w Warszawie,

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie,

Instytut Botaniki Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

# JURASSICA

Małogoszcz, 06-08 września 2011

# Materiały konferencyjne



Polskie Towarzystwo Geologiczne Polska Grupa Robocza Systemu Jurajskiego

Redakcja: Bronisław A. Matyja, Andrzej Wierzbowski, Piotr Ziółkowski

# SPIS TREŚCI

#### ARTYKUŁY

Barbara Świetlik, Andrzej Urbaniec, Jan Hejnar, Lucyna Bobrek
Nowe odkrycie tytońskich tintinnidów w rejonie Sędziszowa Małopolskiego7
Grzegorz Pacyna, Danuta Zdebska
Galasy na liściu paproci z dolnej jury Gromadzic (Góry Świętokrzyskie)
- przykład interakcji rośliny-zwierzęta
Grzegorz Pacyna, Danuta Zdebska
Nowe dane o rodzaju Ixostrobus Raciborski 1892 (nagozalążkowe, Czekanowskiales?)
z dolnej jury Gromadzic (Góry Świętokrzyskie)
Svetlana Malenkina
Jurassic stromatolites of the Russian Platform40
Jozef Michalík
Possible proxies of climatic, tectonic and paleogeographic changes at the very beginning of
the Jurassic Period
Elena Shchepetova, Yuri Gavrilov, Evgeny Baraboshkin, Michail Rogov, Ekaterina Shcherbinina
The main organic matter rich shale sequences in the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of
the Russian Platform: sedimentology, geochemistry and paleoenvironmental models58

### ABSTRAKTY KONFERENCYJNE

Agnieszka Arabas
Paleośrodowisko pienińskiego basenu skałkowego w późnej jurze
- wyniki wstępne na podstawie materiału ze Stankowej Skały67
Paweł Brański, Grzegorz Pieńkowski
Nowe dane na temat pogranicza triasu i jury w SE części basenu polskiego (otwór Niekłań
PIG-1)
Marcin Barski, Bronisław Andrzej Matyja, Tomasz Segit, Andrzej Wierzbowski
O wieku tzw. "czarnego fliszu" (formacja szlachtowska) w Pieninach: nowe fakty a stare
kontrowersje
Maria Barbacka, Anna Maria Ociepa, Elżbieta Wcisło-Luraniec
Wstępne wyniki badań makroszczątków roślinnych z wiercenia Huta OP-1 (trias – jura)
z północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich76
Sławomir Florjan
Nowy okaz <i>Cycadeoidea</i> sp. (Cycadeoidopsida) z Polski
Ewa Głowniak
Ekologiczne uwarunkowania wczesnej ewolucji perisfinktidów na przykładzie rodzaju
Prososphinctes Schindewolf - dowody z submedyterańskich profili dolnego oksfordu
w południowej Polsce81
Jan Golonka, Michał Krobicki
Global and Northern Tethyan Jurassic supersequences83
Jacek Grabowski, Katarzyna Sobień, Leona Koptikova, Johann Schnyder, Jan Hejnar, Leszek
Krzemiński, Andrzej Pszczółkowski, Marcin Barski, Petr Schnabl, Tadeusz Sztyrak
Integrated bio-, magneto-, MS, GRS and $\delta^{13}$ C stratigraphy of Jurassic/Cretaceous boundary
sections in the Tatra Mts and Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland)86
Urszula Hara, Zdeněk Vašiček, Petr Skupien
Wielowarstwowe kolonie mszywiołów z rzędu Cyclostomata z osadów facji sztramberskiej
(tyton/berias) Śtramberk, Czechy88

Stephen P. Hesselbo, Grzegorz Pieńkowski
Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event
(Early Jurassic, Polish Basin)91
Jolanta Iwańczuk, Katarzyna Sobień
Wstępne wyniki badań paleośrodowiska sedymentacji osadów ogniwa Margli ze Skalitego (Tatry)93
Renata Jach, Marta Bak, Alfred Uchman
Facje jurajskich radiolarytów i współwystępujących z nimi wapieni jednostki kriżniańskiej w Tatrach Zachodnich
Agata Jarzynka
Wstępne wyniki badań nad środkowojurajską florą z Grojca (południowa Polska)95
Bogusław Kołodziej
Wykorzystanie chetetidów w analizie środowiska sedymentacji dolnego kimerydu obrzeżenia Gór Świetokrzyskich
Michał Krobicki
Środkowajurajskie wanienne tempestyty okolic Jomsom
(dolina Kali Gandaki Thakkhola Nenal)
Michał Krahicki Ireneusz Felisiak Ewa Szawczyk
Klastyczno-weglanowe utwory pograniczą keloweju-oksfordu rejonu Bełchatowa (antyklina
Dabroury Dusiackiaj njecka lodzka Dolska centralno)
Michał Krohicki Bronisław Andrzej Matvia Andrzej Wierzhowski
Odkrycje nowej facij wanienj okefordu w njenińskim posje skałkowym i jej znaczenie
paleogeograficzne
Joanna Krunnik Jadwiga Ziaia Anna Feldman-Olszewska
Wsteppe wyniki badań palinologicznych wiercenia Huta OP-1 (trias-jura)
z północnego obrzeżenia Gór Świetokrzyskich
Otília Lintnerová Peter Uhlík Jozef Michalík Zuzana Weissová
Provies of climatic naleotectonic and naleogeographic changes at the very beginning
of the Jurassic Period
Grzegorz Pacyna
Nowe materiały górnojurajskich ramjenionogów z okolic Krakowa 115
Grzegorz Pieńkowski. Grzegorz Niedźwiedzki. Marta Waksmundzka
Sedimentological palynological and geochemical studies of the terrestrial Triassic-Jurassic
boundary in north-western Poland
Ian Schlögl, Christian Meister
An exceptionally rich Lower Sinemurian ammonite fauna from Male Karpaty Mts.
Western Carpathians, Slovakia
Jacek Szwedo
Coleorrhyncha of the European Jurassic (Insecta: Hemiptera) 123
Adam Tomašových. Ján Schlögl, Lenka Donovalova
Evaluating mechanisms generating shell concentrations dominated by the bivalve <i>Bositra</i>
huchi in the Middle Jurassic of the Western Tethys (Pieniny Klippen Belt)
Hubert Wierzbowski
Stable isotope stratigraphy of the Upper Callovian–Lower Kimmeridgian: a comparison of
oxygen and carbon isotope records of the Tethyan and the Boreal realms
Zbigniew Złonkiewicz
Środowiska depozycyjne piaskowców żarnowskich (formacia ostrowiecka, dolny synemur)
w Sielcu koło Żarnowa (zachodnie obrzeżenie Gór Świetokrzyskich)
MATERIAŁY DO SESJI TERENOWYCH
Bronisław Andrzei Matvia



#### Barbara Świetlik<sup>1</sup>, Andrzej Urbaniec<sup>2</sup>, Jan Hejnar<sup>3</sup>, Lucyna Bobrek<sup>1</sup>

## NOWE ODKRYCIE TYTOŃSKICH TINTINNIDÓW W REJONIE SĘDZISZOWA MAŁOPOLSKIEGO

 ""PETROGEO" – Przedsiębiorstwo Usług Laboratoryjnych i Geologicznych Sp. z o.o., 30-732 Kraków ul. Mierzeja Wiślana 6
e-mail: swietlik@petrogeo.pl; bobrek@petrogeo.pl
<sup>2</sup>PGNiG S.A., Oddział w Sanoku, 31-503 Kraków ul. Lubicz 25
e-mail: andrzej.urbaniec@sanok.pgnig.pl
<sup>3</sup>Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków, Poland,

e-mailndhejnar@cyfronet.pl

**Słowa kluczowe:** przedgórze Karpat, górna jura, dolna kreda, biostratygrafia, tintinnidy, dinocysty wapienne, małżoraczki, formacje litostratrygraficzne

Keywords: Carpathian foreland, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, biostratigraphy, tintinnids, calcareous dinocysts, ostracods, lithostratigraphic formations

#### Streszczenie

W artykule opisano najnowsze odkrycie tytońskich tintinnidów z otworów wiertniczych zlokalizowanych w rejonie Sędziszowa Małopolskiego. Stwierdzone w otworze Góra Ropczycka-2 taksony: Borzaiella slovenica (Borza) i Longicollaria sp. należą do jednych z najstarszych znanych form tintinnidów i nie były dotychczas notowane z obszaru przedgórza polskich Karpat. Na ich podstawie określono wiek części profilu serii węglanowej najwyższej jury na środkowy tyton. W sąsiednim odwiercie (Góra Ropczycka-3) stwierdzono z kolei taksony: intermedia (Durand-Crassicollaria -Delga), Tintinnopsella gr. carpathica (Murgeanu & Filipescu), *Praetintinnopsella* cf. *andrusovi* Borza, *Lorenziella* sp. Zespół ten charakterystyczny jest dla późnego tytonu. W wyższej części profilu oznaczono natomiast zespół małżoraczków charakterystyczny dla wczesnego beriasu.

#### Wstęp

Obszar obecnego rozprzestrzenienia utworów górnej jury i dolnej kredy w podłożu zapadliska przedkarpackiego i brzeżnej strefy Karpat na przełomie jury i kredy znajdował się w obszarze zwanym Perytetydą (Dercourt *et al.* 2000; Golonka *et al.* 2008). Pod względem paleogeograficznym była to strefa usytuowana na południowo-za-

chodniej krawędzi platformy północnoeuropejskiej, do której od południa przylegały baseny Tetydy. W związku z takimi uwarunkowaniami i sytuacja paleogeograficzna w zespołach mikroskamieniałości jury i kredy przedgórza Karpat odzwierciedlają się wpływy obydwu prowincji (tj. borealnej i tetydzkiej), natomiast o charakterze tych zespołów decydowała głównie batymetria basenu sedymentacyjnego, związana prawdopodobnie nie tylko z eustatycznymi zmianami poziomu morza, ale również z aktywnością tektoniczną obszaru (Gutowski & Wybraniec 2006; Gutowski et al. 2006; Złonkiewicz 2006; Świdrowska et al. 2008).

Prowadzone od wielu lat badania mikrofaunistyczne i mikrofacjalne utwo-

rów najwyższej jury i dolnej kredy na obszarze środkowej części przedgórza Karpat wykazały prawie całkowity brak lub jedynie pojedyncze stwierdzenia organizmów otwartomorskich, takich jak amonity i tintinnidy (Morycowa & Moryc 1976; Golonka 1978; Moryc 1997; Olszewska 1998, 1999, 2001; Zdanowski et al. 2001; Bobrek et al. 2003, 2005; Urbaniec & Świetlik 2003; Dziadzio et al. 2004: Gutowski et al. 2007; Matyja & Barski 2007; Barski & Matyja 2008b; Matyja 2009; Urbaniec et al. 2010), podczas gdy są one pospolite w bardziej centralnych strefach oceanu Tetydy. "Facje kalpionellowe", często z masową zawartością tintinnidów, opisywane były natomiast z wapieni egzotykowych znajdowanych w kredowych



Fig. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych, w których dotychczas stwierdzono tintinnidy

		tion	IM A			[API]				ania		Dinocysty wapienne Calcareous Dinoflagellate						Tintinnids	Otwornice Foraminifers								
STRATYGRAF1	stratigraphy	FORMACJA format	PROFILOWANTE CAN		natural gamma tog		g ł ę b o k o ś ć <i>d e p t h</i> [ m ]	LITOLOGIA	lithology	interwały rdzeniow	cored intervals	Cadosina lapidosa (Vogler)	Cadosina sublapidosa (Vogler)	Cadosina semiradiata semiradiata (Wanner)	Cadosina semiradiata fusca (Wanner)	Schizosphaerella minutissima (Colom)	Borzaiella slovenica (Borza)	Longicollaria sp.	Candorbulina bilobata (d'Orbigny)	Candorbulina suturalis (Bronn.)	Paragloborotalia siakensis (Le Roy)	Paragloborotalia mayeri (Cushman et Ellisor)	Globigerinella obesa (Bolli)	Globoconella bykovae (Aisenstadt)	Globigerina bulloides d'Orbigny	Globigerinoides subsacculiferus (Brady)	Globigerinoides trilobus (Reuss)
MIOCEN	baden dolny Lower Badenian			4	<pre>{</pre>		2040 _	-																			
JURA GÓRNA - UPPER JURASSIC	tyton środkowy 🔞 Middle Tithonian	formacja dolomityczno - wapienna z Ropczyc 🚽 Ropczyce dolomite - limestone formation	V M / Whannen				2050 _ 2060 _ 2070 _				MNEN MARTE I R	* *	*	* **	* **	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Głębokość końcowa otworu (Total depth of well): 2090 m     Objaśnienia do Fig. 2 i 3:     Legend for Fig. 2 & 3:     wapienie     ilimestones     wapienie margliste     marły limestones     margle     marls     Detekcje weglanowe     carbonate breccias     *     stwierdzone występowanie     mikroskamienialości     dolomite     marls																											

Fig. 2. Profil litostratygraficzny utworów najwyższej jury w otworze Góra Ropczycka-2



**Fig. 3**. Profil litostratygraficzny utworów najwyższej jury i dolnej kredy w otworze Góra Ropczycka-3. Objaśnienia na ryc. 2

i paleogeńskich utworach fliszowych Karpat (Morycowa 1964, 1968, 1988; Geroch & Morycowa 1966; Ciborowski & Kołodziej 2000, 2001; Olszewska & Wieczorek 2001). W ostatnich latach dokonano odkrycia kolejnych przedstawicieli tintinnidów w południowej części przedgórza Karpat w próbkach rdzeniowych z odwiertów Góra Ropczycka-2 i -3, zlokalizowanych w rejonie Sędziszowa Małopolskiego (Fig. 1). Są to w większości nowe, tj. nie notowane dotąd na obszarze polskiej części przedgórza Karpat taksony, które jednocześnie pozwalają na precyzyjne określenie pozycji stratygraficznej części profilu serii węglanowej pogranicza jury i kredy, w której zostały znalezione.

Wymienione wyżej otwory wiertnicze zlokalizowane są w odległości 3,5 km na południe od Sędziszowa Małopolskiego. W odwiercie Góra Ropczycka-2 bezpośrednio pod utworami badenu dolnego występują utwory tytonu należące do formacji dolomityczno-wapiennej z Ropczyc (Fig.2). Z kolei w odwiercie Góra Ropczycka-3, usytuowanym w odległości 0,9 km od poprzedniego otworu, ponad utworami górnego tytonu udokumentowano na podstawie zespołu małżoraczków również utwory dolnego beriasu, należące do formacji wapienno-marglistej z Zagorzyc (Fig.3). Profil stratygraficzny tego otworu, jak i dane geologiczno-geofizyczne wskazują, że leży on w skrzydle zrzuconym regionalnej strefy dyslokacyjnej.

#### Dotychczasowe znaleziska tintinnidów z obszaru przedgórza polskich Karpat

Pierwszą wzmiankę o mikroorganizmach przypominających tintinnidy znaleźć można w pracy Morycowej i Moryca (1976) przy okazji opisu mikrofacjalnego utworów węglanowych najwyższej jury z rejonu Dąbrowy Tarnowskiej – Szczucina. Wspomniani autorzy zaliczyli tego typu formy do grupy incertae sedis, dokumentując na fotografiach ich występowanie w odwiercie Swarzów-4 w głębokości 677,8-682,2 m (Morycowa & Moryc 1976; tabl. XIV, fig. 1a-e, h, fig. 2). Zgodnie z nowym podziałem litostratygraficznym jury przedgórza Karpat wspomniane formy występują w profilu formacji wapieni ze Swarzowa (Matyja & Barski 2007; Matyja 2009) lub serii koralowcowo-onkolitowej według podziału Gutowskiego et al. (2007) . Wiek tych utworów na podstawie wykonanych badań dinocyst organicznych określono w ostatnich latach na tyton (Matyja & Barski 2007; Barski & Matyja 2008b).

Obecność Tintinnidae "prawdopodobnie z rodzaju Crassicollaria" odnotowuje również Golonka (1978) przy charakterystyce mikrofacjalnej utworów serii glonowo-oolitowej z Sobkowa (obecnie, zgodnie ze wspomnianymi wyżej podziałami litostratygraficznymi jury, jest to formacja wapieni ze Swarzowa lub seria koralowcowo-onkolitowa). Niestety autor ten nie podaje bliższych informacji w których otworach wiertniczych, ani nawet z jakiego rejonu przedgórza Karpat pochodzą wspomniane formy tintinnidów, brak również dla nich dokumentacji fotograficznej.

Fakt znalezienia kolejnego przedstawiciela tintinnidów, a konkretnie tzw. małej formy *Calpionella alpina* Lorenz w otworze Zagorzyce-6 (położonym ok. 7 km na południe od odwiertów Góra Ropczycka-2 i -3) na głębokości 2836 m, podaje Olszewska (1998, 1999, 2001). Formę tę znaleziono w obrębie profilu formacji z Zagorzyc (zgodnie z podziałem litostratygraficznym kredy dolnej - Urbaniec *et al.* 2010), której wiek na podstawie zespołu mikroskamieniałości przypisuje się obecnie na berias.

O stwierdzeniu form *Calpionella alpina* Lorenz oraz przedstawicieli rodzaju *Crassicollaria* sp. (prawdopodobnie *C.* aff. *parvula* Remane) w odwiercie Niwki-3 k/Dąbrowy Tarnowskiej pisze Olszewska (1998) omawiając biostratygrafię utworów górnej jury i dolnej kredy podłoża Karpat fliszowych. Formy te znalezione zostały w części profilu zaliczanej obecnie do formacji muszlowców ze Smęgorzowa (Matyja & Barski 2007; Matyja 2009) lub serii muszlowcowo-oolitowej dolnej (Gutowski *et al.* 2007), określając ich pozycję co najmniej na górny tyton.

Występowanie tintinnidów w utworach węglanowych górnej jury w otworze Pilzno-40 odnotowują również Barski & Matyja (2008a, b). Autorzy ci zidentyfikowali następujące taksony: duża forma Calpionella alpina Lorenz, Tintinnopsella sp., Crassicoillaria sp. Wymienione formy występują w obrębie utworów o charakterze rafy koralowej, wydzielanych przez Matyję i Barskiego (2007) w formację wapieni koralowcowych z Pilzna. Wcześniej tytoński wiek wspomnianych biolitytów koralowcowych datowany był na podstawie zespołu otwornic (z najważniejszymi gatunkami: Protopeneroplis striata Weynschenck oraz P. ultragranulata Gorbatchik), jak również zespołu dinocyst wapiennych, wśród których największe znaczenie stratygraficzne mają Carpistomiosphaera tithonica Nowak

i *Colomisphaera pulla* (Borza) (Gregosiewicz *et al.* 2001; Urbaniec & Świetlik 2003). Wspomniane wyżej taksony tintinnidów potwierdzają tytoński wiek formacji z Pilzna.

Obecność tintinnidów zarejestrowano również we wschodniej części przedgórza Karpat. Olszewska (2000) podaje stwierdzenie formy *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu & Filipescu) w otworze Basznia-1 koło Lubaczowa. W otworze Babczyn-1 znaleziono natomiast kalpionellę z gatunku *Calpionella alpina* Lorenz w obrębie profilu formacji z Babczyna (Gutowski *et al.* 2005).

#### Charakterystyka litologiczna, mikrofacjalna i mikropaleontologiczna

#### Góra Ropczycka-2

Utwory jury górnej występują w profilu otworu Góra Ropczycka-2 bezpośrednio pod serią ilasto-mułowcową dolnego badenu. W odwiercie tym pobrano rdzenie wiertnicze ze stropowej partii profilu jury z interwału 2051-2071 m (Fig. 2), co pozwoliło na w miarę dokładne przebadanie tych utworów pod względem litologicznym, mikropaleontologicznym i mikrofacjalnym.

W rdzeniu z głębokości 2051-2054,5 m występują uławicone wapienie dolomityczne i dolomity margliste, mikrytowe, przechodzące ku dołowi (do głębokości 2059 m) w beżowe wapienie mikrytowe. Pod względem mikrofacjalnym badane utwory węglanowe reprezentowane są przez madstony, wakstony i greinstony peloidowe. W próbce z głębokości 2055,2 m mikroskamie-





A - Cadosina semiradiata fusca (Wanner) GR-2, 2068-2071 m, sk.l; B - Cadosina semiradiata semiradiata (Wanner) GR-2, 2068-2071 m, sk.l; C - Cadosina lapidosa (Vogler) GR-2, 2068-2071 m, sk.l; D - Borzaiella slovenica (Borza), GR-2, 2068-2071 m, sk.l; E - Cadosina semiradiata semiradiata (Wanner) GR-2, 2051-2059 m, sk.V; F - Longicolaria sp. GR-2, 2051-2059 m, sk.V; G - Colomisphaera fortis (Rehanek) GR-3, 2150-2159 m, sk.I; H - Lorenziella sp. GR-3, 2150-2159 m, sk.l; I - Crassicolaria intermedia (Durand-Delga) GR-3, 2150-2159 m, sk.l. (GR-2 – odwiert Góra Ropczycka-2; GR-3 – odwiert Góra Ropczycka-3)

niałości reprezentowane są głównie Wanner (Fig. 4E, 5B), Cadosina semiprzez węglanowe cysty dinoflagella- radiata fusca (Wanner) oraz Cadosina ta: Cadosina semiradiata semiradiata sublapidosa Vogler. Ponadto w szlifie zidentyfikowano tintinnidy z rodziny *Chitinoidellidae.* Ze względu na słaby stopień zachowania precyzyjne oznaczenie przynależności taksonomicznej obserwowanych chitinoidellidów nie było możliwe. Obserwacje mikropaleontologiczne pozwoliły określić rodzaj jednej ze stwierdzonych form – *Longicolaria* sp. (Fig. 4F, 5B). Ponadto w opisywanych utworach występują na ogół źle zachowane i nieoznaczalne gatunkowo otwornice (*Reophax* sp., *Polymorphinidae, Miliolidae*), jak również pokruszone skorupki małżoraczków.

W głębokości 2059-2071 m występuje kompleks wapieni i wapieni dolomitycznych, mikrytowych, silnie spękanych i zaburzonych tektonicznie, szczeliny wypełnione są materiałem piaszczystym lub ilasto-marglistym. W obrazie mikroskopowym w kompleksie tym występują madstony, pakstony oraz greinstony intraklastyczpeloidowo-intraklastyczne. lub ne Lokalnie obserwuje się rekrystalizację pierwotnie mikrytowego tła skalnego. W szlifach z opisywanej serii stwierdzono charakterystyczny zespół wadinocyst, reprezentowany piennych przez taksony: Cadosina semiradiata semiradiata Wanner (Fig. 4B), Cadosina semiradiata fusca (Wanner) (Fig. 4A), Cadosina sublapidosa Vogler, Cadosina lapidosa Vogler (Fig. 4C) oraz Schizosphaerella minutissima (Colom), przy czym obserwuje się zdecydowaną dominację pod względem liczebności pierwszych dwóch z wymienionych form, natomiast pozostałe taksony występują w stopniu podrzędnym. W głębokości 2068 m stwierdzono nieliczne i stosunkowo słabo zachowane tintinnidy należące do rodziny *Chitinoidellidae*, wśród których rozpoznano gatunek *Borzaiella slovenica* (Borza) (Fig. 4D; 5A). Poza wymienionymi mikroskamieniałościami w omawianych utworach występują fragmenty małżoraczków, elementy szkieletowe szkarłupni, a także mumie gąbek.

W obrębie tego kompleksu, w głębokości 2065,5-2066,3 m, stwierdzono w węglanach obecność dwóch wkładek dosyć twardych, pokruszonych utworów marglistych barwy ciemnozielonej, wypełniających szczeliny rozwinięte w wapieniach dolomitycznych. Badania mikrofaunistyczne przeprowadzone na próbkach pobranych ze wspomnianych wyżej utworów marglistych wypełniających szczeliny wykazały obecność zespołu mikrofauny charakterystycznej dla dolnego badenu, w tym gatunków: Candorbulina suturalis (Bronn.), Candorbulina bilobata (d'Orbigny), Paragloborotalia siakensis (Le Roy), Paragloborotalia mayeri (Cushman & Ellisor), Globigerinella obesa (Bolli), Globoconella bykovae (Aisenstadt), Globigerina bulloides d'Orbigny, Globigerinoides subsacculiferus Cita, Premoli Silva & Rossi, Globigerinoides trilobus (Reuss) (Fig. 2). Opisane utwory, zawierające mikrofaunę dolnego badenu, wypełniają zatem szczeliny związane z płaszczyzną uskokową.

Na podstawie interpretacji pomiarów geofizyki otworowej można wnioskować, że poniżej głębokości 2071 m, aż do głębokości końcowej 2090 m, występuje stosunkowo monotonny kompleks wapieni o bardzo niskim stopniu zailenia.

14



Fig. 5. Przykłady mikrofacji, w których występują opisane formy z rodziny *Chitinoidellidae* i *Calpionellidae* oraz towarzyszące im wapienne cysty dinoflagellata

#### Góra Ropczycka-3

W otworze Góra Ropczycka-3 z utworów należących do serii węglanowej dolnej kredy - górnej jury pobrano w sumie 3 rdzenie wiertnicze. Dwa pierwsze, z głębokości 2105-2114 m oraz 2150-2159 m, dostarczyły istotnych informacji pod względem biostratygraficznym (Fig. 3), natomiast najniższy rdzeń, pobrany w interwale 2195-2200 m, zawiera dolomity i dolomity wapniste z silnie zaawansowanymi procesami dolomityzacji i rekrystalizacji tła skalnego. Skały te praktycznie całkowicie pozbawione są mikroskamieniałości.

Rdzeń z głębokości 2105-2114 m rozpoczyna brekcja węglanowa, zbudowana z okruchów beżowych zwięzłych wapieni, które tkwią w marglistym szaro-zielonym spoiwie. Miąższość tej brekcji wynosi około 0,5 m. W głębokości 2105,5-2106 m występują szare wapienie margliste z charakterystycznymi laminami i smugami szaro-zielonkawych margli. W poddanej maceracji próbce z tych utworów wyodrębniono liczne małżoraczki, należące do gatunków: Damonella pygmaea (Andersen), Fabanella boloniensis (Jones), Darwinula oblonga (Roemer), Klieana alata Martin, Rhinocypris sp., a także nieliczne otwornice aglutynujące z rodzajów Haplophragmoides i Ammobaculites. Poniżej, do głębokości 2114 m, występuje kompleks szaro-beżowych wapieni mikrytowych, które pod względem mikrofacjalnym reprezentowane są przez pakstony bioklastyczne, zailone pakstony bioklastyczno-peloidowe, a także greinstony peloidowe. W utworach

opisanego kompleksu znaleziono podobny jak wyżej zespół małżoraczków, a ponadto w płytkach cienkich odnotowano obecność otwornicy *Epistomina caracolla* (Roemer), licznych fragmentów łodyg ramienic z gatunku *Clavator reidi* Groves. Występują tutaj również oogonia *Aclistochara* sp. oraz dinocysty wapienne: *Cadosina semiradiata semiradiata* Wanner, *Cadosina semiradiata fusca* (Wanner), *Colomisphaera* sp.

W rdzeniu z głębokości 2150-2159 m stwierdzono kompleks szaro-beżowych wapieni uławiconych, mikrytowych, z wyraźnymi marglistych, lokalnie szwami stylolitowymi. W obrazie mikroskopowym dominują zailone lokalnie pakstony peloidowe oraz greinstony intraklastyczno-bioklastyczne, a także madstony. W utworach opisanego kompleksu rozpoznano w płytkach cienkich kalpionelle: Crassicollaria intermedia (Durand-Delga) (Fig. 4I, 5C), Lorenziella sp. (Fig. 4H), Praetintinnopsella cf. andrusovi Borza oraz Tintinnopsella gr. carpathica (Murgeanu & Filipescu), występująca tutaj w odmianie o mniejszych rozmiarach. Ponadto stwierdzono również zespół wapiennych dinocyst z taksonami: Cadosina semiradiata semiradiata Wanner, Cadosina semiradiata fusca (Wanner), Cadosina sublapidosa Vogler, Colomisphaera tenuis (Nagy) oraz Colomisphaera fortis Řehánek (Fig. 4G). Podrzędnie występują otwornice z rodzajów: Reophax, Pseudocyclammina i Everticyclammina; spotykane są także koprolity skorupiaków.

Interpretacja pomiarów geofizyki otworowej wskazuje, że pomiędzy in-

terwałami rdzeniowania możemy mieć do czynienia z bardziej urozmaiconym pod względem litologicznym kompleksem utworów wapienno-marglisto-dolomitycznych, przy czym najbardziej czytelna w zapisie karotażowym wkładka marglista występuje w głębokości 2120-2122 m.

#### Biostratygrafia

Opisane wyżej zespoły mikroskamieniałości, zidentyfikowane w utworach węglanowych najwyższej jury i najniższej kredy z rejonu Sędziszowa Małopolskiego, wykazują wyraźne podobieństwo do zespołów znanych z formacji węglanowych prowincji tetydzkiej. W związku z tym pozycję stratygraficzną badanych utworów ustalono na podstawie standardowej zonacji kalpionellidowej (Remane 1971; Alleman et al. 1971; Pop 1974, 1994; Borza 1984; Remane et al. 1986; Lakova 1993; Grün & Blau 1997; Lakova et al. 1999), oraz dinocystowej (Borza 1984; Lakova et al., 1999; Reháková 2000a, b), opracowanych dla tetydzkich osadów węglanowych (Fig. 6). Znaczenie stratygraficzne poszczególnych taksonów cyst weglanowych dinoflagellata i tintinnidów jest różne. Przynależność próbki do danej zony lub podzony kalpionellidowej i dinocystowej określana była na podstawie występowania w próbce poszczególnych taksonów o ustalonym zasięgu stratygraficznym jak również analizy całego zespołu taksonomicznego. Badane próbki przeanalizowano



Fig. 6. Schemat biostratygraficznej zonacji tintinnidowej i dinocystowej dla środkowego i górnego tytonu oraz dolnego beriasu.

również pod kątem wzajemnych stosunków ilościowych zespołów tintinnidów oraz dinocyst wapiennych.

#### Góra Ropczycka-2

Największe znaczenie stratygraficzne w badanych utworach z odwiertu Góra Ropczycka-2 (interwał 2051-2071 m) mają tintinnidy i wapienne cysty dinoflagellata. W zespole dinocystowym najistotniejsza z punktu widzenia zonacji dinocystowej jest obecność taksonów Cadosina semiradiata semiradiata Wanner oraz Cadosina semiradiata fusca (Wanner). Pierwsze pojawienie się tych form jest wydarzeniem ewowyznaczającym lucyjnym początek środkowotytońskiej zony Semiradiata (Reháková 2000a). Szeroki zasięg stratygraficzny wyżej wymienionych taksonów (tj. od środkowego tytonu do wczesnego albu) uniemożliwia jednak precyzyjne datowanie badanej próbki w oparciu o wyłącznie wspomniane formy. Jednocześnie, współwystępowanie dinocyst Cadosina semiradiata semiradiata Wanner oraz Cadosina semiradiata fusca (Wanner) z typowo jurajskim zespołem dinocystowym (por. Borza 1984), reprezentowanym przez formy Cadosina sublapidosa Vogler, Cadosina lapidosa Vogler oraz Schizosphaerella minutissima (Colom) zawęża interwał stratygraficzny do środkowego i górnego tytonu. Dodatkowo brak w badanych próbkach taksonów Colomisphaera tenuis (Nagy) i Colomisphaera fortis Řehánek, mających ortostratygraficzne znaczenie dla górnego determinuje przynależność tytonu, tych utworów do dinocystowej zony Semiradiata (Reháková 2000a) i ustala jej wiek na środkowy tyton.

W próbkach pochodzących z głębokości 2055,2 m oraz 2068 m zidentyfikowano formy z rodziny Chitinoidellidae (Fig. 2). Sa to formy uznawane za przodków gromady tintinnidów (Reháková & Michalik 1997; Pop 1997, 1998), charakteryzujące się mikroziarnistą budową loriki (Borza 1966, 1969; Remane 1969; Reháková & Michalik 1992, 1993; Reháková 2002). Pojawiły się one pod koniec wczesnego tytonu, a ich zmierzch datowany jest na koniec środkowego tytonu (Reháková 2002). Krótki interwał egzystencji tej rodziny w połączeniu z szybkim tempem ewolucji czyni z chitinoidellidów mikroskamieniałości o znaczeniu ortostratygraficznym dla środkowego tytonu.

W próbce pochodzącej z głębokości 2068 m zidentyfikowano takson Borzaiella slovenica (Borza) (Fig. 4D, 5A). Jest to forma z rodziny Chitinoidellidae charakteryzująca się dzwonowym, obłym kształtem loriki zakończonej jednoczęściowym wywiniętym na zewnątrz pierścieniem (kołnierzem) oraz niewielkimi rozmiarami, typowymi dla przedstawicieli pierwszych chitinoidellidów. Formy odznaczające się takim morfotypem są charakterystyczne dla chitinoidellidowej podzony Dobeni (Fig. 6), odpowiadającej dolnej części środkowego tytonu (Reháková 2002). Rozprzestrzenienie taksonu Borzaiella slovenica (Borza) w osadach tetydzkich jest dosyć szerokie i był on opisywany m. in. z Karpat Zachodnich i Południowych (Borza 1969; Reháková 1995a, b; Pop 1997; Michalik et al. 2009), za-

18

chodnich Bałkanów (Lakova 1993; Lakova *et al.* 1999), wschodniej Austrii (Reháková *et al.* 2009; Lukeneder *et al.* 2010), zachodniej Sycylii (Andreini *et al.* 2007) oraz południowej Hiszpanii (Pruner *et al.* 2010).

W próbce pochodzącej z głębokości 2055,2 m stwierdzono słabo zachowaną formę z rodzaju Longicolaria sp. (Fig. 4F, 5B) Jest to chitinoidella odznaczająca się wyraźnie wydłużoną osią pionową oraz loriką w formie kielicha. Chitinoidellidy z rodzaju Longicolaria występują w młodszej podzonie Boneti (Fig. 6), odpowiadającej wyższej części środkowego tytonu (Reháková 2002), a ich występowanie stwierdzono w Karpatach Zachodnich i Południowych (Borza 1966; Řehánek 1986; Reháková 1995a, b, 2002; Pop 1997, 1998), Tatrach (Grabowski & Pszczółkowski 2006), zachodnich Bałkanach (Lakova 1993), zachodniej Sycylii (Andreini et al. 2007), a także południowej Hiszpanii (Pruner et al. 2010).

Podsumowując, zasięgi stratygraficzne mikroskamieniałości występujących w utworach węglanowych z odwiertu Góra Ropczycka-2 (gł. 2051-2071 m), pozwalają na określenie wieku badanych utworów na środkowy tyton.

#### Góra Ropczycka-3

W odwiercie Góra Ropczycka-3 w rdzeniu z głębokości 2150-2159 m najliczniejszą grupą mikroskamieniałości o znaczeniu stratygraficznym są wapienne cysty dinoflagellata: *Cadosina semiradiata semiradiata* (Wanner), *Cadosina semiradiata fusca* (Wanner), *Cadosina sublapidosa* Vogler, *Colomi-* sphaera fortis Řehánek, Colomisphaera tenuis (Nagy). Najistotniejsza z punktu widzenia zonacji dinocystowej jest obecność formy Colomisphaera fortis Řehánek której pierwsze pojawienie się stanowi podstawę dinocystowej zony Fortis (Řehánek 1992). Zona ta swoim zasięgiem obejmuje dolną część górnego tytonu.

Największe znaczenie stratygraficzne w opisywanych utworach ma jednak obecność kalpionellidów. W próbce oznaczono kalpionellidy Tintinnopsella gr. carpathica (Murgeanu & Filipescu) (małe formy), Praetintinnopsella cf. andrusovi Borza, Lorenziella sp. i Crassicollaria intermedia (Durand-Delga). Obecność w badanej próbce taksonu Crassicolaria intermedia (Durand-Delga) (Fig. 4I, 5C) oraz wyżej wymienionych form pozwala jednoznacznie przyporządkować ją do kalpionellidowej podzony Remanei (Fig. 6). Jednocześnie, brak przedstawicieli Calpionella alpina Lorenz sugeruje iż jest to najniższa część podzony Remanei (Pop 1994; Grün & Blau 1997). Wymieniony zespół mikroskamieniałości, zarówno wapiennych cyst dinoflagellata jak również kalpionellidów, jednoznacznie lokalizuje omawianą część profilu serii węglanowej w górnym tytonie.

Analizowane utwory węglanowe z interwału 2105-2114 m, zawierają charakterystyczny zespół małżoraczków, w tym: *Damonella pygmaea* (Andersen), *Fabanella boloniensis* (Jones), *Darwinula oblonga* (Roemer), *Klieana alata* Martin, *Rhinocypris* sp. Znaczenie stratygraficzne mają również otwornica *Epistomina caracolla* (Roemer) oraz ramienica *Clavator reidi* Groves. Wymieniony zespół mikroskamieniałości, w tym szczególnie małżoraczków, pozwala na określenie wieku opisywanych utworów na wczesny berias.

Na podstawie wyników analiz mikrofaunistycznych z otworu Góra Ropczycka-3 można przypuszczać, że w obrębie odcinka nierdzeniowanego, w interwale 2114-2150 m, zlokalizowana jest granica pomiędzy tytonem a beriasem. Biorac pod uwagę zapis na profilowaniach geofizyki otworowej, najbardziej wyraźna granica występuje w głębokości 2122 m, w spągu wkładki marglistej, zaznaczającej się w zapisie profilowania gamma (Fig. 3). W rzeczywistości jest to granica oddzielająca utwory formacji z Ropczyc (poniżej) od formacji z Zagorzyc (powyżej) (vide Urbaniec et al. 2010).

#### Podsumowanie

Nowe odkrycie kolejnych przedstawicieli tintinnidów w południowej części przedgórza Karpat, w tym zwłaszcza środkowotytońskich taksonów *Borzaiella slovenica* (Borza) i *Longicollaria* sp., które nie były dotąd notowane na obszarze polskiej części przedgórza Karpat, pociąga za sobą ważne implikacje stratygraficzne. Taksony te pozwalają na precyzyjne określenie pozycji stratygraficznej części profilu serii węglanowej najwyższej jury, w której zostały znalezione.

Zdecydowana większość udokumentowanych dotąd tintinnidów przedgórza Karpat pochodzi z utworów górnego tytonu. Jedynymi jak dotąd zaobserwowanymi taksonami wskazującymi na środkowy tyton są stwierdzone w badanych próbkach *Borzaiella slovenica* (Borza) i *Longicolaria* sp. Z utworów młodszych od tytonu pochodzi jedynie stwierdzona przez Olszewską (1999) mała forma *Calpionella alpina* Lorenz, zidentyfikowana w utworach datowanych na wczesny berias.

W badanych próbkach stwierdzono również obecność wapiennych cyst dinoflagellata. Analiza stosunków ilościowych oraz zespołów taksonomicznych wapiennych cyst dinoflagellata wykazała duże podobieństwo pod względem ilościowym jak i taksonomicznym do zespołów stwierdzanych w formacjach węglanowych Tetydy. Tym samym można przyjąć, że analogicznie do osadów Tetydy formy te można uznać za mikroskamieniałości o dużym znaczeniu stratygraficznym dla tytońskich formacji węglanowych przedgórza Karpat.

Analiza rozmieszczenia geograficznego dotychczasowych stwierdzeń tintinnidów w środkowej części przedgórza Karpat skłania do wniosku, że mimo iż formy te notowane były w otworach wiertniczych usytuowanych w różnych miejscach, to jednak ich wystąpienia grupują się w dwóch głównych strefach: 1) w rejonie Pilzno - Zagorzyce - Sędziszów Małopolski, tj. w części południowej obszaru w podłożu Karpat fliszowych oraz 2) w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej w części północnej przedgórza (Fig. 1). Relatywnie mała populacja planktonu tintinnidowego, stwierdzona dotychczas w badanych próbkach z tych obszarów, wskazuje iż prowincja submedyterańska nie była ich naturalnym środowiskiem bytowania. Można przypuszczać, że tintinnidy dostawały się na obecny obszar przedgórza Karpat od strony Oceanu Tetydy, stąd też więcej ich stwierdzeń pochodzi z południowej części obszaru. W strefie tej, tj. Zagorzyce - Dębica - Pilzno, notowane są największe miąższości utworów jury górnej i kredy dolnej przy jednocześnie zachowanym najpełniejszym profilu tych utworów (Maksym i in. 2001; Urbaniec 2005; Gutowski i in. 2007). Obecność form z rodziny Chitinoidellidae sugeruje iż jurajsko-kredowy plankton tintinnidowy Oceanu Tetydy przedostawał się do prowincji submedyterańskiej już od środkowego tytonu.

Ze względu na niejasną genezę wapiennych cyst dinoflagellata jednoznaczne określenie ich pierwotnego środowiska występowania nie jest możliwe. Jednakże ich duża liczebność oraz dywersyfikacja taksonomiczna w tytońskich osadach przedgórza Karpat mogą wskazywać iż formy te w podobnym stopniu występowały oraz ewoluowały zarówno w Oceanie Tetydy jak również w basenie submedyterańskim.

Obecność tintinnidów oraz wapiennych cyst dinoflagellata wydajnie zwiększa rozdzielczość stratygraficzną dla górnojurajskich i dolnokredowych formacji węglanowych przedgórza Karpat. Wydaje się jednak iż mała liczebność tintinnidów uniemożliwia precyzyjne wyznaczenie granicy jura/kreda, która dla osadów Tetydy opiera się na wyraźnej predominacji form z rodzaju *Calpionella* nad formami z rodzaju *Crassicolaria* (Remane *et al.* 1986; Pop 1994; Grün & Blau 1997) oraz zwiększonym udziałem sferycznych form z gatunku *Calpionella alpina* Lorenz (Michalik *et al.* 2009). Położenie granicy jura/kreda w formacjach węglanowych przedgórza Karpat należy zatem ustalać na podstawie całych zespołów mikrofaunistycznych, możliwych do rozpoznania w płytkach cienkich.

Istotne znaczenie z punktu widzenia badań biostratygraficznych ma również przemian diagenetycznych, historia w tym zwłaszcza procesy rozpuszczania, rekrystalizacji i dolomityzacji. Procesy te, oddziałujące z różną intensywnością w poszczególnych epokach geologicznych, prowadzą do częściowego zagubienia informacji o pierwotnych strukturach biogenicznych w skałach węglanowych. Wiele z obserwowanych form tintinnidów i wapiennych cyst dinoflagellata cechowało się słabym stopniem zachowania, w związku z czym nie udało się ustalić ich przynależności gatunkowej lub nawet rodzajowej. Niemniej należy przypuszczać, że w najbliższych latach, wraz z postępem głębokich wierceń poszukiwawczych, można spodziewać się kolejnych stwierdzeń tintinnidów, w tym szczególnie w południowej części obszaru, znajdującej się pod utworami fliszowymi Karpat zewnętrznych.

#### Literatura:

Allemann F., Catalano R., Fares F. & Remane J. 1971. Standard Calpionellid Zonation (Upper Tithonian – Valanginian) of the Western Mediterranean Province. W: Farinacci A. (ed.): Proceedings of the II Planctonic Conference, Roma 1970: 1337-1340.

- Andreini G., Caracuel J.E. & Parisi G. 2007. Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian – Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy). Swiss Journal of Geosciences, 100(2): 179-198.
- Barski M. & Matyja B.A. 2008a. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. Konferencja naukowo-techniczna "Ropa i gaz a skały węglanowe południowej Polski", Czarna, 16-18.04.2008: 1-1.
- Barski M. & Matyja B.A. 2008b. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu mikroskamieniałości. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 34(3/1): 163-164.
- Bobrek L., Gliniak P., Świetlik B. & Urbaniec A. 2003. Utwory kredy dolnej w środkowej części przedgórza polskich Karpat weryfikacja zasięgu na podstawie badań mikrofaunistycznych i sedymentologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 51(11): 979-980.
- Bobrek L., Świetlik B. & Urbaniec A. 2005. Zespoły mikroskamieniałości z utworów walanżynu w rejonie Czarna Tarnowska – Dębica. 5th Micropalaeontological Workshop, Szymbark 8-10.06.2005; Abstract Book: 36-37.
- Borza K. 1966. Neue Arten der Gattung Chitinoidella Doben, 1962 in den Westkarpaten. *Geologicky sbornik Slovenskej akademie vied*, 17: 259-265.
- Borza K. 1969. Die Mikrofacies und Mikrofossilien des Oberjuas und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten. *Slovak Academy of Sciences Publishing House, Bratislava*: 1-302.
- Borza K. 1984. The Upper Jurassic Lower Cretaceous parabiostratigraphic scale on the basis of Tintinninae, Cadosinidae, Stomiosphaeridae, Calcispherulidae and other microfossils from the West Carpathians. *Geologicky Zbornik Geologica Carpathica*, 35(5): 539-550.
- Ciborowski T. & Kołodziej B. 2000. Fauna kalpionellowa z wapieni typu sztramberskiego z polskich Karpat fliszowych. *XVII Konferencja Paleontologów "Historia basenów sedymentacyjnych a zapis paleontologiczny*", 21-23 IX 2000, *Kraków*: 25-26.
- Ciborowski T. & Kołodziej B. 2001. Tithonian-Berriasian calpionellids from the Stramberk-type limestones, Polish Flysch Carpathians. *Geologica Carpathica*, 52(6): 343-348.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F. Cadet J.P., Crasquin S. & Sandulescu M. (eds). 2000. *Peri-Tethys Palaeogeographical Atlas*. Paris.
- Dziadzio P., Gaździcka E., Ploch I. & Smoleń J. 2004. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in Central and SE Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 125-196.
- Geroch S. & Morycowa E. 1966. Przyczynek do znajomości facji i skamieniałości wapienia tytońskiego z Kruhela koło Przemyśla. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 295-301.
- Golonka J. 1978. Mikrofacje górnej jury przedgórza Karpat. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 310 (19): 5-38.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska-Oliwa A., Vašíček Z. & Skupien P. 2008. Główne elementy paleogeograficzne Zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. *Geologia (Kwartalnik AGH)*, 34 (3/1): 61-72.
- Grabowski J. & Pszczółkowski A. 2006. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian-Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27: 398-417.
- Gregosiewicz Z., Bobrek L., Gliniak P., Laskowicz R., Świetlik B., Urbaniec A. & Zdanowski P. 2001. Analiza mikrofacjalna i przemian diagenetycznych utworów organogenicznych jury górnej na podstawie wybranych otworów w obszarze Kraków – Dębica. *Archiwum PGNiG S.A., Kraków.*

- Grün B. & Blau J. 1997. New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Revue de Paleobiologie*, 16 (1): 197 214.
- Gutowski J., Popadyuk I.V. & Olszewska B. 2005. Late Jurassic earliest Cretaceous evolution of the epicontinental sedimentary basin of southeastern Poland and Western Ukraine. *Geological Quarterly*, 49(1): 31-44.
- Gutowski J., Popadyuk I.V., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Gliniak P., Krzywiec P., Maksym A. & Wybraniec S. 2006. Architecture, evolution and hydrocarbon potential of the Late Jurassic Early Cretaceous carbonate platform in SE Poland and W Ukraine. *Volumina Jurassica*, 4: 46-48.
- Gutowski J., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B. & Gliniak P. 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 1-26.
- Gutowski J. & Wybraniec S. 2006. Evolution of the SE segment of Mid-Polish Trough in Jurassic and Early Cretaceous. *Volumina Jurassica*, 4: 48-51.
- Lakova I. 1993. Middle Tithonian to Berriasian praecalpionellid and calpionellid zonation of the Western Balkanides, Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 23(6): 3-24.
- Lakova I., Stoykova K. & Ivanova D. 1999. Calpionellid, nannofossil and calcareous dinocyst bioevents and integrated biochronology of the Tithonian to Valanginian in the Western Balkanides, Bulgaria. *Geologica Carpathica*, 50(2): 151-168.
- Lukeneder A., Halásová E., Kroh A., Mayrhofer S., Pruner P., Reháková D., Schnabl P., Sprovieri M. & Wagreich M. 2010. High resolution stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval in the Gresten Klippenbelt (Austria). *Geologica Carpathica*, 61(5): 365-381.
- Maksym A., Baszkiewicz A., Gregosiewicz Z., Kranc A., Liszka B. & Zdanowski P. 2001. Środowiska sedymentacji i właściwości zbiornikowe utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu Brzezówka – Zagorzyce na tle budowy geologicznej S części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 49(5): 401-407.
- Matyja B. A. 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, 53(1): 49-62.
- Matyja B. A. & Barski M. 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Tomy Jurajskie*, 4: 39-50.
- Michalik J., Reháková D., Halásová E. & Lintnerova O. 2009. The Brodno section a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 60(3): 213-232.
- Moryc W. 1997. The Lower Cretaceous in the Pre-Miocene Substratum of the southern part of the Carpathian Foredeep in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 287-296.
- Morycowa E. 1964. Polypiers de la klippe de Kruhel Wielki pres de Przemyśl (Tithonique superieur, Carpathes polonaises). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 34(4): 489-508.
- Morycowa E. 1968. Sur les calcaires exotique a Madreporaires dans les Lac Rożnów (Carpathes polonaises de Flysch). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38(1): 19-32.
- Morycowa E. 1988. "Skałki" Kruhela Wielkiego W: Kotlarczyk J. (red.) Przewodnik LIX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Karpaty Przemyskie, 16-18.09.1988. Wydawnictwo AGH Kraków: 259-266.
- Morycowa E. & Moryc W. 1976. Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej – Szczucina. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46(1-2): 231-288.

- Olszewska B. 1998. Nowe kierunki w badaniach stratygraficznych Karpat i podłoża i ich znaczenie dla poszukiwań węglowodorów. *Konferencja Naukowo-Techniczna "Dzień Dzisiejszy Przemysłu Naftowego*", Wysowa, 27-30.05.1998: 62-65.
- Olszewska B. 1999. Thin sections microbiostratigraphy of the well Zagórzyce 6. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 387: 149-153.
- Olszewska B. 2000. Próba zastosowania mikroskamieniałości w badaniach stratygraficznych utworów górnej jury dolnej kredy podłoża Karpat fliszowych i przedgórza. *I Spotkanie Polskiej Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego*, Wiktorowo, 28-29.09.2000: 19-19.
- Olszewska B. 2001. Stratygrafia malmu i neokomu podłoża Karpat fliszowych i zapadliska w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Przegląd Geologiczny*. 49 (5): 451.
- Olszewska B. & Wieczorek J. 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 52(4): 217-228.
- Pop G. 1974. Calpionellid zones from the Tithonian –Valanginian of the Resita belt (Southern Carpathians). *Revue Roumanie de Geologie, Geophysique, Geographie*, 18: 109-125.
- Pop G. 1994. Calpionellid evolutive events and their use in biostratigraphy. *Rom. J. Stratigraphy*, 76: 7 24.
- Pop G. 1997. Révision systématique des chitinoidelles tithoniennes des Carpathes méridionales (Roumanie). Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série IIa, 324: 931-938.
- Pop G. 1998. Nouvelles chitinoidelles tithoniennes des Carpathes méridionales (Roumanie). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 326: 817-822.
- Pruner P., Houša V., Olóriz F., Košták M., Krs M., Man O., Schnabl P., Venhodová D., Tavera J.M. & Mazuch M. 2010. High-resolution magnetostratigraphy and biostratigraphic zonation of the Jurassic/Cretaceous boundary strata in the Puerto Escaño section (southern Spain). *Cretaceous Research*, 31: 192-206.
- Reháková D. 1995a. Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate microfacies and environmental models for the Western Carpathians and adjacent palaeogeographic units. *Cretaceous Research*, 16: 283-297.
- Reháková D. 1995b. Calpionellid distribution in Upper Jurassic and Lower Cretaceous sequences of the Western Carpathians. *Mineralia Slovaca*, 27: 308-318.
- Reháková D. 2000a. Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelgic carbonate facies. *Mineralia Slovaca*, 32: 79-88.
- Reháková D. 2000b. Calcareous dinoflagellate and calpionellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West- Carpathian (Late Jurassic/Early Cretaceous) pelagic environments. *Geologica Carpathica*, 51(4): 229-243.
- Reháková D. 2002. *Chitinoidella* TREJO, 1975 in Middle Tithonian carbonate pelagic sequences of the West Carpathian Tethyan Area. *Geologica Carpathica*, 53(6): 369 – 379.
- Reháková D., Halásová E. & Lukeneder A. 2009. The Jurassic-Cretaceous boundary in the Gresten Klippenbelt (Nutzhof, Lower Austria): Implications for Micro- and Nannofacies analysis. *Annales Naturhistorisches Museum Wien*, 110A: 345-381.
- Reháková D. & Michalik J. 1992. Notes to ultrastructure study of Upper Jurassic Lower Cretaceous calpionellid tests. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 1-2: 107-110.
- Reháková D. & Michalik J. 1993. Observation of ultrastructure of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous calpionellid tests. *Geologica Carpathica*, 44(2): 75-79.
- Reháková D. & Michalik J. 1997. Evolution and distribution of calpionellids the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research*, 18: 493-504.

- Řehánek J. 1986. *Chitinoidella insueta* n.sp.(Protozoa incertae sedis) from the Tithonian of southern Moravia. Čas. Mineral. Geol., 31(3): 287-292.
- Řehánek J. 1992. Valuable species of cadosinids and stomiospherids for determination of the Jurassic-Cretaceous boundary (vertical distribution, biozonation). *Scripta*, 22: 117-122.
- Remane J. 1969. Les possibilites actuelles pour une utilisation stratigraphique des calpionelles (Protozoa incertae sedis, Ciliata?). Proceedings, Plankton Conference, Geneve 1967, 2: 559-573.
- Remane J. 1971. Les Calpionelles protozoaires planctoniques des mer mesogennes de l'epoque secondaire. *Annales Guebhard*, 47: 370-393.
- Remane J., Bakalova-Ivanova D., Borza K., Knauer J., Nagy I., Pop G. & Tardi-Filacz E. 1986. Agreement on the subdivision of the standard Calpionellid Zones defined at the II Planctonic Conference, Roma 1970. Acta Geologica Hungarica, 29: 5-14.
- Świdrowska J., Hakenberg M., Poluhtovič B., Seghedi A. & Višnâkov I. 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Studia Geologica Polonica*, 130: 3-130.
- Urbaniec A. 2005. Charakterystyka geologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza polskich Karpat w aspekcie poszukiwania złóż węglowodorów. (streszczenie referatu). Seminaria Naukowe Zakładu Surowców Energetycznych AGH, Kraków, luty 2005 r.: 130-132.
- Urbaniec A., Bobrek L. & Świetlik B. 2010. Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 58(12): 1161-1175.
- Urbaniec A. & Świetlik B. 2003. Weryfikacja stratygrafii utworów wyższej górnej jury i niższej dolnej kredy w środkowej części przedgórza Karpat w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Tomy Jurajskie*, 1: 105-110.
- Zdanowski P., Baszkiewicz A. & Gregosiewicz Z. 2001. Analiza facjalna utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu Zagorzyc. *Przegląd Geologiczny*, 49(2): 161-178.
- Złonkiewicz Z. 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Przegląd Geologiczny*, 54(6): 534-540.

#### Abstract:

A new discovery of Tithonian tintinnids was made in recent years in core samples, obtained from two boreholes, situated in the Sędziszów Małopolski area: Góra Ropczycka-2 and Góra Ropczycka-3 (Fig. 1). In the profile of Góra Ropczycka-2 well a succession of carbonate sediments, belonging to Ropczyce dolomite-limestone formation, is covered directly by Miocene clastic sediments (Fig. 2). However in the profile of the next well (Góra Ropczycka-3) Zagorzyce limestone-marl formation is recognized over Ropczyce formation (Fig. 3). Stratigraphic profiles as well as geological and geophysical data suggest that the second borehole is situated on the footwall of the regional fault.

This is known in only a few publications which contain descriptions of tintinnids from a central part of the Carpathian Foreland (Morycowa & Moryc 1976; Golonka 1978; Olszewska 1998, 1999, 2001; Barski i Matyja 2008a, b). The area of tintinnid's appearance is restricted to two zones: 1) Pilzno – Zagorzyce – Sędziszów Małopolski in the southern part of the region and 2) Dąbrowa Tarnowska area in the northern part of the region (see Fig. 1).

Taxa: *Borzaiella slovenica* (Borza) (Figs 4D, 5A) and *Longicollaria* sp., (Figs 4F, 5B) recognized in Góra Ropczycka-2 well, belong to the group of the oldest tintinnids. They are noticed for the first time in the Polish Carpathian Foreland. The mentioned taxa are known from the Western and Southern Carpathians, Western Balkanides, Lower Austria, Western Sicily, Southern Spain and they are of great importance in stratigraphy. The occurrence of these taxa determine Middle Tithonian age of this part of the Ropczyce formation's profile in this well (Fig. 2).

Other taxa were discovered in the next borehole (Góra Ropczycka-3) in carbonates belonging to the Ropczy-ce formation: *Crassicollaria interme*-

dia (Durand-Delga), *Tintinnopsella* gr. carpathica (Murgeanu & Filipescu), *Praetintinnopsella* cf. andrusovi Borza, *Lorenziella* sp. This assemblage is characteristic of Late Tithonian age. Series of limestone-marly sediments, found in this profile above, belong to the Zagorzyce formation (Fig. 3). Ostracods assemblage, which was recognized in this part of profile [taxa: Damonella pygmaea (Andersen), Fabanella boloniensis (Jones), Darwinula oblonga (Roemer), Klieana alata Martin, Rhinocypris sp.] determine Early Berriasian age of these sediments in this well.

Microfossils found in Sędziszów Małopolski area have become a basis of more precise dating of carbonates' age as well as they have delivered new data regarding the position of Jurassic/Creataceous boundary in well profiles of the Polish Carpathian Foreland.

#### Grzegorz Pacyna, Danuta Zdebska

## GALASY NA LIŚCIU PAPROCI Z DOLNEJ JURY GROMADZIC (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE) - PRZYKŁAD INTERAKCJI ROŚLINY–ZWIERZĘTA

Zakład Paleobotaniki i Paleoherbarium, Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński, 31-512 Kraków, ul. Lubicz 46 e-mail: grzegorz.pacyna@uj.edu.pl, dzdebska@wp.pl

Słowa kluczowe: interakcje rośliny - zwierzęta, galasy, Dictyophyllum, paprocie, flory liasowe

#### Wstęp

Interakcje rośliny – zwierzęta są rejestrowane w zapisie kopalnym od wyjścia roślin na ląd (Labandeira 1998, 2002, 2006). W sylurze i dewonie były to proste relacje, takie jak odżywianie się zwierząt detrytusem roślinnym, czy wyjadanie zarodników z zarodni. Bardziej złożone relacje pojawiły się w karbonie i dotyczyły już nie tylko paprotników, ale i roślin nasiennych, było to żywienie się liśćmi, ziarnami pyłku, zalążkami, drewnem, ale również notowane są pierwsze galasy (Labandeira i Philips 1996, 2002). W trakcie ewolucji roślin nagonasiennych w permie, triasie i jurze spektrum interakcji się zwiększa. Ważnym momentem było wykorzystanie przez rośliny owadów w przenoszeniu pyłku, jak np. u benetytów (Labandeira 2010). Dopiero w kredzie, wraz z pojawieniem się roślin kwiatowych rozwijają się interakcje, których oszałamiające bogactwo jest znane dzisiaj (Mikuláš i Pek 1999; Labandeira 2002, 2006; Krassilov i Rasnitsyn 2008).

Galasy to charakterystyczne wyrośla na różnych częściach roślin zielnych lub drzewiastych, powstające w wyniku nienormalnego rozwoju i wzrostu tkanek roślinnych, spowodowanego ich uszkodzeniem przez samice owadów lub pajęczaków składające w nich jaja. Galasy są tworzone w wyniku działalności owadów z rzędów: Diptera, Hymenoptera, Lepidoptera, Stenorryncha i Thysanoptera, mogą je powodować roztocza z grupy pajęczaków, a także nicienie i grzyby (Grimaldi i Engel 2005). Galasy mają za zadanie chronić rozwijające się w ich wnętrzu larwy tych owadów. Galasy rozwijają się najczęściej na organach asymilacyjnych, głównie na liściach, ale mogą również występować na organach rozrodczych.

#### Jurassica IX

Galasy przyjmują różnorodne kształty (najczęściej kuliste) i ubarwienie (czasem bardzo jaskrawe), po których można określić gatunek owada, który wywołał tę zmianę. Na drzewach iglastych galasy przypominają wyglądem małe szyszki. Początkowo zielone, po uwolnieniu larw ciemnieją i zasychają.

W przedkredowym zapisie kopalnych galasów, najlepiej udokumentowane są karbońskie galasy tworzone przez owada z przeobrażeniem zupełnym w ogonkach liściowych paproci *Psaronius* (Labandeira i Philips 1996, 2002). Galasy z różnych okresów zostały opisane na paprociach, paprociach nasiennych, miłorzębowych i iglastych. Krytyczną ich rewizję dokonali Scott *et al.* (1994), Labandeira (2002) i Taylor *et al.* (2009). Wśród doniesień uznanych



**Fig. 1.** Odcisk liścia Dictyophyllum. A – widoczny jajowaty kształ liścia o karbowanym brzegu pokryty galasami; B – dobrze widoczne główne nerwy liścia z galasami na nich; C – dolna część liścia ze skupieniem galasów; D – galasy, z których uwolniły się larwy, blaszka wokół nich jest zdeformowana

przez nich za wiarygodne są m. in. galasy tworzone być może przez chrząszcze na liściach *Anomozamites* ze środkowej jury (Scott *et al.* 1994) oraz galasy na liściach paproci *Dictyophyllum* z triasu Australii (Webb 1982).

#### Materiał i metody

Podczas przeglądania kolekcji flory dolnojurajskiej północnego obrzeżenia Gór Świetokrzyskich M. Raciborskiego znajdującej się w Muzeum Instytutu Nauk Geologicznych PAN Ośrodek Badaczy w Krakowie w celu wyszukania okazów do rewizji rodzaju Ixostrobus na jednym z okazów paproci zostały rozpoznane galasy. Okaz ten o numerze ING PAN A III-26/29 pochodzi z liasu Gromadzic i został znaleziony w 1888 roku przez S. Stobieckiego. Został oznaczony przez Raciborskiego jako Dictyophyllum nilssonii i opisany oraz zilustrowany w jego pracy z 1891 roku (Raciborski 1891 tab. III, fig. 11) bez opisania i zaznaczenia na ilustracji struktur interpretowanych przez autorów tej pracy jako pozostałości galasów.

Okaz był analizowany pod lupą binokularną, brak zachowania uwęgliny uniemożliwił analizę kutykularną.

#### Opis

Blaszka liściowa jest zachowana w postaci odcisku (negatyw), jajowatego kształtu o brzegu karbowanym, z dobrze widocznymi nerwami głównymi (Fig. 1A), siatkowata nerwacja pomiędzy nimi słabo widoczna (Fig. 1D). Zachowana długość blaszki liściowej 60 mm, szerokość około 35 mm. Na powierzchni blaszki występują mniej lub bardziej koliste zagłębienia w liczbie 10, nieregularnie rozmieszczone na nerwach głównych (Fig 1B). Średnica zagłębień waha się od 2 do 5 mm, przy czym im średnica większa tym struktury bardziej zagłębione w blaszce liściowej. Wnętrze zagłębień nieregularne, tak samo zabarwione jak blaszka liściowa. Zagłębienia są najliczniejsze w dolnej części liścia (Fig. 1C). W szczytowej części liścia występują dwa duże zagłębienia (średnicy około 5 mm), wokół których powierzchnia blaszki jest zdeformowana. Prawdopodobnie były to "dojrzałe" galasy, z których uwolniły się larwy (Fig. 1D).

#### Dyskusja

Zagłębienia występujące na powierzchni liścia są śladami galasów, zachowanymi w postaci negatywowej. Na otaczającej liść powierzchni skały, ani na żadnym innym okazie z kolekcji, czy to na szczątku organicznym, czy na powierzchni skały nie stwierdzono struktur podobnych do zagłębień interpretowanych tu jako ślady galasów. Wielkość i kolisty kształt opisywanych struktur jest podobny do galasów opisanych na liściach kredowego rodzaju Ficus (Mikuláš i Pek 1999, Fig. 4). Szczególne podobieństwo w sposobie zachowania w formie negatywowej widoczne jest na liściach rodzaju Dewalquea i Eudebeya z kredy Izraela (Krassilov i Rasnitsyn 2008, Pl. 12 fig. 1 i 3). Są one również podobne do występujących współcześnie na liściach roślin z różnych grup systematycznych (Gerson 1996; Ohnesorge et al. 1997). Różnice wielkości galasów tworzonych na jednym liściu

są zjawiskiem powszechnie znanym, mimo że ich powstanie wywołuje jeden rodzaj owada. Współczesne galasy również tworzą się najczęściej na głównych nerwach blaszki liściowej, jak to jest widoczne na liściu z Gromadzic.

Galasy są rzadko znajdowane na kopalnych paprociach, podobnie jak na współczesnych (Gerson 1996). Na liściach rodzaju Dictyophyllum Webb (1982) opisał i zilustrował charakterystyczne skupienia drobnych kulistych struktur przy nerwie głównym, które uznał za przypuszczalne galasy lub jaja owadów. Struktury te różnią się zdecydowanie od galasów z Gromadzic. Nie są również podobne do współczesnych galasów, które nigdy nie tworzą tak gęstych skupień, a ich forma może wskazywać, że są to jednak jaja owadów upodobnione do kupek zarodni tej paproci. Byłoby to zjawisko mimetyzmu. Scott et al. (2004) wspominają o znalezieniu śladów działalności owadów na liściach Dictyophyllum, jednak nie zilustrowali, ani nie opisali tych śladów co uniemożliwia porównania, ale świadczy o tym że liście paproci Dictyophyllum był obiektem zainteresowania owadów.

Rodzaj *Dictyophyllum* jest ulistnieniem paproci z rodziny Dipteridaceae (Taylor *et al.* 2009) znanym z triasu i jury. Współcześnie rodzina Dipteridaceae jest reprezentowana przez dwa rodzaje *Dipteris* i *Cheiropleuria* występujące w rejonie Indo-Malajskim. Do tej rodziny należą jeszcze dobrze poznane i powszechnie występujące w mezozoiku liście rodzajów *Clathropteris* i *Hausmannia*.

Opisany okaz liścia z galasami z Gromadzic wzbogaca zespół skamieniałości śladowych z dolnej jury Polski. Pobliskie stanowisko w Sołtykowie dostarczyło natomiast bogatego zespołu skamieniałości śladowych bezkręgowców (Pieńkowski 2004; Pieńkowski i Niedźwiedzki 2009) w tym ślady świadczące o interakcjach roślin i owadów. W materiale są bowiem gniazda owadów, ślady drążenia w drewnie, ślady żerowania na powierzchni prawdopodobnie zanurzonych w wodzie i porosłych przez glony pędów roślin skrzypowych i pni iglastych. Z tego stanowiska znana jest także flora o wieku zbliżonym do tej z Gromadzic (Barbacka et al. 2010) oraz fauna owadów zdominowana przez chrząszcze, występują w niej także karaczany i różnoskrzydłe (Węgierek i Zherikhin 1997), któraś z tych grup prawdopodobnie mogła być odpowiedzialna za powstanie opisywanych galasów.

#### Wnioski

Okrycie galasów na liściach paproci z dolnej jury Gromadzic w Górach Świętokrzyskich wzbogaca naszą wiedzę o interakcjach rośliny – zwierzęta w zapisie kopalnym z Polski, a także powiększa naszą wiedzę o galasach przedkredowych (czyli nie tworzonych na okrytozalążkowych) w ogóle. Zapis kopalny interakcji rośliny – zwierzęta Polski jest bardzo ubogi. Dotychczas zostały opisane chodniki wygryzione i często wypełnione koprolitami w pniach *Dadoxylon* z górnokarbońskiej arkozy kwaczalskiej (Reymanówna 1962), ślady gryzienia w zalążkach jurajskiej *Caytonia* (Reymanówna 1973), uszkodzenia spowodowane przez owady w kredowym pniu *Cycadeoidea* sp. z Karpat. Co ciekawe benetyt *Cycadeoidea* zareagował na atak owadów zrzucaniem niedojrzałych

pączków kwiatowych oraz wydzielaniem gumy (Reymanówna 1960). Opisane zostały także ślady drążenie w oligoceńskim i mioceńskim drewnie (Rajchel i Uchman 1998).

#### Podziękowania

Składamy serdeczne podziękowanie mgr Barbarze Kietlińskiej-Michalik z Muzeum Geologicznego Instytutu Nauk Geologicznych PAN Ośrodek Badaczy w Krakowie za udostępnienie kolekcji flory liasowej M. Raciborskiego z Gromadzic i wypożyczenie okazu do badań. Dziękujemy dr Marii Barbackiej i dr Jadwidze Ziaji za dyskusje.

#### Literatura

- Barbacka M., Ziaja J., Wcisło-Luraniec E. 2010. Taxonomy and palaeoecology of the Early Jurassic macroflora from Odrowąż, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 60 (3), 373–392.
- Gerson U. 1996. Secondary associations: eriophyoid mites on ferns. W: Lindquist E.E., Sabelis M.W., Bruin J. (eds.), Eriophyoid mites – their biology, natural enemies and control: 227-230. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Grimaldi D., Engel M.S. 2005. Evolution of the Insects. Cambridge University Press. Cambridge, 1-755.
- Krassilov V.A., Rasnitsyn A.P. 2008. Plant-arthropod interactions in the early angiosperm history: evidence from the Cretaceous of Israel. Pensoft Publishers, Sofia Moscow, 1- 222.
- Labandeira, C.C. 1998. Early history of arthropod and vascular plant associations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26: 329-377
- Labandeira, C.C. 2002. The history of associations between plants and animals. In: Herrera, C. & Pellmyr, O. (eds.) Plant-Animal Interactions: An Evolutionary Approach: 26-74, 248-61. Blackwell Science. London.
- Labandeira, C.C. 2006. The four phases of plant-arthropod associations in deep time. *Geologica Acta*, 4: 409-438
- Labandeira, C.C. 2010. The pollination of Mid Mesozoic seed plants and the early history of long-proboscid insects. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 97 (4): 469-513.
- Labandeira, C.C. and Phillips, T. L. 1996. A Carboniferous insect gall: insight into early ecologic history of the Holometabola, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 93 (16): 8470-8474.
- Labandeira, C.C. and Phillips, T.L. 2002. Stem borings and petiole galls from Pennsylvanian tree ferns of Illinois, USA: Implications for the origin of the borer and galling functional-feeding-groups and holometabolous insects, *Palaeontographica Abt. A*, 264 (1): 1-84.
- Mikuláš R., Pek I. 1999. Trace fossils of animal-plant interactions and "pseudointeractions" from Maletín (Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *Ichnos*, 6 (4): 219-228.

- Ohnesorge G., Scheiba B., Uhlenhaut K. 1997. Ślady i tropy zwierząt. Kieszonkowy atlas. Multico Oficyna Wydawnicza, Warszawa, 1-352.
- Pieńkowski G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12: 1-122.
- Pieńkowski G., Niedźwiedzki G. 2009. Invertebrate trace fossil assemblage from the Lower Hettangian of Sołtyków, Holy Cross Mountains, Poland. *Volumina Jurassica*, 6: 109-131.
- Raciborski M. 1891. Flora retycka północnego stoku Gór Świętokrzyskich. *Rozprawy Wy*działu matematyczno-przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie, 23: 292-326.
- Rajchel J, Uchman A. 1998. Insect borings in Oligocene wood, Kliwa Sandstone, Outer Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 68 (2-3): 219-224.
- Reymanówna M. 1960. A cycadeoidean stem from Western Carpathians. *Acta Palaeobo-tanica*, 1 (2): 1-28.
- Reymanówna M. 1962. On *Dadoxylon schrollianum* with pith and other *Dadoxyla* from the Upper Carboniferous in South Poland. *Acta Palaeobotanica*, 3 (1): 1-20.
- Reymanówna M. 1973. The Jurassic flora from Grojec near Kraków in Poland. Part II Caytoniales and anatomy of *Caytonia*. *Acta Palaeobotanica*, 14 (2): 45-87.
- Scott A.C., Anderson J.M., Anderson H.M. 2004. Evidence of plant-insect interactions in the Upper Triassic Molteno Formation of South Africa. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 401–410.
- Scott A.C., Stephenson J., Collinson M.E. 1994. The fossil record of leaves with galls. In: Williams M.A.J. (ed.), Plant galls: 447-470. Systematic Association Special Volume, 49, Clarendon Press, Oxford.
- Taylor T. N., Taylor E. L., Krings M. 2009. Paleobotany: the biology and evolution of fossil plants, Second Edition. Academic Press, Burlington, 1-1230.
- Webb J. A.1982. Triassic species of *Dictyophyllum* from eastern Australia. *Alcheringa: An Australasian Journal of Palaeontology*, 6 (2): 79-91.
- Węgierek P., Zherikhin V.V. 1997. An Early Jurassic insect fauna in the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 42 (4): 539-543.

#### Grzegorz Pacyna, Danuta Zdebska

# NOWE DANE O RODZAJU IXOSTROBUS RACIBORSKI 1892 (NAGOZALĄŻKOWE, CZEKANOWSKIALES?) Z DOLNEJ JURY GROMADZIC (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

Zakład Paleobotaniki i Paleoherbarium, Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński, 31-512 Kraków, ul. Lubicz 46 e-mail: grzegorz.pacyna@uj.edu.pl, dzdebska@wp.pl

Słowa kluczowe: szyszki męskie, Ixostrobus, nagozalążkowe, flora, lias, Góry Świętokrzyskie

#### Abstrakt

Rodzaj *Ixostrobus* został ustanowiony przez Raciborskiego w 1892 dla męskich szyszek nagozalążkowych. Od tego czasu zaliczono do tego rodzaju kilka nowych gatunków z jury Eurazji, mimo to rodzaj pozostaje nadal słabo zbadany i zagad-kowy. Wątpliwości dotyczą szczegółów budowy morfologicznej i przynależności systematycznej, gdyż żaden z okazów nie został znaleziony w organicznej łączności z pędami płonnymi. Nowy okaz gatunku typowego *Ixostrobus siemiradzkii* pochodzący ze stanowiska typowego uzupełnia wiedzę o nim. Drugi okaz oznaczony jako ?*Ixostrobus* sp. posiada w jednej szyszce oprócz mikrosporangiów, prawdopodobnie również zalążki. Nie było to wcześniej znane w rodzaju *Ixostrobus*.

#### Wstęp

Pierwsze okazy szyszek męskich, zaliczane obecnie do rodzaju *Ixostrobus* opisał Heer (1876, 1878) z jurajskich osadów Rosji. Męskim organom rozmnażania towarzyszyły liście *Gingko* i *Baiera* i z nimi zostały powiązane (Heer 1876, 1878). Raciborski (1892) podobne okazy z liasowych utworów z Gromadzic zaliczył do nowego, utworzonego przez siebie rodzaju *Ixostrobus* wyznaczając jako gatunek typowy *Taxi*- tes siemiradzkii ustanowiony rok wcześniej (Raciborski 1891) i zmieniony na *Ixostrobus siemiradzkii*. Badania flory liasowej z północnego obrzeża Gór Świętokrzyskich kontynuowała w latach 20-tych XX wieku Makarewiczówna. Znalazła liczne okazy *Ixostrobus siemiradzkii* w Chmielowie i Podszkodziu (Makarewiczówna 1928). Przeniosła gatunek *Ixostrobus siemiradzkii* do rodzaju *Stenorachis* bez szczegółowego uzasadnienia, podając jedynie, że nazwa ta jest używana dla podobnych okazów z retyko-liasu Skanii i jury Syberii. Nie zilustrowała jednak żadnego okazu *Ixostrobus siemiradzkii* znalezionego przez siebie, a jej kolekcja zaginęła (Barbacka *et al.* 2010).

Harris (1935) z liasu Scoresby Sound na Grenlandii opisał nowy gatunek Ixostrobus groenlandicus i poprawił diagnozę rodzaju. Diagnoza rodzaju ponownie została poprawiona przez Harrisa i Millera (1974) przy opisie nowego gatunku I. whitbiensis ze środkowej jury Yorkshire. Harris (Harris i Miller 1974) podał listę wcześniej opisanych okazów, które jego zadaniem powinny być zaliczone do rodzaju Ixostrobus, przedyskutował szczegółowo różnice w morfologii stwierdzane przez kolejnych autorów przy opisie gatunków Ixostrobus z różnych stanowisk i wskazał braki informacji, wynikające ze stanu zachowania. Harris (Harris i Miller 1974) szczegółowo przeanalizował stałe współwystępowanie w wielu stanowiskach męskich organów rozmnażania z rodzaju Ixostrobus z liśćmi Czekanowskia, Desmiophyllum i Podozamites, które mogłyby należeć do tej samej rośliny. Już wcześniej Krassilov (1970) podał argumenty przesądzające jego zdaniem za zaliczeniem rodzaju Ixostrobus do grupy Czekanowskiales. Krassilov (Krassilov 1972) również przeniósł gatunek Antholithes schmidtianus opisany przez Heera do rodzaju Ixostrobus jako I. schmidtianus oraz szczegółowo go opisał i zilustrował. Z Rosji zostały jeszcze opisane gatunki Ixostrobus heeri i I. laxus (Krassilov 1972; Haris i Miller 1974). Z północnego Iranu Schweitzer i Kirchner (1995) na podstawie górno-liasowych okazów opisali Ixostrobus longicalcaratus, różniący się od pozostałych gatunków obecnością czterech niezrośniętych mikrosporangiów na mikrosporofilu. Wcisło-Luraniec i Barbacka (2000) opisujac I. groenlandicus z liasu Wegier przeprowadziły rewizję okazów rodzaju Ixostrobus, na podstawie których Raciborski (1892) ustanowił rodzaj. Autorki zilustrowały najlepiej zachowane okazy I. siemiradzkii i podały oryginalna diagnoze Raciborskiego (1892) bez żadnych zmian.

#### Materiały i metody

Nowe okazy *Ixostrobus* pochodzą z odsłonięć w dolinie rzeki Kamiennej w Gromadzicach i zostały zebrane na początku 2005 roku. Zachowane są w iłowcach i mułowcach pochodzących prawdopodobnie z hetangu, a sposób ich zachowania jest bardzo podobny do oryginalnych okazów kolekcji Raciborskiego. Są to głównie odciski pozbawione lub z bardzo słabo zachowaną uwęgliną. Okazy uległy większej kompakcji niż okazy Raciborskiego.

W celach porównawczych zostały obejrzane oryginalne kolekcje z Gromadzic opisane przez Raciborskiego (1891, 1892). Kolekcje obecnie zdeponowane są w Muzeum Geologicznym Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badaczy w Krakowie (nr A III 25 i A III 26). W kolekcjach oprócz okazów oryginalnie oznaczonych przez Raciborskiego jako *Ixostrobus* (7 sztuk), dodatkowo znaleziono fragmenty okazów na bryłach iłowca, z których były
poprzednio oznaczone większe i lepiej zachowane taksony (4 okazy). W sumie rozpoznano 11 okazów Ixostrobus, 3 z kolekcji nr A III 26 opisanej przez Raciborskiego w 1891 roku (nr 3 i 19a - wcześniej nierozpoznane, nr 55 - zilustrowany na Tab. V fig. 7) i 8 okazów z kolekcji nr A III 25 opisanej przez niego w 1892 roku (nr 10 i 12 - wcześniej nierozpoznane, nr 13 (prawdopodobnie zilustrowany na Tab. II, fig. 6) i nr 19 przypuszczalnie pozytyw i negatyw, nr 14 (zilustrowany na Tab. II, fig. 7) i nr 15 - pozytyw i negatyw, nr 16, nr 18, nr 19). Tylko część okazów udało się zidentyfikować z oryginalnymi rycinami z prac Raciborskiego (1891, 1892), które są nieco schematyczne i nie odzwierciedlają właściwego kształtu brył iłowca zawierającego skamieniałości. Obecnie kolekcja jest w dobrym stanie, lecz szczegóły morfologiczne Ixostrobus są słabo widoczne. Dotyczy to szczególnie mikrosporangiów, a powodem może być wiek kolekcji przechowywanej od prawie 150 lat. W kolekcji znajdują się liście paproci oznaczone przez Raciborskiego jako Lepidopteris ottonis (gatunek przewodni dla retyku). Naszym zdaniem oznaczenie nie jest pewne, gdyż zachowane fragmenty są zbyt drobne, bez cech dających pewność oznaczenia gatunku, a tym samym wieku. Na podstawie przesłanek geologicznych (Pieńkowski 2004; Gierliński i Pieńkowski 1999) i obecności w kolekcji taksonów innych roślin można sądzić, że flora pochodzi z hetangu.

Słaby stan zachowania uwęglin uniemożliwił analizę kutykularną opisywanych w pracy okazów.

## Opis okazów

*Ixostrobus siemiradzkii* (Raciborski 1891) Raciborski 1892

Opis. Odcisk wydłużonej szyszki męskiej zwężającej się ku szczytowi, zbudowanej z gęsto spiralnie ułożonych mikrosporofili wyraźnie zbiegających po osi. Zachowana długość szyszki (niekompletna) - 55 mm, szerokość 12 mm. Szerokość osi szyszki 1,5 mm. Mikrosporofile do 8 mm długie, 1 mm szerokie, umieszczone na osi w więk-



Fig. 1. lxostrobus siemiradzkii – szyszka męska, widoczne mikrosporofile z kulistymi mikrosporangiami w górnej części szyszki

szości pod kątem 45°, część jednak (w dolnej części szyszki) pod kątem nawet 80°. W dystalnej części mikrosporofili widoczne kuliste mikrosporangia o średnicy 1,5 mm, co najmniej jeden na mikrosporofilu. Na mikrosporofilach w dolnej części szyszki mikrosporangia popękane na dwie wydłużone klapy, widoczne z obu stron spłaszczonego mikrosporofila (Fig. 1).

#### ?Ixostrobus sp.

Opis. Szyszka wydłużona i zwężająca się ku szczytowi, zbudowana z gęsto spiralnie ułożonych sporofili wyraźnie zbiegających po osi. Zachowana długość szyszki (niekompletna) - 65 mm, szerokość co najmniej 20 mm. Szerokość osi szyszki 2 mm. Sporofile około 12 mm długie, 2 mm szerokie, z wyraźnym nerwem, wyrastające pod katem około 80° (Fig. 2). W górnej części szyszki mniej więcej pośrodku sporofili widoczne jajowate struktury (zalążki?) 4-5 mm długie, 2 mm szerokie, po jednym na sporofilu. Na końcach tych sporofili występują po cztery mikrosporangia zrośnięte w synangia. Długość mikrosporangium 1-2 mm, szerokość 0,5 mm (Fig. 3).

#### Dyskusja

Harris i Miller (1974) zwrócili uwagę, że męskie szyszki zaliczane do różnych gatunków *Ixostrobus*, są morfologicznie do siebie podobne, a różnice między gatunkami dotyczą ilości i wielkości mikrosporangiów, liczby i "gęstości" ułożenia mikrosporofili oraz wielkości i wzajemnych proporcji pomiędzy mikrosporofilami a osią na której są osa-



Fig. 2. ?lxostrobus sp. – szyszka, widoczne sporofile zbiegające po osi; w szczytowej części na sporofilach widoczne jajowate struktury (?zalążki) i mikrosynangia



Fig. 3. ?lxostrobus sp. – szczytowa część szyszki, widoczne jajowate ?zalążki (z) i mikrosporangia zrośnięte w synangia (m)

dzone. Rodzaj jest szczególnie charakterystyczny przez dość rzadkie ułożenie sporofili na osi szyszki, zbiegających po niej i odchodzących od niej niemal pod kątem prostym. Cała szyszka robi też wrażenie sztywnej. Przy słabo zachowanych okazach cechy te mogą być obciążone dużą dozą subiektywnej interpretacji kreatora gatunku. Być może rodzaj Ixostrobus reprezentuje męskie szyszki taksonów z różnych rodzin roślin nagozalążkowych. Jednak zdaniem Harrisa i Millera (1974) dzielenie Ixostrobus na kilka rodzajów nie wydaje się uzasadnione przy obecnym stanie wiedzy.

Szczególne wątpliwości dotyczą ilości mikrosporangiów umieszczonych na sporofilach. Wynikają one ze stanu zachowania tych struktur, gdyż szczegóły budowy są słabo widoczne i tym samym słabo poznane. Na okazach z Grenlandii Harris (1935) dopatrzył się po dwa mikrosporangia na mikrosporofilu. Krassilov (1972) opisał po 4 zarośnięte ze sobą mikrosporangia przypadające na mikrosporfil. Wobec danych Krassilova, Harris i Miller (1974) przypuszczali, że w materiałach z Grenlandii były po 4 mikrosporangia, tyle że nie widoczne ze względu na słaby stan zachowania okazów, lub że jest ich rzeczywiście tylko dwa i jest to różnica taksonomiczna. Raciborski (1892) opisał i zilustrował po jednym mikrosporangium na mikrosporofilu.

Okaz oznaczony przez nas jako *Ixo-strobus siemiradzkii* różni się nieco od oryginalnych okazów tego gatunku opisanych przez Raciborskiego (1891, 1892). Nowy okaz szyszki robi wrażenie

bardziej "delikatnej", ma też proporcjonalnie więcej mikrosporofili gęściej ułożonych. Przypuszczamy, że różnice te nie maja znaczenia taksonomicznego, a wynikają z różnicy w sposobie zachowania. Wszystkie okazy Raciborskiego są bardzo podobne morfologicznie i zachowane bardziej trójwymiarowo, w przeciwieństwie do opisywanego okazu, który jest bardziej spłaszczony. Okazy Raciborskiego robią wrażenie szyszek bardzo sztywnych. Jednakże rozmiary szyszki, kształt mikrosporofili, dystalne umieszczenie mikrosporangiów, ich kulisty kształt, to cechy, które przemawiają za zaliczeniem nowego okazu do Ixostrobus siemiradzkii. Uważamy, że różnica w ilości sporofili w szyszce wynika z tego, że w przypadku bardziej trójwymiarowych okazów Raciborskiego część mikrosporofili ukryta jest w skale, są one natomiast widoczne w opisanym tu spłaszczonym okazie, co daje wrażenie że są one liczniejsze i gęściej ułożone.

Drugi z opisywanych okazów oznaczony jako ?Ixostrobus sp. jest dwa razy większy od okazów Raciborskiego. Ogólna morfologia okazu, w szczególności cechy takie jak sporofile dość luźno rozmieszczone, ustawione prawie prostopadle do osi, zbiegajace po niej i mikrosporangia po doosiowej stronie mikrosporofili przemawiają za zaliczeniem okazu do rodzaju Ixostrobus. Eliptyczne mikrosporangia występujące na końcu sporofila w tym okazie zrośnięte są w synangium i podobnie wyglądają jak opisane przez Krassilova (1972) u Ixostrobus schmidtianus. W środkowej części sporofili występują dodatkowo jajowate zagadkowe struktury o rozmiarach większych niż dotychczas opisane mikrosporangia, które można by interpretować jako zalążki. W związku z tym można rozważać hipotezę, że szyszki mogły być organami obupłciowymi. Cechy te odróżniają opisywany okaz od *Ixostrobus siemiradzkii*, wskazują na nowy takson, ale rozstrzygnięcie wymaga dalszych badań i większej ilości materiału.

Sposób ułożenia mikrosporofili na osi szyszki Ixostrobus (skrętoległe lub okółkowe) był dyskutowany w literaturze (Harris 1935, 1974; Wcisło-Luraniec i Barbacka 2000). Raciborski (1891, 1892) opisał je jako skrętoległe, Harris (1935) jako okółkowe, a następnie (Harris i Miller 1974) jako nieregularnie okółkowe lub spiralne, Wcisło-Luraniec i Barbacka (2000) zdecydowanie jako skrętoległe. Uważamy na podstawie rewizji materiałów Raciborskiego i nowych okazów, że mikrosporofile były ułożone skrętolegle na tak wąskiej spirali, że robią wrażenie okółkowych. Czy wszystkie odgałęzienia osi były mikrosporofilami, czy znajdowały się pomiędzy nimi liście płonne, a twór nie był szyszką, a jedynie wierzchołkiem pędu z mikrosporofilami wymaga również dalszych badań. Na razie przyjmujemy, że z części mikrosporofili zarodnie po prostu odpadły w procesie fosylizacji i zachowały się jedynie na niektórych z nich. Kolejną cechą jest to, że niektóre mikrosporofile są wyraźnie dłuższe i wystają z szyszki, nadając jej wygląd mało zwartej (patrz np. Wcisło--Luraniec i Barbacka 2000). Czy jest to cecha związana z procesem fosylizacji,

czy rzeczywista cecha tych szyszek wymaga dalszych badań.

Rodzaj Ixostrobus, choć znany z wielu okazów nigdy nie został znaleziony w organicznej łączności z jakimkolwiek ulistnieniem. Badacze tego rodzaju od samego początku zwrócili uwagę, że towarzyszy on najczęściej liściom zaliczanym do rodzaju Czekanowskia (Raciborski 1892; Harris 1935; Harris i Miller 1974; Krassilov 1972; Taylor et al. 2009) dlatego jest uważany za męską szyszkę tej rośliny i zaliczany do rzędu Czekanowskiales (=Leptostrobales). Często szyszkom Ixostrobus towarzyszą także liście Desmiophyllum i Podozamites, których pozycja systematyczna jest dosyć niejasna. Tak też jest w materiale z Gromadzic, zarówno na okazach w kolekcji Raciborskiego, jak i wśród nowo zebranych okazów.

#### Wnioski

Nowe okazy Ixostrobus wzbogacają naszą wiedzę o tym rodzaju, a także o jego gatunku typowym Ixostrobus siemiradzkii (Raciborski 1891) Raciborski 1892, który jest kluczowy do rozumienia tego rodzaju. Okazy oznaczone tu jako ?Ixostrobus sp. być może mogą być podstawą do opisu nowego gatunku lub rodzaju, wymaga to jednak dalszych badań i materiału. Szczególnie zagadkowa i warta wyjaśnienia jest możliwość występowania w jednej szyszce męskich (mikrosporangia) i żeńskich (zalążki) organów rozmnażania. Takie zjawisko u roślin nagozalążkowych jest znane jedynie u benetytów (Cycadeoidales) i Iraniales (Schweitzer 1977).

## Podziękowania

Składamy serdeczne podziękowania mgr Barbarze Kietlińskiej-Michalik z Muzeum Geologicznego Instytutu Nauk Geologicznych PAN Ośrodek Badaczy w Krakowie za udostępnienie z kolekcji Raciborskiego okazów *Ixostrobus*, a także umożliwienie przejrzenia całej kolekcji flory z Gromadzic i dyskusje na jej temat. Dziękujemy dr Marii Barbackiej i dr Jadwidze Ziaji za dyskusje na temat opisywanych okazów *Ixostrobus*, ich wieku oraz udostępnienie literatury. Dziękujemy dr Marii Ziębińskiej-Tworzydło za wnikliwą recenzję.

#### Literatura

- Barbacka M., Ziaja J., Wcisło-Luraniec E. 2010. Taxonomy and palaeoecology of the Early Jurassic macroflora from Odrowąż, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 60 (3), 373–392.
- Gierliński G., Pieńkowski G. 1999. Dinosaur track assemblages from the Hettangian of Poland. *Geological Quarterly*, 43 (3): 329-346.
- Harris T.M. 1935. The fossil flora of Scoresby Sound East Greenland. Part 4: Ginkgoales, Coniferales, Lycopodiales and isolated fructifications. *Meddelelser om Grønland*, 112 (1): 1-176.
- Harris T.M., Miller J. 1974. The Yorkshire Jurassic flora IV, 2 Czekanowskiales. Trustees of the British Museum (Natural History), London, 79-151.
- Heer O. 1876. Beitrage zur Fossilen Flora Sibiriens und des Amurlandes. Memoires de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg, VII<sup>e</sup> Série, 22 (12): 1-122.
- Heer O. 1878. Beiträge zur Jura-Flora Ostsibiriens und des Amurlandes. II. Abtheilung. Jura-Pflanzen aus der arctischen Zone Sibiriens. *Memoires de l'Académie Impériale des Sciences de St.-Pétersbourg, VII*<sup>e</sup> Série, 25 (6): 9-26.

Krassilov V.A. 1970. Approach to the classification of Mesozoic "Ginkgoalean" plants from Siberia. *The Palaeobotanist*, 18: 12-19.

- Krassilov V.A. 1972. Mesozoic flora of the Bureja River (Ginkgoales and Czekanowskiales). Nauka, Moscow, 1-151.
- Makarewiczówna A. 1928. Flora dolno-liasowa okolic Ostrowca. Prace Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Wilnie, Wydział Nauk Matematycznych i Przyrodniczych, Prace Zakładu Geologicznego Uniwersytetu St. Batorego w Wilnie, 4 (3): 1-49.
- Pieńkowski G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 12: 1-122.
- Raciborski M. 1891. Flora retycka północnego stoku Gór Świętokrzyskich. Rozprawy Wydziału matematyczno-przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie, 23: 292-326.
- Raciborski M. 1892. Przyczynek do flory retyckiej Polski. Rozprawy Wydziału matematyczno-przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie, 22: 345-360.
- Schweitzer H-J. 1977. Die Rhäto-Jurassischen Floren des Iran und Afganistans: 4. Die Rhätische Zwitterblüte Irania hermaphroditica nov. spec. und ihre Bedeutung für die Phylogenie der Angiospermen. Palaeontographica Abt. B, 161 (1-4): 98-145.
- Schweitzer H-J., Kirchner M. 1995. Die Rhäto-Jurassischen Floren des Iran und Afganistans: 8. Ginkgophyta. Palaeontographica Abt. B, 237 (1-3): 1-58.
- Taylor T. N., Taylor E. L., Krings M. 2009. Paleobotany: The biology and evolution of fossil plants, Second Edition. Academic Press, Burlington, 1-1230.
- Wcisło-Luraniec E., Barbacka M. 2000. *Ixostrobus grenlandicus* Harris from Hungarian Liassic with reference to revision of the genus *Ixostrobus* from Poland. *Acta Palaeobotanica*, 40 (1): 35-38.

## Svetlana Malenkina

## JURASSIC STROMATOLITES OF THE RUSSIAN PLATFORM

#### Geological Institute of the Russian Academy of Science,

Pyzhevsky per. 7, 119017 Moscow, Russia; e-mail: maleo@mail.ru

Keywords: Jurassic, Callovian, Oxfordian, phosphate, stromatolites, Russian Platform, Moscow Syneclise

#### Introduction

During the Middle and Late Jurassic, the wide parts of the European continent were covered with epicontinental shelf seas adjacent to the oceanic Tethys. Various thrombolitic and stromatolitic microbialites were formed in depositional environments ranging from the tidal flat and lagoon down to the basin floor at nearly 150 m depth on carbonate platform margins. The microbialites are principal rock-forming components that constructed complexes of different carbonate buildups (microbial-sponge bioherms, coral-microbial reefs etc.) or participated in the formation many hardgrounds. Jurassic stromatolites not infrequently occur (both as part of the complexes and separately) and well studied in different parts of Europe (Bucur et al. 2010, Dragastan, Richter 2011, Leinfelder et al. 1993, Matyszkiewicz et al. 2006, Ruf et al. 2005, Sánchez-Navas, Martín-Algarra 2001,

Vincent 2006, Zatoń 2011) and many others. Nevertheless, Jurassic stromatolitic buildings remain almost unknown in the Russian Platform.

## The Callovian-Oxfordian stromatolites

Jurassic stromatolites described below were newly discovered on the Russian Platform. These have been originally found in Moscow at the end of 2007 and recognized as representing a variety of stromatolite structures of Late Callovian - Oxfordian age (Malenkina, 2009). During 2007-2010 the extensive new material of stromatolites have been collected in the same stratigraphic level in many localities in the Moscow Syneclise (some in Moscow, village of Kamennaya Tyazhina and quarries at Gzhel, Peski, Domodedovo, Nikitskoe and Malino - all in Moscow region, but also at town of Makariev and the Mikhalenino village in the Kostroma region).



**Fig.1.** Location of the studied geological sections in Moscow and their correlation (from SW to NE) Legend: 1 - limestones; 2 - calcareous; 3 - marl concretions and layers; 4 - carbonate nodules; 5 - siliceous pebbles and lenses; 6 - phosphorite nodules and pebbles; 7 - pyrite concretions; 8 - sands; 9 - sandstones; 10 - glauconite; 11 - silts; 12 - clays; 13 - fragments of wood; 14 - faunal remains: ammonites, belemnites, bivalves, brachiopods; 15 - stromatolites

According to the classification of M.E. Raaben & M.A. Semikhatov (2000), the Moscow Syneclise microbial structures associated with various deposits of the Callovian-Oxfordian age, belong to the morphological types of nodular and stratiform stromatolites (Fig. 1,2). The enclosing rocks are usually clay or silty clay.

An initial substrate for most of microbial structures was limestones and marly pebbles, sometimes fragments of macrofauna. The Callovian stromatolites are represented by complex forms, including various crusts, breccia fragments of stromatolites and surrounding rocks and layered constructions, with total thickness of up to 0,35 m (Fig. 2A, C, G). The Lower and Middle Oxfordian stromatolitic structures have a hemispherical (domical) shape, often with uneven surface, and different size (from several cm to 20-30 cm in diameter). They resemble similar structures from Germany (Dragastan, Richter 2011) and Poland (Zatoń 2011). Sometimes, these nodules or hemispheres are connected together by thinner stratifications, underlining paleorelief. Most of the nodules or crusts have irregular complex lamination (Fig. 2E) and they are usually buried in the sediment not in the original position (inclined, overturned) (Fig. 2F). This indicates the shallow-water and active hydrodynamic conditions. The structures often include serpulidae, large bivalves Pinna sp. and others, gastropods Bathrotomaria sp., brachiopods and roots of crinoids Cyclocrinus insignis (Trautschold), indicating that they were formed under conditions of normal salinity. Particularly rich epifauna is in the Middle Oxfordian structures. The stromatolites are composed of thin alternating layers or laminae of carbonate material (sometimes ferruginous or pyritized), glauconite and phosphate, are rarely entirely phosphate. In some case, there is observed an admixture of terrigenous material, fauna and its fragments. Lamination is distinct, clearly visible both in the samples and in thin sections. Laminae configuration are convex, sometimes breaking down into short microcolumns (diameter 0.05-0.5 mm) The thickness of the lamina varies from a few microns to 1-2 millimeters. The Upper Oxfordian stromatolites represent complex of separate nodules (with prominent concentric lamination) of relatively small size (5-10 cm) and stratiform stromatolites (Fig. 2 B, D, H), with total thickness of 0,05-0,2 m, which may be traced laterally by tens to hundreds of meters. Their composition is mainly glauconitic with various quantity of carbonate material. This complex has a character of a marker bed throughout the Russian Platform. ("The Oxfordian glauconite horizon").

The analysis of the studied Jurassic stromatolitic structures morphological diversity, as well as facies features and modern conditions favorable for the growth of stromatolites, made it possible to build the reconstruction schemes of their formation (Fig. 3) and to formulate the following conclusions. The Callovian stromatolites were formed initially in the lower part of the littoral zone with a periodically active hydrodynamics. They overlie the Middle terrigenous-carbonate Callovian sediments with ferruginous ooids or partly the dissected, subjected to intensive weathering and karst, residuals of the Carboniferous deposits. The first stromatolitic layers enveloped the relief of the substrate pebble then later expanded to the nearby sediment surface. The periodically active hydrodynamics resulted in various kinds of damage with the appearance of fragments and breccias. Later, in the subtidal zone with more passive environment, stratiform stromatolitic structures were depo-



**Fig. 2.** Jurassic stromatolitic buildings of the Moscow Syneclise. A, B, C, D are from Tsvetnoy bul, 15. A - Callovian complex forms (bottom) and Lower Oxfordian nodule (top); B - Upper Oxfordian complex of separate nodules and stratiform stromatolite; C - Selected fragment from A. The crust is composed of thin alternating layers of carbonate material (sometimes ferruginous) and glauconite; D - separate nodule; E - Middle Oxfordian (densiplicatum) complex form (Fomenko Theater); F - Middle Oxfordian overturned hemisphere (Moscow-City); G - Gzhel Callovian crust; H - Upper Oxfordian glauconitic nodule form (v. Mikhalenino). Legend: C - carbonate material; Gl - glauconite; Fe- ferruginous carbonate material; Ph - phosphorites

sited (Fig. 2A, C). The Lower and Middle Oxfordian stromatolites were growing in the littoral zone with changing hydrodynamic conditions on the unstable slumping silty clay substrate. The Lower Oxfordian nodules or crusts have irregular inextricable lamination (Fig. 2E) and they are usually buried obliquely, but the Middle Oxfordian domes often overturned, sometimes more than once. The hydrodynamics in the latter case was more active apparently. Upper Oxfordian stromatolites were formed in constantly passive subtidal conditions (although damaged crusts occasionally observed), during very weak sedimentation (or pause) on a flat stable substrate, which lead to their predominantly stratiform morphology (Fig. 2B, H).

#### Jurassic phosphate stromatolites

Unique phosphate stromatolites of Sukhaya Peschanka river, 50 km west of Sol-Iletsk (Orenburg region), were first discovered by Silantiev V.N. (1989). During 2007-2010 have been collected extensive material of Jurassic stromatolites on the Russian Platform (from several sections of Moscow Region, others and Sukhaya Peschanka (Orenburg region)). The detailed study of these outcrops was in the summer of 2008.

The Oxfordian-Kimmeridgian 2 m thick phosphorite deposits rest on the Callovian sands. There are two layers of stromatolitic buildings (Fig. 4A). According to the classification (Semikhatov, Raaben 2000) stromatolitic structures of the lower layer (Oxfordian) belong to the morphological type of stratiform stromatolites. They are represented by subhorizontal layered, rarely with convex-

-up strata, sometimes connected domes, with total thickness of 15-20 cm (Fig. 4G, H). Stromatolitic structures of the upper layer (Kimmeridgian) belong to the morphological type of unbranched columnar stromatolites which are morphologically very similar to modern stromatolites from the Shark Bay. The columns in the layer are vertical, near cylindrical in shape (5-20 cm diameter and 20-35 cm tall), with rough knobby, rarely flat smooth surface, and crowned with a porous gray mushroom shape "cap" (3-10 cm), with numerous drillings (Fig. 4B-F). Often at the base of the columns are rounded pebbles or macrofauna remains, such as bivalves or ammonites shells. The columns sometimes accrete by their basements, but clearly separated from the host glauconitic quartz sands containing their fragments (1-6 cm). The buildings often include belemnites guards and shells of ammonites or bivalves. Both layers can be traced laterally for several tens of meters. All stromatolites are composed of thin alternating gently convex upwards layers or laminae from 0.1 to 10 mm. Lamination is distinct, clearly visible both in the samples and in thin sections by the alternation between pure phosphate laminae and darker layers rich in iron and finely dispersed organic matter. They all contain different amounts of siliciclastic quartz, quartzite, feldspar and glauconite. Phosphate in the studied stromatolites is carbonate-fluorapatite.

The Oxfordian stromatolites probably were formed in constantly passive subtidal conditions, relatively shallow, during slow sedimentation on a flat stable substrate, which resulted in their predomi-

## Stromatolites of Moscow Syneclise

#### Stromatolites of Sukhaya Peschanka river



Fig. 3. Developmental reconstruction of stromatolitic structures during Jurassic time. Legend: horizontal arrows - tidal currents; slanted arrow - flow of debris material; double arrow - level difference at low tide



Fig. 4. Phosphate stromatolites of Sukhaya Peschanka river.

A - Stratigraphic section. Legend (see Fig.1); B-D - Variations in forms of columnar stromatolites; E - Upper microbial buildings layer. It can be seen a longitudinal section; F - transection; G - Lower layer; H - Longitudinal section of locally convex-up strata forming upon pebble as substrate. All stromatolites are composed of thin contrasting alternating gently convex laminae.

nantly stratiform morphology (as in the Moscow Syneclise) (Fig. 3). The Kimmeridgian stromatolites were developed in completely different conditions: between the lower intertidal and the subtidal zones with periodically active hydrodynamic conditions and significant supply of terrigenous sedimentary material. The shape allowed the excessive clastic material to sift in the spaces between columns. Jurassic phosphate stromatolites are formed by microbial trapping, binding and microbial precipitation. Their accretion was determined by bacterially mediated precipitation of an amorphous calcium phosphate just below the living microbial mat. This mineralization process took place during a very early stage of diagenesis after degradation and recycling of the organic matter the previous microbial mat community and decaying macrofaunal remains (Sánchez-Navas, Martín-Algarra 2001). This increased the concentration of phosphates and other ions within the interstitial waters, which gave rise to supersaturation and made possible a precipitation of amorphous matter, previous to apatite microcrystallites and more larger francolite crystals. Perhaps periodic upwelling and connection with the open ocean via the Precaspian Syneclise also were favorable to these processes.

## Conclusions

1. The Callovian stromatolites were formed in the lower part of the littoral zone with a periodically active hydrodynamics and partly in the sublittoral zone with more passive environment;

- 2. The Lower and Middle Oxfordian ones were growing in the intertidal zone with changing hydrodynamic conditions on the unstable slumping substrate.
- 3. The Upper Oxfordian stromatolites were formed in constantly passive subtidal conditions, during very weak sedimentation on a level stable substrate that lead to stratiform morphology.
- 4. The Peschanka Oxfordian phosphate stromatolites probably were formed in constantly passive subtidal conditions, relatively shallow, during slow sedimentation on a flat stable substrate, which also resulted in their predominantly stratiform morphology.
- 5. The Kimmeridgian phosphate columns were developed between of the lower intertidal and the subtidal zones with periodically active hydrodynamic conditions and significant supply of terrigenous sedimentary material.
- 6. All the Jurassic stromatolites are formed predominantly by sediment trapping, binding or the in situ precipitation due to growth and metabolic activity of the microorganisms.
- 7. The phosphate stromatolites accretion was determined by bacterially mediated precipitation of an amorphous calcium phosphate that took place under the living microbial mat during a very early stage of diagenesis after degradation and recycling of the organic matter the previous microbial mat community and decaying macrofaunal remains.

This work was supported by RFBR (project № 09-05-00016).

## References

- Bucur I.I., Beleş D., Săsăran E. & Balica C. 2010. New data on facies development and micropaleontology of the eastern margin of the Getic Carbonate Platform (South Carpathians, Romania): case study of the Mateiaş Limestone. Studia UBB Geologia, 55(2): 33-41.
- Dragastan O. N., Richter D. K. 2011. Stromatolites and calcareous algae of Münder Formation (Tithonian-Berriasian) from NW Germany. Acta Palaeontologica Romaniae, 7: 139-168
- Leinfelder RR, Nose M, Schmid DU, Werner W (1993) Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, paleoecological significance and importance in reef construction. Facies, 29: 195–230
- Maleonkina S.Yu. 2009. Jurassic stromatolites of the East-Europian Platform: new discoveries, morphology and environment. In: Zakharov V.A. (ed.) Jurassic System of Russia: problems of stratigraphy and paleogeography. 3rd all-Russian meeting: scientific materials: 129-132. Nauka, Saratov. (in Russian).
- Matyszkiewicz J., Krajewski M., Kedzierski J. 2006. Origin and evolution of an Upper Jurassic complex of carbonate buildups from Zegarowe Rocks (Krakow–Wielun Upland, Poland) Facies, 52: 249–263
- Ruf M., Link E., Pross J., Aigner T. 2005. Integrated sequence stratigraphy: Facies, stable isotope and palynofacies analysis in a deeper epicontinental carbonate ramp (Late Jurassic, SW Germany) Sedimentary Geology, 175, 391–414
- Sánchez-Navas A., Martín-Algarra A. 2001. Genesis of apatite in phosphate stromatolites. European Journal of Mineralogy, 13 (2): 361-376
- Semikhatov M.A., Raaben M.E. 2000. Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy. In: Awramik S.M., Ridding R.E. (eds.), Microbial Sediments: 295–306. Springer-Verlag, Berlin.
- Silantiev V.N. 1989. Phosphate Columnar stromatolites from the Upper Jurassic of Orenburg Ural region. Transactions (Doclady) of the USSR Academy of Sciences: Earth Science Sections, 308 (5): 1197-1199.
- Vincent B., Rambeau C., Emmanuel L., Loreau J.-P. 2006. Sedimentology and trace element geochemistry of shallow-marine carbonates: an approach to paleoenvironmental analysis along the Pagny-sur-Meuse Section (Upper Jurassic, France) Facies, 52: 69–84
- Zatoń M., Kremer B., Marynowski L., Wilson M., Krawczyński W. 2011. Middle Jurassic (Bathonian) encrusted oncoids from the Polish Jura, southern Poland. Facies, 57. (in press).

# POSSIBLE PROXIES OF CLIMATIC, TECTONIC AND PALEOGEOGRAPHIC CHANGES AT THE VERY BEGINNING OF THE JURASSIC PERIOD

#### Slovak Academy of Sciences, Geological Institute,

Dúbravská 9, P.O.Box 106, 84005 Bratislava, Slovakia e-mail: geolmich@savba.sk

Keywords: stratigraphy, sedimentology, paleoclimates, Triassic / Jurassic boundary, Tatra Mountains, Western Carpathians

#### Introduction

During Triassic, amalgamated central Western Carpathian- and Eastern Alpine blocks formed a part of southern Paleoeuropean shelf. Triassic sequences of this area consist of several sedimentary megacycles deposited in Western (Mediterranean) Tethys with changeable paleoceanology and climate (Feist-Burkhardt *et al.* 2008).

Continuing regression, tectonic rise of the Alpine – Carpathian shelf and arid climate during Late Triassic led to re-establishment of carbonate platform system with continuous reef margin, deposition of back-reef Dachstein Limestone and Hauptdolomit formations, separating dry extensive Carpathian Keuper basins of the Dead Sea-type from the sea. The sedimentation rate here was seven times slower than in the German Basin, as the clastic support crossed arising Penninic rift valley. At the end of the Triassic, breakage of Tethyan shelves resulted in a "mega-shear" pattern of numerous megablocks separated by active strike--slip faults (Michalík 1993, 1994).

## Sedimentary record of the T/J Boundary

Central Western Carpathian part of the northern Tethyan shelf was locally influenced by terrestrial input from the hinterland. Lacustrine shale of the Tomanová Formation contains authochtonous sporomorphs (*Taeniasporites*, *Protohaploxypinus*, etc.), but fluviatile sandstones yielded transported pollen--dominated association (*Classopollis*, *Gliscopollis*).

Arid Carpathian Keuper basin with seasonal rivers, temporal lakes and local swamps overgrown with vegetation was inundated by Rhaetian Fatra Formation transgression. Subsequently, la-



Fig. 1. Correlation of sedimentary cycles in the Fatra Formation in four important Fatric sections in the Tatra Mountains, western Carpathians.

minated clays with restricted fauna of the Rhaetavicula association accumulated in nearshore swamps and lagoons. Zone of storm - dominated shallows with semi-infaunal bivalve Corbula association alternating with temporal Placunopsis association was formed during continuing sea flooding. Drowning of the bottom below the wave base resulted in black shales deposition, interrupted by occasional input of eolian dust during storm events. New shallowing enabled short-timed biostrome growth, but later the "barren interval" member started, characterized by redeposition of older sediments.

The most complete, more than one hundred meters thick sequence of the Fatra Formation is exposed in the Kardolina section on the slope of the Mt. Lendacká Pálenica near to the Tatranská Kotlina village (High Tatra Mts). Eighteen deepening upwards cycles could have been recognized here by quantitative microfacies study. If we accept Muttoni et al. (2010) estimation of duration of Rhaetian stage (5,5 - 8,5 My), these cycles can be attributed to long eccentricity cycles. Rhaetian palynomorph assemblage is characterised by numerous Ricciisporites tuberculatus, while lower part of the sequence is dominated by Rhaetogonyaulax rhaetica dinoflagellate cysts. Benthic fauna of the Fatra Formation comprises index foraminifers (Triasina hantkeni), bivalves (Rhaetavicula contorta), corals (Retiophyllia paraclathrata) and brachiopods (Austrirhynchia cornigera in dense Rhaetina gregaria populations).

Fresh water input at the base of the uppermost member of the Fatra For-

mation is indicated by faunal diversity decrease, as well as by increase of clastic quartz grain content. Eutrophication caused by continental run-off resulted in retreat of oligotrophic carbonate platform ecosystems. The O and C isotope anomalies are parallel with lithological changes and with changes in clay mineral spectrum (Michalík et al. 2010). A continuous increase of the illite-smectite phase (IS) content occurs in the Fatra Fm sequence upwards at the expense of discrete illite, while the kaolinite appears in the T-J boundary claystones as a response of increasing chemical weathering under increased humidity.

Three to six meters below the top of carbonate beds, group of layers affected by seismic activity and submarine slumping occurs. It consists of intensively deformed marly limestone plates and lenses, embedded in marlstone (Michalík, 2003). Remarkably, this part of sequence is correlatable in different sections tens of kilometers apart, and it resembles phenomena, described in comparable part of distant European uppermost Rhaetian sequences. The lower negative  $\delta^{13}C_{_{org}}$  excursion occurs just above the slump, still below the top of the carbonate deposits of the Fatra Formation, accompanied by a striking negative  $\delta^{13}C_{carb}$  excursion (Michalík et al. 2007; 2010). This level is isochronous with the "initial C-isotope shift" of Deenen et al. (2010), etc. and with the extinction of several faunal groups.

The uppermost limestone layers of the Fatra Fm are rich in clastic quartz grains and in ferrugineous matrix causing



Fig. 2. Topmost beds of the Rhaetian Fatra Formation and its contact with overlying Hettangian Kopieniec Formation in the Kardolina section.

rapid increase of magnetic susceptibility (oral communication of Dr. J. Grabowski). Diagenetic high-Mg fluids accompanying dolomitisation along with Ferich ooids in the topmost Fatra Fm beds could have been related with a volcanic activity in the Atlantic Rift associated with T/J boundary climatic changes.

The Fatra Formation sequence is overlain by dark "Boundary Clay" and by "Cardinia Sandstone" of the Jurassic Kopienec Fm. Due to lack of age-diagnostic index fossils, the precise position of the T/J boundary is uncertain. Based on microfacies analyses and negative excursion of the  $\delta^{13}C_{carbonate}$  isotopic curve, the boundary interval was placed near to the lithological boundary of the carbonate dominated Fatra Formation and carbonate-free claystones of the Kopieniec Formation.

Two basal members of the Hettangian Kopieniec Formation (the Boundary Clay, as well as the Cardinia Sandstone) are characterized by a slightly positive trend of the  $\delta^{13}C_{org}$  curve. The second, major negative  $\delta^{13}C_{org}$  excursion (up to – 29.36 ‰, i.e. -4 ‰ in comparison with the average) occurs higher up, in the calcareous "lower limestone member" (Gaździcki *et al.*, 1979; Michalík *et al.* 2007; 2010).

Hettangian palynomorph assemblage is characterised by an increase of *Deltoidospora* spp. and *Concavisporites* spp. trilete laevigate spores. *Rh. rhaetica* was replaced by *Dapcodinium priscum* dinoflagellate cyst in the marine fraction. Striking quantitative changes in the composition of the palynomorph assemblages are interpreted with respect to climatic changes within the T/J boundary interval Lund 1977; Pálfy, Dosztály 2000; Pálfy et al. 2001, 2007; Ruckwied et al. 2008).

#### Discussion

Rhaetian - Hettangian Boundary is marked by a change of Triassic dry climate regime into Lower Jurassic more humid conditions. This overturn is well recognizable by an abrupt change in paleobiological, sedimentary and isotopic record. One of the most expressive features of the Phanerozoic fossil record is the T/J extinction event. However, its interpretation is disputable, still. Tanner et al. (2004) classified T/J extinction hypotheses in groups (more-or-less related to climatic system changes):

- 1. Triassic/Jurassic boundary regression restricted or even smoothed organism habitats. In contrary, Hesselbo *et al.* (2004) argued that the T/J sea-level change could hardly affect any extinction of organisms in a global scale.
- 2. Late Triassic climate aridification evoked elevated extinction rates. Uppermost Triassic sedimentary sequences actually bear signs of a pronounced seasonality punctuated by long-obliquity Milankovitch cyclicity (400 and 100 ka, cf. Hofmann et al. 2000; Jadoul et al. 2007; Michalík et al. 2007, 2010). However, Tanner et al. (2004), Lucas & Tanner (2005) and Tanner & Lucas (2007) stressed that terrestrial tetrapods were heavily affected by the aridification, while its lethal effect on ammonoids, bivalve molluscs and conodontophorids is not easy to explain.
- 3. The possibility of heavy extraterrestrial impact disrupting climatic system, which could led to environmental degradation was discussed by Ward *et al.* 2001; Walkden *et al.* 2002; Olsen *et al.* 2002; Tagle *et al.* 2003; and Simms 2007. Marine infaunal diversity rapidly decreased at the end of Triassic (Barras & Twitchett, 2007), so

that lack of index fossils causes serious problems with recognition of the Triassic/Jurassic boundary. Both the major indexes, conodonts and ammonoids are rare in the uppermost part of the Rhaetian sequence, and, moreover, the first Hettangian ammonite appears after a gap higher above the supposed systems boundary (McRoberts 1994; Pálfy et al. 2000; Longridge et al. 2007). Radiolarians are known from few basins only (Hori et al. 2007). However, Galli et al. 2005; McElwain et al. 2007; McElwain & Punyasena 2007; or Ruckwied et al. 2008 argued that there is no single major extinction event documented in the palynological record of T/J boundary section outside the Tethyan realm. Despite of indications of end -Rhaetian shell secretion- (or general calcification) crisis among the marine organisms (Michalík 1982; Hautmann 2004; van de Schootbrugge et al. 2007), bivalve distribution is known inadequately to conclude a sharp boundary break (Lucas & Tanner 2005). Several brachiopod lineages disappeared at the end of the Triassic, although the boundary is indicated rather by reassembling of the community structure (Tomašových & Siblík, 2007; Tomašových, 2007). A dramatic decrease in diversity, abundance, and size of dinosaur footprints at the end of the Triassic was reported by Lucas and Tanner, 2007.

4. The role of basaltic volcanism of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), which increased the content of carbon and sulfur oxides in the atmosphere and may have triggered release of methane clathrates, was discussed by McElwain *et al.* 1999; Pálfy & Smith 2000; Hofmann *et al.* 2000; Hesselbo *et al.* 2002; Galli *et al.* 2005; Huynh & Poulsen 2005; Berner & Beerling 2007; Cohen & Coe 2007; Verati *et al.* 2007; Williford *et al.* 2007, Deenen *et al.* 2010; Kuroda *et al.* 2010; Whiteside *et al.* 2010.

5. Release of methane clathrates resulted in global C cycle disturbation, decrease of C<sub>org</sub> burial, recycling of isotopically light water (Ward *et al.* 2001) and shallowing pycnocline. Positive  $\delta^{13}$ C excursion was evoked by increase of atmosphaeric CO<sub>2</sub> (Van den Schootbrugge *et al.* 2008). However, all these explanations still contain contradictions under discussion (Kiessling *et al.* 2007; Gómez *et al.* 2007).

## Acknowledgments:

My sincere thanks belong to my co-workers who contributed to solving of many questions connected with the stratigraphy and sedimentology of the Rhaetian sections in the Tatra Mts: Prof. Andrzej Gaździcki and Dr. Jacek Grabowski from Warsaw, prof. Otília Lintnerová, Dr. Vladimir Šimo, Dr. Barbara Záhradniková, Dr. Peter Ledvák from Bratislava. Mgr. Jakub Rantuch, Mgr. Martin Závacký, Štefan Szalma, Mgr. Hanna Nizinkiewicz greatly helped in field works.

## **References:**

- Barras C.G., Twitchett R.J., 2007: Response of the marine infauna to Triassic-Jurassic environmental change: Ichnological data from southern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 244: 223-241.
- Berner R.A., Beerling D.J., 2007: Volcanic degassing necessary to produce a CaCO<sub>3</sub> undersaturated ocean at the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 368-373.
- Cohen A.S., Coe A.L., 2007: The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os- isotope evolution in seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 374-390.
- Deenen M.H.L., Ruhl M., Bonis N.R., Krijgsman W., Kuerschner W.M., Reitsma M., van Bergen M.J., 2010: A new chronology for the end-Triassic mass extinction. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 291: 113-125.
- Feist-Burkhardt S., Gőtz A. S., Szulc J., Borkhataria R., Geluk M., Haas J., Hornung J., Jordan P., Kempf- O., Michalík J., Nawrocki J., Lutz R., Ricken W., Rőhling H.-G., Ruffer W., Tőrők Á., Zühlke R., 2008: 13. Triassic.- In: Mc Cann T. (editor): The geology of Central Europe, vol.2: Mesozoic and Cenozoic. *Geological Society Book* London 2008. ISBN 978-1-86239-264-9, 749-821.
- Galli M.T., Jadoul F., Bernasconi S. M., Weissert H., 2005: Anomalies in global C cycling and extinction at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 216: 203-214.
- Gaździcki A., Michalík J., Planderová E., Sýkora M., 1979: An Upper Triassic Lower Jurassic sequence in the Krížna Nappe (West Tatra Mts, West Carpathians, Czecho-slovakia). Západné Karpaty, Geológia 5: 119-148.

- Gómez J.J., Goy A., Barrón E., 2007: Events around the Triassic-Jurassic boundary in northern and eastern Spain. A review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 89-110.
- Hautmann M., 2004: Effect of end-Triassic CO<sub>2</sub> maximum on carbonate sedimentation and marine mass extinction. *Facies* 50: 257-261.
- Hesselbo S. P., Robinson S.A., Surlyk F., Piasecki S., 2002: Terrestrial and marine extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? *Geology* 30, 251-254.
- Hesselbo S.P., Robinson S.A., Surlyk F., 2004: Sea-level change and facies development across potential Triassic-Jurassic boundary horizons, SW Britain. *Journal of the Geological Society* 161: 365-379.
- Hofmann A., Tourani A., Gaupp R., 2000: Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for paleoclimate and basin evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161: 229-266.
- Hori R.S., Fujiki T., Inoue E., Kimura J.-I., 2007: Platinum group element anomalies and bioevents in the Triassic-Jurassic deep-sea sediments of Panthalassa. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology* 244: 391-406.
- Huynh T. T., Poulsen C. J., 2005: Rising atmospheric CO<sub>2</sub> as a possible trigger for the end--Triassic mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 217: 1-21.
- Jadoul F., Galli M.T., Muttoni G., Rigo M., Cirilli S., 2007: The Late Norian-Hettangian stratigraphic and paleogeographic evolution of the Bergamasco Alps. *Geoitalia 2007, Guide Book FW02*, September 8-9, 2007, 33 p.
- Kiessling W., Aberhan M., Brenneis B., Wagner P.J., 2007: Extinction trajectories of benthic organisms across the Triassic – Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 201-223.
- Kuroda J., Hori R. S., Suzuki K., Gröcke D.R., Ohkouchi N., 2010: Marine osmium isotope record across the T/J Boundary from Pacific pelagic site. *Geology*, 38 (12): 1095-1098.
- Longridge L.M., Carter E.S., Smith P.L., Tipper H.W., 2007: Early Hettangian ammonites and radiolarians from the Queen Charlotte Islands, British Columbia and their bearing on the definition of the Triassic – Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 142-169.
- Lucas S.G., Tanner L.H., 2005 : Late Triassic extinction events. Albertiana 31: 31-40.
- Lucas S.G., Tanner L.H., 2007: Tetrapod biostratigraphy and biochronology of the Triassic-Jurassic transition on the southern Colorado Plateau, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 242, 256.
- Lund J.J., 1977: Rhaetic to Lower Liassic palynology of the onshore south-eastern North Sea Basin. *Danmarks geologiske Undersøgelse* 2nd Series, 109, 1-129.
- McElwain J.C., Beerling D.J., Woodward F.I., 1999: Fossil plants and global warming at the Triassic Jurassic boundary. *Science* 286: 5432, 1386-1390.
- McElwain J.C., Punyasena S.W., 2007: Mass extinction events and the plant fossil record. *Trends in Ecology and Evolution* 22: 10-11.
- McElwain J.C., Popa M. E., Hesselbo S.P., Haworth M., and Surlyk F., 2007: Macroecological response of terrestrial vegetation to climatic and atmospheric change accross the Triassic / Jurassic Boundary in East Greenland. *Paleobiology* 33(4): 547-573.
- McRoberts C.A., 1994: The Triassic Jurassic ecostratigraphical transition in the Lombardian Alps, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110, 145-166.
- Michalík J., 1982: Uppermost Triassic short lived bioherm complexes in the Fatric, Western Carpathians. *Facies*, 6: 129 146.

- Michalík J., 1993: Mesozoic tensional basins in the Alpine-Carpathian shelf. Acta Geologica Hungarica 36 (4): 395-303.
- Michalík J., 1994: Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. *Mitteilungen Österreichisches Geologisches Gesellschaft* 86 (1993): 101-110.
- Michalík J. (ed.), 2003: IGCP 458: Triassic/Jurassic Boundary Events. *Third Field Workshop*, *Stará Lesná*, *Slovakia*, *Tatra Mts*, *October 11-15 th.*, *VEDA Bratislava*, 72 p.
- Michalík J., Lintnerová O., Gaździcki A., Soták J., 2007: Record of environmental changes in the Triassic / Jurassic boundary interval in the Zliechov Basin, Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 244: 71-88.
- Michalík J., Biroň A., Lintnerová O., Götz A.E., Ruckwied K., 2010: Climatic change at the T/J boundary in the NW Tethyan Realm (Tatra Mts., Slovakia). *Acta Geologica Polonica*, 60 (4): 535-548.
- Muttoni G., Kent D.V., Jadoul F., Olsen P.E., Rigo M., Galli M. T., Nicora A., 2010: Rhaetian magneto-biostratigraphy from the Southern Alps (Italy): Constraints on Triassic chronology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285: 1-16.
- Olsen P.E., Koeberl C., Huber H., Montanari A., Fowell S.J., El-Touhami M., Kent D.V., 2002: Continental Triassic-Jurassic boundary in central Pangea: Recent progress and discussion of an Ir anomaly. In: Koeberl C., MacLeod K.G. (eds.): Catastrophic events and mass extinctions: impacts and beyond. Geol. Soc. America Special Paper 356: 502-522.
- Pálfy J., Dosztály L., 2000: A new marine Triassic Jurassic boundary section in Hungary. *GeoResearch Forum* 6: 173-180.
- Pálfy J., Mortensen J.K., Carter E.S., Smith P.L., Friedman R.M., and Tipper H.W., 2000: Timing the end-Triassic mass extinction: First on land, then in the sea? *Geology* 28 (1): 39-42.
- Pálfy J., Smith P.L., 2000: Synchrony between Early Jurassic extinction, oceanic anoxic event, and the Karroo Ferrar flood basalt volcanism. *Geology* 28(8): 747-752.
- Pálfy J., Demény A., Haas J., Hetényi M., Orchard M.J., Vetö I., 2001: Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic / Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology* 29 (11): 1047-1050.
- Pálfy J., Demény A., Haas J., Carter E.S., Görög A., Halász D., Oravecz-Scheffer A., Hetényi M., Márton E., Orchard M.J., Ozsvárt P., Vetö I., Zajzon N., 2007: Triassic – Jurassic boundary events, inferred from integrated stratigraphy of the Csövár section, Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 11-33.
- Ruckwied K., Götz A.E., Pálfy J., Török Á., 2008: Palynology of a terrestrial coal-bearing series across the Triassic/Jurassic boundary (Mecsek Mts, Hungary). *Central European Geology*, 51 (1): 1-15.
- Simms M.J., 2007: Uniquely extensive soft-sediment deformation in the Rhaetian of the U.K. : Evidence for earthquake or impact ? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclogy* 244: 407-423.
- Tagle R., Stoeffler D., Clayeys P., Erzinger J., 2003: A non-magmatic iron meteorite as impactor for the Rochechouart Crater. *Lunar and Planetary Science* 34: 1835-1836.
- Tanner L.H., Lucas S.G., Chapman M.G., 2004: Assessing the record and causes of Late Triassic extinction. *Earth Science Review* 65: 103-139.
- Tanner L.H., Lucas S.G., 2007: The Moenave Formation : Sedimentologic and stratigraphic context of the Triassic – Jurassic Boundary in the Four Corners area, southwestern U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 111-125.
- Tomašových A., 2007: Stratigraphic sequences in a storm-dominated, Late Triassic intra--shelf environment of the West Carpathians: implications for correlations with the Eastern Alps. *Beringeria* 37: 203-216.

- Tomašovych A., Siblík M., 2007: Evaluating compositional turnover of brachiopod communities during the end-Triassic mass extinction (Northern Calcareous Alps): Removal of dominant groups, recovery and community reassembly. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 24: 170-200.
- Van de Schootbrugge B., Tremolada F., Rosenthal Y., Bailey T.R., Feist-Burkhards S., Brinkhuis H., Pross J., Kent D.V., Falkowski P.G., 2007: End-Triassic calcification crisis and blooms of organic walled "disaster species". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 126-141.
- Van de Schootbrugge B., Payne J.I., Tomašových A., Pross J., Fiebig J., Benbrahim M., Follmi K.B., Quan T.B., 2008: Carbon cycle perturbation and stabilization in the wake of the Triassic-Jurassic boundary mass-extinction event. *Geochemistry, Geophysics, Geo*systems 9 (4): 1525-2027.
- Verati C., Rapaille C., Féraud G., Marzoli A., Bertrand H., Youbi N., 2007: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic Boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244: 308-325.
- Walkden G., Parker J., and Kelley S., 2002: A Late Triassic impact ejecta layer in Southwestern Britain. *Science* 298: 2185-2188.
- Ward P.D., Haggart J.W., Carter E.S., Wilbur D., Tipper H.W., and Evans T., 2001: Sudden productivity collapse associated with the Triassic Jurassic Boundary mass extinction. *Science* 292: 1148-1151.
- Whiteside J.H., Olsen P.E., Eglinton T., Brookfield M.E., Sambrotto R.U., 2010: Compound-specific C-isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction. PNAS Early Edition, doi/10.1073/pnas.1001706107
- Williford K.H., Ward P.D., Garrison G.H., and Buick R., 2007: An extended organic carbon – isotope record across the Triassic – Jurassic Boundary in the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244, 290-296.

## Elena Shchepetova<sup>1</sup>, Yuri Gavrilov<sup>1</sup>, Evgeny Baraboshkin<sup>2</sup>, Michail Rogov<sup>1</sup>, Ekaterina Shcherbinina<sup>1</sup>

# THE MAIN ORGANIC MATTER RICH SHALE SEQUENCES IN THE UPPER JURASSIC AND LOWER CRETACEOUS OF THE RUSSIAN PLATFORM: SEDIMENTOLOGY, GEOCHEMISTRY AND PALEOENVIRONMENTAL MODELS

<sup>1</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Science,

Pyzhevsky per. 7, 119017 Moscow, Russia;

<sup>2</sup>Lomonosov Moscow State University,

Leninskie Gory, 119991 Moscow, Russia; e-mail: shchepetova@ginras.ru

**Keywords:** organic matter-rich shale, organic carbon, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, Russian Platform, stratigraphy, sedimentology, epicontinental sea, bioproductivity, anoxia.

Stratigraphical, lithological and geochemical study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the Russian Plate (Gavrilov et al. 2002; 2008; Shchepetova 2009) has allowed to distinguish two levels of intensive organic matter (OM) enrichment - the Middle Volgian (Panderi Zone) and the Lower Aptian (Volgensis Zone) (fig. 1a, 1b). Both were assumed as regional manifestation of specific conditions, which were spread on the global scale. The second half of the Late Jurassic was characterized by the accumulation of high-carbonaceous (frequently, oil-generating) sediments in different regions of the Northern Hemisphere (West Europe, Barents Sea, West Siberia, and others). The Early Aptian episode on the Russian Plate has been referred to Deshayesites volgensis (Mikhailova and Baraboshkin, 2001) = Deshayesites forbesi ammonite zone

(Casey, 1961) and this provides a good correlation with global OAE-1a («Selly level»).

The pyrolytic and microscopic studies demonstrate the prevalence of marine OM in the Volgian (kerogen of types I and II,  $C_{org}$  content up to 20-35%) and in the Aptian (kerogen of type II, Corr up to 4-9,6 %) carbonaceous shales. Both kerogens are dominated by the amorphous OM (up to 90-99%) corresponding to colloalginite (according to terminology in Ginsburg 1991). Colloalginite has different tints of yellow, orange and brown colors. It is concentrated in the clayey matrix as thin laminae or flattened lenses (from 0.0n to *n* mm long) arranged parallel to bedding surfaces. Carbonaceous shales of both intervals are enriched with a same range of chemical elements which could be divided into two groups with regard to their concentrations: 1) Mo, S, Se exceed those of an average shale (Turekian & Wedepohl 1961; Wedepohl 1991) in 10 times or more; 2) V, Ag, Cu, P, Ni, Co, Zn - in 2-5 times above.

The Middle-Volgian and Lower Aptian OM-rich shale sequences were formed in paleobasins with the different types of sedimentation. During Middle-Late Jurassic (from Callovian to Volgian) terrigenous marine sedimentation took place, while in the mid Cretaceous time (from the Late Hauterivian to the Aptian) it was replaced by exclusively terrigenous one. The structure of MiddleVolgian and Lower Aptian OM-rich shale sequences is different (fig. 2a, 2b). In the Volgian basin organic carbon accumulation was impulsive, resulting in a shale-bearing sequence with a well-defined cyclic structure. Elementary cycles (to 1 m in thickness) demonstrate contrast distribution of C<sub>org</sub> and CaCO<sub>3</sub>. In the Aptian basin OM was accumulated more regularly and that resulted in the formation of relatively monotonous "bituminous" horizon.

Based on the complex of sedimentological, biotical and geochemical parameters it is assumed that: a) a stable anoxia existed in the central part of the Early Aptian basin when OM-rich sediments were accumulated; b) anoxic environments existed in numerous extensive depressions in the Middle Volgian basin, where carbonaceous sediments were accumulated, but anoxia were unstable and often interrupted by shortand long-term periods (to first tens of thousands of years), when normally aerated conditions prevailed.

Both OM-rich shale sequences were accumulated in shallow epicontinental seaways (no more than 100-200 m in deep), in the course of frequent sea level fluctuations. The high OM concentration in both cases was determined by a sharp increase of the organic-walled plankton productivity. These, in turn, were caused by increased influx of nutrients from the onshore landscapes into basins during rapid and powerful transgressions, preceded by a brief regressive episode. It is supposed (Gavrilov 1994; Gavrilov et al. 2002, 2008 ) that such regressions were accompanied by rapid formation of lacustrine-boggy onshore landscapes on released from seawater territories, previously flattened and smoothed by marine erosion and sedimentation. These specific short-living ("ephemeral") landscapes were favorable for the accumulation of both dissolved forms of OM and compounds of biophile elements, such as P, N, Fe, and others. Correspondingly, sea level fluctuations (in particular, rises) even of low-amplitude resulted in the flooding of spacious lowlands covered by such landscapes and, as consequence, to the rapid increase of bioproductivity and accumulation of OM-rich sediments.

Acknowledgments to RFBR (project no. 09-05-00872)





**Fig 2.** Stratigraphy, lithology and distribution of  $C_{org'}$  CaCO<sub>3</sub> in the Gorodishi section (near Ul'yanovsk) of the Middle Volgian (Panderi Zone) OM-rich sequence: 1 – oil shale; 2 –calcareous clay; 3 – clayey limestone; 4 – silty and sandy clay; 5 – sand; 6 – sandstone; 7 – calcareous concretions 8 – phosphate concretions; 9 – phosphoritic nodules and pebbles; 10 – fossils; 11 – "softground" with burrow systems; 12 – erosion and sediment condensation surfaces, rich in pyritized ammonites and belemnites.



**Fig 3.** Stratigraphy, lithology and distribution of  $C_{org'}$  CaCO<sub>3</sub> in the series of sections of Lower Aptian OM-rich ("Bituminous") Shale:

1 – "bituminous" shale; 2 – clay; 3 – silty clay; 4 – sandy clay; 5 – calcareous concretions; 6 – pyritic concretions; 7 – bioturbation; 8 – burrow system.

## References

- Baraboshkin E.Yu. 2001. The Lower Cretaceous of East European Platform and Its Southern Framework (Stratigraphy, Paleogeography, Boreal-Tethic Correlation), Extended Abstract of DSc. (Geol.–Min.) Dissertation, Moscow: Mos. Gos. Univ.
- Casey R. 1961. The Stratigraphical Palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, 487–621.
- Gavrilov Yu.O. 1994. On Possible Causes of Accumulation of Sediments, Enriched in Organic Matter, in Connection with Eustatic Oscillation of the Sea Level. *Problemy evolyutsii biosfery*, , 305–311, Moscow.
- Gavrilov Yu.O., Shchepetova E.V., Baraboshkin E.Yu. and Shcherbinina E.A. 2002. The Early Cretaceous Anoxic Basin of the Russian Plate: Sedimentology and Geochemistry. *Litol.Polezn., Iskop.*, 37(4), 359–380 [*Lithol. Mineral. Res.* (Engl. Transl.) 37(4), 310–329].
- Gavrilov Yu.O., Shchepetova E.V., Rogov M.A and Shcherbinina E.A. 2008. Sedimentology, Geochemistry and Biota of Volgian Carbonaceous Sequences in the Northern Part of the Central Russian Sea (Kostroma Region) *Litol.Polezn., Iskop.*, 43(4), 359–380 [*Lithol. Mineral. Res.* (Engl. Transl.) 43(4), 396–424].
- Gerasimov P.A., Migacheva E.E., Naidin D.P. and Sterlin B.P. 1962. Jurassic and Cretaceous Sediments of the Russian Platform. *Ocherki regional'noi geologii SSSR* (Essays of Regional Geology of the Soviet Union), 5, Moscow.
- Ginzburg A.I. 1991. Atlas petrograficheskikh tipov goryuchikh slantsev (Atlas of Petrographic Types of Pyroschists), Leningrad.
- Mikhailova I.A. and Baraboshkin E.Yu. 2001. First Finds of genus *Lithancylus Casey*, 1960 (Ammonoidea, Ancyloceratidae) in the Lower Aptian of Ul'yanovsk Volga Region. *Paleontological. Zh.*, 4, 32–42.
- Mutterlose J. and Böckel B. 1998. The Barremian–Aptian Interval in NW Germany: A Review. *Cretaceous Research*, 19, 539–568.
- Turekian K.K. and Wedepohl K.H. 1961. Distribution of Elements in Some Major Units of the Earth's Crust, *Bull. Geol.Soc. Am.*, 72(2), 175–192.
- Wedepohl K.H. 1991. The Composition of the Upper Earth Crust and the Natural Cycles of Selected Metals. [In:] Merian, E. *et al.* [Eds.] *Metals and Their Compounds in the Environment*, 3–17.
- Shchepetova E.V. 2009. Sedimentology of Volgian OM-rich shale-bearing sequence (Upper Jurassic, Panderi Zone) from northern part of the Russian Plate. *Byull. Mosk. O-va Ispyt. Prir.*, Otd. Geol., 84(4), 74–89.

# Abstrakty konferencyjne

## Agnieszka Arabas

# PALEOŚRODOWISKO PIENIŃSKIEGO BASENU SKAŁKOWEGO W PÓŹNEJ JURZE - WYNIKI WSTĘPNE NA PODSTAWIE MATERIAŁU ZE STANKOWEJ SKAŁY

Instytut Nauk Geologicznych PAN,

ul. Twarda 51/55, PL 00-818 Warszawa, Polska; e-mail: sobstyl@twarda.pan.pl

Słowa kluczowe:: paleoklimat, izotopy trwałe, belemnity, pieniński pas skałkowy

Prowadzone badania mają na celu odtworzenie warunków klimatycznych jakie panowały w jurze na obszarze pienińskiego basenu skałkowego. Kalcyt odkładany m. in. w rostrach belemnitów jest źródłem informacji o chemizmie i temperaturze wody morskiej. Na podstawie składu izotopowe-



Fig. 1. Profil litostratygraficzny Stankowej Skały i krzywa izotopowa  $\delta^{13}$ C

go niezmienionego diagenetycznie kalcytu można określić temperaturę wody, z której się wytrącił. Prezentowane wyniki analiz izotopowych tlenu i wegla pochodzą z jednego z badanych profili – ze Stankowej Skały w Zaskalu koło Szaflar. Skałka ta zbudowana jest z białych wapieni krynoidowych (formacja wapienia ze Smolegowej), czerwonych wapieni mikrytowych (formacja wapienia czorsztyńskiego) oraz z białych sparytowych muszlowców (formacja wapieni dursztyńskich) (Fig. 1). Dobrze rozpoznana stratygrafia odsłonięcia w oparciu o faune amonitowa oraz stosunkowo liczna i dobrze zachowana fauna belemnitowa umożliwiły przeprowadzenie badań.

Stan zachowania badanych rostrów

belemnitów ze Stankowej Skały (oksford-kimeryd) został sprawdzony przy użyciu badań katodoluminescencjnych oraz pomiaru zawartości pierwiastków śladowych.

Według wstępnych wyników analiz wartości  $\delta^{18}$ O rostrów belemnitów wahają się między -0,9 a 0,7‰ VPDB co wskazuje na temperaturę około 12,5°C ± 3°C.

Wzrost wartości  $\delta^{13}$ C w środkowym oksfordzie, zarówno rostrów belemnitów jak i wapieni ze Stankowej Skały (Fig. 1) odpowiada światowym trendom zmian  $\delta^{13}$ C węglanów.

Podobne badania prowadzone są równolegle w odsłonięciach jury pienińskiego pasa skałkowego w Polsce i na Słowacji.

## Paweł Brański, Grzegorz Pieńkowski

# NOWE DANE NA TEMAT POGRANICZA TRIASU I JURY W SE CZĘŚCI BASENU POLSKIEGO (OTWÓR NIEKŁAŃ PIG-1)

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: pawel.branski@pgi.gov.pl; grzegorz.pienkowski@pgi.gov.pl

Nowy pełnordzeniowany otwór badawczy Niekłań PIG-1 odwiercono pod koniec 2009 roku na zlecenie PIG--PIB, w ramach tematu "Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski", wykonywanego na zamówienie Ministra Środowiska. Został on zlokalizowany na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, w obrębie południowego (świętokrzyskiego) odcinka dawnej bruzdy śródpolskiej, około 15 km na NW od Skarżyska Kamiennej. Otwór o głębokości 200 metrów, przewiercił najwyższą część warstw zbąszyneckich (noryk górny), warstwy wielichowskie (retyk dolny i środkowy), formację zagajską (retyk górny i hetang dolny) oraz dolną część formacji skłobskiej (hetang środkowy). Na głębokości 162,2 m przebiega erozyjna granica miedzy triasem i jurą, a górny retyk zachował się tylko częściowo. Wykonano szczegółowy profil sedymentologiczny, przeprowadzono badania mineralogiczne XRD (w tym badania składu minerałów ilastej we frakcji <0,002 mm) oraz podstawowe badania geochemiczne XRF. Trwają jeszcze analizy izotopu <sup>13</sup>C (w fitoklastach) i badania mikropaleontologiczne.

Profil utworów noryku, retyku i dolnego hetangu jest reprezentowany przez osady lądowe, na których depozycję wpływały przede wszystkim czynniki klimatyczne, a także tektoniczne. Noryk i częściowo dolny retyk reprezentuje facje asocjacji czerwonej, górny retyk i hetang dolny facje asocjacji węglonośnej, a hetang środkowy asocjację piaskowców kwarcowych (piaskowców i heterolitów przybrzeżnych). Formacja zagajska ma ogółem miąższość 134 metry i jest reprezentowana przez utwory aluwialne i jeziorne. Dominacja mułowców (liczne są też poziomy glebowe i wegle) nad piaskowcami koryt anastomozujących, glifów krewasowych i delt rzecznych, wskazuje na strefę dystalną zbiornika śródladowego, jaki istniał w centralnej części obecnego północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Spadek energii procesów depozycyjnych zaznacza się stopniowo ku górze formacji zagajskiej, co odzwierciedla podnoszenie się poziomu bazowego. U schyłku wczesnego hetangu nastąpiło zalanie całej centralnej części bruzdy śródpolskiej (wraz z segmentem świętokrzyskim) przez brakiczny zbiornik morski. Utwory zalegające nad powierzchnią transgresji należą do formacji skłobskiej, zdominowanej przez osady przybrzeżne tego zbiornika (Pieńkowski, 2004).

Zasadniczą zmianę jakościową zespołu minerałów ilastych zaobserwowano na pograniczu warstw wielichowskich i formacji zagajskiej. Odzwierciedla ona fundamentalną, długookresową zmianę warunków klimatycznych, która miała miejsce w trakcie retyku. Asocjacja kaolinitowo-smektytowa została trwale zastąpiona przez asocjację illitowo-kaolinitową, co oznacza zdecydowane zwilgotnienie klimatu i zanik wyraźnych różnic sezonowych. Natomiast na odcinku obejmujacym pogranicze retyku i hetangu, zaznacza się szereg raptownych wahań epizodycznych, wartości mineralogicznych i geochemicznych wskaźników wietrzenia, co wskazuje na wielokrotne, krótkookresowe zaburzenia warunków klimatycznych. W najwyższej części retyku i na samym dole hetangu pojawiają się warstwy niemal czysto kaolinitowych iłowców, które powstawały w wyniku ekstremalnego wietrzenia chemicznego. Dokumentują one epizody klimatu tropikalnego o obfitych opadach atmosferycznych i najprawdopodobniej stanowią zapis wielkiego globalnego efektu cieplarnianego (por. Brański 2009; 2011), stwierdzonego na pograniczu triasu i jury, głównie na podstawie wyników badań izotopowych prowadzonych w różnych rejonach świata (m.in. Hesselbo i in., 2002; Cohen, Coe, 2007; Korte i in., 2009), w tym także NW części basenu polskiego (Pieńkowski i in., 2011). Warto też odnotować rytmiczność zmian zawartości kaolinitu i innych minerałów ilastych (powiązaną z cyklicznością depozycji), ujawniającą się na odcinku formacji zagajskiej dolnego hetangu, która zapewne stanowi zapis cykli astronomicznych.

#### Literatura

- Brański P. 2009. Influence of palaeoclimate conditions and greenhouse effect on the Hettangian clay mineral assemblages (Holy Cross Mts. area, Polish Basin). *Geological Quarterly*, 53 (3): 363–368.
- Brański P., 2011. Skład minerałów ilastych w osadach triasu i jury basenu polskiego – zapis zmian paleoklimatu i paleośrodowiska. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 444: 15-32.
- Cohen A. S., Coe A. L. 2007. The impact of the Central Atlantic Magmatic Province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 374–39.
- Hesselbo S.P., Robinson S.A., Surlyk F., Piasecki S. 2002. Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? *Geology*, 30: 251–254.
- Korte C., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Rickaby R.E.M., Spötl C. 2009. Palaeoenvironmental significance of carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic–Jurassic boundary sections in SW Britain. *Journal of the Geological Society*, London, 166: 431–445.
- Pieńkowski, G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12: 1-154
- Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Waksmundzka M. 2011. Sedimentological, palynological, and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in north-western Poland. *Geological Magazine*, (w druku).

## Marcin Barski, Bronisław Andrzej Matyja, Tomasz Segit, Andrzej Wierzbowski

# O WIEKU TZW. "CZARNEGO FLISZU" (FORMACJA SZLACHTOWSKA) W PIENINACH: NOWE FAKTY A STARE KONTROWERSJE

Instytut Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, 02-089 Warszawa, ul . Żwirki i Wigury 93; e-mail: marbar@uw.edu.pl, matyja@uw.edu.pl, andrzej.wierzbowski@uw.edu.pl

Utwory "czarnego fliszu", reprezentowane przez ciemne iły z przeławiceniami łupków mułowcowych bogatych w muskowit i piaskowców, badane były w pienińskim pasie skałkowym od około 100 lat, lecz pozostają do dzisiaj najbardziej kontrowersyjną w sensie interpretacji wiekowej jednostka litostratygraficzną tej struktury geologicznej (formalnie wydzieloną jako formacja szlachtowska przez Birkenmajera 1977). Biorac pod uwagę tylko ostatnie poglądy – wspomniane utwory odnoszone są bądź do przełomu dolnej i środkowej jury - do przedziału toark - bajos (Birkenmajer i in. 2008), badź też do przełomu dolnej i górnej kredy - do albu i cenomanu (Oszczypko i in. 2004). Kontrowersyjna do pewnego stopnia jest także przynależność tych utworów do określonej jednostki paleogeograficzno-tektonicznej: z jednej strony utwory te są powszechnie wiązane z jednostką (sukcesją) Grajcarka z basenu magurskiego, z drugiej strony niektóre utwory "czarnego fliszu" wiązane są także z jednostkami basenu pienińskiego – szczególnie z jednostką (sukcesją) braniską.

Utwory "czarnego fliszu" zbadane przez autorów odsłaniają się nad brzegami zaporowego jeziora Czorsztyńskiego w okolicach miejscowości Podubocze koło Czorsztyna. Utwory te były dotychczas odnoszone do sukcesji braniskiej i uważane, w oparciu o oznaczony stąd zespół cyst Dinoflagellata, jako reprezentujące interwał stratygraficzny od górnego toarku do dolnego bajosu (np. Gedl 2008 i wcześniejsze cytowane tam prace). Analiza palinologiczna próbek pochodzących z wspomnianych utworów modyfikuje w istotnej mierze wskazana interpretację stratygraficzną. Cysty Dinoflagellata występujące w prawie wszystkich zbadanych obecnie próbach składają się z dwóch zespołów różniących się stopniem zachowania materii organicznej – a w szczególności innymi rodzajami autoflouorescencji po naświetleniu promieniami ultrafioletowymi. Okazy ciemno zabarwione, o zmienionej strukturze grupują cysty starsze redeponowane z górnego triasu, dolnej jury i najniższej jury środkowej (aalenu); podczas gdy okazy jasno żółte - mało zmienione to okazy najmłodsze reprezentowane przez cysty z rodzaju Dissiliodinium (D. giganteum, D. lichenoides) - które występują w dolnym bajosie, a także podobnie zabarwione niektóre okazy cyst o szerokim zasięgu stratygraficznym obejmującym też dolny bajos (jak np. Nannoceratopsis gracilis). Wskazane fakty jednoznacznie wskazują na przynależność badanych utworów wyłącznie do dolnego bajosu (Barski i in. 2010).

Przynależność utworów "czarnego fliszu" w rejonie Czorsztyna do dolnego bajosu ma swoje istotne konsekwencje tektoniczne i paleogeograficzne. Wspomniane utwory odsłaniają się tu spod nasuniętych tektonicznie utworów sukcesji czorsztyńskiej: wapienie krynoidowe i wapienie bulaste środkowej i górnej jury zaznaczone na mapie geologicznej tego terenu (por. Birkenmajer 1963), a także formacja margli z Krempachów należąca do górnego toarku i aalenu, która również powinna być odniesione do tej sukcesji. Z kolei przynależność omawianych utworów "czarnego fliszu" do sukcesji braniskiej, tak jak przyjmowano to dotychczas (np. Birkenmajer 1963), jest nieprawdopodobna również z innego powodu: w pełni rozwinięte utwory sukcesji braniskiej w dolinie Harcygrundu, bezpośrednio na południe od badanego terenu, mają zupełnie inne wykształcenie litologiczne, przy czym dolnemu bajosowi odpowiada tam formacja łupków z Harcygrundu i formacja wapieni z Podzamcza, nie nawiązujące w niczym do utworów "czarnego fliszu" (Barski i in. 2010). Z punktu widzenia wykształcenia i pozycji stratygraficznej badane utwory "czarnego fliszu" z okolic Czorsztyna zbliżają się natomiast bardzo do utworów "czarnego fliszu" sukcesji Grajcarka. Przyjęcie, że badane utwory "czarnego fliszu" odsłaniające się w rejonie Czorsztyna spod nasuniętych utworów sukcesji czorsztyńskiej i ograniczone od południa wzdłuż doliny Harcygrundu strefą kontaktu tektonicznego z utworami sukcesji braniskiej, reprezentują sukcesję Grajcarka - zmusza do przyjęcia innej niż dotychczas interpretacji tektonicznej, w myśl której utwory sukcesji Grajcarka odsłaniają się tu w oknie tektonicznym spod nasuniętych jednostek basenu skałkowego. Można tu wspomnieć, że taka właśnie interpretacja budowy geologicznej badanego terenu jest zgodna z niektórymi prezentowanymi wcześniej poglądami (np. Horwitz 1963; por. także Jurewicz 1997).

Związek paleogeograficzny utworów "czarnego fliszu" z sukcesją Grajcarka i basenem magurskim zakłada dopływ materiału z erodowanego grzbietu – interpretowanego jako grzbiet czorsztyński, zbudowanego z krystalicznego podłoża oraz jego pokrywy złożonej ze skał od górnego karbonu do dolnej jury

#### Jurassica IX

(Birkenmajer 2007 i wcześniejsze tam cytowane prace). Trzeba tu zaznaczyć, że w badanym materiale z "czarnego fliszu" z okolic Czorsztyna, w płytkach cienkich nie napotkane zostały żadne okruchy skał młodszych (np. wyższej jury środkowej, jury górnej czy dolnej kredy), co dobrze koresponduje z wskazana tu ich pozycją wiekową.

Pojawienie się "czarnego fliszu" w basenie magurskim wiązało się z silnym podniesieniem grzbietu czorsztyńskiego we wczesnym bajosie. Grzbiet ten położony na południe od basenu magurskiego wykształcił swój stromy północny stok, który stał się źródłem materiału dla osadów fliszowych. W tym samym czasie jego łagodnie podniesiony stok południowy skierowany ku pienińskiemu basenowi skałkowemu stał się miejscem sedymentacji skondensowanych osadów i luk stratygraficznych (Krobicki i Wierzbowski 2004) - lecz nie było tam warunków do powstania osadów "czarnego fliszu"; jedynie u schyłku wczesnego bajosu wykształcone tu skarpy przyuskokowe stały się

miejscem rozwoju łąk liliowcowych – dających w efekcie materiał do powstania wapieni krynoidowych. Początek pelagicznej sedymentacji u schyłku bajosu zarówno na grzbiecie czorsztyńskim (wapienie ammonitico-rosso) jak i leżących na północ i południe od niego basenów – magurskiego i skałkowego (radiolaryty), wywołany był osiadaniem samego grzbietu co w konsekwencji spowodowało zanik utworów "czarnego fliszu" (Wierzbowski i in. 2004).

Trzeba tu wyraźnie zaznaczyć, że wskazana interpretacja wiekowa osadów "czarnego fliszu" w badanym rejonie Czorsztyna nie wyklucza istnienia w pienińskim pasie skałkowym podobnej formacji śród-kredowego wieku. Istnieją w tym zakresie poważne przesłanki paleontologiczne (np. Sikora 1962; Oszczypko i in. 2004), a istnienie utworów tego wieku jest również prawdopodobne z paleogeograficznego punktu widzenia (por. Aubrecht i in. 2006).

- Aubrecht R., Krobicki M., Sýkora M., Mišik M., Boorová D., Schlögl J., Samajová E., Golonka J. 2006. Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn Succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76: 161-196.
- Barski M., Matyja B.A., Wierzbowski A. 2010. On the age of "black flysch" (Szlachtowa Formation) in the Podubocze sections near Czorsztyn, Pieniny Klippen Belt of Poland. *Mineralia Slovaca, Geovestnik*, 42, 4: 507.
- Birkenmajer K. 1963. Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego, arkusz 6 Czorsztyn. Wydawnictwa Geologiczne 1963.
- Birkenmajer K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45: 1-158.
- Birkenmajer K. 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. *Studia Geologica Polonica*, 127: 7-50.

- Birkenmajer K., Gedl P., Myczyński R., Tyszka J. 2008. "Cretaceous black flysch" in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. *Cretaceous Research*, 29, 3: 387-400.
- Gedl P. 2008. Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 131: 7-227.
- Horwitz L. 1963. Budowa geologiczna Pienin (wydanie pośmiertne z komentarzami K. Birkenmajera). *Prace Instytutu Geologicznego*, 38: 1-152.
- Jurewicz E. 1997. The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts). *Geological Quarterly*, 41: 315-326.
- Krobicki M., Wierzbowski A. 2004. Pozycja stratygraficznma i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynoidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2: 69-82.
- Oszczypko N., Malata E., Švábenická L., Golonka J., Marko F. 2004. Jurassic-Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the "black flysch" case study. *Cretaceous Research*, 25: 89-113.
- Sikora W. 1962. New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. *Bulletin de l'Academie Polonaise, Série des Sciences géol. géograph.*, 10, 4: 203-211.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Schlögl J. 2004. Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 3: 237-256.

#### Maria Barbacka<sup>1,2</sup>, Anna Maria Ociepa<sup>2</sup>, Elżbieta Wcisło-Luraniec<sup>2</sup>

# WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ MAKROSZCZĄTKÓW ROŚLINNYCH Z WIERCENIA HUTA OP-1 (TRIAS – JURA) Z PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

 <sup>1</sup> Hungarian Natural History Museum, Department of Botany; P.O.B. 22 1476 Budapest, Hungary e-mail: barbacka@bot.nhmus.hu
 <sup>2</sup> Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków;

e-mail: amociepa@interia.pl

Słowa kluczowe: mezozoik, makroflora, Góry Świetokrzyskie, wiercenie Huta OP-1

Wiercenie Huta OP-1 znajduje się 12 km na północny zachód od Skarżyska Kamiennej, na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Profil z tego miejsca został w większej części opisany w pracy Pieńkowskiego (Pieńkowski 2004).

Podczas dotychczasowych badań oznaczono wstępnie taksony z formacji zagajskiej z hetangu (dolna jura). Stan zachowania makroszczątków jest zły. Występują one w charakterze małych fragmentów świadczących o allochtonicznym charakterze flory, a kutykula w większości przypadków nie nadaje się do preparowania, co utrudnia oznaczanie.

Mimo że makroszczątki występują bardzo nielicznie, flora jest reprezentowana przez skrzypowe (Sphenophyta), paprocie (Pteridophyta) oraz nagozalążkowe (głównie Ginkgophyta i Coniferophyta).

Sposród Sphenophyta w wierceniu występują liczne okazy rodzaju Neocalamites. Do Pteridophyta należy przedstawiciel rodziny Osmundaceae Todites princeps (Presl) Gothan, i rodziny Matoniaceae - Phlebopteris angustiloba (Presl) Hirmer and Hörhammer. Z nagozalażkowych oznaczono należący do Ginkgoales rodzaj Ginkgoites lub Baiera, których ściślejsze oznaczenie jest utrudnione przez fragmentację liści - znajdowane są tylko pojedyncze segmenty (główne różnice między tymi dwoma rodzajami występują w budowie blaszki liściowej, w sposobie segmentacji). Interesujące jest występowanie stosunkowo dużej ilości kwiatostanów męskich z rodzaju Ixostrobus zaliczanych również do tej grupy (Wcisło-Luraniec & Barbacka 2000), na ogół rzadkich i charakteryzujących się delikatną strukturą.

Spośród szpilkowych (Coniferophy-

ta) oznaczono jedynie liście *Podozamites* cf. *schenkii* Heer.

Na podstawie dostępnych szczątków można wstępnie określić warunki siedliskowe roślinności jako ciepłe i średnio wilgotne. Zarówno rodzaj *Neocalamites* jak i gatunki paproci występujących w Hucie *Phlebopteris angustiloba*, oraz *Todites princeps* wykazują cechy budowy liści wskazujące na średnio wilgotne, stosunkowo suche warunki.

Ginkgophyta mają szeroki zasięg tolerancji, lecz budowa kutykuli liści z Huty wykazuje obecność papilli, co wiąże się często z wilgotnym środowiskiem (Kerp 2000), tak jak i występowanie rodzaju *Podozamites*, którego gatunki mają liście o delikatnej blaszce. Z fragmentacji szczątków, ich przynależności systematycznej oraz budowy liści można przypuszczać, że było to środowisko nadrzeczne, gdzie *Podozamites* jak i Ginkgophyta porastały strefę zalewową, a paprocie i *Neocalamites* - tereny poza tą strefą.

Biorąc pod uwagę różnice poziomów wiercenia w których występowały szczątki oraz kolejność ich występowania można również sugerować lokalną zmianę środowiska z suchszego na bardziej wilgotne.

Obecne badania są prowadzone w ramach projektu badawczego MNiSW nr NN303373036 finansowanego ze środków na naukę.

- Kerp H. 2000. The modernization of landscapes during the Late Paleozoic-Early Mesozoic. *Paleontological Papers*, 6: 79-113.
- Pieńkowski G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12: 1-22.
- Wcisło-Luraniec E., Barbacka M. 2000. *Ixostrobus groenlandicus* Harris from Hungarian Liassic with reference to revision of the genus *Ixostrobus* Raciborski from Poland. *Acta Palaeobotanica*, 40 (1): 35-38.

# NOWY OKAZ CYCADEOIDEA SP. (CYCADEOIDOPSIDA) Z POLSKI

Zakład Paleobotaniki i Paleoherbarium, Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński Kopernika 27, 31-501 Kraków e-mail: slawomir.florjan@uj.edu.pl

Słowa kluczowe: Cycadeoidea, Cycadeoidopsida, benetyty, szczątki skrzemionkowane, Polska

Benetyty (klasa Cycadeoidopsida) to grupa roślin nagozalążkowych, która występowała na całej kuli ziemskiej od triasu po kredę. Obecnie jest ona dzielona na trzy rodziny Cycadeoidaceae, Williamsoniaceae i niedawno wyróżnioną Fredlindiaceae (Anderson J.M., Anderson H.M. 2003). Rośliny należące do rodziny Cycadeoidaceae posiadały krótki pęd główny, otoczony pancerzem złożonym z dolnych części ogonków liściowych obumarłych liści i tak zwanych ramentów, pomiędzy którymi znajdowały się organy rozmnażania w postaci obupłciowych strobili. Z wierzchołka pędu wyrastał pióropusz pojedynczo pierzastych liści. Taki pokrój upodabniał te rośliny do przedstawicieli innej grupy roślin nagozalążkowych - sagowców.

Pędy wraz z towarzyszącym im pancerzem lub też same fragmenty pancerza mogą zachowywać się w stanie kopalnym w postaci skrzemionkowanej. Tego typu znaleziska są w Polsce bardzo rzadkie. W literaturze znajdują się opisy tylko kilku takich skamieniałości (Goeppert 1844, 1853, Raciborski 1893, Wallisch 1928, Reymanówna 1960, Hummel 1967) z czego cztery zostały opisane jako nowe dla nauki gatunki. Były to:

- Cycadeoidea schultziana (Goeppert), 1844
- Cycadeoidea reichenbachiana (Goeppert), 1853
- Cycadeoidea niedźwieckii Raciborski, 1893

 - Cycadeoidea polonica Wallisch, 1928 Pozostałe dwa były oznaczone jako Cycadeoidea sp. (Reymanówna 1960, Hummel 1967). Siódmy okaz z Polski należy do rodzaju Monanthesia (Florjan, Zdebska – publikacja przyjęta do druku).

Nowy, ósmy dla Polski okaz został znaleziony przez Pana Bogusława



Fig 1. Okaz Cycadeoidea sp. spod Opola, widok z dwóch stron. Ogonki liściowe mają ciemniejsze zabarwienie od ramentum. Skala 1 cm

#### Jurassica IX

Kaczmarka w żwirowni pod Opolem. Stąd też podobnie jak w przypadku wszystkich wcześniej znalezionych skamieniałości tego typu nie można podać dokładnego wieku jak i zidentyfikować miejsca gdzie roślina rosła.

Opisywany okaz (fig. 1) ma wymiary 9,5  $\times$  5 cm i jest znacznie obtoczony. Skamieniałość ta to skrzemionkowane nasadowe części ogonków liściowych wraz z obecnymi pomiędzy nimi ramentami. Ogonki liściowe mają zabarwienie ciemno brązowe, a reamentum beżowo-kremowe. Stan zachowania nie jest jednorodny, cechy budowy ramentów oglądane pod mikroskopem na płytce cienkiej są dobrze identyfikowalne, natomiast budowa anatomiczna ogonków liściowych jest słabo zachowana. Przynależność systematyczną można określić jedynie do rodzaju jako *Cycadeoidea* sp.

Analizowany okaz nie posiada cech nowych dla poznania budowy benetytów jednak z uwagi na rzadkość tego typu znalezisk w Polsce zasługuje na uwagę.

#### Literatura

- Anderson J.M. & Anderson H.M. 2003. Heyday of the gymnosperms: systematics and biodiversity of the Late Triassic Molteno fructifications. *Strelitzia*, 15: 1-398.
- Florjan S. & Zdebska D. 2011. Nowe znalezisko skrzemionkowanego pędu benetyta z Polski. Przegląd Geologiczny, 59 (7): 520-522.
- Goeppert H.R. 1844. Über die fossilen Cycadeen überhaupt mit Rücksicht auf die in Schlesien vorkommenden Arten. Schlesische Gesellschaft für Vaterländische Kultur, Übersicht der Arbeiten und Veränderungen, 1843: 114–144.

Goeppert H.R. 1853. Über die gegenwärtigen Verhältnisse der Paläontologie in Schlesien, so wie über die fossile Cycadeen. Schlesische Gesellschaft für Vaterländische Kultur, Übersicht der Arbeiten und Veränderungen, Jubilaüms Denkschrift: 251–265.

Hummel A. 1967. Nowe stanowisko dolnokredowe *Cycadeoidea*. *Prace Muzeum Ziemi*, 10: 216-217.

Raciborski M. 1893. Cycadeoidea Niedźwieckii nov. sp. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademji Umiejętności, 26: 301-310.

- Reymanówna M. 1960. A Cycadeoidean stem from the Western Carpathians. *Acta Palaeobotanica*, 1 (2): 1-28.
- Wallisch K. 1928. Cycadeoidea polonica, nowy gatunek z Polski. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Polskiej Akademji Umiejętności, 67, seria A/B: 153-169.

#### Ewa Głowniak

# EKOLOGICZNE UWARUNKOWANIA WCZESNEJ EWOLUCJI PERISFINKTIDÓW NA PRZYKŁADZIE RODZAJU PROSOSPHINCTES SCHINDEWOLF -DOWODY Z SUBMEDYTERAŃSKICH PROFILI DOLNEGO OKSFORDU W POŁUDNIOWEJ POLSCE

Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, e-mail: glowniak\_ek@uw.edu.pl

Fenomen zróżnicowania paleobiogeograficznego faun amonitowych w późnej jurze był wcześnie dostrzeżony (Siemiradzki 1891) i stał się podstawą koncepcji prowincji paleobiogeograficznych. W europejskiej części mórz oksfordzkich wyróżnia się dwie główne domeny (prowincje) faunistyczne: medyterańską z podprowincją submedyterańską i borealną z podprowincją subborealną. Sporo miejsca poświęcono w literaturze zróżnicowaniu biogeograficznemu faun amonitowych w późnym oksfordzie i kimerydzie (Matyja, Wierzbowski 1995), lecz nadal dość mało wiadomo o wczesnych etapach różnicowania się faun w oksfordzie. Niniejsze badania mają na celu uzupełnienie tej wiedzy. Przedmiotem badań są submedyterańskie amonity z szeroko ujmowanej rodziny Perisphinctidae, ze szczególnym uwzględnieniem roli rodzaju Prososphinctes Schindewolf dla ich wczesno oksfordzkiego etapu ewolucji. Badany materiał liczy blisko 2.7 tys. okazów. Amonity pochodzą z węglanowych

profili południowej pozakarpackiej Polski, z numerowanych warstw, z przedziału stratygraficznego od poziomu Mariae (skąd pochodzi 2,5 % z ogólnej liczby przebadanych okazów) do najwyższego poziomu Cordatum w dolnym oksfordzie. Kolekcję zbierałam w ciągu ostatniej dekady lat, od roku 2000. Blisko połowa badanych okazów pochodzi z kamieniołomu Wrzosowa k. Częstochowy, który sąsiaduje z Jasną Górą w Częstochowie, tj. typicus locus klasycznych wczesnooksfordzkich gatunków amonitowych Gejzy Bukowskiego (1887). Zbadanie oryginalnej kolekcji typowej owych gatunków (Coll. 1887-1-27 przechowywana na Uniwersytecie w Wiedniu) umożliwiło mi szczegółowe opracowanie taksonomiczne rodzaju Prososphinctes. Z moich badań wynikają następujące wnioski: (1) Wspomniany rodzaj charakteryzuje się we wczesnym okfordzie dużym zróżnicowaniu osobniczym, lecz niewielkim zróżnicowaniem gatunkowym. Horyzont rozkwitu (acme) gatunków z tego rodzaju znajduje

81

się w podpoziomie Costicardia w poziomie Cordatum. Nieco później amonity te prawie całkowicie zanikają w południowej Polsce. (2) Diagramy procentowego udziału rodzin amonitowych odnotowanych w poziomach Mariae i Cordatum w badanych profilach Polski wykazują proporcje zbliżone do równowiekowych faun w obszarze SW Europy, w szczególności S Francji. Cały ten rozległy obszar charakteryzował się wówczas przewagą form medyterańskich i submedyterańskich. Świadczy to o braku we wczesnym oksfordzie istotnych barier środowiskowych między zachodnią Tethys a południową Polską i SW Europą. Fakt zasiedlenia tych obszarów przez rodzaj Prososphinctes należy wiązać z jego pierwotną adaptacją do środowisk zbliżonych do tych, jakie panowały w wodach oceanicznych. (3) Można przypuszczać, że amonity z rodzaju Prososphinctes wykazywały we wczesnym oksfordzie wąskie wymagania środowiskowe i szybko reagowały zmianą liczebności i obszaru występowania na przypuszczalny stres środowiskowy. Wskazują na to diagramy wykonane w polskich profilach, z których wynikają znaczne wahania udziału procentowego tych amonitów w coraz młodszych horyzontach czasowych. Różnice te zarysowują

się ostro zwłaszcza względem pokrewnego rodzaju Perisphinctes Steinmann i wykazuja tendencje przeciwstawne. (4) Zanik rodzaju Prososphinctes w Polsce nastąpił na przełomie podpoziomu Costicardia i Cordatum (w poziomie Cordatum w dolnym oksfordzie). Ich dalsza ewolucja przebiegała w wąskich obszarach SW Europy graniczących z oceanem Tethys. Tam trwała ona nieprzerwanie w dolnym i środkowym oksfordzie prowadząc do wyodrębnienia się nowej linii w obrębie rodziny Perisphinctidae. Należące do niej formy charakteryzowały się znaczną tolerancją środowiskową i swobodą w próbach zasiedlenia nowych basenów, co ostatecznie doprowadziło do kolonizacji obszarów subborealnej i borealnej Europy.

Opisany przykład wskazuje, że kopalny zapis migracji amonitowych we wczesnym i środkowym oksfordzie jest pierwszym wyraźnym sygnałem zmian środowiskowych, jakie zachodziły w późnojurajskich basenach morskich. Głębsze poznanie natury tych zmian należy do dziedziny badań geochemicznych. Siła końcowych wniosków obu tych metod zależy jednakże od precyzyjnej czasowej korelacji zdarzeń biotycznych i geochemicznych (Głowniak, Wierzbowski 2006).

- Bukowski, G. 1887. Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beiträge zur Paläontologie von Österreich-Ungarns und des Orients, 4: 75 171.
- Głowniak E., Wierzbowski H. 2007. Comment on "The Mid-Oxfordian (late Jurassic) positive carbon-isotope excursion recognized from fossil wood in the British Isles" by C.R. Pearce, S.P. Hesselbo, A.L. Coe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248: 247 – 251.
- Matyja B.A., Wierzbowski A. 1995. Biogeographic differentiation of the Oxfordian and Early Kimmeridgian ammonite faunas of Europe, and its stratigraphic consequences. *Acta Geologica Polonica*, 45 (1-2): 1-8.
- Siemiradzki J. 1891. Fauna kopalna warstw oksfordzkich i kimerydzkich w okręgu krakowskim i przyległych częściach Królestwa Polskiego, 1. Głowonogi. Pamiętnik Akademii Umiejętności w Krakowie, Wydział matematyczno-przyrodniczy, 18: 1-92.

#### Jan Golonka<sup>1,2</sup>, Michał Krobicki<sup>1</sup>

# GLOBAL AND NORTHERN TETHYAN JURASSIC SUPERSEQUENCES

<sup>1</sup>AGH University of Science and Technology, Faculty of Geophysics and Environmental Protection, Department of General Geology, Environmental Protection and Geotourism;

al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; Poland

<sup>2</sup>Galicia Tectonic Group

Kraków, Poland

e-mail: jgolonka@agh.edu.pl, krobicki@geol.agh.edu.pl

Golonka & Kiessling (2002) divided the Phanerozoic into 32 time slices, which were equivalents to supersequences representing second order tectono-eustatic sea level fluctuations. They belong to Sloss' sequences, termed megasequences representing first order tectono-eustatic sea level fluctuations. The attempt was previously made to correlate these supersequences with the Tethyan (Carpathian) lithostratigraphic units (Golonka et al., 2008a). Now, the present authors propose this approach to the Northern Tethys.

The Northern Tethys included northern parts of Alpine Tethys and Protosilesian (Severin-Moldavidic) in Poland, Czech Republic, Slovakia and Ukraine. Both basins formed during Jurassic times. The Baška-Inwałd Ridge and Pavlov Carbonate platform constituted the northern margin of this realm, separating it from Peri-Tethys during latest Jurassic times (Golonka et al., 2008b). The southern margin of the Northern Tethys was the ridge separation it from the Inner Carpathian plate. Three basins were included into the Northern Tethys: Złatne, Magura and Protosilesian. They were separated by Czorsztyn and Silesian ridges. We considered these basins, ridges and margins, excluding Peri-Tethys and Inner Carpathian areas. The Jurassic rocks of the marginal ridges are best preserved recently in olistoliths supplied to the Cretaceous-Paleogene Flysch (Cieszkowski et al., 2009). We propose the name Haligovce Ridge for the southeastern margin. Previously the name Andrusov Ridge was applied wrongly (because the name was already used for the Black Sea) applied.

Golonka & Kiessling (2002) approach distinguished four time slices (supersequences) for Jurassic deposits, three entirely within Jurassic, one including also the Cretaceous deposits.

Upper Absaroka III - encompass Upper Hettangian - Lower Bajocian, with tentative age range: 198-170 Ma. It begins at the middle Hettangian unconformity, marking the beginning of the Jurassic transgressive trend, related to the Pangean break-up and rift to drift transition in the proto-Atlantic area. In the Carpathian area it is represented by Zliechov event (Plašienka, 2002, 2003). The supersequence ends at the Bajocian unconformity related to the opening of the Atlantic and Alpine Tethys (Golonka & Kiessling, 2002). It corresponds to the well-established mid-Cimmerian tectonic unconformity in Europe represented in the Carpathian by Krasín phase (Plašienka, 2002, 2003). This time slice encompasses two supersequences. They have been lumped as there are few paleogeographic and reef data in the latter supersequence. This was the time of the initiation of the first-order sea-level rise in the mid-Mesozoic.

Supersequence Lower Zuni I – Bajocian/Bathonian encompases uppermost Lower Bajocian – Middle Bathonian, with tentative age range: 170–163 Ma. Beginning at the Bajocian unconformity, end at the Middle Bathonian unconformity. The Middle Bathonian unconformity marks the widespread transgression in the circum-Atlantic realm related to the advanced stage of the continental drift and sea-floor spreading (e.g. Hardenbol et al., 1998). In the Carpathian area it is marked by the beginning of the Magura sedimentation.

Supersequence Lower Zuni II - encom-

passes Upper Bathonian - Middle Tithonian, with tentative age range: 163-145 Ma. Beginning at the Middle Bathonian unconformity; end at the Middle Tithonian unconformity. This time slice began with a large transgression in the Late Bathonian. Significant continental margin flooding occurred, together with submergence of both carbonate platforms and the central Laurasian rift basins. Sea-level reached its Jurassic maximum during Kimmeridgian time. Large continental shelves were established on the Tethyan margins, in Europe and in the Arctic (Golonka et al., 1994; Golonka, 2007). Seaways connected the Tethyan and Boreal (Arctic) realms. The Middle Tithonian unconformity is well marked in many epicontinental basins, especially in Europe (e.g. Hardenbol et al., 1998), less significant in the Tethys realm in Carpathians marked by Ropice horizon (event) and the end of Vendryne Formation in Protosilesian Basin (Golonka et al., 2008a). In the Alpine Tethys basinal facies is marked by the beginning of Maiolica-type sedimentation.

Supersequence Lower Zuni III – encompasses Upper Tithonian – Lower Valanginian, with tentative age range: 145–135 Ma. Beginning at the Middle Tithonian unconformity; end at the Middle Valanginian unconformity. The Middle Tithonian unconformity is very well pronounced in the Tethyan realm marking the onset of the pelagic *Maiolica* limestone. This was time of high and falling first-order global sea level, characterized by submerged continental margins and established continental interior seaways. The Lower Zuni III supersequence ended with a dramatic drop of sea-level, during the mid-Valanginian. The Middle Valanginian unconformity ends the long Jurassicearliest Cretaceous transgression. It is related to the major global plate reorganization, collisions on the Tethyan margin and development of new spreading centers in the Atlantic realm, in the Arctic, and in Tethys (Golonka et al., 1994; Golonka, 2007). It also marks the beginning of the Hradište Formation (Walentowa Event) in the Carpathian Protosilesian Basin (Golonka et al., 2008a).

*This research was financially supported by AGH grant 11.11.140.447* 

#### Resources

- Cieszkowski, M., Golonka, J., Krobicki, M., Ślączka, A, Oszczypko, N., Waśkowska, A. & Wendorff, M., 2009. The Northern Carpathians plate tectonic evolutionary stages and origin of olistoliths and olistostromes. *Geodynamica Acta*, 22 (1-2): 1-26.
- Golonka, J., 2007. Phanerozoic Paleoenvironment and Paleolithofacies Maps. Mesozoic. Mapy paleośrodowiska i paleolitofacje fanerozoiku. Mezozoik. *Kwartalnik AGH*, *Geologia*, 33 (2): 211-264.
- Golonka, J. & Kiessling, W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices, In: Kiessling, W., Flügel, E. & Golonka, J. (eds.): Phanerozoic reef patterns. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 72: 11-20.
- Golonka, J., Krobicki, M., Waśkowska-Oliwa, A., Słomka, T., Skupien, P, Vašíček, Z., Cieszkowski, M. & Ślączka, A., 2008a. Litostratygrafia osadów jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). Lithostratigraphy of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits of the western part of Outer Carpathians (discussion proposition). In: Krobicki, M. (Ed.). Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 34 (3/1): 9-31.
- Golonka, J., Krobicki, M., Waśkowska-Oliwa, A., Vašíček Z. & Skupien, P. 2008b.
  Główne elementy paleogeograficzne Zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. Main paleogeographical elements of the West Outer
  Carpathians during Late Jurassic and Early Cretaceous times. In. Krobicki, M. (Ed.).
  Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 34 (3/1): 61-72.
- Golonka, J., Ross, M.I. & Scotese, C.R., 1994. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps, In: Embry, A.F. Beauchamp, B. & Glass, D.J., (Eds.).
  Pangea; global environments and resources: Calgary, Canada, *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, 17: 1-47.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C. &Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P.R., (Eds.). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins: Tulsa, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 50: 3-13.
- Plašienka, D., 2002. Origin and growth of the West Carpathian orogenic wedge during the Mesozoic. *Geologica Carpathica*, 53 (special issue): 132-135.
- Plašienka, D., 2003. Dynamic of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94 (2001): 79-98.

Jacek Grabowski<sup>1</sup>, Katarzyna Sobień<sup>1</sup>, Leona Koptikova<sup>2</sup>, Johann Schnyder<sup>3</sup>, Jan Hejnar<sup>4</sup>, Leszek Krzemiński<sup>1</sup>, Andrzej Pszczółkowski<sup>5</sup>, Marcin Barski<sup>6</sup>, Petr Schnabl<sup>2</sup>, Tadeusz Sztyrak<sup>1</sup>

# INTEGRATED BIO-, MAGNETO-, MS, GRS AND $\delta^{13}$ C STRATIGRAPHY OF JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY SECTIONS IN THE TATRA MTS AND PIENINY KLIPPEN BELT (CARPATHIANS, POLAND).

<sup>1</sup> Polish Geological Institute – National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa Poland e-mail: jacek.grabowski@pgi.gov,pl; katarzyna.sobien@pgi.gov.pl
<sup>2</sup> Institute of Geology, Czech Academy of Sciences, Rozvojova 269, 165 00 Praha, Czech Republic, e- mail:koptikova@gli.cas.cz; schnabl@gli.cas.cz
<sup>3</sup> University Paris VI, case 117, 4, pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France, e-mail: johann.schnyder@upmc.fr
<sup>4</sup> Institute of Geological Sciences, Cracow Research Centre, Polish Academy of Sciences, Senacka 1/3, 31-002 Krakow, Poland, e-mail: ndhejnar@cyfronet.pl
<sup>5</sup> Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Poland e-mail: apszczl@aster.pl

<sup>6</sup>**Institute of Geology, Warsaw University,** Al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Poland, e-mail: marcin.barski@uw.edu.pl

**Keywords:** Jurassic/Cretaceous boundary, Tatra Mts, Pieniny Klippen Belt, magnetic stratigraphy, GRS stratigraphy,  $\delta^{13}$ C stratigraphy

Bio- and magnetostratigraphic framework of the Tithonian – Berriasian pelagic limestones in the Fatric (Križna) unit in the Tatra Mts is well established (Grabowski & Pszczolkowski 2006). The sections revealed important changes in the sedimentation rate and influx of detrital material which were represented by variations in magnetic susceptibility (MS) and other rock magnetic proxies. In order to explain the environmental importance of those changes and test whether they were limited only to the Fatric domain or not, we extended our investigations to the Branisko-Kysuca unit of the Pieniny Klippen Belt, which formed a separate deep-water basin during the Mesozoic. We present preliminary results of field gamma-ray (GRS) logging and  $\delta^{13}$ C of the Jurassic/Cretaceous (J/C) boundary sections in the Tatra Mts (Pośrednie section) and Pieniny Klippen Belt (Macelak section), supplemented by MS measurements. The stratigraphic range in the Pośrednie section spans between Chitinoidella Zone (Lower Tithonian, magnetozone M20r) and Oblonga Subzone (Upper Berriasian, magnetozone M16n). The Macelak section covers almost complete Berriasian, unfortunately directly above J/C boundary. Both, MS and gamma-ray signals are much stronger in the Fatric Basin than in the Pieniny Basin, what indicates higher detrital input in the former. It is also reflected by different thicknesses of the sections (Macelak - ca. 7m, Posrednie ca. 45 m). However, our study revealed quite similar pattern of the MS curve in both sections: relatively high MS values in the Tithonian/lowermost Berriasian, followed by decrease through the Alpina Subzone (Lower Berriasian) to the minimum in the Elliptica Subzone, and then increase from the upper part of the Cadischiana Subzone towards the Simplex and Oblonga Subzones (Upper Berriasian). A good correlation between MS, K and Th is observed in both sections which indicates that all three curves might reflect changes in clay mineral input into the basins. Elevated values of Th/K ratio which were interpreted as a proxy of humid paleoweathering in clastic sequences of Dorset (Schnyder et al. 2006) occur in the magnetozones M18r to M17r in the Pośrednie section, matching the MS low in the Alpina - Elliptica Subzones (Early Berriasian) also in the Macelak section, where magnetostratigraphic study was not performed. This is not in agreement with the data of Schnyder et al. (2006) from Dorset sections, where inferred climatic change occured in the magnetozone M17n or later.  $\delta^{13}$ C data from the Pośrednie section revealed a broad positive plateau between magnetozones M19r and M16r, i.e. from uppermost Tithonian to Upper Berriasian. This is tentatively correlated with a similar feature of  $\delta^{13}C$ curve established in the Brodno section (Michalík et al. 2009). Interpretation of environmental changes based on the integrated measured rock magnetic and geochemical parameters is in progress now.

#### Acknowledgements

Studies were carried out within a frame of the Polish – French bilateral cooperation 7841/R09/R10 ("Polonium") and funded by the Ministry of Science and Education (project Nr. 683/N-POLONIUM/2010/0).

#### References

- Grabowski J., Pszczółkowski A. 2006. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian -Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27: 398-417.
- Michalík J., Reháková D., Halásová E, Lintnerová O. 2009. The Brodno section a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 60: 213-232.
- Schnyder, J., Ruffell, A., Baudin, F., Deconninck, J.-F. 2006. Conjunctive use of clay mineralogy and spectral gamma-ray logs in defining late Jurassic-early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229: 303-320.

#### Urszula Hara<sup>1</sup>, Zdeněk Vašíček<sup>2</sup>, Petr Skupien<sup>3</sup>

# WIELOWARSTWOWE KOLONIE MSZYWIOŁÓW Z RZĘDU CYCLOSTOMATA Z OSADÓW FACJI SZTRAMBERSKIEJ (TYTON/BERIAS) ŠTRAMBERK, CZECHY

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;

<sup>2</sup>Institute of Geonics AS CR,

Studentka 1768, CZ-70800 Ostrava-Poruba, e-mail: Zdenek.Vasicek@ugn.cas.cz;

<sup>3</sup> Institute of Geological EngineeringVSB-Technical University,

17 listopadu, Ostrava-Poruba, Czech Republic e-mail: petr.skupien@vsb.cz

Obecność wielowarstwowych kolonii mszywiołów z rzędu Cyclostomata została stwierdzona po raz pierwszy w płytkowodnych wapieniach typu sztramberskiego w polskich Karpatach fliszowych. W badanych utworach rozpoznano dwa typy morfologiczne zoariów należące do inkrustujących jednowarstwowych i wielowarstwowych kolonii, tworzących płaskie, inkrustujące rozłożyste powierzchnie o długości 15 mm, oraz wielowarstwowe, półsferyczne, masywne kolonie, z sukcesywnym przyrostem lamin o maksymalnej średnicy ok. 5 mm (Hara i Kołodziej, 2001). Taksonomicznie, rozpoznane kolonie mszywiołów reprezentują dwa podrzędy Tubuliporina Milne-Edwards, 1838 z udziałem formy-rodzaju 'Berenicea' i Cerioporina von Hagenow, 1851, gdzie półsferyczne, lamellarne kolonie mogą należeć do rodzaju Reptomulticava d'Orbigny,

1854. Kolonie te dobrze widoczne w płytkach cienkich, złożone są z sukcesywnych lamin, w obrębie których wyróżnić można kilka subkolonii mających swój początek w bazalnej strefie poszczególnych lamin.

W materiałach paleontologicznych zebranych w kamieniołomie Kotouč usytuowanym koło Štramberka i stanowiącego dużych rozmiarów olistolit tkwiący w utworach fliszowych w Karpatach Zewnętrznych, będący klasycznym odsłonięciem wapieni facji sztramberskiej, rozpoznano masywne, sferyczne kolonie mszywiołów. Najbardziej charakterystyczną formą wśród tej fauny jest Defranciopora fungina Hillmer, 1971, z rodziny Cerioporidae Reuss, 1866, tworząca cylindryczne zoaria złożone z kilkunastu bądź kilku półkolistych subkolonii o długości 17-11 mm i szerokości od 5 do 9 mm, przy wysokości pojedynczych subkolo-

88

nii wahających się od 0.75 mm do 2.0 mm. Największe masywne, sferyczne kolonie o rozmiarach 2-2.2 cm wysokości kolonii i ok. – 3 cm średnicy, rozpoznane w badanym materiale, należą do rodzaju Ceriopora Goldfuss, 1826, charakteryzującego się nieznacznym dymorfizmem w rozmiarze zoecjów, o zróżnicowanym ich kształcie od półokrągłych do wielokątnych i bardzo charakterystycznym przyroście lamin, oraz granularną mikrostrukturą ścian zoecjalnych z bardzo wyraźnym udziałem monilli, co określa strukturę ścian tzw. cerioporid. W materiale badanym występuje także rodzaj Reptomulticava d'Orbigny, reprezentowany przez małą stożkową, wielowarstwową kolonię, o wysokości 5 mm.

Charakterystyczną cechą osadów badanych w płytkach cienkich jest bogata biocenoza zespołów facji sztramberskiej, gdzie oprócz korali charakterystycznym elementem są sklerogąbki, mięczaki takie jak ślimaki i same mszywioły stanowiące dogodne podłoże dla osiedlenia się mszywiołów. Często podłoże stanowiły fragmenty pokruszonych ziarn osadów, na którym rozwijały się kolonie mszywiołów, znajdywane głównie w pozycji wzrostu. Dogodnym podłożem, wykorzystanym przez mszywioły z rodzaju Ceriopora są kolonie należące do Ceriocava d'Orbigny, 1854, jednakże rodzaj ten wymaga dalszych obserwacji cech morfologii zewnętrznej w świetle mikroskopu SEM, oraz wykorzystania materiałów



**Fig. 1.** *Defranciopora fungina* Hillmer, 1971. a. wielowarstwowa, cylindryczna kolonia, ukazująca sukcesywne półksiężycowate subkolonie, skala 1mm, b. powierzchnia zoarium ukazująca wielokątne apertury, skala 100 μm, kamieniołom Kotouč, Štramberk, Czechy, tyton/berias

porównawczych. Rodzaj ten charakterystyczny jest zarówno dla jury jak i kredy.

Kolonie mszywiołów z wapieni typu sztramberskiego wg klasycznej analizy typów wzrostu kolonii należą do kolonii typu cerioporid, co może wskazywać że zasiedlały one litoralną bądź wewnętrzną sublitoralną strefę szelfu.

Kolonie z rodzaju *Reptomulticava* i *Defranciopora* opisywane były z górnego walanżynu i dolnego hoterywu Gór Jura (zachodnia Szwajcaria), a także facji transgresyjnych z dolnego hoterywu wschodniej części basenu Paryskiego i NW Niemiec. Kryzys jaki miał miejsce na początku późnego walanżynu (zona *Trinodosum*), spowodował częściowy zanik tej fauny, który odrodziła się ponownie wraz z transgresją we wczesnym hoterywie, gdzie występowanie kolonii mszywiołów z rodzajów *Reptomulticava* i *Defranciopora* było odnotowane we wschodniej części basenu paryskiego (Walter, 1991).

Typ kolonii reprezentowany przez faunę mszywiołów z rodziny Cerioporidae Reuss, jaki występuje w wapieniach facji sztramberskiej jednoznacznie określa warunki paleoekologiczne jakie panowały w zbiorniku morskim takie jak: podwyższony hydrodynamizm, mała głębokość, rodzaj podłoża z dnem piaszczystym lub żwirowatym, oraz ciepły klimat.

- Hara, U. & Kołodziej B. 2001. Bryozans from the Štramberg Limestones from the Polish Flysch Carpathians. Polish Geological Society. Polish Working Group of the Jurassic System, Jurassica, Starachowice 27-29.09.2001 Abstract, p. 14.
- Walter, B. 1991. *Defranciopora* et *Reptomulticava* (Bryozoa–Cyclostomata) valanginiens du Jura. *Bollettino della Societé Paleontologica Italiana* 30, 97–108.

## Stephen P. Hesselbo<sup>1</sup>, Grzegorz Pieńkowski<sup>2</sup>

# STEPWISE ATMOSPHERIC CARBON-ISOTOPE EXCURSION DURING THE TOARCIAN OCEANIC ANOXIC EVENT (EARLY JURASSIC, POLISH BASIN)

<sup>1</sup>Department of Earth Sciences, University of Oxford,

Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK.

e-mail: Stephen.hesselbo@earth.ox.ac.uk

<sup>2</sup> Polish Geological Institute – National Research Institute,

Rakowiecka 4, PL-00-975 Warszawa, Poland.

e-mail: grzegorz.pienkowski@pgi.gov.pl

During the Mesozoic (250–64 Ma) intervals of about 0.5 Myr were subject to severe environmental changes, including high sea-surface temperature and very low oxygen content of marine water. These Oceanic Anoxic Events, or OAEs, occurred simultaneously with profound disturbance to the carbon cycle. The carbon-isotope anomaly in the Early Jurassic that marks the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) at ~182 Ma is characterized in marine sections by a series of dramatic steps towards lighter values. Herein we present new carbon-isotope data from terrestrial organic matter (phytoclast separates), collected through a Late Pliensbachian - Middle Toarcian thick coastal and marginal marine succession in the Polish Basin, a setting where hinterland climate and sea-level change are well recorded. The present paper presents an extensive new dataset from five boreholes and one clay pit in the Polish Basin, northern-central Europe. The results show that the shift to light carbon-isotope values in the woody organic matter, and therefore also in atmospheric carbon dioxide, similarly occurred in major steps. The steps are here correlated with those identified from marine organic matter, where they have previously been attributed to 100 kyr eccentricity forcing of climate. The results provide strong support for orbitally and climatically controlled release of isotopically light carbon from gas hydrates into the ocean-atmosphere system in a series of rapid bursts. Additionally, a link between the carbonisotope steps and shoreline movements can be demonstrated. Individual peaks of the negative excursion are mostly associated with facies indicative of sealevel rise (flooding surfaces). However, at the same time inferred higher atmospheric carbon-dioxide content may be expected to have resulted in increased rainfall and temperature, leading to accelerated weathering and erosion, and consequently increased sediment supply, progradation and regression, causing some mismatches between isotope shifts and inferred sea-level changes. Enhanced abundance of megaspores derived from hydrophilic plant groups, and marked increase in kaolinite, are coincident with the overall development of the negative isotope excursion. The combined data suggest that each 100-kyr cycle in carbon-isotope values was characterized by increasingly severe palaeoclimatic change, culminating in extremely hot and humid conditions co-incident with the peak of the final most negative carbon-isotope excursion. The chemostratigraphic correlation allows very precise dating of the Late Pliensbachian – Middle Toarcian coastal and marginal marine sedimentary succession in the Polish Basin.

These new data allow us to address important unresolved questions concerning the origin of the negative carbon-isotope excursion, the detailed structure that it exhibits, and accompanying environmental changes. Additionally, the results demonstrate the power of terrestrial carbon-isotope stratigraphy as a new tool for a highresolution correlation of Late Pliensbachian – Middle Toarcian strata, important in this case for proving stratigraphic integrity of one of most important potential seals for future CO<sub>2</sub> sequestration systems in Poland.

# WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ PALEOŚRODOWISKA SEDYMENTACJI OSADÓW OGNIWA MARGLI ZE SKALITEGO (TATRY).

Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa e-mail: jiwa@pgi.gov.pl, ksob@pgi.gov.pl

W prawym zboczu doliny Suchej Wody znajduje się kilkunastometrowy profil najwyższej części toarku. Reprezentuje on głębokie facje zróżnicowanego batymetrycznie basenu kriżniańskiego z dominującymi, szarymi, plamistymi osadami typu Fleckenkalk/ Fleckenmergel. Na podstawie znalezionej fauny amonitowej, Myczyński (2004, Studia Geol. Pol. 123: 7-13) określił wiek osadów na późny toark.

Regularne, naprzemienne występowanie wapieni i łupków oraz wzrost ilości i miąższości ławic wapieni w górę profilu sugeruje klimatyczne uwarunkowania sedymentacji w basenie. Poszczególne warstwy różnią się między sobą zespołem oraz wielkością ichnoskamieniałości. Wyróżniono następujące zespoły: *Chondrites, Zoophycos--Chondrites, Planolites-Chondrites, Planolites-Chondrites,* które wskazują na umiarkowane natlenienie dna, oscylujące w kierunku warunków dysoksycznych.

Analiza płytek cienkich pozwoliła na wydzielenie następujących mikrofacji: waka wapienna (wackstone), mikrytowy ziarnit (packstone) oraz mikrytowy ziarnit bositrowy (packstone filamentowy). Wśród zbioturbowanych osadów znajdują się pojedyncze warstwy wyraźnie różniące się od otoczenia, pozbawione bioturbacji. Sekwencja osadów w badanej warstwie wykazuje duże podobieństwo do opisywanego niekompletnego modelu Meischnera i Boumy i jest charakterystyczna dla dystalnych kalcyturbidytów.

W celu rozpoznania warunków środowiskowych towarzyszących sedymentacji osadów najwyższego toarku wykonano wstępne pomiary podatności magnetycznej (MS) na przeszlifowanych powierzchniach prób, za pomocą przenośnego urządzenia SM30 (ZH Instruments, Czechy). Średnia wartość podatności magnetycznej w skali 13, 7 m profilu wynosi 50(\*10<sup>-6</sup> SI) i waha się od 17 do 86(\*10<sup>-6</sup> SI), co razem z brakiem wartości ujemnych wskazuje na zdominowanie sygnału głównie przez minerały paramagnetyczne (np. minerały ilaste) oraz ferromagnetyczne (np. magnetyt, hematyt).

Fluktuacje MS wyraźnie widoczne wzdłuż analizowanego profilu odzwierciedlają regularne zmiany w dostawie materiału detrytycznego do basenu. Może to być uwarunkowane zmianami względnego poziomu morza, obszaru źródłowego, bądź też zmianami klimatycznymi, co jest dużo bardziej prawdopodobne ze względu na "cykliczny" charakter krzywej MS. Przyjmuje się, że w osadach głębokowodnych zróżnicowanie frakcji magnetycznej odzwierciedla głównie różnice we frakcji litogenetycznej uwarunkowane zmianami klimatycznymi.

Natomiast znaczny wzrost podatności magnetycznej w najwyższej części profilu wskazuje na wzmożoną erozję i dostawę materiału detrytycznego (ilastego?) do zbiornika. Może to być zapis regresji lub też lokalnego wydarzenia tektonicznego.

#### Renata Jach, Marta Bąk, Alfred Uchman

# FACJE JURAJSKICH RADIOLARYTÓW I WSPÓŁWYSTĘPUJĄCYCH Z NIMI WAPIENI JEDNOSTKI KRIŻNIAŃSKIEJ W TATRACH ZACHODNICH

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków e-mail: renata.jach@uj.edu.pl

Górno batońskie – dolno kimerydzie radiolaryty i współwystępujące z nimi wapienie jednostki kriżniańskiej osiagają miąższość do 50 m. Zalegają one na czerwonych wapieniach bulastych toarku oraz wapieniach bositrowych aalenu-dolnego batonu, a przykryte są osadami facji maiolica.

Radiolaryty są wyraźnie warstwowane, najczęściej zbioturbowane lub rzadko laminowane. W obrębie utworadiolarytowo-węglanowych rów wyróżnić można charakterystyczną pionową sukcesję facji. Są to: (i) szare wapienie z Bositra i radiolariami, o miąższości do 3 m, z licznymi skamieniałościami śladowymi Chondrites, Planolites, rzadziej Teichichnus i Zoophycos; (ii) zielone radiolaryty dolne o miąższości sięgającej do 25 m, których wiek na podstawie superpozycji oraz zespołu radiolarii sugerowany jest na górny baton - dolny

kelowej (Polák et al., 1998), lub na środkowy baton, co sugeruje diachroniczność dolnej granicy zielonych radiolarytów dolnych (Bak, 2001); (iii) czerwone wapienie bulaste o miąższości do 13 m, z wyraźną strukturą bulastą, licznymi skorupkami Bositra, rzadziej z Saccocoma i igłami gąbek. Ich wiek jest określony na kelowej; (iv) trójdzielny górny pakiet radiolarytów, o miąższości do 25 m, zawierający czerwone radiolaryty dolne, wyżej leżące zielone radiolaryty górne, a nad nimi czerwone radiolaryty górne. Osady te zawierają liczne radiolarie oraz fragmenty Saccocoma, oraz pojedyncze aptychy. Ich wiek określony jest na dolny oksford; (v) czerwone wapienie cienko warstwowane, margliste. Zawierają bardzo liczne Saccocoma oraz rzadziej skalcyfikowane radiolarie oraz artychy, które wskazują na kimeryd - dolny tyton na podstawie aptychów oraz radiolarii (Gąsiorowski, 1962; Polák *et al.*, 1998).

Wszystkie powyższe facje zawierają szkielety radiolarii, w przewadze spumellarie. Dominują szkielety małe, świadczące o szybkim i masowym rozwoju planktonu krzemionkowego w okresach sezonowych dostaw składników pokarmowych. Większe morfotypy, głównie wieloramienne (np. *Paronaella*, *Crucella*), występują sporadycznie. Były to formy oligotroficzne posiadające symbionty. Sedymentacja badanych facji pelagicznych, o stosunkowo wysokiej koncentracji  $CaCO_3$ , była kontrolowana głównie głębokością względem ACD, ponadto wymywaniem materiału węglanowego (*winnowing*). Część omawianych facji nosi cechy osadów rezydualnych.

Badania finansowane przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego, grant nr N N307 016537.

#### Literatura:

Bąk, M. 2001. Promienice z kompleksu radiolarytów środkowej i górnej jury jednostki reglowej dolnej Tatr - ich znaczenie biostratygraficzne. *Przewodnik Sympozjum Terenowego, III Ogólnopolskie Warsztaty Mikropaleontologiczne*, Zakopane 2001, pp. 50-53. Owen *et al.*, 1999.

Polák, M., Ondrejičková, A. & Wieczorek, J., 1998. Lithostratigraphy of the Ždiar Formation of the Krížna nappe. *Slovak Geological Magazine*, 4:35-52.

Gąsiorowski, S.M., 1962. Aptychi from Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians and their stratigraphical value. *Studia Geologica Polonica*. 10: 1-151.

#### Agata Jarzynka

# WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ NAD ŚRODKOWOJURAJSKĄ FLORĄ Z GROJCA (POŁUDNIOWA POLSKA)

Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków e-mail: a.jarzynka@botany.pl

Słowa kluczowe: makroflora, środkowa jura, Grojec;

Osady batonu z obszaru Grojca (południowa Polska) wykształcone są w postaci drobnoziarnistych piaskowców z przewarstwieniami glinek kaolinitowych o genezie limnicznej (Dayczak-Calikowska i Kopik 1973, Jurkiewiczowa 1974, Biała 1985) znanych szerzej w literaturze jako glinki grojeckie, mirowskie, czatkowickie, ogniotrwałe glinki krakowskie czy ceramiczne glinki krzeszowickie (Różycki 1953, Kozłowski 1957, Nosova i Wcisło-Luraniec 2007). Badania zachowanej w glinkach makroflory prowadzone były intensywnie już od połowy XIX wieku (np. Zejszner 1847, Roemer 1870, Stur 1888). Główny pokład, z którego eksploatowano surowiec znajduje się w okolicach Grojca, Mirowa i Poręby-Żegoty, i z tego właśnie rejonu w latach 1884-1888 zebrana została kolekcja flory kopalnej prof. Mariana Raciborskiego. Opracowanie jego autorstwa (Raciborski 1894) obejmuje opisy wątrobowców, skrzypowych, paproci oraz błędnie zaklasyfikowanych przedstawicieli paproci nasiennych i sagowców, a także pierwsze interpretacje środowiskowe i klimatyczne oraz próby określenia wieku.

Wstępna analiza flory z Grojca pozwoliła na stwierdzenie, że jej dominującym składnikiem są paprocie, które stanowią prawie 80% całej roślinności oraz że ta grupa wykazuje bardzo duże zróżnicowanie gatunkowe. Oznaczono następujące taksony należące do Pteridophyta: Eboracia lobifolia Thomas, Dicksonia sp., Coniopteris cf. hymenophylloides (Brongniart) Fontaine, Osmundopsis sturii (Raciborski) Harris, Todites princeps (Presl) Gothan, Todites goeppertianus (Münster) Krasser, Cladophlebis aurita Raciborski, Cladophlebis haiburnensis (Lindley et Hutton) Brongniart, Cladophlebis denticulata

#### Jurassica IX

(Brongniart) Fontaine, Klukia exilis (Phillips) Raciborski, Phlebopteris angustiloba (Presl) Hirmer et Hoerhammer, Gleichenia rostafinskii Raciborski, Gonatosorus nathorstii Raciborski oraz Hausmania sp. i Sphenopteris spp. Drugą co do frekwencji grupą są paprocie nasienne (Pteridospermopsida) z Sagenopteris sp., Pachypteris rhomboidalis (Ettinghausen) Doludenko oraz Pachypteris major Reymanówna. W badanym materiale odnotowano także obecność innych taksonów nagozalążkowych - Ctenis spp., Pseudoctenis spp., Nillsonia (?) sp. należących do sagowców (Cycadales) czy benetytów z rodzaju Pterophyllum sp. Obok paproci i nagozalażkowych oznaczono pędy należące do roślin skrzypowych z rodzajów Eqiusetites oraz Neocalamites.

Rodzaj rozpoznanej roślinności potwierdza panowanie na tym obszarze w środkowej jurze wilgotnego i ciepłego klimatu oraz określa warunki siedliskowe (brzegi rzek i jezior). Ponadto, na podstawie uzyskanych danych (udział procentowy, współwystępowanie, preferencje środowiskowe) zostały wyróżnione trzy zbiorowiska roślinne rozwijające się w tym rejonie: zbiorowisko paproci zarodnikowych, zbiorowisko roślinności bagiennej oraz zbiorowisko sagowców, benetytów i paproci nasiennych.

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2010-2012 jako projekt badawczy nr NN 307155138

- Biała E. 1985. Minerały ilaste glinek grojeckich. Niepublikowana praca magisterska. Archwium Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 1-72.
- Dayczak-Calikowska K., Kopik J. 1973. Jura środkowa. W: Sokołowski S. (red.), Budowa geologiczna Polski: 237-325. Instytut Geologiczny. Warszawa.
- Jurkiewiczowa I. 1974. Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. Z badań geologicznych regionu śląsko-krakowskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 278: 201-239.
- Kozłowski S. 1957. Problemy eksploatacji glinek liasowych w rejonie Krakowa. *Przegląd Geologiczny*, 5 (8): 366-370.
- Nosova N., Wcisło-Luraniec E. 2007. A reinterpretation of *Mirovia* Reymanówna (Coniferales) based on the reconsideration of the type species *Mirovia szaferi* Reymanówna from the Polish Jurassic. *Acta Palaeobotanica*, 47(2): 359-377.
- Raciborski M. 1894. Flora kopalna ogniotrwałych glinek krakowskich. Część I. Rodniowce (Archaegoniatae). Akademia Umiejętności, Kraków, 1-124.
- Roemer F. 1870. Geologie vor Oberschlesien. Nischkowsky, Wrocław, 1-587.
- Różycki S. Z. 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 17: 1-412.
- Stur D. 1888. Ueber die Flora der feuerfesten Thone von Grojec in Galizien. *Vehr. K. K. Geologische Reichanst. H.*, 4: 106-108.
- Zejszner L. 1847. O rozwoju formacyi jura w krajach polskich. *Rocznik Towarzystwa Naukowego Krakowskiego*, 9: 1-221.

# WYKORZYSTANIE CHETETIDÓW W ANALIZIE ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI DOLNEGO KIMERYDU OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry, 30-063 Kraków, e-mail: boguslaw.kolodziej@uj.edu.pl

Chetetidy, podobnie jak stromatoporoidy i archeocjaty, są obecnie uważane przez większość specjalistów za kalcyfikujące gąbki. Ich współcześni przedstawiciele - sklerogąbki - w tym o budowie charakterystycznej dla chetetidów, są grupą reliktową. Kopalne i współczesne chetetidy zaliczane są do gromad Demospongiae (głównie) i Calcarea, choć zwykle brak zachowanych igieł nastręcza problemy taksonomiczne. Ta nieformalna taksonomicznie grupa gąbek osiągnęła maksymalny rozwój w karbonie. Po kryzysie na granicy permu i triasu ponowny rozwój chetetidów nastąpił w późnej jurze oraz wczesnej i środkowej kredzie. Późnojurajskie chetetidy, a zwłaszcza stromatoporoidy występują przede wszystkim w platformowych facjach prowincji tetydzkiej. Chetetidy z kimerydu Gór Świętokrzyskich oraz oksfordu-kimerydu północnych Niemiec są najbardziej na północ położonymi wystąpieniami póź-

nojurajskich form.

Chociaż istnieją kontrowersje co do wpływu uwarunkowań genetycznych oraz parametrów środowiskowych na morfologię szkieletów ("kolonii") stromatoporoidów i chetetidów, to większość badaczy uważa, że forma wzrostu wykazuje silny związek ze środowiskiem. Badania paleozoicznych chetetidów wykazały, że głównymi parametrami środowiskowymi determinującymi ich morfologię są tempo sedymentacji, cechy podłoża, energia oraz głębokość wody (np. Kershaw i West, 1991; Miller i West, 1997).

Liczne, choć bardzo słabo zróżnicowane taksonomicznie chetetidy występują w niektórych odsłonięciach utworów platformy węglanowej dolnego kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przedmiotem badań były chetetidy (ponad 100 okazów) z dolnego kimerydu Sulejowa koło Tomaszowa Mazowieckiego (Wieczorek, 1975), Bukowej koło Małogoszczy oraz Celin koło Chmielnika (Kutek, 1968; Kutek i Radwański, 1965).

Chetetidy z bioklastyczno-peloidowych ziarnitów mikrytowych (packstones) oraz łak koralowcowych (coral meadows) Sulejowa zostały zebrane z rumoszu w okresie kiedy kamieniołom był już nieczynny i zarośnięty, ale jeszcze nie zalany. Okazy z tego stanowiska wykazują stosunkowo duże rozmiary (kilka-kilkanaście centymetrów wysokości), a dominuje morfotyp kopułowy, o gładkich, rzadziej postrzępionych brzegach i często oblekającym ułożeniu linii przyrostowych. Wewnątrzszkieletowe powierzchnie odzwierciedlające zaburzenia wzrostu (growth-interruption surfaces) są stosunkowo rzadkie. Powierzchniom takim towarzyszą drążenia małży, które bardzo rzadko występują na górnych powierzchniach szkieletów. Cechy te sugerują, że środowisko wzrostu chetetidów było niskoenergetyczne, o niskim lub okresowo zerowym stopniu depozycji. Epizody wysokoenergetyczne powodowały śmierć i szybkie zasypywanie chetetidów.

Chetetidy z Bukowej z osadów o zbliżonej litologii, cechuje większe zróżnicowanie pod względem wielkości i morfologii szkieletów. Nieoblekający układ linii przyrostowych oraz zaburzenia wzrostu szkieletu są znacznie bardziej powszechne niż u form z Sulejowa. Cechy te wskazują na środowisko wyższej energii powodujące zaburzenia wzrostu, w tym również reorientację kierunku wzrostu . Interesującym przykładem relacji międzygatunkowej jest występowanie w obrębie kilku okazów chetetidów z Bukowej drobnogałązkowych koralowców (?*Stylosmilia corallina*). Asocjacja ta ma cechy symbiozy współwzrostowej (*intergrowth symbiosis*).

Mniej liczne chetetidy z wapieni onkoidowych z Celin często wzrastały bezpośrednio na onkoidach, co sugeruje występowanie w trakcie powstawania tych wapieni okresów o niskiej energii wód, co umożliwiało niezaburzony wzrost chetetidów. Okazy w obrębie których można wyróżnić dwa wyraźnie odrębne kierunki wzrostu (rejuwenizacja bądź rekolonizacja) wskazują natomiast na epizody wyższej energii.

Analiza chetetidów z dolnego kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich potwierdza ich przydatność w interpretacji środowiska sedymentacji. Pozwala m.in. na identyfikację krótkotrwałych zmian parametrów środowiskowych trwających w tzw. ekologicznej skali czasu (czas życia analizowanego organizmu), często nie zachowanych w osadzie lub trudnych do rozpoznania przy ogólnej analizie sedymentologicznej.

- Kershaw S., West R.R. 1991. Chaetetid growth form and its controlling factors. *Lethaia*, 24: 333-346. Kutek J. 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I - Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica*, 18: 493-584.
- Kutek J, Radwański A. 1965. Upper Jurassic onkolites from the Holy Cross Mts. (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, geologiques et geographiques, 13 (2): 155-160.
- Miller K.B, West, R.R. 1997. Growth-interruption surfaces within chaetetid skeletons: Records of physical disturbance and depositional dynamics. *Lethaia*, 29: 289-299.
- Wieczorek J. 1975. Litostratygrafia najniższego kimerydu okolic Sulejowa nad Pilicą. *Przegląd Geologiczny*, 1975/12: 595-597.

#### Michał Krobicki

# ŚRODKOWOJURAJSKIE WAPIENNE TEMPESTYTY OKOLIC JOMSOM (DOLINA KALI GANDAKI, THAKKHOLA, NEPAL)

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej, 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30 e-mail: krobicki@geol.agh.edu.pl

Słowa kluczowe: wapienie, jura środkowa, tempestyty, Nepal, Himalaje

W rejonie Thakkhola, w górnej części doliny Kali Gandaki północnego Nepalu centralnego, znajdują się klasyczne profile utworów jury i kredy wschodniej Neotetydy między innymi ze słynnymi łupkami ze Spiti, które znane są powszechnie już od XIX wieku z bogactwa późnojurajskiej fauny amonitów (Oppel, 1863; Uhlig, 1903; Enay i Cariou, 1999; Enay 2009). Obecnie utwory te zaliczane są do formacji Nupra, która leży bezpośrednio na środkowojurajskich (bajos-najniższy kelowej) utworach węglanowych formacji Bagung. Formacje te stanowią mały fragment późnotriasowo-wczesnokredowej sekwencji osadowej najwyższej jednostki tektonicznej Himalajów, tzw. "serii (strefy) osadowej tybetańskiej (himalajskiej) Tetydy" (Gradstein i in., 1989, 1991; Upreti i Yoshida, 2005). Jednym z najlepszych miejsc do analizy stratygraficzno-sedymentologicznej

utworów formacji Bagung są zachodnie zbocza doliny Kali Gandaki w okolicach wsi Jomsom (Jomosom), gdzie znajduje się również stratotyp bezpośrednio starszych utworów - wczesnojurajska formacja Jomsom (Jomosom). Utwory formacji Bagung wykszatłcone są tu jako cienko- i średnioławicowe wapienie, przeławicane marglami wapnistymi i łupkami. Wapienie miejscami bogate są w skamieniałości bentonicznej fauny - głównie małży (w tym ostryg), szkarłupni (zwłaszcza krynoidów) czy ślimaków, a w niektórych ławicach występując masowo tworzą muszlowce. Ich sedymentologiczny charakter ewidentnie wskazuje na sztormowe warunki powstawania, co manifestuje się ostrymi spągami warstw przepełnionych pokruszonymi muszlami (głównie małży) oraz dużą ilością owalnych łupkowych litoklastów w częściach dolnych ławic, z gradacyj-

nym/frakcjonalnym uziarnieniem tych bio- i litoklastów w górę ławic, aż do ich wyższej części zdominowanej przez wapienie mikrytowe z rozproszonymi bioklastami, które z kolei zwieńczone są niekiedy subtelnym warstwowaniem kopułowym (HCS - hummocky cross stratification). Wszystkie te cechy, a zwłaszcza ich następstwo w ławicach, jednoznacznie wskazują na płytkowodną sedymentację w warunkach powtarzających się wielokrotnie wydarzeń sztormowych, kreujących klasyczne tempestyty wapienne z charakterystycznymi dla nich cechami (por. Aigner, 1985; Fürsich i Oschmann, 1986; Johnson, 1989). Te obserwacje paleośrodowiskowe znajdują dodatkowe potwierdzenie w analizie utworów przejściowych między formacją Jomsom i Bagung, które zdominowane są przez cienkoławicowe wapienie oolitowe z warstwowaniami przekatnymi wapienie oolitowo-biodetrytyczne i wysokoenergetycznych warunków sedymentacji (Gradstein i in., 1989, 1991). W szerszym kontekście pełnego profilu najwyższego triasu-jury rejonu Thakkhola opisywane utwory stanowią płytkowodną platformę węglanową jako środkową część pogłębiającej się ku górze sekwencji osadowej - fluwialno-paraliczno-lagunowej najpóźniejszego triasu, szelfowej platformy węglanowej wczesnej i środkowej jury aż do basenowych czarnych łupków organicznych z obfitymi amonitami jury późnej (Spiti Shales = formacja Nupra) (Gradstein i in., 1989, 1991) północnej pery-Gondwany.

Badania były finansowane z badań statutowych AGH (11.11.140.447)

- Aigner T. 1985. Storm Depositional System. Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. Springer-Verlag, Berlin, 1-174.
- Enay R. 2009. Les faunes d'ammonites de l'Oxfordien au Tithonien et la biostratigraphie des Spiti-Shales (Callovien supérieur-Tithonien) de Thakkhola, Népal Central. Documents des Laboratories de Géologie Lyon, 166: 1-351.
- Enay R., Cariou E. 1999. Jurassic ammonite faunas from Nepal and their bearing on the palaeobiogeography of the Himalayan belt. Journal of Asian Earth Sciences, 17: 829-848.
- Fürsich F.T., Oschmann W. 1986. Storm shell beds of Nanogyra virgula in the Upper Jurassic of France. Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie, Abhandlungen, 172 (2): 141-161.
- Gradstein F.M., Gibling M.R., Jansa L.F., Kaminski M.A., Ogg J.G., Sarti M., Thurow J.W., Von Rad U., Westermann G.E.G. 1989. Mesozoic stratigraphy of Thakkhola, Central Nepal. Special Report no. 1, Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 1-115.
- Gradstein F.M., Gibling M.R., Sarti M., Von Rad U., Thurow J.W., Ogg J.G., Jansa L.F., Kaminski M.A., Westermann G.E.G. 1991. Mesozoic Tethyan strata of Thakkhola, Nepal: evidence for the drift and breakup of Gondwana. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 88: 193-218.
- Johnson M.E. 1989. Tempestites recorded as variable Pentamerus layers in the Lower Silurian of southern Norway. Journal of Paleontology, 63 (2): 195-205.

- Oppel A. 1863. Palaeontologische Mittheilungen. IV Ueber ostindische Fossilreste aus den secundären Ablagerungen von Spiti und Gnari-Khorsum in Tibet. Palaeontologische Mittheilungen Museum Bayerische Staatsamlungen, Stuttgart 1: 267-288.
- Uhlig V. 1903. The Fauna of the Spiti Shales. Memoir Geological Survey India, Palaeontologica Indica, Calcutta Ser., 154 (13): 1-395.
- Upreti B.N., Yoshida M. 2005. Guidebook for Himalayan trekkers. Ser. 1, Geology and Natural Hazards along the Kaligandaki Valley, Nepal. Department of Geology, Tri-Chandra Campus, Tribhuvan University, Kathmandu, Nepal. 1-165.

#### Michał Krobicki, Ireneusz Felisiak, Ewa Szewczyk

# KLASTYCZNO-WĘGLANOWE UTWORY POGRANICZA KELOWEJU-OKSFORDU REJONU BEŁCHATOWA (ANTYKLINA DĄBROWY RUSIECKIEJ, NIECKA ŁÓDZKA, POLSKA CENTRALNA)

Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej, 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30 e-mail: krobicki@geol.agh.edu.pl, felisiak@geol.agh.edu.pl, myszunia@geolog.geol.agh.edu.pl

Słowa kluczowe: piaskowce i wapienie, kelowej, oksford, stromatolit, niecka łódzka

Jurajsko-kredowe utwory budujące mezozoiczne podłoże mioceńskich złóż węgla brunatnego kopalni odkrywkowej Bełchatów, należą do struktur środkowopolskich południowej części niecki łódzkiej. Rozpoznawane są one w strefie rowu tektonicznego Kleszczowa, głównie dzięki pełnordzeniowym wierceniom, prowadzonym w celu szczegółowe rozpoznanie stratygrafii i tektoniki utworów podłoża. Czasowo odsłaniają się one w południowej skarpie odkrywki, zarówno w obrębie pola eksploatacyjnego Bełchatów - na wschodzie, jak i pola Szczerców - na zachodzie. Utwory jury środkowej, budujące jądro antykliny Łękińska, dostępne były do badań w południowej skarpie odkrywki w rejonie obecnego zwałowiska wewnętrznego pola Bełchatów (Hoffmann i Krobicki, 1989; Głowniak, 1991). Na zachód od antykliny Łękińska, gdzie przewiercono się

do osadów dolnej jury (Szewczyk i Barwicz-Piskorz, 1997), w kolejnej formie antyklinalnej - antyklina Dąbrowy Rusieckiej - w jej strefie przegubowej również rozpoznano utwory jurajskie. Spośród wielu otworów wiertniczych do tej pory tylko w 4 z nich zidentyfikowano utwory pogranicza keloweju i oksfordu, reprezentowane przez klastyczno-węglanową sekwencję osadów. Kelowej wykształcony jest tu jako wapniste, jasnoszare mułowce i bardzo drobnoziarniste piaskowce wapniste, miejscami glaukonitowe, o strukturach gruzłowych z chalcedonitami. Utwory te są miejscami bardzo intensywnie zbioturbowane (skamieniałości śladowe głównie typu Planolites, Teichichnus, rzadziej Chondrites) o znacznym stopniu kompakcji, podkreślonej elipsoidalnymi przekrojami poprzecznymi wspomnianych penetracji. Makrofauna reprezentowana jest przez bardzo rzadkie amonity (zachowane jako fragmenty ośródek) i pojedyncze pokruszone małże. Ta część profilu, podścielona czarno-zielonymi mierzwistymi mułowcami ilastymi (najprawdopodobniej batonu - por. Kopik, 1979), osiąga przeciętnie do 20 m miąższości. W najwyższej partii tej części profilu znajdują się zielonkawe, drobnoziarniste piaskowce glaukonitowe, których miąższość nie przekracza 2-3 m. Stropowa część keloweju (ok. 0.5 m miąższości) ma charakter wapienno-marglistych, gruzłowych utworów skondensowanych, co manifestuje się dużą ilością poziomych powierzchni nieciągłości o charakterze powierzchni omisyjnych, dużą ilością belemnitów tkwiących w bardziej marglistych utworach wapiennych, jak i wieńczącą w stropie warstwę zielono-szarego stromatolitu o miąższości kilku centymetrów. Stromatolit niekiedy jest porozrywany i wtedy jego fragmenty wypełniają lokalne "kieszenie" erozyjno-sedymentacyjne. Utwory gruzłowe poniżej stromatolitu można utożsamiać z warstwą bulastą górnego keloweju (por. Dayczak-Calikowska i Kopik, 1973; Mrozek, 1975), niestety tutaj pozbawionych fauny amonitów. Poprzez analogię z wykształceniem keloweju w nieodległej antyklinie Łękińska (Głowniak, 1991) opisywane tu utwory zaliczono do tego właśnie piętra. Dodatkowo są one podobne do keloweju zarówno w regionie kalisko--wieluńskim (Deczkowski, 1976) jak i południowo-wschodniej części niecki mogileńsko-łódzkiej (Mrozek, 1975).

Ponad utworami keloweju znajdują się jasnoszare, gruzłowate wapienie mikrytowe o miąższości 20-30 cm, powyżej których masowo pojawiają się gąbki tkwiące w jasnokremowych, mikrytowych wapieniach marglistych. Taki charakter litologiczny tych utworów pozwala zaliczyć je do oksfordu, jako bardzo typowego elementu litostratygraficznego, który na dużym obszarze Polski centralnej i południowej wyznacza początek węglanowej sedymentacji megafacji gąbkowej oksfordu Europy. Zwłaszcza profile Polski południowej, z detaliczną biostratygrafią, dokumentują doskonale przejście utworów keloweju w utwory oksfordzkie (Różycki, 1953; Dembicz i Praszkier, 2003a, b, 2007; Matyja i Głowniak, 2003; Barski i in., 2004; Złonkiewicz, 2009). W badanym przypadku sekwencja wapieni i margli gąbkowych zazwyczaj przekracza 150 m miąższości z różną ilością nagromadzenia gąbek w poszczególnych jej odcinkach, oraz o różnym stanie ich fragmentacji. Natomiast w jednym z otworów ponad mikrytowymi wapieniami gąbkowymi o miąższości 2 m pojawia się pierwszy z serii epizodów sedymentacji sztormowej. Manifestują się one poziomami tempestytów z charakterystycznymi cechami ostrego spągu ławic, frakcjonalnego uziarnienia bioklastów gąbkowo-tuberoidowych, aż do wapieni typu ziarnistego i ostatecznie przejściem w margle ziarniste faliście warstwowane (ekwiwalent warstwowania kopułowego - HCS; hummocky cross stratification). Miąższość tych utworów marglisto-wapiennych, nadścielonych typowymi już wapieniami gąbkowymi, osiąga 24 m miąższości.

Zarysowane w niniejszym tekście następstwo klastyczno-wapiennych utworów keloweju i ich przejście w węglanowe, pelagiczne utwory gąbkowe bardzo efektownie dokumentują kelowejską transgresję prowadzącą do powstania płytkomorskiej platformy węglanowej oksfordu, natomiast intrygujący jest brak w najniższym oksfordzie utworów marglistych, z fauną gąbek i amonitów, typowych dla obszarów przyległych.

Badania były finansowane z badań statutowych AGH (11.11.140.447 – MK oraz 11.11.140.560 – IF, ES)

- Barski M., Dembicz K., Praszkier T. 2004. Biostratygrafia i paleośrodowisko środkowej jury z kamieniołomu Ogrodzieniec. *Tomy Jurajskie*, 2: 61-68.
- Dayczak-Calikowska K., Kopik J. 1973. Jura środkowa (Wał kujawski i niecka łódzka; kelowej). W: Budowa Geologiczna Polski, t. 1, Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 307-309.
- Deczkowski Z. 1976. Charakterystyka osadów jury dolnej i środkowej obszaru kaliskoczęstochowskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 295: 57-84.
- Dembicz K., Praszkier T. 2003a. Stratygrafia, mikrofacje i środowisko sedymentacji osadów keloweju z profilu Włodowic koło Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, 1: 35-48.
- Dembicz K., Praszkier T., 2003b. Zróżnicowanie litofacjalne osadów keloweju w rejonie Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, 1: 49-52.
- Dembicz K., Praszkier T. 2007. Kelowej południowo-wschodniej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Tomy Jurajskie*, 4: 71-76.
- Głowniak E. 1991. Utwory keloweju i oksfordu w odkrywce Bełchatów. *Przegląd Geologiczny*, 2: 79-84.
- Hoffmann M., Krobicki M. 1989. Oyster buildup within the disaerobic-facies mudstone (Middle Jurassic, Central Poland) - example of benthic island colonization. *Annales* Societatis Geologorum Poloniae, 59: 299-330.
- Kopik J. 1979. Stratygrafia jury środkowej regionu bełchatowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 179-193.
- Matyja B.A., Głowniak E. 2003. Następstwo amonitów dolnego i środkowego oksfordu w profilu kamieniołomu w Ogrodzieńcu i ich znaczenie biogeograficzne. *Tomy Jurajskie*, 1: 53-58.
- Mrozek K. 1975. Budowa geologiczna struktur wgłębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Ministerstwo Górnictwa i Energetyki, Zjednoczenie Górnictwa Naftowego, Zakład Opracowań Geologicznych Górnictwa Naftowego GEONAFTA, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1-61.
- Różycki S.Z. 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 17: 1-412.
- Szewczyk E., Barwicz-Piskorz W. 1997. Znaczenie rozpoznania litostratygrafii podłoża permomezozoicznego KWB "Bełchatów" dla określania warunków eksploatacji i potencjalnych zagrożeń. Węgiel Brunatny, 1: 29-32.
- Złonkiewicz Z. 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. *Przegląd Geologiczny*, 57 (6): 521-530.
#### Michał Krobicki<sup>1</sup>, Bronisław Andrzej Matyja<sup>2</sup>, Andrzej Wierzbowski<sup>2</sup>

# ODKRYCIE NOWEJ FACJI WAPIENI OKSFORDU W PIENIŃSKIM PASIE SKAŁKOWYM I JEJ ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE

<sup>1</sup>Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej,

30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30

e-mail: krobicki@geol.agh.edu.pl

<sup>2</sup>Instytut Geologii Podstawowej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego,

02-089 Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 93

e-mail: matyja@uw.edu.pl, andrzej.wierzbowski@uw.edu.pl

Słowa kluczowe: wapienie oksfordu, amonity, kondensacja, pieniński pas skałkowy

W potoku Trawne, w zachodniej części pienińskiego pasa skałkowego Polski, koło słynnych skałek rogoźnickich, odkryte zostało stanowisko uławiconych żółtych wapieni mikrytowych z bardzo obfita fauna amonitów, które często reprezentowane są przez okazy osiągające do kilkudziesięciu centymetrów średnicy. Wstępna analiza ich zespołu wskazuje na obecność następujących rodzajów i podrodzajów: Taramelliceras, Perisphinctes (Perisphinctes, Dichotomosphinctes), Passendorferia, Subdiscosphinctes, Euaspidoceras, Paraspidoceras, Gregoryceras oraz licznych przedstawicieli fyllocerasów i lytocerasów. Obecność wspomnianych form pokazuje, że wapienie te należą do środkowego oksfordu i odpowiadają przede wszystkim (jeżeli nie wyłącznie) poziomowi Transversarium. Wapienie te noszą wszelkie cechy kondensacji stratygraficznej (np. liczne polewy i konkrecje żelazisto-manganowe, rozpuszczone

górne części ośródek amonitów, obfitość belemnitów); jednoczesny brak, oprócz pojedynczych korali osobniczych, innej fauny bentonicznej. W płytkach cienkich występuje pelagiczna mikrofacja z otwornicami planktonicznym i radiolariami. Omawiane wapienie różnią się w sposób istotny od znanych dotąd wapieni oksfordu w pienińskim pasie skałkowym, których występowanie jest przywiązane do najpłytszej ze wszystkich znanych sukcesji - sukcesji czorsztyńskiej, reprezentującej, przede wszystkim skłon grzbietu czorsztyńskiego. Dominowała tam sedymentacja czerwonych wapieni bulastych facji Ammonitico Rosso (formacja wapienia czorsztyńskiego - w formalnej terminologii litostratygraficznej - por. Birkenmajer, 1977). Oprócz słabo zachowanej fauny amonitów oksfordu, badania mikrofacjalne wykazały obfitość planktonicznych otwornic Globuligerina, co stało się także podstawą rozpoznania tych utworów

w płytkach cienkich (por. Wierzbowski i in., 1999).

Inną litofacją w oksfordzie sukcesji czorsztyńskiej jest tzw. wapień bohunicki, szczególnie dobrze rozpoznany w sukcesji czorsztyńskiej zachodniej części Słowacji (Mišík i in., 1994); w Polsce podobne utwory określane są popularnie mianem "niezbulonych czerwonych wapieni bulastych" i zbliżają się charakterem litologicznym do muszlowców rogoźnickich (Kutek i Wierzbowski 1986). Utwory te reprezentowane w profilach okolic Nowego Targu (m.in. Stankowa Skała) jako wyraźnie uławicone, różowo-czerwone wapienie mikrytowe z dużą ilością bioklastów, zawierają konkrecje i naskorupienia Fe-Mn, oraz liczną faunę (przeważnie fragmenty muszli amonitów, a ponadto belemnity, ramienionogi, małże oraz fragmentów liliowców - w tym liczne kielichy, a sporadycznie też osobnicze korale i zęby ryb). Wspomniane wapienie z profilu Stankowej Skały o miąższości ok. 1 m w swojej oksfordzkiej części wykazują wyraźne cechy kondensacji stratygraficznej, będąc płytszym batymetrycznie odpowiednikiem facjalnym czerwonych wapieni bulastych w obrębie grzbietu czorsztyńskiego.

Odmienną z kolei litofacją, przypuszczalnie również oksfordzkiego wieku, o cechach bardziej płytkowodnej sedymentacji węglanowej związanej z grzbietem czorsztyńskim, jest ostatnio opisana formacja wapienia z Marikovej (Plašienka i in., 2010). Stanowią ją głównie masywne wapienie typu grainstone z mikroonkoidami, intraklastami, bioklastami i lokalnie z detrytycznym kwarcem, jak również wapienie bioklastyczne ze szczątkami szkarłupni, małżoraczków i otwornic (w tym m.in.: *Globuligerina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Lenticulina* sp., *Patellina* sp.).

Najprawdopodobniej też oksfordzkiego wieku są, zupełnie efemerycznie występujące, wapienie oolitowe i onkolitowe, wypełniające dajki neptuniczne tnące środkowojurajskie wapienie krynoidowe (Bolešovská dolina, Słowacja zachodnia) (Aubrecht i in., 1998), reprezentujące skrajnie płytkomorskie środowiska sedymentacji węglanowej w tym czasie.

Opisane wapienie z potoku Trawne, w porównaniu z omówionymi powyżej utworami związanymi z grzbietem czorsztyńskim i sukcesją czorsztyńską, wykazują wyraźne cechy środowiska głębokowodnego z bardzo zwolnionym tempem sedymentacji. Jest problemem otwartym czy wspomniane wapienie reprezentują płytsze środowiska sedymentacji niż wapienie bulaste, czy też powstawały w środowiskach od nich głębszych. W takim przypadku rodzić to może kolejne pytanie, czy tą fację oksfordu należy w ogóle wiązać z najgłębszą częścią sukcesji czorsztyńskiej czy też z sukcesjami bardziej basenowymi. Co prawda skomplikowana sytuacja tektoniczna występowania wapieni z potoku Trawne nie daje jednoznacznej odpowiedzi o ich przynależności do określonej sukcesji, należy tu raczej wykluczyć przynależność opisywanych wapieni do tzw. sukcesji przejściowych basenu pienińskiego (niedzicka, czertezicka) - gdyż utwory oksfordzkiego wieku wykształcone są tam przede wszystkim jako radiolaryty (chociaż w niektórych przypadkach występują pelagiczne wapienie z drobnymi intra- i ekstraklasami, powstałymi przy aktywnych strefach rozłamów tekto-

108

nicznych – por. Wierzbowski i in. 2009). Najbardziej prawdopodobna jest zatem przynależność tych wapieni do sukcesji czorsztyńskiej, chociaż można się także zastanawiać, czy badane utwory z potoku Trawne nie reprezentują utworów oksfordu ze słabo dotąd poznanych utworów basenu magurskiego znanych wyłącznie jako radiolaryty (por. Birkenmajer, 1977; Widz, 1992).

Podsumowując, na tle dominującej w sukcesji czorsztyńskiej facji wapieni bulastych oksfordu, pozostałe litofacje węglanowe tego wieku, dokumentują szeroką gamę różnorodnych środowisk sedymentacji – począwszy od bardzo płytkomorskich (wapienie oolitowe i onkolitowe), poprzez środowiska przejściowe (wapienie bohunickie i utwory skondensowane) aż po głębokomorską sedymentację pelagiczną (wapienie amonitowe). Świadczy to o silnym wtedy zróżnicowaniu topografii dna w obrębie sukcesji czorsztyńskiej, która w oksfordzie stanowiła zatopiony fragment grzbietu czorsztyńskiego intensywnie przebudowywanego tektonicznie w trakcie ruchów mezokimeryjskich (Golonka i in., 2003).

Badania były współfinansowane z badań statutowych AGH (MK) numer 11.11.140.447.

#### Literatura

- Aubrecht R., Mišik M., Sýkora M., Šamajová E. 1998. Controversial klippe of the Czorsztyn unit in the Bolešovská dolina valley, between Nemšová and Pruské in the Váh river valley. *Mineralia Slovaca*, 30(6): 431-442.
- Birkenmajer K. 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45: 1-158.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., Ślączka A., Słomka T. 2003. Geodynamic evolution and paleogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during the Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Creteceous). W: McCann T. & Saintot A. (red.) Tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological Society, London, Special Publications, 208: 137-158.
- Kutek J., Wierzbowski A. 1986. A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geologica Polonica*: 36(4): 289-316.
- Mišik M., Siblik M., Sýkora M., Aubrecht R. 1994. Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). *Mineralia Slovaca*, 26: 255-266.
- Plašienka D., Sýkora M., Aubrecht R., Krobicki M., Józsa Š. 2010. Reintrepretation of the lithostratigraphy and tectonic position of the Mariková Klippen (Middle Váh Valley, western Slovakia). Acta Geologica Slovaca, 2(1): 1-9.
- Wierzbowski A., Jaworska M., Krobicki M. 1999. Jurassic (Upper Bajocian lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica*, 115: 7-74.
- Wierzbowski A., Krobicki M., Muszyński M. 2009. Jurajskie utwory sukcesji czertezickiej profilu Góry Zamkowej masywu Trzech Koron w Pieninach. *Kwartalnik AGH, Geologia*, 35(3/1): 107-113.
- Widz, D. 1992. Datation par les radiolaires des radiolarites jurassique de l'Unité de Grajcarek (Zone des Klippes de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 40(2): 115-124.

#### Joanna Krupnik<sup>1</sup>, Jadwiga Ziaja<sup>1</sup>, Anna Feldman-Olszewska<sup>2</sup>

# WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ PALINOLOGICZNYCH WIERCENIA HUTA OP-1 (TRIAS-JURA) Z PÓŁNOCNEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

 <sup>1</sup>Polska Akademia Nauk, Instytut Botaniki im. W. Szafera, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków, e-mail: J.Krupnik@botany.pl, J.Ziaja@botany.pl
<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, e-mail: anna.feldman-olszewska@pgi.pov.pl

Słowa kluczowe: mezozoik, Góry Świętokrzyskie, wiercenie Huta OP-1, palinofacje, mikroflora.

Wiercenie Huta OP-1 jest zlokalizowane w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, 12 km na północny wschód od Skarżyska-Kamiennej. Rdzeń wiertniczy z tego miejsca obejmuje osady górnego triasu oraz hetangu (jura dolna) (Pieńkowski 2004).

W obrębie badanych osadów wyróżniono kilka odmiennych palinofacji, odzwierciedlających zróżnicowane w niewielkim stopniu warunki sedymentacji. We wszystkich próbach palinofacje zdominowane są przez elementy lądowe.

Do tej pory pobrano 16 próbek palinologicznych.

Trzy próbki (202,6–197 m) pochodzą z osadów triasowych. W preparatach z tych poziomów stwierdzono tylko nieliczne, czarne i brązowe palinoklasty oraz bezstrukturalną materię organiczną. Występujące sporomorfy stanowią zaledwie kilka procent w badanych próbkach. Są to głównie dwuworkowe ziarna pyłku, w tym zaliczany do paproci nasiennych *Alisporites* spp.

Według Brańskiego (2009) w osadach z opróbowanej głębokości (205–200 m) występuje 3-4 krotny wzrost zawartości kaolinitu względem illitu i kwarcu oraz zaznacza się maksimum geochemicznych wskaźników wietrzenia, co odpowiada epizodom szczególnie silnych efektów cieplarnianych. Jak do tej pory jest zbyt mało danych palinologicznych, aby potwierdzić ten pogląd.

W czterech próbkach pobranych z głębokości 190–131,7 m (formacja zagajska, hetang) obficie występują półprzezroczyste brązowe fitoklasty, a także nieprzezroczyste czarne fitoklasty oraz sporomorfy. Wsród tych ostatnich przeważają spory roślin zarodnikowych np. *Calamospora tener* (Leschik) Mädler (Equisetales), *Uvaesporites* spp. (Selaginellales), *Cyathidites* spp., *Matonisporites* spp. (Pteridophyta), *Vitreisporites palliadus* (Reissinger) Nilsson (Caytoniales). Występowanie spor reprezentujących rodzinę paproci Matoniaceae sugeruje ciepły i raczej wilgotny klimat. Wyodrębniona w tych osadach palinofacja wskazuje na środowisko rzeczne, co jest zgodne z badaniami Pieńkowskiego (2004).

W kolejnych ośmiu próbkach z głębokości 103,5–36,8 m (formacja zagajska, hetang) zanotowano brązowe fitoklasty oraz licznie nagromadzone sporomorfy paproci z Matoniaceae: *Matonisporites* spp., sagowców, benetytów lub miłorzębowych: *Monosulcites minimus* Cookson ex Couper, *Chasmatosporites* spp. *Chasmatosporites* aper*tus* (Rogalska) Nilsson oraz mniej liczne roślin szpilkowych: *Classopollis* sp., *Perinopollenites elatoides* Couper. Reprezentują one palinofację wskazującą na związek osadów ze środowiskiem jeziornym.

Jedynie próbka z głębokości 22,5 m (formacja skłobska, hetang), bogata w półprzezroczyste brązowe fitoklasty, dobrze zachowane kutykule i bardzo liczne sporomorfy - z przewagą dwuworkowych ziaren pyłku np. *Alisporites thomasi* (Couper) Nilsson, przy obecności *Classopollis* sp., wskazuje na środowisko sedymentacji, które mogło być związane z laguną.

Badania są prowadzone w ramach projektu badawczego MNiSW nr N N303 373036, finansowanego ze środków na naukę.

#### Literatura

Brański P. 2009. Epizody intensywnego wietrzenia chemicznego zapisane w profilach hetangu z obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (wyniki nowych badań). *Geologia, Kwartalnik AGH*, 35(3/1): 21-30.

Pieńkowski G. 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute Special Papers*, 12: 1-122.

#### Otília Lintnerová<sup>1</sup>, Peter Uhlík<sup>1</sup>, Jozef Michalík<sup>2</sup>, Zuzana Weissová<sup>2</sup>

# PROXIES OF CLIMATIC, PALEOTECTONIC AND PALEOGEOGRAPHIC CHANGES AT THE VERY BEGINNING OF THE JURASSIC PERIOD

<sup>1</sup>Department of Economic Geology, Faculty of Science, Comenius University,

Mlynská dolina, pav. G, 842 15 Bratislava, Slovakia;

e-mail: lintnerova@fns.uniba.sk

<sup>2</sup>Geological Institute, Slovak Academy of Sciences

Dúbravská 9, PO Box 106 840 05 Bratislava, Slovakia;

e-mail: geolmich@savba.sk, geolzuzu@savba.sk)

Keywords: organic carbon, clay mineral, kaolinite, Tatra Monuntains

Sedimentation on the Central Western Carpathian part of the northern Tethyan shelf was controlled by local terrestrial input from the hinterland during the late Triassic period. Lacustrine to palustrine black silty shales and quartz sandstones of Rhaetian Tomanová Formation with dinosaur footprints and iron ores cover Carpathian Keuper terrigeneous deposits. Pollen-dominated association (Classopollis, Gliscopollis) is accompanied by sporomorphs (Taeniasporites, Protohaploxypinus) and fern macroflora, supplemented by few Jurassic-type elements (Michalík et al. 1988). The total chemical analyses (makro, mikroelements, REE), quantitative mineral and clay minerals analyzes, carbon isotope of organic matter and carbonates were done to integrate knowledge about provenience of sedimentary matter and basin condition and document climate

condition at the beginning of Jurassic Period.

The mineral and chemical composition of sandstone and shale beds is relatively homogenous and principally indicated the same source of sediments. A principal change of climatic condition during latest Triassic is indicated by high content of kaolinite, which forms more than 30 % of the rocks (30-46% in claystone; 20-41% in sandstones) respective more than 50 % of clay mineral fraction. The kaolinite content decreases upwards of the section being substituted by increasing illite (6 to 41 %). The shape and size distribution of kaolinite crystals indicates their detritic origin. This fact indicates an intensive weathering of a granite rock and kaolinite formation on hinterland in humid and warm Rhaetian climate. The kaolinite was transported from weathering crust into lowlands (basin), together with quartz and mica. Other possibility is that kaolinite was formed in the local basin due to acid leaching of previous clay minerals (Środoń et al. 2006). An acidity increase could result from organic matter decomposition in wetland like condition. Although the content of residual organic matter is generally relative low ( $C_{org}$  0.1 - 1.5 %), it locally increases (2.5 % or 8.12 %) which indicates more humid periods with water table level rise and with increased production and/or input of plant debris. The dinosaur traces in the beds 5/CU/2008 mark a top plant/tree production level with high residual organic matter (C $_{\rm org}$ ).  $\delta^{\rm 13} C_{\rm org}$  data (-27 to -25 ‰ V-PDB) demonstrate that organic matter is derived mostly from terrigenous plants debris, probably mixed with limnic organic matter. High content (39%) of siderite (pelosiderite) in mud ore in the upper part of the section indicates temporary partially reduced and acidic condition in lacustrine mud as denote Fe(II) and other redox-sensitive elements. High negative C isotopic data of the siderite ( $\delta^{13}C_{sid}$  -12,01 to -16,44 % PDB) suggest that a "biogenic" CO, in this bed must have been generated in increased volume and that it probable changed pH and dissolved Fe(III) and other mineral phases. The iron was

probably mobilized during diagenesis as illustrated by distribution of chamosite: generally less than 5 % and maximum 16 % of chamosite was estimated in samples free of siderite. Iron oxides (goethite, lepidocrockite) formed in samples recently (red color) the probably represent weathering products of these Fe(II) minerals. Generally, clay minerals documented low diagenetic overprint in comparison with other tectonic units (Michalík et al. 2007, 2010). Adjacent area farther to the south was inundated by a shallow sea. Neritic carbonates of the Rhaetian Fatra Formation are overlain by shales of Hettangian Kopienec Formation. The kaolinite content is low (less than 10 %). However, the diagenesis could reduced its content and transform it to chlorite and I/S mineral phase (Michalik et al. 2010). Carbon isotope data of organic matter from the limnic Tomanova Fm environment are more-or-less comparable with data from marginal/proximal marine zones which is characterized by mixed terrigeneous and aquatic (marine/limnic) organic matter composition. High kaolinite content of the Tomanová Formation can indicate start of humid event which peaked by deposition of the Boundary Claystone (Michalík et al. 2010).

#### References

- Michalík J., Kátlovský V., Hluštík A., 1988: Plant remains in the Tomanová Formation (uppermost Triassic, Western Carpathians): their origin, composition and alteration. *Geol. Zborn. Geologica Carpathica* 30: 45-60.
- Michalík J., Lintnerová O., Gaździcki A., Soták J., 2007: Record of environmental changes in the Triassic- Jurassic boundary interval in the Zliechov Basin, Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecoogy* 244: 71-88.
- Michalík J., Biroň A., Lintnerová O., Götz A.E., Ruckwied K. 2010: Climatic change at the T/J boundary in the NW Tethyan realm (Tatra Mts. Slovakia). Acta Geologica Polonica 60(4): 535-548.
- Środoń J., Kotarba M., Biroň A., Such P., Clauer N., Wójtowicz A., 2006: Diagenetic history of the Podhale – Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): Evidence from XRD and K-Ar of illite– smectite. *Clay Minerals* 41: 751-774.

#### **Grzegorz Pacyna**

# NOWE MATERIAŁY GÓRNOJURAJSKICH RAMIENIONOGÓW Z OKOLIC KRAKOWA

Zakład Paleobotaniki i Paleoherbarium, Instytut Botaniki, Uniwersytet Jagielloński, 31-512 Kraków, ul. Lubicz 46; e-mail: grzegorz.pacyna@uj.edu.pl

Ramienionogi są częste w górnej jurze okolic Krakowa i były opisywane już od XIX wieku, ale głównie w pracach stratygraficznych. Systematyczne opracowania paleontologiczne są nieliczne (np. Siemiradzki 1894, Wiśniewska 1932), a oznaczenia taksonów oparte głównie na morfologii skorupek bez wykonywania szlifów seryjnych i opisu budowy brachidium. Dlatego taksonomia ramienionogów górnojurajskich z okolic Krakowa wymaga nowoczesnej rewizji, uwzględniającej budowę brachidiów oraz nowoczesnego nazewnictwa (Cooper 1983, Kaesler 1997-2007). W tym celu zostały zebrane przez autora w latach 2003-2011 nowe okazy z odsłonięć powierzchniowych górnej jury (oksford-kimeryd) z kilkunastu stanowisk okolic Krakowa. Stan zachowania okazów jest dobry, liczne są jednak okazy zdeformowane i niekompletne. Próby z poszczególnych stanowisk nie są duże (kilka-kilkanaście okazów),

gdyż są to z reguły nieczynne już i mocno zarośnięte kamieniołomy lub niewielkie odsłonięcia naturalne. Na wszystkich stanowiskach dominują terebratulidy, rynchonellidy są rzadkie, choć występujące niemal na każdym stanowisku.

Ramienionogi środkowo- i górnooksfordzkie zostały opróbowane na następujących stanowiskach: Czajowice - Duże Skałki, Glanów, Januszowice, Kraków: Bonarka, Tyniec i Zakrzówek, Racławice, Tomaszowice, Wielkanoc, Zabierzów, Zawada i Zederman. Pochodzą z wapieni uławiconych i rzadziej skalistych (Gąsiewicz 1981, Ziółkowski 2007a). Najciekawsze jest stanowisko w Racławicach. Skamieniałości ramienionogów są tu liczne, dominują duże terebratulidy do 60 mm długości, rozpoznano liczne okazy, które mogą być zaliczone do gatunku "Terebratula" cracoviensis opisanego z tego rejonu przez Siemiradzkiego (1894), nie był on mu jednak znany z Racławic. Z rynchonellidów, które są bardzo rzadkie, oznaczono Lacunosella arolica, L. trilobataeformis, Lacunosella sp. Na pozostałych stanowiskach znaleziono w większości nieoznaczalne fragmenty terebratulidów i rynchonellidów, jedynie część okazów była na tyle kompletna, że możliwe było ich oznaczenie. Dominujące liczebnie w warstwach oksfordzkich terebratulidy, są trudne do oznaczenia, od czasów pracy Siemiradzkiego (1894), nie były bowiem z tego obszaru szczegółowo opisywane. Dodatkowo w pracy Siemiradzkiego brak rysunków i zdjęć okazów, więc oznaczenie jest możliwe jedynie przez bezpośrednie porównanie z okazami z jego kolekcji, co zostało uczynione, na pozostałych stanowiskach rozpoznano: Cheirothyris sp., i Terebratulina substriata. Rynchonellidy są mniej zróżnicowane taksonomicznie i łatwiejsze do oznaczenia, bo zostały szczegółowo opracowane przez Wiśniewską (1932), rozpoznano na pozostałych stanowiskach: Lacunosella cracoviensis, Lacunosella trilobataeformis, Lacunosella sp., Septaliphoria moravica i Septaliphoria sp.

Zespół ramienionogów wczesnokimerydzkich został znaleziony w Giebułtowie. W starym łomie znajdującym się na prywatnej posesji dr. W. Buczaka odsłania się sekwencja osadów datowana na najniższy kimeryd (poziom Platynota, podpoziomy Polygyratus-Desmoides) (Ziółkowski 2007a, 2007b). Ramienionogi zostały znalezione w ciemnoszarych marglach, wapieniach mikrytowych i debrycie. Występuje tu najciekawszy z rozpoznanych w górnej jurze okolic Krakowa zespołów, najbardziej zróżnicowany taksonomicznie i najliczniejszy w okazy.

Wśród skamieniałości ramienionogów, których zespół odbiega składem taksonomicznym od zespołu oksfordzkiego, dominują duże terebratulidy (do 60 mm długości, kilkanaście okazów), wstępnie oznaczono Cheirothyris fleuriausa, Juralina bauhini i Zeilleria sp., szereg taksonów pozostaje nieoznaczonych. Rynchonellidy są rzadkie (kilka okazów) i z reguły niekompletne, co utrudnia ich oznaczenie, rozpoznano Septaliphoria sp. W ciemnoszarych marglach występują bardzo licznie (kilkadziesiąt okazów), drobne (3-6 mm długości) ramienionogi m. in. z rodzaju Terebratulina, przynajmniej część z nich może być zaliczona do dość często stwierdzanego w górnej jurze Polski T. substriata (Siemiradzki 1894, Barczyk 1980). Przy próbie oznaczenia terebratulidów z Giebułtowa napotkano wiele problemów. Okazy z tego stanowiska są podobne do opisanych przez Barczyka (1965, 1969, 1980) rodzajów: Sellithyris, Epithyris, Goniothyris, Loboidothyris i Juralina. Ale przejrzenie nowoczesnych syntetycznych prac (Cooper 1983; Kaesler 1997-2007) wskazuje, że niektóre z tych rodzajów w ogóle nie występowały w górnej jurze (np. Epithyris), a zilustrowane przez Kaeslera (1997-2007) okazy odbiegają (często wyraźnie) od zaliczonych do tych rodzajów okazów z Polski. Co ciekawe w Giebułtowie nie jest reprezentowany dobrze znany z kimerydu Gór Świętokrzyskich gatunek Sellithyris subsella (Barczyk 1965).

Na wszystkich stanowiskach ramienionogom towarzyszą mniej lub bardziej zróżnicowane zespoły skamieniałości złożone z gąbek, małży, amonitów, belemnitów, jeżowców, serpuli, krabów prosoponów oraz skamieniałości śladowych.

Nowa kolekcja zgromadzona przez autora z wielu stanowisk okolic Krakowa daje wglad w bioróżnorodność ramienionogów górnej jury tego obszaru. Dobre zilustrowanie zmienności w obrębie gatunków w populacjach na poszczególnych stanowiskach może znaczenie ułatwić oznaczanie okazów, które często występują w górnej jurze okolic Krakowa. Ważne jest rozpoznanie gatunków terebratulidów opisanych z tego terenu jako nowe taksony przez Siemiradzkiego, ze względu na brak w pracy ilustracji (Siemiradzki 1894) nie były one rozpoznawane i oznaczane z tego obszaru, wymagają rewizji.

Składam serdeczne podziękowanie mgr Barbarze Kietlińskiej-Michalik (Muzeum Geologiczne Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badaczy w Krakowie) za udostępnienie kolekcji J. Siemiradzkiego. Panu dr. Włodzimierzowi Buczakowi serdecznie dziękuję za zgodę i umożliwienie zbierania okazów na jego prywatnej posesji w Giebułtowie, a także okazaną życzliwość i zainteresowanie postępem badań. Dziękuję moim kolegom Panom: P. Orkiszowi, P. Mirocie, G. Stachowi, P. Janikowi i K. Wójcikowi, którzy wskazali niektóre ze stanowisk, z których pochodzą opisane ramienionogi, pomogli w zbieraniu i przekazali do badań swoje okazy.

#### Literatura

- Barczyk W. 1965. Ramienionogi rodzaju *Epithyris* z kimerydu okolic Iłży. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 35 (2): 273-290.
- Barczyk W. 1969. Upper Jurassic Terebratulids from the Mesozoic border of the Holy Cross Mountains in Poland. *Prace Muzeum Ziemi*, 14: 3-84.
- Barczyk W. 1980. Jura górna. Fauna bezkręgowce. Typ Brachiopoda. W: Malinowska L. (red.), Budowa geologiczna Polski, Tom III, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cześć 2b, Mezozoik, Jura: 372-384. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Cooper G.A. 1983. The Terebratulacea (Brachiopoda), Triassic to recent: A study of brachidia (loops). *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 50: 1-291.
- Gąsiewicz A. 1981. Oksford okolic Olkusza. Kwartalnik Geologiczny, 25 (4): 687-702.
- Kaesler R.L. (ed.) 1997-2007. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda (Revised), vols. 1-6, Geological Society of America and University of Kansas, Boulder, 1-3115.
- Wiśniewska M. 1932. Les Rynchonellides du Jurassique sup. de Pologne. *Palaeontologica Polonica*, 2: 1-71.
- Siemiradzki J. 1894. Fauna kopalna warstw oxfordzkich i kimerydzkich w Polsce. Cześć II. Ślimaki, małże, ramieniopławy i szkarłupnie. *Pamiętnik Akademii Umiejętności w Krakowie, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy*, 18: 93-142.
- Ziółkowski P. 2007a. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne górnej jury wschodniej części Wyżyny Krakowskiej. *Tomy Jurajskie*, 4: 25-38.
- Ziółkowski P. 2007b. Osady basenów międzybiohermalnych sąsiadujących z południową krawędzią zespołu biohermalnego Ojcowa. *Tomy Jurajskie*, 4: 119-122.

#### Grzegorz Pieńkowski<sup>1</sup>, Grzegorz Niedźwiedzki<sup>2</sup>, Marta Waksmundzka<sup>1</sup>

# SEDIMENTOLOGICAL, PALYNOLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES OF THE TERRESTRIAL TRIASSIC-JURASSIC BOUNDARY IN NORTH-WESTERN POLAND

<sup>1</sup>Polish Geological Institute – National Research Institute,

ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, Poland;

e-mail: grzegorz.pienkowski@pgi.gov.pl

<sup>2</sup>Department of Paleobiology and Evolution, Faculty of Biology, Warsaw University,

ul. S. Banacha 2, PL-02-097 Warszawa, Poland

The Kamień Pomorski IG-1 borehole (Pomerania, NW Poland) yields a profile through the Triassic-Jurassic (T-J) transition in continental deposits. An integrated study of the sedimentology, sequence stratigraphy, palynology, biostratigraphy, and geochemistry of these deposits has been carried out on the boundary interval which represents a time of major environmental change. Two lithological units within the transitional section are distinguished: the Lower-Middle Rhaetian Wielichowo Beds of alluvial plain facies, which shows evidence of semi-arid climate, and the Upper Rhaetian to Lower Hettangian Formation, lying above Zagaje a marked erosional sequence boundary, composed mudstone-claystone of and sandstone deposited in a fluviallacustrine environment. Carbon isotope values obtained from palynomaceral

separates, and thus reflecting isotopic changes in atmospheric CO<sub>2</sub>, show significant fluctuations through the Rhaetian, most conspicuous negative  $\delta^{13}C_{org}$  excursion is identified with the Rhaetian 'initial excursion' and shows two sub-peaks, pointing to short-term carbon cycle disturbances of lesser magnitude. Above the 'initial' negative excursion, there is a positive excursion followed again by more negative values, representing subordinate fluctuation within a positive excursion and identified with the T-J boundary. Seventy-two miospore taxa have determined from been the T-I transitional section studied. Two major palynological assemblages have been distinguished: the lower one, typically Rhaetian, named Cingulizonathes rhaeticus - Limbosporites lundblandii association, which corresponds to the *Rhaetipollis-Ricciisporites* (=

Rhaetipollis-Limbosporites) Zone and the upper one, typically Hettangian, named Conbaculatisporites mesozoicus **Dictyophyllidites** mortoni Cerebropollenites thiergartii association (with the age-diagnostic pollen С. thiergartii), which corresponds to the *Pinuspollenites-Trachysporites* (= Trachysporites-Heliosporites) Zone. The T-J palynofloral turnover occurred in a humid period and is more conspicuous then palynofloral changes observed in Greenland, Tethyan domain or other parts of NE Europe. Osmium isotope system is studied herein for the first time from T-J continental deposits and shows marked disturbances similar to those measured in marine deposits and attributed to volcanic fallout. Carbon and osmium isotope correlation and coeval increase in polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) content and darkening of miospores confirm that eruptions of the Central Atlantic Magmatic Province contributed to the perturbances in climate and crisis in terrestrial biosphere. Extinction period commenced at the 'initial'  $\delta^{13}$ Cexcusion. with the onset of CAMP volcanism. A series of periodical atmospheric loading by CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> or alternatively by SO<sub>2</sub>, sulphate aerosols and toxic compounds is inferred to have caused a series of rapid climatic reversals, directly influencing the ecosystem and causing the crisis of Triassic flora. Thus, instead of one catastrophic event, a series of rapid climatic changes (but spanning relatively short time and thus difficult to be registered) may have caused the end-Triassic disturbances in

ecosystems. In our opinion, extinction period in continental realm has not ended at the 'initial' carbon isotope excursion (Whiteside et al. 2010), but lasted approximately till the minor (secondary) negative excursion within the positive excursion, which is now correlated with the T-J boundary (Korte et al. 2009) and the intermediate unit (I.U.) of the Argana volcanic flow in Morocco (Marzoli et al. 2004; Deenen et al. 2010). Floral recovery begun at the same time, but it is not clear to what extent it reflects origination of taxa. Obtained values of initial <sup>187</sup>Os/<sup>186</sup>Os between 2,905 and 4,873 and very low iridium content (about 5 ppt) lend no support for a role for an extraterrestrial impact at the T-J boundary event. The position of the initial negative carbon about 12 m below the T-J boundary, sequence boundaries position of (emergence surfaces) and other isotope excursions allow reliable correlation with marine profiles, including St. Audrie's Bay (U.K), Csövár (Hungary) and GSSP profile at Kuhjoch (Austria).

The sequence of main stages in the formation of the continental section of Kamień Pomorski IG-1can be summarized as follows:

- 1. The Early-Middle Rhaetian time was characterized by semi-dry alluvial plain sedimentation, a poor association of xeromorphic plants, red beds with carbonate pedogenesis, and at least one negative excursion on the background of less negative carbon isotope values.
- 2. A sequence boundary, probably marking the lowest sea level (and ero-

sion base level), followed by fluvial sedimentation coupled with change into grey colour and accumulation of coaly matter, indicating a change in the hydrologic cycle, prominent 'initial' negative isotope excursion in organic carbon (showing a bi-partite character), concomitant marked perturbation in Os-isotope system (decrease in <sup>187</sup>Os/<sup>188</sup>Os ratio, increase of stable <sup>192</sup>Os), increase of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) and darkening of miospores. The palynofloral association is still dominated by sparse pollen grains, which lends no support for rapid warming and humidification at this level.

- 3. Positive shift in carbon isotope values
- 4. Slight shift towards more negative carbon isotope values, second (although less marked) change in the Os isotopic system, prevalence of spores (including 'fern peak" just below T-J boundary with markedly darkened miospores), humidification of climate at the top, second sequence boundary, frequent changes in palynofacies and inferred palaeoclimatic fluctuations, palynofloral turnover at the sequence boundary.
- 5. Early–Middle Hettangian, brackish marine transgression in the *Planorbis* Zone, further diversification of miospores, humid conditions.

#### References

- Deenen M.H.L., Ruhl M., Bonis N.R., Krijgsman W., Kuerschner W.M., Reitsma M., and van Bergen M.J. 2010. A new chronology for the end-Triassic mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 291, 113-125.
- Korte C., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Rickaby R.E.M. and Spötl C. 2009. Palaeoenvironmental significance of carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of marine Triassic–Jurassic boundary sections in SW Britain. *Journal of the Geological Society, London*, 166, 431–445.
- Marzoli A., Bertrand H., Knight K. B., Cirilli S., Buratti N., Verati C., Nomade S., Renne P. R., Youbi N., Martini R., Allenbach K., Neuwerth R., Rapaille C., Zaninetti L. & Bellieni G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic Magmatic Province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology* 32, 973-976.
- Whiteside J. H., Olsen P. E., Eglinton T., Brookfield M. E. & Sambrotto R. N. 2010. Compound-specific carbon isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences* doi/10.1073/pnas.1001706107

#### Jan Schlögl<sup>1</sup>, Christian Meister<sup>2</sup>

## AN EXCEPTIONALLY RICH LOWER SINEMURIAN AMMONITE FAUNA FROM MALE KARPATY MTS, WESTERN CARPATHIANS, SLOVAKIA.

<sup>1</sup>Department of Geology and Palaeontology, Faculty of Sciences, Comenius University, Mlynska dolina, SK-84215 Bratislava, Slovakia;

e-mail: schlogl@nic.fns.uniba.sk

<sup>2</sup>Natural History Museum of Geneva, Geology and Palaeontology Department,

1 route de Malagnou, CP. 6434, CH-1211 Geneva 6, Switzerland;

e-mail: christian.meister@ville-ge.ch

The locality is situated on the eastern slope of the Male Karpaty Mts approximately 2km NW from the Chtelnica village. Whole succession belongs to the Hrušové Group of the Nedzov Nappe. Lower Jurassic sediments lie transgressively on the Dachstein limestone. The boundary is erosive (unconformity), accompanied by stratigraphic hiatus, more or less corresponding to the whole Hettangian.

Fauna was collected from several condensed beds. These brownish and grey limestones are rich in glauconite, from the microfacies point of view they are badly sorted bioclastic float-stones and packstones. They are rich in crinoidal ossicles, benthic foraminifers (often filled with glauconite), fragments of bivalves, brachiopods, ammonites, ostracods, silicisponges and pellets. Macrofauna consists of ammonites, nautiloids, bivalves (*Chlamys*,

Terquemia, Pholadomya, Cardinia, Plagiostoma, Gryphaea), gastropods (Pleurotomaria), brachiopods (Zeilleria, Lobothyris, Spiriferina), sponges and serpulids. Ammonites show preserved septal chambers, sparitic or micritic infillings, and are often phosphatised. Taphonomic preservation varies substantially on the light microscope scale, bioclasts are commonly with high degree of microbioerosion, and thin micritic/microbial coatings.

The exceptional richness of the collected material, counting some thousands of specimens brings an exceptional opportunity to study otherwise very rare ammonite taxa and also numerous new taxa, as well as it provides new phylogenetic and paleogeographical informations. The fauna is well comparable with those of Apennines, particularely with Mte di Cetona ones and express strong Tethyan paleogeographical affinities, especially when considering Lytoceratoidea and Phylloceratoidea. On the other hand these two groups represents not more 2,5% of the whole fauna, thus althought the ammonite association contains numerous Tethyan taxa these are in strong minority and NW European and/or cosmopolitan taxa prevail, mainly Arietitinae and Agassiceratinae.

The condensed outcrops of Chtelnica

covers a period from the middle-upper Bucklandi Zone up to the Turneri - *partim* Obtusum Zones. So, most of the fauna belongs to a period that is less known in Tethyan Realm and mainly in its northern margin (Austroalpine units, Carpathians) comparatively with other periods like uppermost Hettangian - lowermost Sinemurian or Upper Sinemurian.

#### References

Meister C, Schlögl J. & Rakús M. 2011. Sinemurian ammonites from Male Karpaty Mts., Western Carpathians, Slovakia. Part 1: Phylloceratoidea, Lytoceratoidea, Schlotheimiidae. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 259(1), 25-88.

# COLEORRHYNCHA OF THE EUROPEAN JURASSIC (INSECTA: HEMIPTERA)

**Department of Palaeozoology, Museum and Institute of Zoology, Polish Academy of Sciences,** 64 Wilcza Street, PL00-679 Warszawa, Poland; e-mail: szwedo@miiz.waw.pl

The Coleorrhyncha (moss-bugs) is a small, but interesting and phylogenetically very important suborder of the Hemiptera. Fossil representatives of Coleorrhyncha are known since the Upper Permian to Upper Cretaceous. They are famous because of their long evolutionary history, interesting morphological features and limited distribution of recent representatives, exclusively in the Southern Hemisphere (Burckhardt 2009). They were indicated the most remarkable of all the Hemiptera (Helmsing & China 1937). The only recent representatives of this hemipteran infraorder is relic family Peloridiidae Breddin, 1897. The Coleorrhyncha is divided into two superfamilies: Peloridioidea Breddin, 1897 with Peloridiidae and extinct Karabasiidae Yu. Popov, 1985, and Progonocimicoidea Handlirsch, 1906 comprising extinct Progonocimicidae Handlirsch,

1906. The latter is divided into subfamilies Progonocimicinae Handlirsch, 1906, albeit paraphyletic, present in the Jurassic strata of Europe and Asia, and Cicadocorinae Becker-Migdisova, 1958 known since Lower Jurassic to Lower Cretaceous (Popov & Shcherbakov 1991). Both subfamilies of Progonocimicidae were reported from the Jurassic deposits of Europe (Handlirsch 1906-1908, 1939). Progonocimicinae are represented by the genus Progonocimex Handlirsch, 1906 from the Lower Toarcian of Dobbertin, Germany and new genus from the Lower Toarcian of Bascharge, Luxembourg. Cicadocorinae genera are Archicercopis Handlirsch, 1939 and Eocercopis Handlirsch, 1939 from the Lower Toarcian of Dobbertin. Germany. New specimens from Lower Toarcian of Grimmen in Germany and Bascharge, Luxemburg give new insights into knowledge of this group. Restricted to short, specific period of time and depositional conditions (Ansorge 2003), they could be linked with palaeoclimate. The coincidence of European Progonocimicidae with Toarcian Oceanic Anoxic Event suggests that these insects were rather characteristic for much warmer and much more humid conditions.

#### References

- Ansorge J. 2003. Insects from the Lower Toarcian of Middle Europe and England. *Acta zoologica cracoviensia*, 46 (suppl.– Fossil Insects): 291–310.
- Burckhardt D. 2009. Taxonomy and phylogeny of the Gondwanan moss bugs or Peloridiidae (Hemiptera, Coleorrhyncha). *Deutsche Entomologische Zeitschrift*, 56 (2): 173–235. doi: 10.1002/mmnd.200900019
- Handlirsch A. 1906–1908. Die fossilen insekten und die phylogenie der rezenten Formen. Ein Handbuch für Paläontologen und Zoologen. Engelmann, Leipzig, 1–1430.
- Handlirsch A. 1939. Neue Untersuchungen über die fossilen Insekten mit Ergänzungen und Nachträgen sowie Aublicken auf phylogenetische, palaeogeographische und allgemein biologische Probleme. II. Teil. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien*, 49: 1–240.
- Helmsing I.W., China W.E. 1937. On the biology and ecology of *Hemiodoecus veitchi* Hacker. *Annals and Magazine of Natural History*, (10) 19: 473–489.
- Popov Yu. A., Shcherbakov D. E. 1991. Mesozoic Peloridioidea and their ancestors (Insecta: Hemiptera, Coleorrhyncha). *Geologica et Palaeontologica*, 25: 215–235.

#### Adam Tomašových<sup>1</sup>, Ján Schlögl<sup>2</sup>, Lenka Donovalova<sup>2</sup>

# **EVALUATING MECHANISMS GENERATING SHELL CONCENTRATIONS DOMINATED BY THE BIVALVE** *BOSITRA BUCHI* **IN THE MIDDLE JURASSIC OF THE WESTERN TETHYS (PIENINY KLIPPEN BELT)**

<sup>1</sup>Geological Institute, Slovak Academy of Sciences, Dubravska cesta 9, 84005 Bratislava, Slovakia, e-mail: geolotma@savba.sk

<sup>2</sup>Department of Geology and Paleontology, Comenius University,

Mlynska dolina G, 84215 Bratislava, Slovakia

The bivalve Bositra buchi was exceptionally geographically widespread during the Middle Jurassic in siliciclastic and carbonate environments on the NW European shelf as well as in the Western Tethys. Many Middle Jurassic carbonates that were deposited on the pelagic carbonate platforms and in slope environments in the Western Tethys are predominantly formed by skeletal remains of this species, generating a specific microfacies type formed by microscopic valves (i.e., filament microfacies), and shell concentrations with large-sized valves of this species. Here, we quantify valve sizes and their preservation signatures in thin-sections capturing pelagic-platform and slope environments and collected at multiple stratigraphic intervals (Bajocian-Callovian) of the Pieniny Klippen Belt (Slovakia). The size-frequency distributions of Bositra buchi valves in thin-sections are bimodal, although the most valve sections are smaller than 0.6 mm. Average size of valve remains consistently decreases from the shallow-platform environments (0.66 mm) across the deeper parts of the pelagic platform (0.39 mm) up to the slope (0.24 mm). This variation in size can be related to primary variations in population dynamic and/or to taphonomic effects such as sorting, winnowing or differential preservation of small- and large-sized valve.

We find that *Bositra* valves of all sizes show a surprisingly uniform preservation in all three types of environments and also in different types of microfacies that differ in abundance of individual components. The number of individuals with disarticulated (approximately 94%) and fragmented (about 97%) valves is very high, although some thin sections contain many valves that are still articulated (e.g., Dolný Mlyn section). Such articulated shells could not be exposed on the sea floor for a long time without being disarticulated because this species did not possess any hinge teeth. In such deposits where valves are still articulated, shells of this species were thus probably rapidly buried after their death, either with fine-grained micritic sediment, or with other shells that were conserved by syndepositional cement. Therefore, such concentrations with Bositra buchi were not exposed to conditions of intense current or wave reworking or very low sedimentation rate.

With the exception of syndepositional cementation, the processes affecting the preservation of *Bositra buchi* shells remained probably uniform in particular environments, decreasing the likelihood that the bathymetric change in size is purely caused by taphonomic effects. The bathymetric variation in size of valves in thin-sections is also not confounded by stratigraphic variations in valve size because temporal changes in size of valve sections within individual environments do not show any clear trends. Therefore, we suggest that this bathymetric trend in body size is related to a bathymetric increase in larval and juvenile mortality and/or to a bathymetric decrease in growth rate. We hypothesize that the predominant portion of valves in filament microfacies in deep-platform and slope environments is represented by larval stages because most sections of Bositra buchi valves are smaller than 0.6 mm. Populations with juvenile and adults have been evidently located only in the shallowest environments of the Czorsztyn Swell. The changes in the abundance of Bositra buchi in deeperplatform and slope environments thus likely reflect changes in population dynamics of this species in shallowest environments.

# STABLE ISOTOPE STRATIGRAPHY OF THE UPPER CALLOVIAN-LOWER KIMMERIDGIAN: A COMPARISON OF OXYGEN AND CARBON ISOTOPE RECORDS OF THE TETHYAN AND THE BOREAL REALMS.

Instytut Nauk Geologicznych PAN,

ul. Twarda 51/55, PL 00-818 Warszawa, Polska e-mail: hwierzbo@twarda.pan.pl

Keywords: oxygen and carbon isotopes, belemnite rostra, palaeobioprovinces,

Isotope studies show differences in  $\delta^{18}O$ and  $\delta^{13}$ O values of belemnite rostra derived from the Boreal and the Tethyan realms.  $\delta^{18}$ O values of belemnite rostra from the Polish Jura Chain (the Tethyan Realm) are almost constant (ca. 0‰ VPDB) throughout the Upper Callovian as well as the Lower and the Middle Oxfordian. A slight fall of the belemnite  $\delta^{18}$ O values (to ca. -0.5%) VPDB) is only observed in the Upper Oxfordian of Poland (at the boundary of the Bifurcatus and Bimammatum ammonite zones; Wierzbowski 2002). The fall may be linked to an increase in temperatures (of ~2°C) of bottom waters during the Late Oxfordian shallowing of the mid-Polish basin (Wierzbowski 2002).

 $\delta^{18}$ O values of belemnite rostra from the Isle of Skye in Scotland average ca. 0‰ VPDB in the Lower and the Middle Oxfordian (however, a short-living increase to ca. +1‰ VPDB is noted in the Mariae Zone). A decrease in the Scottish belemnite  $\delta^{18}$ O values is observed starting from the Upper Oxfordian. The  $\delta^{18}$ O values reach ca. -1‰ VPDB in the Lower Kimmeridgian (Wierzbowski 2004; Nunn *et al.* 2009). It is not clear whether the observed decrease in the belemnite  $\delta^{18}$ O values from Scotland is caused by an increase in water temperature or a decrease in the  $\delta^{18}$ O value of local seawater due to the freshwater input (Nunn *et al.* 2009).

 $\delta^{18}$ O values of belemnite rostra from the Middle Russian Sea of the Russian Platform show a prominent decrease through the Middle and the Upper Oxfordian as well as the Lower Kimmeridgian. The  $\delta^{18}$ O values of cylindroteuthid belemnites decrease from ca. 1.5‰ VPDB at the Callovian–Oxfordian boundary (Lamberti and Mariae zones) to ca. -1‰ VPDB in the Kitchini Zone of the Lower Kimmeridgian (Wierzbowski and Rogov 2010, 2011). The change in  $\delta^{18}$ O values of Russian belemnites does not correlate with variations in their Mg/ Ca ratios as well as changes in faunistic assemblages, therefore, is likely caused by a decline in the  $\delta^{18}$ O value of seawater owing to the enhancing freshwater influx.

The belemnite carbon isotope record of the Polish Jura Chain is characterized by two positive excursions in the Upper Callovian and the Middle Oxfordian (these intervals are characterized by increases in average carbonate  $\delta^{13}$ C values from ca. 0.5‰ to ca. 1.5‰ VPDB; Wierzbowski 2002; Wierzbowski *et al.* 2009).

Boreal belemnite rostra from the Isle of Skye in Scotland show higher (ca. 1-2.5‰) and more scattered  $\delta^{13}$ C values when compared to values of coeval belemnites from the Tethyan Realm in Poland (Wierzbowski 2004). The same applies to the record of Boreal belemnites from the Russian Platform (with the exception of the Upper Callovian interval; cf. Wierzbowski and Rogov, 2010; 2011). Higher  $\delta^{13}$ C values of Boreal belemnite rostra are likely related to high biologic productivity and/or high organic matter burial in semi-isolated Boreal–Subboreal marine basins. The Boreal carbonate carbon isotope record of the Isle of Skye is additionally marked by the occurrence of a broad positive carbon excursion in the Lower and the Middle Oxfordian (Nunn *et al.* 2009). Further studies are necessary to precisely document carbon isotope variations in the Oxfordian of the Russian Platform.

All presented facts demonstrate regional differences in oxygen and carbon isotope records predominantly linked to local factors affecting shallow and restricted epicontinental basins. They shed new light on the Jurassic palaeoceanography and the validity of interpretations based on the stable isotope record of marine carbonates.

#### References

- Nunn E.V., Price G.D., Hart M.B., Page K.N., Leng M.J. 2009. Isotopic signals from Callovian– Kimmeridgian (Middle–Upper Jurassic) belemnites and bulk organic carbon, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. *Journal of the Geological Society, London*, 166 (4): 633–641.
- Wierzbowski H. 2002. Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 91 (2): 304–314.
- Wierzbowski H. 2004. Carbon and oxygen isotope composition of Oxfordian–Early Kimmeridgian belemnite rostra: palaeoenvironmental implications for Late Jurassic seas. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 203 (1-2): 153–168.
- Wierzbowski H., Rogov M.A. 2010. Carbon and oxygen isotope composition of Upper Callovian-Lower Kimmeridgian (Middle-Upper Jurassic) cephalopod shells from the Russian Platform: a proxy for a global climate change? Short Papers for the 8th International Congress on the Jurassic System. August 9-13.2010. Shehong of Suining, Sichuan, China, Earth Science Frontiers, 17 (Special Issue): 336–337.
- Wierzbowski H., Rogov M., 2011. Reconstructing the palaeoenvironment of the Middle Russian Sea during the Middle–Late Jurassic transition using stable isotope ratios of cephalopod shells and variations in faunal assemblages. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 299 (1-2): 250–264
- Wierzbowski H., Dembicz K., Praszkier T., 2009. Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: A record of a Late Callovian global sea-level rise? *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 283 (3-4), 182–194.

#### **Zbigniew Złonkiewicz**

# ŚRODOWISKA DEPOZYCYJNE PIASKOWCÓW ŻARNOWSKICH (FORMACJA OSTROWIECKA, DOLNY SYNEMUR) W SIELCU KOŁO ŻARNOWA (ZACHODNIE OBRZEŻENIE GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH)

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski; 25-953 Kielce, ul. Zgoda 21 e-mail: zbigniew.zlonkiewicz@pgi.gov.pl

Kamieniołomy (3 wyrobiska) piaskowców żarnowskich znajdują się 1,5 km na SSW od Żarnowa.

Profil (łącznie około 21 m) reprezentują jasnożółte i kremowo-białe osady przybrzeżne, powstałe poniżej strefy maksymalnego odpływu, na przemian przy dominacji oddziaływania prądów i falowania. Przy szosie w wyrobisku północnym profil rozpoczyna ławica (1,5-2,5 m) piaskowców średnioziarnistych, laminowanych poziomo i przekątnie niskokątowo, o zróżnicowanych kierunkach przepływu. Obecne są rynnowe struktury erozyjne.

Powierzchnię stropową ławicy, nachyloną ku W, powstałą w strefie okresowego kanału rozrywającego lub międzybarierowego, pokrywa system erozyjnych jam wirowych. Ku zachodowi jamy wydłużają się i spłycają, a kierunek paleotransportu zmienia się stopniowo z WNW na NNW. Obecne są epichnia - *Planolites* isp. i *Cochlichnus* isp.

Odcięcie kanału spowodowało depozycję heterolitów (do 2,5 m miąższości) - piaskowców drobnoziarnistych i iłowców piaszczystych. Obserwuje się laminację poziomą, w piaskowcach także laminację kopułową. Obecne są drobne riplemarki, ślady opływania, jamki wirowe, poziomy nagromadzenia epichnia, fragmentów drewna. Ku W coraz liczniejsze są wkładki piaskowców. Heterolity wyklinowują się w NE narożniku wyrobiska.

Nadległą część profilu (około 17 m) reprezentują niemal wyłącznie ławice (miąższości 0,1-1,5 m) piaskowców drobno- i średnioziarnistych. Najniższa ławica wypełnia płytkie rozległe rozmycie w stropie heterolitu, dzięki czemu ku wschodowi obserwuje się stopniowy wzrost jej miąższości (0,3-1,5 m). Dominuje laminacja pozioma. Rzadko występują utwory masywne. W dolnych partiach niektórych ławic obecne są warstwowania tabularne. Efektem falowania są pakiety (miąższości 5-10 cm) laminowane kopułowo, zazwyczaj asymetryczne, pojawiające się co około 20-50 cm. Strukturom kopułowym towarzyszą nieciągłe laminy iłów i piasków. Monotonia wykształcenia i agradacyjne zaleganie ławic wskazują, że po szybkiej transgresji nastąpiła równowaga między subsydencją i sedymentacją. Niemal całkowity brak struktur biogenicznych świadczy o szybkim przyroście osadu. Brak jest warstwowań hering bone, które potwierdzałyby aktywność prądów pływowych. Około 2 m nad stropem heterolitu powstały nieliczne płytkie, wąskie kanały erozyjne o kierunku w dużym przybliżeniu N-S. Ta część profilu reprezentuje utwory nieco głębszego przybrzeża, z dominującym

oddziaływaniem prądów przybrzeżnych, w zasięgu normalno pogodowego falowania i sztormów. W wyrobisku północnym przy szosie struktury wskazuja na przybrzeżny transport ku SSW, a w wyrobisku południowym ku SSW i SSE. Około 8-9 m pod stropem profilu, stwierdzono falistą powierzchnią erozyjną, rozciętą kanałami o kierunku transportu ku SSE, o szerokości około 4 m i głębokości poniżej 1 m. W wyrobisku NW, w kanałach widoczne są drobne riplemarki poprzeczne, językowe i podłużne do osi kanałów. Między kanałami struktury są mniej wyraziste, a miejscami nieobecne.

Wykształcenie profilu wskazuje na pogłębianie, a następnie stabilizację zbiornika, okresowe istnienie barier na wschód od kamieniołomów oraz lokalny przebieg linii brzegowej bliski N-S.

# Materiały do sesji terenowych

# PŁYTKOWODNA PLATFORMA WĘGLANOWA PÓŹNEJ JURY NA POŁUDNIOWO-ZACHODNIM OBRZEŻENIU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego ul. Żwirki i Wigury 93; 02-089 Warszawa e-mail: matyja@uw.edu.pl

Pojęcie platformy węglanowej odnoszone jest do wszystkich obszarów depozycyjnych, na których odbywa się sedymentacja płytkowodnych facji węglanowych (Ahr 2008). Wynika z tego, że platforma węglanowa jest pojęciem nadrzędnym nad pojęciami szelfu czy rampy (Wilson 1975, Ahr 2008). Z drugiej części zdania wyłania się niezbyt precyzyjna definicja płytkowodności. W odniesieniu do ewolucji obszaru epikratonicznej Polski w późnej jurze takie rozumienie płytkowodnej platformy węglanowej wydaje się zbyt ogólne i w istotny sposób zacierające istniejące zróżnicowania. Dla podjętej tematyki przyjmuję więc (za Matyja i in. 1989 s. 34) następujące określenie płytkowodnej platformy węglanowej: obszar dna morza epejrycznego pokryty osadami węglanowymi składanymi powyżej strefy oddziaływania efektywnej podstawy falowania. Efektywna podstawa falowania (Immenhauser 2009) obejmująca zarówno normalno-pogodową jak i sztormową podstawę falowania sięga współcześnie do głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów.

Płytkowodne platformy węglanowe rozwinięte są w obszarze epikratonicznej Polski w dwóch przedziałach stratygraficznych i na trzech obszarach. Starsze platformy obejmują przedział stratygraficzny górny oksford-dolny kimeryd. Jedna z nich, płytkowodna platforma węglanowa Pomorza, rozciaga się od niecki szczecińskiej po rejon Pucka i tożsama jest z formacją Brdy (Dembowska 1979). Druga, obszarowo znacznie większa, którą można nazwać platformą węglanową wschodniej Polski, obejmuje na lubelszczyźnie formacje jasieniecką i bełżycką (Niemczycka 1976) oraz szereg jednostek w randze ogniw wyróżnionych przez J. Gutowskiego (1998) na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świetokrzyskich i datowanych precyzyjnie biostratygraficznie od niższej części poziomu Bifurcatus po niemal najwyższą część poziomu Hypselocyclum. Do tej platformy należą też wapienie kredowate i utwory oolitowo-płytowe występujące na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świetokrzyskich, zawierające się w przedziale od wyższej części poziomu Planula górnego oksfordu po niemal najwyższą część poziomu Hypselocyclum (Kutek 1968). W obszarze mazursko-suwalskim i podlaskim platforma węglanowa wschodniej Polski reprezentowana jest przez formację koralowcową, której przypisywany jest wiek górnooksfordzki oraz młodszą formację oolitową obejmującą obszarowo Polskę wschodnią i centralną, aż po wschodnią część synklinorium mogileńsko-łódzkiego (Dembowska 1979).

Najsłabiej dotąd rozpoznana jest tytońsko-beriaska płytkowodna platforma węglanowa reprezentowana w Polsce centralnej i północnej przez wapienno-ewaporatową formację kcyńską (Dembowska 1979), a kontynuującą się ku południowi przez formację wapieni ze Swarzowa (Barski, Matyja 2008; Matyja 2009) i jeszcze dalej ku południowi przez rafową formację koralowcową z Pilzna (op. cit.) wraz z młodszą, wapienno-dolomityczną formacją z Ropczyc (Urbaniec i in. 2010). Te dwie ostatnie formacje rozpoznane są w podłożu zapadliska przedkarpackiego i pod północnym skrajem płaszczowin karpackich.

Rozwój płytkowodnych platform węglanowych wyznacza regresywną część sekwencji wyróżnionych na obszarze Polski (Kutek 1994). J. Kutek (1994) wpisał osady górnej jury obszaru Polski w trzy transgresywno-regresywne sekwencje (zespoły transgresywno-regresywne, jednostki allostratygraficzne, zespoły tektono-stratygraficzne op. cit. s. 181): (1) sekwencja COK (od dolnego keloweju po poziom Hypselocyclum dolnego kimerydu włącznie), (2) sekwencja LUK (odpowiadająca formacji muszlowcowej, której dolna granica leży blisko dolnej granicy poziomu Divisum dolnego kimerydu, a górna wewnątrz poziomu Eudoxus górnego kimerydu) i (3) sekwencja KVB obejmująca pozostałą część górnego kimerydu i część tytonu należącą do formacji pałuckiej oraz pozostałą część tytonu i dolny berias formacji kcyńskiej, obejmujące w większej części fację purbeku. Te trzy sekwencje oddzielone dużymi powierzchniami nieciągłości znane z szeregu regionów Europy, zaliczył J. Kutek (1994 s. 181) do jednej supersekwencji.

Niższą część sekwencji COK reprezentuje megafacja gąbkowa zdefiniowana jako utwory węglanowe (wapienie i margle) zarówno uławicone jak i biohermalne, zawierające gąbki krzemionkowe należące do grup Lithistida i Hyalospongea (Hexactinosa i Lychniscosa), a zachowane jako "mumie" wapienne (Matyja, Pisera 1991). W takim rozumieniu megafacja gąbkowa rozprzestrzeniona była na północnym szelfie Tetydy i śledzona być może od Portugalii, poprzez strefę keltibericką i prebetycką w Hiszpanii, Góry Jura we Francji i Szwajcarii, Jurę Szwabską, Jurę Frankońską, Morawy, Polskę i Ukrainę. Maksymalne rozprzestrzenienie megafacja gabkowa miała w oksfordzie, a stratygraficznie potrafi występować poprzez wszystkie piętra górnej jury. Pojawienie się megafacji gąbkowej poprzedzone jest znacznym pogłębieniem zbiornika morskiego określanym jako "deep marine mid-Jurassic episode" (Michalik i Sotak 1990), a związanym ze zjawiskami silnej ekstensji w przyległym od południa oceanie Tethys (Metis Geotectonic Event - Matyi i Wierzbowskiego, 2006a). Skalę zjawisk ekstensyjnych opisują prace M. Lewandowskiego i in. (2005, 2006). W dobrze datowanych biostratygraficznie profilach środkowej jury na obszarze Jury Polskiej moment owego pogłębienia przypada na przedział od środkowego keloweju po wczesny oksford (por. Dembicz i Praszkier 2003).

Megafacja gąbkowa zajęła w oksfordzie dużą część obszaru epikontynetalnej Polski. Z początkiem późnego oksfordu zaczęła się wycofywać ze wschodu Polski (Gutowski 1998). Pod koniec późnego oksfordu wycofała się z obszaru południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Matyja 1977), a na Jurze Polskiej sięga najwyżej do dolnego kimerydu (Wierzbowski i in. 1983), choć w niektórych jej częściach zastąpiona jest już wtedy płytkimi facjami (Matyja, Wierzbowski 2006b). Na obszarze zapadliska przedkarpackiego i pod nasunięciem karpackim megafacja gąbkowa sięga do dolnego tytonu (Matyja, Barski 2007; Barski, Matyja 2008; Matyja 2009).

Wyższą część sekwencji COK reprezentuje płytkowodna platforma węglanowa wschodniej Polski, której południowo-zachodni kraniec prezentowany będzie podczas spotkania Jurassica IX.

#### Analizowane Profile

Celem sesji terenowej IX spotkania Jurassica jest prezentacja płytkowodnych utworów najwyższego oksfordu i dolnego kimerydu na stosunkowo niewielkim obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich, pomiędzy wsiami Bukowa i Wierzbica. Utwory odsłoniete w kamieniołomach: Sobków-Wierzbica, Bukowa na Górze Skorkowskiej i Małogoszcz (Fig. 1) prezentują profil utworów górnej jury o miąższości 410 metrów. Profil Sobków-Wierzbica prezentuje utwory poprzedzające instalację platformy węglanowej (wapienie siedleckie). Profil kamieniołomu Bukowa prezentuje niższą część utworów platformy węglanowej (kompleks wapieni kredowatych = formacja koralowcowa), a profil kamieniołomu Małogoszcz - wyższą jej część (oolitowo-płytowe utwory kimerydu = formację oolitową) i utwory powstałe po zatopieniu platformy reprezentowane przez marglisto-muszlowcowe utwory kimerydu (= formację muszlowcową i formację pałucka).

#### Kamieniołom Sobków-Wierzbica

Kamieniołom położony jest we wsi Wierzbica, około 1,7 km w linii prostej od centrum wsi (w latach 1563-1869 miasta) Sobków. Ze względu na fakt, że w literaturze dotyczącej górnej jury bardziej znany jest kamieniołom w Wierzbicy położony na północno



Fig. 1. Usytuowanie prezentowanych profilów na tle fragmentu Mapy Geologicznej Polski - 1 : 200000, arkusz Kielce (P. Filonowicz, 1978).

wschodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świetokrzyskich, ten nazwaliśmy Sobków-Wierzbica (Matyja i in. 1989). Kamieniołom jest nieeksploatowany od ponad 25 lat.

Kamieniołom założony został w południowym skrzydle połogiej antykliny Sobkowa. Upady warstw wynoszą ok. 10° ku SW. Stratygraficznie profil mieści się w obrębie wyższej części poziomu Planula (Matyja i in. 1989), a prezentuje przejście od nieco tajemniczego środowiska sedymentacji gruboławicowych wapieni mikrytowych ogniwa wapieni siedleckich do płytkowodnego środowiska sedymentacji platformy węglanowej.

Poniższy opis oparty jest na obserwacjach poczynionych w latach 1986 przez Jacka Gutowskiego, Bronisława A. Matyję i Andrzeja Wierzbowskiego i opublikowanych w pracy Matyja i in. (1989). W odsłoniętej 110 metrowej części profilu (Fig. 2) można obserwować głównie ogniwo wapieni siedleckich przykryte w najwyższej części (ok. 9 m) ziarnitami ogniwa wapieni kredowatych, reprezentującymi główną fazę wkroczenia płytkowodnej platformy węglanowej na obszar tej części dzisiejszego południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Generalnie środowisko sedymentacji wapieni siedleckich reprezentuje "pustynię ekologiczną". Skamieniałości występują w tych wapieniach bardzo rzadko. Jedynie w niektórych miejscach profilu rejestruje się cienkie, kilkunastocentymetrowe warstewki zawierające zespoły organizmów, bądź skamieniałości śladowych, które na podstawie dominującego elementu określono (Matyja i in. 1989) jako: I – zespół cericjowo-glyfeidowy, II –



Fig. 2. Profil odsłaniający się w kamieniołomie Sobków-Wierzbica. 1–Pholadomya, 2-Gervillia, 3-Pteroperna, 4-Mytilus, 5-Entolium, 6 Trigonia, 7-Diceras, 8-Cerithium, 9-korale osobnicze, 10-korale kolonijne, 11-ramienionogi, 12-ślady ryć, 13-amonity, 14-ooidy, 15-bioklasty

zespół entoliowy, III – zespół gerwilii i korali osobniczych, IV – zespół redeponowanych gerwilii i V – zespół korali osobniczych.

Jedną z przyczyn ubogiego świata skamieniałości może być wysokie tempo gromadzenia się osadu (ok. 28 cm /1000 lat) i stąd grząskie, niestabilne dno, niekorzystne dla rozwoju orgabentonicznych. nizmów Warstewki z fauną wskazują na okresy przyhamowania tempa gromadzenia się osadu, choć i wówczas reprezentowane są tam organizmy "miękkiego dna", tyle że bardziej lub mniej stabilnego. Jednym z zaobserwowanych przystosowań do takiego środowiska może być obecność cienkich, wysokich niekiedy na 40 cm, osobniczych korali (zespoły III i V), które w trakcie rozwoju zmieniały kierunek wzrostu reagując na niestabilne podłoże.

Pomocnym w rekonstrukcji obserwowanych w kamieniołomie środowisk są relacje przestrzenne utworów prześledzonych w sąsiednim obszarze. W obrębie wapieni siedleckich występują różnej rozciągłości i miąższe do 40 metrów soczewki wapieni oolitowych i biogenicznych (glonowo-koralowcowych). Najbliższe takie soczewki znajdują się: jedna 300 m ku zachodowi od kamieniołomu i jest rozległa na 700 metrów, inna zapewne nieco starsza, jak w wynika z pozycji w profilu znajduje się 300 metrów na wschód i liczy 8 m miąższości i maksymalnie 200 m rozciągłości. Najstarsze wkładki wapieni ziarnistych i biogenicznych znajdują się około 160 m poniżej najstarszych wapieni odsłaniających się w kamieniołomie. Jednocześnie są i takie profile wapieni siedleckich w których nie obserwuje się żadnych wkładek wapieni ziarnistych.

Zanim obserwowany obszar zajęty zostanie w całości osadami płytkowodnej platformy węglanowej, to wcześniej różnicuje się on na obszary sedymentacji mułu wapiennego i obszary zajęte przez stożki materiału ziarnistego progradującej platformy węglanowej. Warstewki z fauną obserwowane w profilu Sobków-Wierzbica reprezentować mogą najbardziej dystalne kontynuacje takich stożków.

Interpretacja zmian środowiska sedymentacji wapieni siedleckich zyskuje także poprzez analizę faun amonitowych. Spektrum amonitów znajdowanych w dolnej i górnej części ogniwa wapieni siedleckich różni się znacznie. Spektrum z dolnej części wapieni siedleckich, należących do górnej części poziomu Bimammatum stanowia w 80% przedstawiciele Haplocerataceae. Bardzo podobny jest udział tej grupy amonitów w tym samym przedziale stratygraficznym na obszarze Wyżyny Wieluńskiej. Dla dolnej części poziomu Planula brak jest odsłonięć , a więc i danych z obszaru pd.-zach obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a na obszarze Wyżyny Wieluńskiej udział Haplocerataceae zmniejsza się do 60%. W wyższej części poziomu Planula zestaw amonitów znalezionych w profilu Sobków-Wierzbica wykazuje na zdecydowaną dominację przedrodziny Perisphinctidae stawicieli (rodzaje Orthosphinctes i Idoceras), przy zupełnym braku przedstawicieli nadrodziny Haplocerataceae. Przedstawiciele tej ostatniej grupy (rodzaje *Taramelliceras*, *Glochiceras* i *Ochetoceras*) stanowią w tym samym przedziale stratygraficznym na obszarze Jury Wieluńskiej 40% osobników.

Obie grupy amonitów dominujące w poziomie Bimammatum i Planula reprezentują submedyterańską prowincję biogeograficzną. Konsekwentne zmniejszanie się udziału przedstawicieli Haploceraceae od późnej doby Bimammatum do późnej doby Planula w stosunku do przedstawicieli Perisphinctidae wydaje się mieć przyczyny natury ekologicznej, związane najogólniej z różną batymetrią zbiornika (por. także Ziegler 1967), bowiem jedyna czytelna pośrednio obserwowanych przyczyna zmian w czasie w spektrach to generalna tendencja regresywna w tej części basenu. Bezpośredni dowód potwierdzający owo przypuszczenie, to bardzo wyraźne zróżnicowanie ilościowe w obrębie submedyterańskich grup amonitów pomiędzy Wyżyną Wieluńską okupowaną w późnej dobie Planula nadal przez megafację gąbkową, a usytuowanym w tym samym czasie, proksymalnie w stosunku do platformy węglanowej obszarem pd-zach. obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

W profilu Sobków-Wierzbica mamy możliwość zaobserwowania zjawisk towarzyszących progradacji platformy węglanowej na utwory jej przedpola. Zanim dojdzie do instalacji platformy węglanowej na szerszym obszarze, tu przypadającym na najwyższe części obserwowanego profilu, środowisko sedymentacji różnicuje się silnie na obszary od miękkiego, niestabilnego podłoża, eliminującego niemal zupełnie organizmy bentoniczne, poprzez miękkie podłoże, ale umożliwiające jego kolonizację, po obszary jęzorów materiału ziarnistego przesypywanego na przedpole progradującej platformy. Jęzory te kształtujące odmienne od typowego dla wapieni siedleckich grząskiego podłoża stwarzały dogodne warunki dla rozwoju sessylnego zoobentosu i fitobentosu.

Kierunek progradacji platformy węglanowej wynikający z rozważań paleogeograficznych następował generalnie od wschodu, gdzie platforma węglanowa zainstalowała się z początkiem późnego oksfordu (Gutowski 1998). Ze względu na równoleżnikowy rozwój oksfordzkich bioherm cjanobakteryjno gąbkowych i basenów międzybiohermalnych jest bardzo możliwe, że morfologia dna modyfikowała wspomniany generalny kierunek progradacji. Brak jest jednak dostępnych danych do szczegółowej rekonstrukcji kierunku progradacji platformy podczas doby Planula.

Wydarzenia poprzedzające wkroczenie platformy węglanowej prowadzą do wykształcenia powierzchni nieciągłości. Było to zapewne związane z wynoszeniem mułu węglanowego i zmianą konsystencji osadu dennego na umożliwiający zaintstalowanie się organizmów ryjących w osadzie. Powyżej powierzchni nieciągłości pojawiają się wapienie oolitowe oraz liczne organizmy bentoniczne m.in. gruboskorupowe małże i kolonijne koralowce.

#### Kamieniołom Bukowa na Górze Skórkowskiej

Wielki kamieniołom usytuowany jest obecnie w obrębie Góry Skórkowskiej, na południowy-wschód od przystanku kolejowego Bukowa. Wcześniej istniał opisywany wielokrotnie (Kutek 1968, Roniewicz, Roniewicz 1971, Alexandrowicz, Barwicz-Piskorz 1974) kamieniołom w obrębie Góry Bukowej, położony kilkaset metrów ku zachodowi. Kamieniołom eksploatuje wapienie budujące antyklinę skórkowską W głównej misie kamieniołomu odsłania się 114 metrowy profil utworów najwyższego oksfordu i niższej części dolnego kimerydu (Fig. 3). Najniższe 22 metry profilu obejmujące wapienie siedleckie i najniższą część wapieni kredowatych odpowiada wyższej części profilu kamieniołomu Sobków-Wierzbica (por. Fig. 2). Najwyższe 25 metrów profilu obejmujące dolny oolit i widoczną część wapieni pasiastych widoczne jest dobrze w profilu kamieniołomu Małogoszcz. Szczególną uwagę warto zwrócić zatem na 60 metrowy profil utworów obejmujący ogniwa wapieni kredowatych, utworów znad wapieni kredowatych, najniższego poziomu marglistego i podścielających wapieni płytkowych.

Profil rozpoczyna liczący ponad 10 m profil oolitów przykryty 12 metrowym pakietem grubouławiconych wapieni pelitowych. To następstwo facji przedstawia obszar przedpola progradującej platformy. Oolity reprezentują jedną z nieciągłych pokładów (soczew) utworów ziarnistych występujących wśród najwyższej części wapieni siedleckich zwiastujących zbliżanie się progradującej platformy węglanowej. Wkroczenie platformy wyrażone w profilu kamieniołomu Sobków-Wierzbica nieciągłością sedymentacyjną zaznaczoną powierzchnią miękkiego dna tu również zaznacza się powierzchnią nieciągłości sedymentacyjnej, a nawet niewielką niezgodnością kątową (Gutowski *i in.* 2006).

Powyżej tej powierzchni rozwinięte jest ogniwo wapieni kredowatych o miąższości ok 35 m. Są to wapienie organogeniczne reprezentowane przez zespół małżów (dicerasy, trichitesy, aktinostreony), ślimaków (nerinee), kolonijnych koralowców i glonów (solenopory i marinelle), tkwiące w miękkich, brudzących palce (stąd kredowatych) mikrytowych ziarnitach. Skamieniałości występują niekiedy w masowych nagromadzeniach. W nieodległym kamieniołomie na Górze Bukowa napotkano (Roniewicz i Roniewicz 1971) skupiska koloni koralowców (budowle koralowe - Roniewicz 2004) o wysokości 4 m i rozciągłości 20 m.

Wyżej występuje ogniwo "utworów znad wapieni kredowatych" (Kutek 1968). Jest to zróżnicowany litologicznie zespół osadów położony pomiędzy organogenicznymi wapieniami kredowatymi, a wyrazistym litologicznie najniższym zespołem marglistym. Najniższą część omawianego ogniwa stanowią 6 metrowej miąższosci gruboławicowe wapienie pelitowe. Przykryte są one cienkoławicowymi wapieniami pelitowymi o miąższości ponad 4 m. W najwyższych ławicach pojawiają się w tych wapieniach milimetrowe smużki materiału ziarnistego. Następny pa-



Fig. 3. Profil odsłaniajacy się w kamieniołomie Bukowa

kiet, liczący ok. 2 m stanowią wapienie oolitowe z widocznym niekiedy skośnym warstwowaniem. Jeszcze wyżej występuje podobnej grubości pakiet cienkoławicowych wapieni pelitowych przeławicających się z marglami. Ogniwo wieńczy ławica wapieni pelitowych z krzemieniami i ze szczelinami z wysychania w stropie. Skamieniałości w tym ogniwie są nieliczne.

Najniższy wapień marglisty. Jest to liczący 4,1 m pakiet margli ze strukturami pogrązowymi i krzemieniami w niższej części. W wyższej części wśród margli pojawiają się cienkie wkładki bądź soczewki wapieni ziarniooidowo-organodetrytycznych. stvch Najwyższą część stanowi 28 cm ławiczka drobnolaminowanych najpierw wapieni marglistych, a potem wapieni pelitowych ze strukturami fenestralnymi. Na nich rozwinięte jest twarde dno. Analiza mikrofauny z najniższej części margli (Alexandrowicz, Barwicz-Piskorz 1974) wykazała bardzo ubogą faune otwornic oraz nieliczne skleryty strzykw i małżoraczki, dopiero w wyższej części margli pojawiły się liczne otwornice i drobne ślimaki.

podścielających wapieni Ogniwo płytkowych. Liczy ono 2,6 m i utworzone jest w dole ze średnioławicowych wapieni pelitowych, potem cienkoławicowych wapieni pelitowych przeławicających się z marglami w środkowej partii, ku górze w wapieniach pojawiają się coraz liczniejsze smugi i przeławicenia materiału ziarnistego, głównie bioklastów i ooidów, rzadziej intraklastów. Ponad tym ogniwem, z wyraźną granicą pojawia się gruby, kilkunastometrowy pakiet skośnie warstwowanych oolitów - jest to ogniwo oolitu dolnego. Ponad nim widoczne jest kilka metrów dolnej części wapieni pasiatych. Te dwa ostatnie ogniwa dobrze są widoczne i dostępne w kamieniołomie w Małogoszczu.

Stratygrafia. Bezpośrednich znalezisk amonitów jest dotąd niewiele. Z przemazów marglistych w niższej części ogniwa utworów znad wapieni kredowatych pochodzą amonity Orthosphinctes (Orthosphinctes) polygyratus (Reinecke) i Orthosphinctes (Lithacosphinctes) gidoni Atrops, które zdaniem Gutowskiego i in. (2006) wskazują na najniższą część poziomu Platynota. Znaleziska amonitów w bliskim profilu Góry Bukowej (Kutek 1968) oraz potwierdzona wartość korelacyjna poziomu marglistego pozwalają stwierdzić, że niższa część profilu obejmująca formację wapieni siedleckich i większą część ogniwa wapieni kredowatych należy do poziomu Planula, a wyższa część ogniwa wapieni kredowatych, utwory znad wapieni kredowatych, najniższy poziom marglisty i część, jeśli nie całe ogniwo podścielających wapieni płytkowych należą do poziomu Platynota. Ogniwo dolnego oolitu i ogniwo wapieni pasiastych należą do poziomu Hypselocyclum (Kutek 1968).

#### Kamieniołom Małogoszcz

Duży kamieniołom usytuowany około 1 km na północny zachód od Małogoszcza. Wejście do kamieniołomu znajduje się w obniżeniu pomiędzy wzgórzami Grabki i Leśnica, a ściana zamykająca kamieniołom od południa wycięta jest północnym stoku wzgórza Spinkowa.

W kamieniołomie odsłania się 200 metrowy profil utworów górnej jury (Fig. 4) przykrytych piaskowcami górnego albu. W obrębie utworów jury można wyróżnić tu trzy formacje rozpoznane na dużym obszarze epikratonicznej Polski (J. Dembowska 1979). Najstarszą z formacji jest formacja ooli-
		Lithostratigraphical unit	Zone	Substage	Stage
	- Martin Company	Sandstone		UPPER	ALBIAN
				с	z
				ш	
		Tap Shales	Mutabilis	۵.	∢
	All and the second			с <u>с</u>	
				$\supset$	_
	20.000	New Patrick Linestern			с
		upper Platy Limestones			
			Divisum		
		Skorkew Lumachelle		œ	-
	80.00				
		Sholy Limestones and		ш	8
		Underlying Shales		$\geq$	ш
			Hypselocyclum		
m		Oolite-Platy member		0	Σ
50	<u></u>	Onkolite horizon			·
40	ACCOUNTS AND A SALE	Upper Oolite		_	Σ
30-		7			
20-	410	Banded Limestone member			-
10-			Hypselocyclum		
<sup>°</sup>		Lower Oolite	Platynota	· · · · ·	×
		Underlying Pelitic Limestones			

Fig. 4. Profil odsłaniający się w kamieniołomie Małogoszcz (wg Kutek i in. 1992)

towa eksponowana w kamieniołomie niemal kompletnie. Powyżej występuje formacja muszlowcowa , a najmłodszą jest formacja pałucka odsłaniająca się tylko w swojej najniższej części. Szereg drobniejszych jednostek w randze ogniw odniesione jest do schematu zaproponowanego przez J. Kutka (1968), ale uwzględnia specyfikę i miąższości profilu Małogoszcza (Kutek i in. 1992a).

Szczegółowy profil przedstawia się następująco:

Formacja oolitowa. Formacja oolitowa dzieli się na szereg jednostek w randze ogniw. Nazewnictwo tych jednostek jest z niewielkimi modyfikacjami zgodne z zastosowanym w pracy J. Kutka (1968). Dolna granica formacji oolitowej biegnie w podścielających wapieniach pelitowych, a wyżej występują kolejno: dolny oolit, wapienie pasiaste, górny oolit, horyzont onkolitowy, ogniwo płytowo-oolitowe, iły podścielające i wapienie płytowe. W stropie tych ostatnich biegnie granica rozdzielająca formację oolitową od formacji muszlowcowej. W kamieniołomie widoczne są wszystkie ogniwa formacji oolitowej za wyjątkiem niższej części ogniwa podścielających wapieni pelitowych. W obrębie formacji zaznaczają się trzy walne nieciągłości sedymentacyjne wyrażone twardymi dnami. Rozpoznali je i prześledzili wzdłuż wychodni J. Kaźmierczak i A. Pszczółkowski (1968). Pierwszą - biegnącą w stropie ogniwa wapieni pasiastych - prześledzono na długości 28 km, drugą - na granicy górnego oolitu i onkolitu - na długości 57 km (70 km wg Kutka & Radwańskiego 1965), a biegnącą w stropie pelitowych wapieni płytowych - na długości 60 km.

Miąższość formacji oolitowej wynosi tu 107 m, a stratygraficznie mieści się w obrębie poziomów Platynota i Hypselocyclum dolnego kimerydu (Kutek 1968).

Ogniwo podścielających wapieni pelitowych. Odsłonięte niemal kompletnie tuż przy wejściu do kamieniołomu na wschodniej ścianie. Wykształcone tu jako wapienie pelitowe, acz w innych profilach (por. profil Bukowej) pojawiają się przeławicenia oolitowe.

Ogniwo oolitu dolnego. Tworzą go skośnie warstwowane oolity o miąższości 10 m. Skamieniałości są nieliczne i w większości pokruszone. Był to obszar tworzenia się łach oolitowych (Kutek 1968).

Ogniwo wapieni pasiastych. Ogniwo to, miąższości 20 m, tworzą alternujące wapienie pelitowe i oolitowe. Wkładki oolitów są na ogół nieciągłe i charakteryzują się warstwowaniem smużystym i zmarszczkowym. Ogniwo wapieni pasiastych reprezentuje środowisko nieco mniej dynamiczne niż podległe i nadległe ogniwa oolitów. Położone ono było najprawdopodobniej na zapleczu łach oolitowych, gdzie możliwa była sedymentacja mułów węglanowych. To środowisko lagun czy stawków typu sebkhi tłumaczy również pochodzenie krzemionki, która konturuje nory alfeuszy (krewetek) tworząc krzemienie o zróżnicowanych kształtach (Radwański 2003). Do obszaru tego docierały ooidy zmywane podczas okresów dynamiki zwiększonej środowiska z sąsiadujących łach, a niekiedy przemieszczały się po nim pola zmarszczek ooidowych.

Ogniwo oolitu górnego. Choć ogniwo to, tak jak ogniwo oolitu dolnego tworzą w dominującej mierze oosparyty i oomikryty, to obecne są w nim stosunkowo liczne skamieniałości: małże (m.in. głębokozagrzebujące się *Pholadomya* i *Pleuromya*, gruboskorupowe Trichites), ślimaki (m.in. nerinee), ramienionogi, szkarłupnie: krynoidy (rozłogowe części korzeniowe Apiocrinites, bezłodygowe komatulidy w tym stratum typicum dla Comatulina malagostiana Radwańska), jeżowce (w tym stratum typicum dla Pseudosalenia malagostiana Radwańska), rozgwiazdy, wężowidła i korale kolonijne. W jego obrębie pojawiają się liczne twarde dna o lokalnym rozprzestrzenieniu porośnięte ostrygami. Ogniwo liczy 20 m miąższości, ale tylko w kilku partiach profilu widoczne jest skośne warstwowanie. Środowisko było bez wątpienia wysokoenergetyczne, ale umożliwiało egzystencję organizmów bentonicznych, a także działalność organizmów ryjących i zachowanie ich kanałów. Najprawdopodobniej był to odmorski skraj łachy oolitowej. Amonity występują liczniej w najwyższej części ogniwa, wskazując na poziom Hypselocyclum (Kutek 1968).

W stropie ogniwa oolitu górnego rozwinięte jest, wspomniane już powyżej, twarde dno o ponadregionalnym rozprzestrzenieniu. Ponad nim występuje bardzo charakterystyczny osad utworzony z jednej lub kilku warstw onkolitów, o miąższości od kilkunastu cm (profil Małogoszcza) do 3 metrów. Prześledzony on był (Kutek 1968) od Przedborza do Gołuchowa, czyli na całym obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. I wyróżniony jako horyzont onkolitowy. Horyzont onkolitowy tworzył się na rozległej płyciźnie o ujednoliconych warunkach hydromechanicznych (Kutek 1968),

Ogniwo oolitowo-płytowe jest okre-

śleniem nieco mylącym, gdyż jego dolna część tworza margle z cienkimi i rzadkimi ławicami wapieni pelitowych. W odróżnieniu od wkładek marglistych w niższej części wapieni kredowatych czy najniższego poziomu marglistego, w marglach tych stwierdzono w profilu pobliskiej Góry Skórkowskiej (Alexandrowicz, Barwicz-Piskorz 1974) obecność bogatej mikrofauny otwornic, a także sporadycznie małżoraczki, holothurie, małże, koprolity i drobne ślimaki. Ku górze ogniwa wzrasta miąższość i liczba ławic wapieni pelitowych, pojawiają się także ławice wapieni ziarnistych utworzone z ooidów, bioklastów, rzadziej onkoidów, a miejscami z wtrąceniami muszlowców z Actinostreon i Exogyra. Część ławic zawiera liczne kanały Thalassinoides. Nierzadko kanały występujące w wapieniach pelitowych wypełnione są ooidami. W środkowej części ogniwa i w jego stropie stwierdzono wyraźne twarde dna o lokalnym zasięgu.

Wyżej występuje zespół ciemnych margli o miąższości około 12 m, ponad którymi pojawiają się cienkopłytkowe, sublitograficzne wapienie z przeławiceniami margli, o łącznej miąższości około 10 m. Znaleziska skamieniałości należą tu do rzadkości. Z tego ogniwa pochodzi ekstremalnie rzadko znajdowany "trylobitopodobny" izopod, którego nowy gatunek Cyclosphaeroma malagostianum opisał niedawno A. Radwański (1995). W najwyższych kilkunastu centymetrach ogniwa występuje cienki pakiet drobnolaminowanych wapieni ze strukturami fenestralnymi, bardzo podobnych do obserwowanych w ob-

## Jurassica IX

rębie ogniwa podścielających wapieni pelitowych w profilu Bukowa. Opisane utwory odpowiadają łącznie ogniwu wapieni płytkowych i iłów podścielających (Kutek 1968).

W stropie ogniwa występuje ponieciągłości wierzchnia wyrażona twardym dnem śledzonym na dystansie 60 km (Kaźmierczak & Pszczółkowski 1968) i oddzielająca formację oolitową od formacji muszlowcowej. Powierzchnia nieciągłości obserwowana jest na dużym obszarze płytkowodnej platformy weglanowej wschodniej Polski (por. Seilacher i in. 1985, Gutowski 1998), a jednocześnie jest synchroniczna z wydarzeniami występującymi powszechnie w prowincji submedyterańskiej (Atrops 1982). Polegają one ważnej przemianie w świecie faun amonitowych: amonity z rodzajów Ataxioceras i Ardescia zastapione zostają amonitami z rodzajów Garnierisphinctes i Crussolicera. Powszechność tego wydarzenia wiązana jest ze znaczącym wzrostem poziomu morza (Atrops & Ferry, 1989). Wydarzenie to lokalizowane jest w horyzoncie semistratum poziomu Hypselocyclum (Atrops 1982). Odpowiada ono dokładnie pojawieniu się w profilu Małogoszcza gruboławicowych wapieni z drobnym detrytusem muszlowym oraz z licznymi ośrodkami małżów ryjących, należących już do ogniwa muszlowców skorkowskich. W najniższej części tych wapieni 60 cm ponad ich spagiem znaleziono bowiem amonita z rodzaju Crussoliceras, a wyżej w muszlowcach występują jeszcze amonity z rodzaju Ataxioceras. Zazębianie się zasięgów tych rodzajów

przypada na horyzont semistriatum podpoziomu Lothari w wyższej części poziomu Hypselocyclum.

Formacja muszlowcowa obejmuje niemal 70 metrową część profilu i ogniwa muszlowców skorkowskich i górnych wapieni płytowych.

Ogniwo muszlowców skorkowskich w profilu Małogoszcza ma miąższość 25,5 m i jest wyraźnie zróżnicowane. Najniższe 7 m stanowią gruboławicowe, słabo zwięzłe, organodetryczne wapienie z licznymi małżami. Tego typu wapienie określane są (Kutek 1969), jako "graby". Liczny zestaw małżów stanowią: głębokozagrzebująca się Pholadomya protei zachowana często w pozycji przyżyciowej, a także epifaunalne małże Actinostreon, Liostrea, Isognomon. Trichites, Stegoconcha, Graby występują również w górnej części ogniwa. Nad dolnymi grabami występują bardzo charakterystyczne muszlowce aktinostreonowe (wcześniej nazywane lofowymi, a nieco później alektrioniowymi) o miąższości 2,6 m. Masowo występuje w nich małż ostrygowaty Actinostreon gregareum. Na jego przykładzie można obserwować szereg jego przystosowań do zmieniających się warunków tempa sedymentacji i stopnia zwięzłości osadu dennego (Seilacher i in. 1985, Machalski 1998). Same muszlowce aktinostreonowe Małogoszcza reprezentują efekt utrzymującego się przez dłuższy okres czasu przemywania osadów typu grab takich, jakie występują w spągu muszlowców aktinostreonowych. Świadczy o tym bezpośrednio współwystępowanie w muszlowcach infaunalnych małżów w tym głębokogrzebiących foladomyj, a pośrednio profil niedalekiego Gruszczyna, gdzie ławice muszlowców aktinostreonowych kilkakrotnie przeławicają się z grabami (por. Seilacher i in. 1985 Fig. 4). Zdaniem Machalskiego (1998) muszlowce aktinostreonowe tworzyły się przy przewadze dynamicznego omijania dna przez osad.

Muszlowce aktinostreonowe oddzielone są od wyżej leżących onkolitów ostrą powierzchnią, która w niektórych profilach w południowo-zachodnim obrzeżeniu ma charakter twardego dna.

Najwyższą część ogniwa muszlowców skorkowskich tworzą muszlowce zdominowane przez niewielką ostrygę Nanogyra virgula. Na pograniczu muszlowców aktinostreonowych i muszlowców nanogyrowych występuje 2 metrowy pakiet z licznymi onkolitami. Zdaniem M. Machalskiego (1993) nanogyry przywiązane są do głębszych środowisk. Znajduje to potwierdzenie w stosunkowo licznych znaleziskach amonitów w wyższych częściach muszlowców skorkowskich. Występujące tu amonity wskazują na poziom Divisum, zwłaszcza na górną jego część (Kutek 1968, 1994).

Ogniwo górnych wapieni płytowych tworzą pelitowe wapienie płytowe przeławicające się z marglami i iłami marglistymi o miąższości 42 m. Wśród wapieni zdarzają się ławice muszlowców nanogyrowych oraz sporadycznie grabów. Zdaniem M. Machalskiego (1993) prawie całkowity zanik obecności skorupowych organizmów bentonicznych, przy obecności tylko kanałów organizmów ryjących może wskazywać na dysaerobowe warunki na dnie.

Obecne tu niezbyt liczne amonity wskazują przede wszystkim na górną część poziomu Divisum, lecz pojedynczy amonit pochodzący prawdopodobnie z górnej części wapieni płytowych (Kutek 1968) wskazuje już na poziom Mutabilis kimerydu górnego.

Najmłodsze utwory wykształcone są jako ciemne margle i podrzędnie margliste wapienie, w których rzadko pojawiają się ławice muszlowców nanogyrowych. Utwory te, których miąższość sięga 50 m, odpowiadają ogniwu iłów stropowych (Kutek 1968). W górnej części tego zespołu pojawia się kilka kilkudziesięciocentymetrowych ławic muszlowców zawierających małże z rodzajów Gervillia, Trigonia, gruboskorupowe ostrygi, ramienionogi i ślimaki, a nawet ławica wapieni oolitowych. Muszlowcowo-oolitowe utwory z wyższej części iłów stropowych, zaznaczające swą obecność w wielu profilach południowo-zachodniego obrzeżenia (Pszczółkowski 1970), wskazują na zaznaczające się tendencje regresywne. Opinia ta zgodna jest z opinią J. Kutka (1994), który wskazuje na regresywny charakter wyższej części wyróżnionej przez siebie allostratygraficznej jednostki LUK obejmującej przedział od najwyższej części poziomu Hypselocyclum po środek poziomu Eudoxus.

Amonity Orthaspidoceras schilleri i Aulacostephanoides sp. pochodzące z wyższej części iłów stropowych wskazują na najwyższą część poziomu Mutabilis (Matyja, Wierzbowski 2006b).

## Uwagi końcowe

Obserwowany ponad 400 metrowy profil utworów górnej jury prezentuje historię instalacji i zatopienia platformy węglanowej wschodniej Polski. Obszar południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich stanowił południowo-zachodnią część tej platformy. W kierunku południowym krawędź platformy znajdowała się 20-40 km od odwiedzanych profilów (Matyja 2009). W kierunku zachodnim jej erozyjna granica ukrywa się pod utworami kredy synklinorium miechowskiego. Na obszarze Jury Polskiej mamy jej forpocztę w postaci wapieni koralowcowych lokujących się na szczytach zespołów biohermalnych Julianki i Kroczyc (por. Matyja, Wierzbowski 2004). Dalej ku północnemu zachodowi, w okolicach Kiełczygłowa położonego 47 km na NNW od Częstochowy, obecność platformy ograniczona jest tylko do poziomu Hypselocyclum, a 27 km dalej w tym samym kierunku, w rejonie Nowej Wsi koło Burzenina, śladów platformy brak (Wierzbowski i in. 1983).

W następstwie utworów górnej jury platforma ta kończy jeden z ponadregionalnych cykli transgresywno-regresywnych rozpoczęty skondensowanymi osadami zawartymi w przedziale od górnej części dolnego keloweju do najniższego dolnego oksfordu i oksfordzkimi utworami megafacji gąbkowej. Wkroczenie płytkowodnej platformy na obszar południowo-zachodniego obrzeżenia poprzedzone jest sedymentacją wapieni mikrytowych (formacja wapieni siedleckich) o miąższości 470 metrów (Fig. 5). Można przypuszczać, że część odpowiedzialności za taką miąższość ponosi przestrzeń akomodacyjna jaka zaistniała przy końcu sedymentacji uławiconych wapieni gąbkowych, czyli we wczesnej dobie Bimammatum (Matyja 1977). Wkroczenie płytkowodnej platformy węglanowej musiało zostać poprzedzone wypełnieniem tej przestrzeni.

Generalne następstwo osadów w obrębie platformy węglanowej ewoluuje od nieco głębszych środowisk organogenicznych wapieni koralowcowo--dicerasowo-nerineowych do płytkich środowisk sedymentacji oolitów. Na ten generalny trend nakładają się niższego rzędu (krótkotrwałe) zmiany batymetrii zbiornika rejestrowane z jednej strony np. przez zespoły margliste w formacji wapieni kredowatych czy laminowane wapienie ze strukturami fenestralnymi i pozbawione skamieniałości, a przywiązane do skrajnie płytkich środowisk, przeławicające się z drugiej strony z pakietami warstw reprezentującymi pełnomorskie warunki i niedynamiczne środowisko sedymentacji.

Formacja muszlowcowa rejestruje wydarzenia po zatopieniu platformy węglanowej (Matyja 1985). Moment zatopienia platformy węglanowej wschodniej Polski jest w świetle danych biostratygraficznych izochroniczny, przypada na późną dobę Hypselocyclum (Kutek 1968, 1994, Gutowski 1998) i wiąże się z rejestrowanym na szerszym obszarze Europy podniesieniem poziomu morza (Atrops & Ferry, 1989, Jacquin i in. 1998) i rozpoczęciem następnego cyklu transgresywno--regresywnego (Kutek 1994).



Fig 5. Miąższości utworów węglanowych (niebieskie) i substancji nierozpuszczalnych (brązowe) dla poszczególnych poziomów oksfordu i kimerydu na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

## Literatura

- Ahr W.M. 2008. Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks. John Wiley & Sons, Inc.
- Alexandrowicz S.W., Barwicz-Piskorz W. 1974. Profile stratygraficzne górnej jury w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Część III – Góra Bukowa w Skórkowie koło Małogoszczy. Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, Geologia, 19:71-86.
- Atrops F. 1982. La sous -familie des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du sud-est de la France; systématique, évolution, chronostratigraphie des genres Orthosphinctes et Ataxioceras. Documents des Laboratoires de Géologie Lyon, 83, 1-463.
- Atrops F., Ferry S. 1989. Sequence stratigraphy and changes in the ammonite fauna (Upper Jurassic SE France). *W: 2eme Congres Français de Sédimentologie, Mesozoic Eustasy Record on Western Tethyan Margin, Lyon:* 7-9.
- Barski M., Matyja B.A. 2008. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. *W*: M. Krobicki (red.). Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karptach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza. *Kwartalnik AGH Geologia*, 34 (3/1): 163-164.
- Dembicz K., Praszkier T. 2003. Starygrafia, mikrofacje i środowisko sedymentacji osadów keloweju w profilu Włodowic koło Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, I: 35-48.
- Dembowska J. 1979. Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwartalnik Geologiczny*, 23,3: 617-630.
- Gutowski J. 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the north-eastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Geological Quarterly*, 42, 1:59-72.
- Gutowski J., Wierzbowski A., Złonkiewicz Z. 2006. Bukowa, large limestone quarry (Upper Oxfordian-lowermost Kimmeridgian). In: Wierzbowski A. *i in*. (Eds.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*. Field trip guidebook. 7th International Congress on the Jurassic System, 6-18 September 2006, Kraków, Poland: 188-190.
- Immenhauser A. 2009. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record. *Earth-Science Reviews*, 96: 107-139.

- Jacquin T., Dardeau G., Durlet Ch., de Graciansky P-Ch., Hantzpergue P. 1998. The Noth Sea cycle: an overview of 2nd –order Transgressive/regressive facies cycles in Western Europe. *SEPM Special Publication*, 60:446-466.
- Kaźmierczak J., Pszczółkowski A. 1968. Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świetokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 18, 3: 587-612
- Kutek J. 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świetokrzyskich. Część I - Stratygrafia. Acta Geologica Polonica, 18, 3: 493-586.
- Kutek J. 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świetokrzyskich. Część I - Paleogeografia. *Acta Geologica Polonica*, 19,2:221-321.
- Kutek J. 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44, 3-4: 168-221.
- Kutek J., Matyja B.A., Radwański A. & Wierzbowski A. 1992. Large quarry of cement works at Małogoszcz; Kimmeridgian. W: Oxfordian & Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting. Guide Book and Abstracts: 30-34. Warszawa.
- Kutek J., Radwański A. 1965. Upper Jurassic onkolites of the Holy Cross Mts. (Central Poland). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. et Géogr.*, 13, 2: 155-160.
- Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A. 2005.Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216: 53-72.
- Lewandowski M., Aubrecht R. Krobicki M., Matyja B.A., Rehakova D., Schlogl J., Sidorczuk M., Wierzbowski A. 2006. Palaeomagnetism of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): evidence for low-latitude origin and palaeogeographic dispersion of the Upper Jurassic carbonates. *Volumina Jurassica*, IV: 56-58.
- Machalski M. 1993. Ławice ostrygowe kimerydu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Rozprawa doktorska. Instytut Paleobiologii PAN. Warszawa.
- Machalski M. 1998. Oyster life positions and shell beds from the Upper Jurassic. Acta Geologica Polonica, 43, 4: 609-634.
- Matyja B.A., 1977. The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 27, 1: 41-64.
- Matyja B.A. 1985. Jurassic. In: Bełka Z., Matyja B.A. & Radwański A. ed. *Field-guide of the geological excursion to Poland*. 65-70. Institute of Geology University of Warsaw.
- Matyja B.A. 2009. Development of the Mid-Polish Trough *versus* Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, 53,1: 49-62.
- Matyja B.A., Barski M. 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Tomy Jurajskie*, IV: 39-50.
- Matyja B.A., Pisera A. 1991. Late Jurassic European sponge megafacies: general perspective. 3rd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Poitiers, France. Abstracts vol.: 81-81.
- Matyja B.A., Wierzbowski A. 2004. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne utorów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. W: Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, 1: 13-18. Ojców.

- Matyja B.A., Wierzbowski A. 2006a. The oceanic "Metis Geotectonic Event" (Callovian/ Oxfordian) and its implications for the peri-Tethyan area of Poland. *Volumina Jurassica*, IV: 60-61.
- Matyja B.A., Wierzbowski A. 2006b. Field trip B2 Open shelf facies of the Polish Jura Chain. In: Wierzbowski A i in. (Eds.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians*. Field trip guidebook. 7th International Congress on the Jurassic System, 6-18 September 2006, Kraków , Poland: 198-204.
- Matyja B.A., Wierzbowski A. 2006c. Małogoszcz, large quarry of cement works (Lower and lowermost Upper Kimmeridgian): Stratigraphy and facies development. In: Wierzbowski i in.(Eds.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakien Carpathians*. Field trip guidebook. 7th International Congress on the Jurassic System, 6-18 September 2006, Kraków, Poland: 192-194.
- Matyja B.A., Gutowski J., Wierzbowski A. 1989. The open shelf carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies and ecological implications. *Acta Geologica Polonica*, 39, 1-4: 29-48.
- Michalik J., Sotak J. Lower Cretaceous shallow marine buildups in the Western Carpathians and their relationship to pelagic facies. *Cretaceous Research*, 11,3:211-227.
- Niemczycka T. 1976. Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim. Acta geologica Polonica, 26,4: 485-501.
- Pszczółkowski A. 1970. Zastosowanie zdjęć lotniczych do badania utworów kimerydu południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 20, 2: 337-363.
- Radwański A. 1995. A unique, "trilobite-like" fossil the isopod *Cyclosphaeroma malagostianum* sp.n. from the Lower Kimmeridgian of the holy Cross Mountains, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 45, 1-2: 9-25.
- Radwański A. 2003. Wapienie pasiaste dolnego kimerydu Gór Świętokrzyskich: przykłady prolapsji, diastazy, oraz systemy nor piętrowych. *Tomy Jurajskie*, 1: 71-76.
- Roniewicz E. Jurajskie korale w Polsce. Tomy Jurajskie, II: 83-97
- Roniewicz E., Roniewicz P. 1971. Upper jurassic coral assemblages of the Central Polish Uplands *Acta Geologica Polonica*, 21, 3: 399-423.
- Seilacher A., Matyja B.A., Wierzbowski A. 1985. Oyster beds: morphologic response to changing substrate condition. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1, 421-435.
- Urbaniec A., Bobrek L., Świetlik B. 2010. Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 58, 12: 1161-1175.
- Wierzbowski A. Matyja B.A., Ślusarczyk-Radwan D. 1983. Nowe dane o górnej jurze Wyżyny Wieluńskiej i okolic Burzenina oraz jej znaczeniu surowcowym. *Kwartalnik Geologiczny*, 25, 3: 517-533.
- Wilson J.L. 1975. Carbonate facies in geological history. Springer Verlag.
- Ziegler B. 1967. Ammoniten Ökologie am Beispiel der Oberjura. *Geologische Rundschau*, 56: 439-464.

notec																			
T .				F	2.1														
<u> </u>				-										 	 	 			

notec																				
Ť				T (																
				-										 	 	 	 			
																		_		
<u> </u>																		_		

notec																			
T .				F	2.1														
<u> </u>				-										 	 	 			

notec																				
Ť				T (																
				-										 	 	 	 			
																		_		
<u> </u>																		_		