

## LITOSTRATYGRAFIA OSADÓW GÓRNEJ 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 the Outer Carpathians (discussion proposition)

Jan GOLONKA<sup>1</sup>, Zdeněk VAŠÍČEK<sup>2</sup>,  
Petr SKUPIEN<sup>3</sup>, Anna WAŚKOWSKA-OLIWA<sup>1</sup>,  
Michał KROBICKI<sup>1</sup>, Marek CIESZKOWSKI<sup>4</sup>,  
Andrzej ŚLĄCZKA<sup>4</sup> & Tadeusz SŁOMKA<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska;  
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;*

*e-mail: jan\_golonka@yahoo.com, waskowsk@agh.edu.pl,  
krobicki@geol.agh.edu.pl, slomka@geol.agh.edu.pl*

<sup>2</sup>*Institute of Geonics ASCR;*

*Studentská 1768, CZ-708000 Ostrava-Poruba, Czech Republic;*  
*e-mail: zdenek.vasicek@vsb.cz*

<sup>3</sup>*VŠB – Technical University, Institute of Geological Engineering;  
17. listopadu, 708 33 Ostrava-Poruba, Czech Republic;*  
*e-mail: petr.skupien@vsb.cz*

<sup>4</sup>*Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych;  
ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;*  
*e-mail: slaczka@ing.uj.edu.pl, mark@ing.uj.edu.pl*

**Treść:** Górnojurajsko-dolnokredowe utwory wchodzą obecnie w skład płaszczowin zewnętrzno-karpackich: magurskiej, śląskiej i podśląsko-żdanicko-waschbergskiej oraz znane są z olistolitów występujących w osadach różnych jednostek Karpat zewnętrznych. Autorzy podjęli próbę usystematyzowania jednostek litostratigraficznych według ich występowania w pierwotnych basenach i innych obszarach sedymentacyjnych. Basen magurski uformował się w jurze środkowej, a seweryńsko-moldawidzki (protośląski) w późnej jurze i wczesnej kredzie z osadami synryftowymi i postryftowymi. Podśląsko-żdanicki obszar sedymentacyjny uformował się w późnej kredzie, w jurze i wczesnej kredzie wchodził w skład basenu protośląskiego, jako jego część północna. Obszarem źródłowym dla olistolitów były osady północnego skłonu i strefy szelfowej basenu protośląskiego oraz wypiętrzeń śródbasenowych.

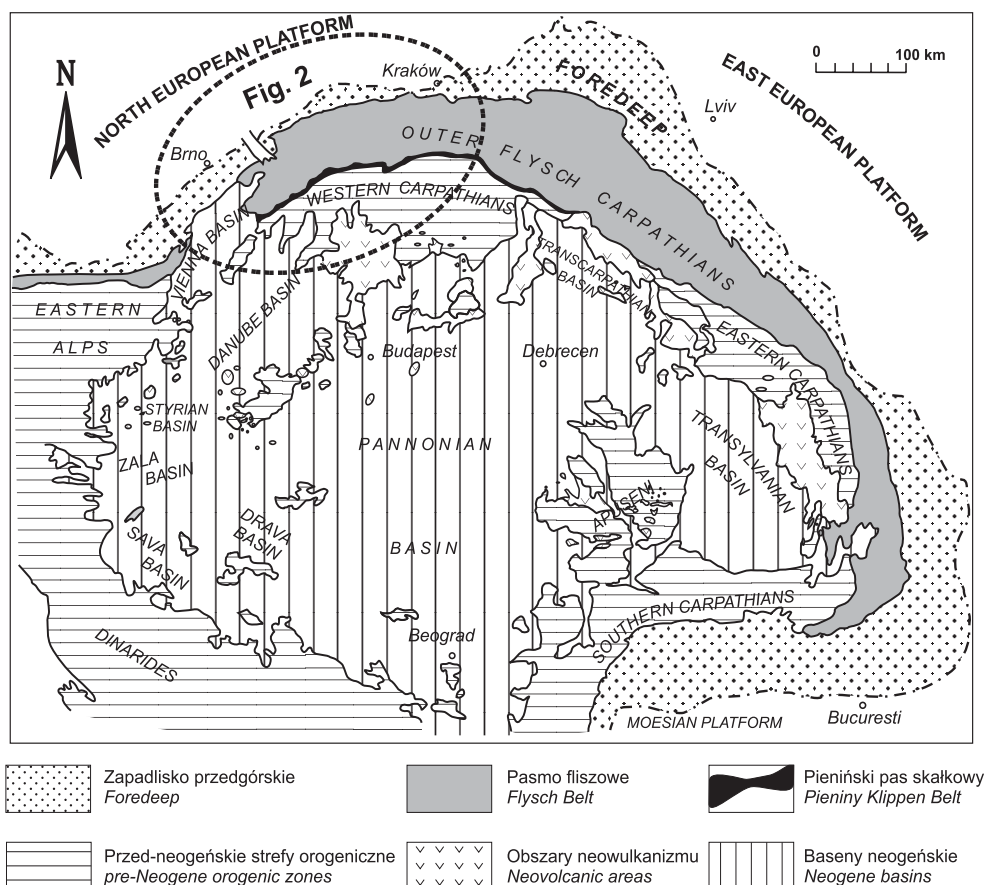
**Słowa kluczowe:** Karpaty zewnętrzne, baseny sedymentacyjne, górna jura, dolna kreda, litostratigrafia

**Abstract:** Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits are part of the Outer Carpathians nappes: Magura, Silesian and Sub-Silesian-Żdanice-Waschberg, and are known in olistholites, which occur within different units of the Outer Carpathians. Authors systematized lithostratigraphical units according to their primary position in sedimentary basins and other sedimentary areas. Magura Basin originated in Middle Jurassic and proto-Silesian Basin in Late Jurassic-Early Cretaceous times together with syn- and post-rift deposits. Sub-Silesian-Żdanice sedimentary area originated in Late Cretaceous, and during Jurassic and Early Cretaceous times was northern part of the proto-Silesian Basin. The source areas for olistholites have been northern slope and shelf of the proto-Silesian Basin and submerged intra-oceanic ridges (cordilleras).

**Key words:** Outer Carpathians, sedimentary basins, Upper Jurassic, Lower Cretaceous, lithostratigraphy

## WSTĘP

Artykuł został opracowany na potrzeby Spotkania Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Jurassica VII”, zorganizowanego we wrześniu 2008 roku, przy współudziale kolegów czeskich z VŠB i Akademii Nauk w Ostrawie. Tematem spotkania były twory górnokredowe i dolnokredowe Moraw, Śląska Cieszyńskiego i Zachodniej Małopolski po obu stronach granicy. Przedmiotem rozważań przedstawionego artykułu jest dyskusyjna propozycja litostratygrafii osadów górnej jury i dolnej kredy zewnętrznych Karpat Zachodnich na terenie Polski i Republiki Czeskiej (Fig. 1, 2). Południową granicę analizowanego obszaru stanowi pieniński pas skałkowy, biegnący mniej więcej wzdłuż szwu oddzielającego płytę północnoeuropejską od terranów wewnątrzkarpackich. Północna granica wiedzie wzdłuż nasunięcia Karpat (Fig. 1, 2).



**Fig. 1.** Mapa Karpat z lokalizacją terenu badań (wg Kováč *et al.* 1998)

**Fig. 1.** Map of the Carpathians with the locality of the investigated area (after Kováč *et al.* 1998)



Pod względem geologicznym teren znajduje się w Zachodnich Karpatach zewnętrznych (fliszowych), na obszarze występowania allochtonicznych płaszczowin zbudowanych głównie z utworów fliszowych (co szczególnie dotyczy górnej kredy i paleogenu), odkorzonych od swego podłoża i nasuniętych na płytę północnoeuropejską. Szczególna uwaga zwrócona zostanie tu na osady basenu protośląskiego (zachodnia część basenu seweryńsko-mołodawidzkiego – *sensu* Ślącza *et al.* 2006, również przedstawiany w literaturze jako basen śląski), wchodzące obecnie w skład płaszczowin śląskiej i podśląsko-żdanickiej. Utwory basenu magurskiego nie będą rozważane szczegółowo.

Przy opisach litostratygraficznych zastosowano do tej pory sformalizowane jednostki litostratygraficzne, znajdujące się w powszechnym użyciu w Polsce, a także w sąsiednich obszarach Republiki Czeskiej i Słowacji. Dotychczas stosowany tradycyjny schemat litostratygraficzny opierał się na porównywaniu charakterystycznych litosomów w obrębie wydzielonych jednostek tektoniczno-strukturalnych, przy czym jednostki te nie odpowiadają ściśle karpaccim basenom sedymentacyjnym, choć częściowo się z nimi pokrywają (zob. Golonka & Waškowska-Oliwa 2007). Baseny karpaccie w ciągu 150 milionów lat ich istnienia przeszły gruntowną ewolucję. Ukształtowały się pierwotnie w jurze, ich konfiguracja zmieniała się w kredzie i paleogenie. Tak więc, celem rozważań jest propozycja systematyki jednostek litostratygraficznych i ich genetyczne przyporządkowanie w nawiązaniu do macierzystych stref sedymentacyjnych (basenów i innych obszarów), wydzielanych na podstawie najnowszych badań paleogeograficznych (Golonka *et al.* 2000, 2003, 2006, 2008). Wydaje się, że tego rodzaju ujęcie lepiej odzwierciedla złożoną historię sedymentacji obszaru badań. Przedstawiamy tę propozycję pod dyskusję Grupy Roboczej Systemu Jurajskiego.

Minęło ponad 170 lat od czasu wprowadzenia przez Puscha pierwszej jednostki litostratygraficznej fliszowych Karpat, jaką był wapień cieszyński. Nazwa ta zachowała swoją aktualność do dzisiaj. Podwaliny pod litostratygrafię tego obszaru wniosły prace prowadzone w XIX wieku przez geologów głównie austriackich – Glockera, Hoheneggera, Paula, Tietzego, Uhliga, a także Waltera i Dunikowskiego (zob. szczegółowe rozważania i spis literatury w Golonka & Waškowska-Oliwa 2007). Hohenegger (1861) m.in. ustalił zarys stratygrafii jednostki śląskiej charakteryzując wydzielania, takie jak: dolne i górne łupki cieszyńskie, warstwy wierzowskie, czy piaskowiec grodziski. W owym czasie Zachodnie Karpaty zewnętrzne znajdowały się w całości w monarchii austro-węgierskiej, a wprowadzane nazwy miały uniwersalny charakter.

Po I Wojnie Światowej powstał nowy podział polityczny obszaru obejmującego Karpaty. Zostały wytyczone granice, a badania nad litostratygrafią Karpat zaczęły toczyć się odrębnymi torami w obrębie nowych państw. Po II Wojnie Światowej kontakty naukowe uległy ograniczeniu, wyjazdy do sąsiednich państw zostały utrudnione. Efektem tego było powstanie odrębnych schematów litostratygraficznych dla lokalnych obszarów, wchodzących w skład tych samych dużych jednostek facjalnych. Nowoczesne nazwy formalne jak: grupa, formacja, czy ogniwo wprowadzono w Polsce jedynie w pienińskim pasie skałkowym (Birkenmajer 1977), w jednostce skolskiej (Kotlarczyk 1978) i częściowo w jednostce magurskiej (Birkenmajer & Oszczytko 1989). W schemacie litostratygraficznym jednostek śląskiej i podśląskiej pozostawiano oryginalne nazwy nieformalne jak warstwy, piaskowce, łupki itd. (zob. Ślącza *et al.* 2006). W tym czasie w Republice Czeskiej uporządkowano nomenklaturę na bazie formalizacji, która mocno zakorzeniła się już w literaturze karpacciej (zob. Picha *et al.* 2006).

Próba ujednoczenia schematów litostratygraficznych dla czeskiej i polskiej części Karpat Zachodnich została podjęta przez Golonkę & Waśkowską-Oliwę (2007). Obecnie pragniemy uczynić dalszy krok w tym kierunku. Jest to szczególnie ważne w czasach, gdy granice utraciły swoje dawne znaczenie, a podróże i kontakty sąsiedzkie są bardzo łatwe.

## LITOSTRATYGRAFIA GÓRNEJ JURY I DOLNEJ KREDY

W późnej jurze i wczesnej kredzie istniały dwa baseny: magurski i protośląski (seweryńsko-mołodawidzki, zob. Ślącza *et al.* 2006, też Golonka *et al.* 2008); ich utwory weszły później w skład fliszowych jednostek tektonicznych Karpat zewnętrznych. Basen magurski był częścią Tetydy alpejskiej (np. Golonka 2004, Golonka *et al.* 2000, 2006, 2008 i literatura tamże), która rozwinęła się jako basen oceaniczny w jurze pomiędzy terranem Alp Wschodnich – Karpat wewnętrznych a platformą północno-europejską. Pozostała część Tetydy alpejskiej oddzielona była od basenu magurskiego grzbietem czorsztyńskim i weszła w okresie późniejszym w skład pienińskiego pasa skałkowego. Basen protośląski (seweryńsko-mołodawidzki) rozwinął się wewnątrz platformy północnoeuropejskiej jako ryft lub basen załukowy. Podłoże basenu jest reprezentowane przez ścięzioną skorupę platformy północnoeuropejskiej, być może również z fragmentami zaczątkowej skorupy oceanicznej. Pokrywa osadowa jest reprezentowana przez szereg sekwencji osadowych należących do jednostek: śląskiej, podśląskiej i żdanińskiej (Ślącza *et al.* 2006), które odsłaniają się współcześnie w Polsce i Czechach. Sekwencje basenowe basenu protośląskiego kończą się na Morawach, podczas gdy sekwencje skłonowe rozciągają się dalej na zachód. Basen protośląski i magurski były od siebie oddzielone grzbietem śląskim.

### Basen magurski

Basen magurski uformował się w jurze środkowej (Birkenmajer 1977, Golonka *et al.* 2006, Ślącza *et al.* 2006) po wypiętrzeniu się grzbietu czorsztyńskiego (bajos) (Krobicki & Wierzbowski 2004) i jego migracji na południe (Lewandowski *et al.* 2005). Grzbiet czorsztyński był wyniesieniem w obrębie megabasenu pienińsko-magurskiego i dzielił go na dwa baseny. Basen południowo-wschodni (basen pienińskiego pasa skałkowego; orientacja grzbietu czorsztyńskiego – patrz Golonka & Krobicki 2001, Grabowski *et al.* 2008) wraz z grzbietem czorsztyńskim tradycyjnie stanowiły domenę pienińskiego pasa skałkowego. Przeważająca część sekwencji obszaru północno-zachodniego (basen magurski) wchodzi obecnie w skład tektonicznej jednostki magurskiej, należącej do Karpat zewnętrznych, jego część południowa (jednostka tektoniczna Grajcarka, czy hulińska) wchodzi w skład pienińskiego pasa skałkowego. Strefa ta została pominięta w niniejszych rozważaniach. Współcześnie pieniński pas skałkowy jest oddzielony od płaszczowiny magurskiej subwertykalnym uskokiem przesuwczym. Jurajsko-wczesnokredowy basen magurski znajdował się pomiędzy grzbietem czorsztyńskim a grzbietem śląskim, który był obszarem wyniesionym i stanowił fragment platformy północnoeuropejskiej. W jurze i wczesnej kredzie sedymentacja w basenie magurskim odzwierciedlała postryftowy etap rozwoju.

Na Morawach w Republice Czeskiej strefa facjalna basenowa jest reprezentowana przez **formację rajnochowicką** (Tab. 1) (Picha *et al.* 2006), wcześniej opisywana jako flisz Gault

(Švábenická *et al.* 1997). Formacja ta jest znana z częściowej płaszczowiny raczańskiej (Rača) należącej do grupy płaszczowin magurskich. Nazwa formacji pochodzi od miasteczka Rajnochovice w górach Hostýnské vrchy. Stratotyp jest odsłonięty w brzegach rzeki Juhyně. Według Švábenická *et al.* (1997), ciemnoszare osady fliszowe tej formacji należą do przedziału wiekowego od hoterywu do cenomanu. **Formacja z Hluka** została początkowo wyróżniona jako ogniwo przez Paula (1890). Nazwa pochodzi od miejscowości Hluka w częściowej płaszczowinie białokarpackiej należącej do grupy płaszczowin magurskich na Morawach i na Słowacji. Jest to flisz węglanowy z białawymi marglistymi piaskowcami przechodzącymi w piaszczyste margle (wapienie) oraz z czarnymi i zielonoszarymi iłowcami. Margle są zwykle plamiste (chondrytyczne). Miąższość formacji, zweryfikowana wierceniami, wynosi ponad 120 m. Švábenická *et al.* (1997) określili jej wiek na podstawie otwornic, nanoplanktonu, radiolarii i dinocyst. Niższa część należy do hoterywu-barremu, być może aptu, wyższa do górnego albu i cenomanu. Stosunek wyróżnianej przez Oszczytko *et al.* (2005) w płaszczowinie magurskiej **formacji z Jasienia** obejmującej zielone i czarne łupki wieku alb–cenoman, a także ciemnozielonych łupków radiolariowych formacji hulińskiej zaliczanych do cenomanu, do formacji rajnochowickiej i formacji z Hluka nie jest całkiem jasny. Być może formacja z Jasienia odpowiada wyższej części formacji rajnochowickiej. Jeśli za formację rajnochowicką uznać utwory z wiercenia Jarošov 1 (Hanzlíková 1985), to litofacjalnie odpowiada to wyższej części formacji z Jasienia. Porównując osady w rdzeniach z otworów Obidowa IG-1 i Jarošov 1, można zauważyć, że w obu przypadkach zielone łupki plamiste (zbioturbowane) miały cenomański wiek. W formacji z Jasienia w Koninkach koło Mszany Dolnej w kongrekcjach manganowych stwierdzone były radiolarie późnego cenomanu (wzmianka w Burtan *et al.* 1992). Burtan utwory albu–cenomanu tej formacji porównywała do warstw lgockich basenu śląskiego (Burtan *et al.* 1976, 1992, Burtan & Łydko 1978). W Pólrzeczkach koło Mszany Dolnej pod zielonymi łupkami są „czarne” łupki, prawdopodobnie alb, z pojedynczymi wkładkami piaskowców, w których stwierdzono okruchy urgonu (Burtan *et al.* 1984).

Na południowym skłonie i szelfie platformy północnoeuropejskiej oraz grzbietu śląskiego ograniczających od północy basen magurski rozwijały się utwory głównie węglanowe znane z licznych egzotyków i olistolitów znajdujących w sekwencjach allochtonicznych płaszczowiny magurskiej i jednostki Waschberga (Tab. 1).

Profil stratotypowy **formacji wapieni kurowickich** znajduje się w miejscowości Kurovice koło Tlumačova na Morawach (około 10 km na południowy wschód od miasta Kroměříž), gdzie znajduje się skałka olistolitowa na granicy nasuniętych na siebie płaszczowin magurskiej i ždanickéj (Benešová *et al.* 1968). Wapienie te zostały po raz pierwszy opisane przez Glockera (1841), który przypisał im wiek jurajski. Są to głównie mikrytowe wapienie jasnoszare, średnio- i cienkoławicowe (Eliš *et al.* 1996, Švábenická *et al.* 1997). Ich miąższość dochodzi do 160 m. Na podstawie aptychów i tintinidów ich wiek został określony na ?oksford–wczesny berias (Vašíček & Reháková 1994). Przykryte są one utworami **formacji margli z Tlumačova** (Vašíček & Reháková 1994, Švábenická *et al.* 1997, Picha *et al.* 2006). Nazwa została po raz pierwszy wprowadzona przez Eliáša i Eliášovą (w Andrusov & Samuel 1985). Jest to kompleks miąższości około 60 m złożony z cienko- i średnioławicowych wapieni i margli. Są to utwory pelagiczne i osady typu kalcyturbidytów. Turbidyty wapienne mogą być korelowane z utworami formacji wapieni cieszyńskich basenu protośląskiego. Wiek formacji z Tlumačova został określony na berias–dolny walanżyn (Vašíček & Reháková 1994).

**Tabela (Table) 1**

Górnojurajsko-dolnokredowa litostratygrafia skłonu i podnóża skłonu basenu magurskiego

*Upper Jurassic–Lower Cretaceous lithostratigraphy of the slope and continental rise of the Magura Basin*

		<b>Skłon i podnóża skłonu basenu magurskiego</b> <i>Slope and base of slope of the Magura Basin</i>	
		<b>Strefa waschbergska</b> <i>Waschberg zone</i>	<b>Jednostki:</b> <i>raczańska, bystrzycka i białokarpcka</i> <b>Units:</b> <i>Rača, Bystrica and Biely Karpaty</i>
<b>KREDA / CRETACEOUS</b>	Alb <i>Albian</i>		formacja z Jasienia <i>Jasien Fm.</i>
	Apt <i>Aptian</i>		formacja z Hluka <i>Hluk Fm.</i>
	Barem <i>Barremian</i>		formacja rajnochowicka <i>Rajnochovice Fm.</i>
	Hoteryw <i>Hauterivian</i>		
	Walanżyn <i>Valanginian</i>		?
	Berias <i>Berriasian</i>	formacja z Ernstbrunn <i>Ernstbrunn Fm.</i>	formacja margli z Tlumačova <i>Tlumačov Marl Fm.</i>
<b>JURA / JURASSIC</b>	Tyton <i>Tithonian</i>		formacja wapieni kurowickich <i>Kurovice Limestone Fm.</i>
	Kimeryd <i>Kimmeridgian</i>	formacja kłentnicka <i>Klentnice Fm.</i>	
	Oksford <i>Oxfordian</i>		
	Kelowej <i>Callovian</i>	?	?
	Baton <i>Bathonian</i>		

Dalej na południowy zachód utwory węglanowe górnej jury i dolnej kredy szelfu i skłonu platformy północnoeuropejskiej znane są z olistolitów z jednostki waschbergskiej w Austrii i Republice Czeskiej. Najstarsze utwory należą do **formacji kłentnickiej**. Po raz pierwszy formacja ta została opisana przez Abła (1899), który nadał jej nazwę od miejscowości Klentnice w Pawłowskich Wzgórzach (Pavlovské Kopce) w południowych Morawach. Są to ciemnoszare margle i łupki wapienste z drobnziarnistymi wapieniami, których udział ilościowy

rośnie ku górze (Picha *et al.* 2006). Miąższość kompleksu dochodzi do 200 m. Hanzlíková (1965) stwierdziła wiek oksford–wczesny tyton na podstawie otwornic. Zeiss (1977) określił na podstawie amonitów wiek wczesnotytoński, zaś Eliáš (1992) na podstawie istniejących danych wysunął przypuszczenie, że wiek formacji rozciąga się od oksfordu po dolną część późnego tytonu.

Ku górze formacja klentnicka przechodzi w **formację wapieni z Ernstbrunn**, która to nazwa pochodzi od miejscowości w Austrii. Řehánek (1987) stwierdził wiek środkowo- i późnotytoński wapieni z Ernstbrunn występujących na terytorium Moraw. Moshhammer & Schlaginweit (1999) przypuszczali, na podstawie otwornic bentonicznych i glonów (z Dasycladaceae), że sedymentacja wapieni trwała do wczesnej kredy (wczesny/środkowy berias). Zeiss (2001), na podstawie opracowania taksonomicznego amonitów z lokalizacji stratotypowej w Ernstbrunn, stwierdził wiek późno-środkowotytoński po niższą część późnego tytonu. Dolna część formacji zdominowana jest przez zbrekcjowane organodetrytyczne wapienie z ilastym tłem i większymi kilkumetrowymi blokami wapieni. Facja ta reprezentuje talus platformy węglanowej (Picha *et al.* 2006). Górną część formacji tworzą gruboławicowe, częściowo zdolomityzowane kalkarenity, miejscami oolityczne, a rzadziej wapienie mikrytowe. Utwory te powstawały w płytszych częściach platformy węglanowej. Miąższość formacji wapieni z Ernstbrunn wynosi około 120 m.

### Basen seweryńsko-mołodawidzki

Basen seweryńsko-mołodawidzki lub protośląski (Ślącza *et al.* 2006, osady w nim utworzone określane są też jako grupa średnia, Książkiewicz 1977 i bibliografia tamże) wykształcił się w późnej jurze i wczesnej kredzie jako jednolity basen o przebiegu NW-SE. Oddzielony był wtedy od istniejącego już basenu magurskiego grzbietem śląskim, w późnej kredzie podzielił się na szereg mniejszych basenów, z których największy był basen śląski (jednostka śląska). W literaturze czeskiej facje basenowe określane są utworami strefy facjalnej godulskiej (*Godula Development* – lub podjednostka – zob. Picha *et al.* 2006 i literatura tamże).

Najstarszymi osadami (Tab. 2) reprezentującymi synryftowy etap basenu są – utwory **formacji wędryńskiej** (Vendryně) (Eliáš *et al.* 2003, Picha *et al.* 2006) występujące w rejonie miast Frýdek, Cieszyn i Trzyńec w Republice Czeskiej, a w okolicach Cieszyna, Goleszowa, Wapienicy, Żywca i Bielska-Białej w Polsce. Są typowe wyłącznie dla strukturalnej jednostki śląskiej. Profil stratotypowy formacji znajduje się w naturalnym odsłonięciu w brzegu Olzy w miejscowości Wędrynia (czeska nazwa Vendryně) koło Trzyńca, blisko ujścia potoku Wędryńka do Olzy. Utwory te znane są w Polsce jako łupki cieszyńskie dolne (np. Ślącza *et al.* 2006 i literatura tamże). Rozwinięte są w postaci ciemnoszarych, brunatnych lub prawie czarnych grubołuźliwych łupków marglistych z podrzędnymi wkładkami pelitycznych lub detrytycznych wapieni cienko- i średnioławicowych. Miejscami utwory te stanowią sedymentacyjną brekcję łupkową (łupkowe *debris flow*). W stropowej części formacji znajduje się horyzont ropicki zawierający liczne egzotyki i olistolity wapieni (Menčík *et al.* 1983). Wiek formacji określa się w literaturze polskiej na kimeryd – tyton (np. Ślącza *et al.* 2006 i literatura tamże). Na terenie Czech udokumentowano wiek oksford do późnego tytonu (Menčík *et al.* 1983), miejscami nie jest wykluczony nawet wczesny berias (Skupien 2003a). Miąższość formacji wynosi około 300 m (Golonka & Waškowska-Oliwa 2007).



Tabela (Table) 2

Górniojursko-dolnokredowa litostratygrafia basenów seweryńsko-moldawickiego i bachowickiego  
*Upper Jurassic–Lower Cretaceous lithostratigraphy of the Severinic–Moldavitic and Bachowice basins*

KREDA /CRETACEOUS		Basen bachowicki Bachowice Basin			Basen seweryńsko-moldawicki (protośląski) Severin-Moldavitic Basin (proto-Silesian)		
Alb Albian			Strefa facjalna Baška – Inwald Baška – Inwald facies zone	Strefa facjalna Keiĉ Keiĉ facies zone	Strefa facjalna godulska Godula facies zone		
Apt Aptian		formacja z Baški Baška Formation	formacja jaseńnicka Jasenice Formation	og. rogowców mikuszowickich Mikuszowice Chert Mbr	formacja Igocka Lholy Formation		
Barrem Barremian		og. z Chlebowic (fm. grodziska ?)	formacja wierzowska Verovice Formation	formacja wierzowska Verovice Formation	formacja wierzowska Verovice Formation		
Holterw Heauterivian		Chlebovice Member (Hradište Fm. ?)	formacja grodziska Hradište Formation	formacja grodziska Hradište Formation	og. piaskowców z Piechówki Piechówka Sandstone Member		
Walanżyn Valanginian		formacja z Planawy Plaňava Fm.		og. lupków z Cisownicy Cisownica Shale Member	?		
Berias Berriasian		fm. wap. koprzywickiego Koprzywnice Lst. Fm.					
		formacja z Gloriet Gloriet Formation					
		fm. z Čupka Čupka Fm.					
Tyton Tithonian		formacja wapienia z Bachowic Bachowice Limestone Fm.		?	formacja wapieni cieszyńskich Cieszyn Limestone Formation		
Kimeryd Kimmeridgian		formacja wapienia z Roczyn Roczyny Limestone Fm.					
Oksford Oxfordian		formacja wapienia z Leśnej Leśna Limestone Fm.			formacja wędryńska Vendryně Formation		
Kelowej Callovian		?					
Baton Bathonian							

Powyżej formacji wędryńskiej (Tab. 2) w obrębie jednostki strukturalnej śląskiej występują utwory **formacji wapieni cieszyńskich** (Golonka & Waškowska-Oliwa 2007). Ukazują się one na powierzchni w rejonie miast Frýdek, Cieszyn i Trzyniec w Republice Czeskiej a w okolicach Cieszyna, Goleszowa, Wapienicy, Żywca i Bielska-Białej i Kóz w Polsce. Profil stratotypowy formacji znajduje się w Cieszynie, na górze Zamkowej. W spągowej części wydzielenia dominują wapień pelityczne lub detrytyczne, drobnoziarniste, cienkoławicowe, wyżej wapień detrytyczne średnio- i gruboziarniste, miejscami nawet zlepieńcowate. Wapień są przeławicane łupkami marglistymi, w górnej części zapiaszczonymi ziarnami kwarcu. Wiek ich został określony przez Olszewską (2005) na tyton późny – wczesny walanżyn, na Morawach na późny tyton – wczesny późny walanżyn (Skupien 2003a). Miąższość formacji dochodzi do 200 m (Golonka & Waškowska-Oliwa 2007).

Nad wapieniami cieszyńskimi w obrębie strukturalnych jednostek śląskiej i podśląskiej występują utwory **formacji grodziskiej**. Formacja ta zaproponowana przez Eliáša *et al.* (2003) nazywana była też przez geologów czeskich (zob. Picha *et al.* 2006 i literatura tamże) formacją cieszyńsko-grodziską. Profil stratotypowy formacji cieszyńsko-grodziskiej, który znajduje się we wsi Nova Dedina koło Frydlantu na Morawach (Eliáš *et al.* 2003) może być również zastosowany do formacji grodziskiej. Kompleks osadów pomiędzy formacją wapieni cieszyńskich i formacją wierzowską (według Rotha & Matejki 1953) pomiędzy rzekami Ostravica i Stonavka nie może być obiektywnie podzielony na górne łupki cieszyńskie (Hohenegger 1861), warstwy grodziskie (Uhlig 1888) i warstwy wierzowskie sensu Hohenegger (1861). Z tego powodu została wprowadzona nazwa ogniwo (formacja) cieszyńsko-grodziska. Ta dwuczłonowa nazwa nie spełnia jednak wymogów współczesnej międzynarodowej nomenklatury litostratygraficznej, gdzie zaleca się nazwy jednoczłonowe. Z tego powodu oryginalna nazwa została zmieniona na formację grodziską, bez zmiany charakterystyki litologicznej. Utwory tej formacji są szeroko rozprzestrzenione w rejonie miast Nový Jičín, Frenštát, Frýdek, Cieszyn i Trzyniec w Republice Czeskiej a w okolicach Cieszyna, Goleszowa, Wapienicy, Żywca, Bielska-Białej rejonie Żywca, Kęt, Porąbki, Andrychowa, Wadowic, Harbutowic, Kalwarii i Skawiny-Mogilan w Polsce. W skład formacji wchodzi następujące wydzielenia funkcjonujące w polskiej litostratygrafii (zob. Ślącza *et al.* 2006 i literatura tamże): łupki cieszyńskie górne, warstwy grodziskie i dolna część warstw wierzowskich. Typowe utwory formacji grodziskiej sensu Eliáš *et al.* (2003) wykształcone są w postaci ciemnoszarych marglistych łupków i cienkoławicowych drobnoziarnistych piaskowców z przeławiczeniami wapieni detrytycznych i syderytów. Lokalnie, zwłaszcza we wschodniej części obszaru, występują gruboziarniste piaskowce i zlepienie z egzotykami, których miąższość dochodzi do 150 m. W literaturze polskiej (zob. Ślącza *et al.* 2006 i literatura tamże) funkcjonują jako piaskowce grodziskie. Proponuje się dla nich stworzyć nowe wydzielenie: **ogniwo piaskowców z Piechówki**. Jako profil stratotypowy wskazuje się odsłonięcie w nieczynnym kamieniołomie w przysiółku Piechówka w Żegocinie. Z kolei dla wydzielenia znanego w literaturze polskiej jako górne łupki cieszyńskie proponuje się nazwę **ogniwo łupków z Cisownicy** wieku walanżyn – hoteryw (Szydło 2005, Ślącza *et al.* 2006). Profil stratotypowy znajduje się w prawobrzeżnym dopływie potoku Radoń we wsi Cisownica pomiędzy Goleszowem a Ustroniem w Polsce (Unrug red. 1969). Lokalnie, na przykład w okolicach miasteczka Lanckorona w jednostce podśląskiej, łupki te przechodzą bocznie w cienkoławicowe piaskowce z licznymi spikulami gąbek – dolne warstwy gezowe, wieku hoteryw – apt (Książkiewicz 1951, Golonka

1981, Ślącza & Kaminski 1998). Prawdopodobnie powinno się dla nich stworzyć wydzielenie w randze ogniwa (z Lanckorony?), brak jednak dobrego profilu stratotypowego. Wiek formacji grodziskiej określa się na walanżyn–apt. Miąższość dochodzi do 300 m (Golonka & Waśkowska-Oliwa 2007).

**Formacja wierzowska** (łupki wierzowskie) występuje w rejonie miast Nový Jičín, Frenštát, Frýdek, Trzyniec w Republice Czeskiej, a na terenie Polski w okolicach Cieszyna, Góleszowa, Wapienicy, Żywca, między Bielskiem–Białą a Myślenicami w obrębie strukturalnej jednostki śląskiej, oraz w rejonie Żywca, na północ od Wadowic, w rejonie Kalwarii oraz rejonie Skawiny – Mogilan w obrębie strukturalnej jednostki podśląskiej. Wydzielenie to budują czarne, liściaste łupki ilaste i skrzemionkowane, zawierające ławice i kongrecje sferosyderytów. Wydzielenie „warstwy wierzowskiej” (*Wernsdorfer Schichten*) zostało wprowadzone przez Hoheneggera (1858, 1861) na podstawach biostratygraficznych, czyli fauny amonitowej a nie na podstawie litologii. Nazwa pochodzi od miejscowości Veřovice (Wernsdorf) na Morawach. Matějka & Roth (1949) scharakteryzowali formację wierzowską jako sekwencję czarnych, twardych, często zsylikowanych iłowców redukując jej zasięg. Iłowce nie zawierają makrofauny, ani, z wyjątkiem spirytywanych radiolarij, mikrofauny. Miąższość formacji na Morawach dochodzi do 250 m, w Polsce miąższość dochodzi do 200÷500 m (Golonka 1981). Lokalnie utwory te wykształcone są w postaci czarnych łupków mułowcowych z egzotykami skał krystalicznych i wapiennych. Wiek ich określa się na późny apt (Skupien 2003b).

W basenie protośląskim w albie rozpoczęła się sedymentacja synorogenicznych utworów fliszowych. Łupki formacji wierzowskiej zostały stopniowo zastąpione fliszem **formacji lgockiej** (Picha *et al.* 2006), której osady występują w Beskidzie Morawskim, Śląskim, Małym a także w rejonie Żywca w jednostkach strukturalnych śląskiej i podśląskiej. Formację lgocką reprezentują piaskowce cienkoławicowe, wstęgowane i często krzemionkowe, przeławicane kompleksami ciemnych łupków. Na Morawach formacja lgocka (*Lhoty Formation*) jest reprezentowana przez utwory pelityczne, miejscami fliszoidalne. Formacja ta została niezbyt dokładnie opisana przez Paul & Tietze (1877) jako Ellgoth Schichten w okolicach miejscowości Vyšní Lhoty (*Ellgoth*) i Nýdek. Uhlig (1902) zredefiniował formację jako ciemnoszare, słabowapniste łupkowate iłowce, miejscami z cienkimi warstwami krzemionkowych piaskowców. W najwyższej części wydzielenia miejscami występuje seria niebieskawych rogowców i piaskowców cienkoławicowych z łupkami odpowiadających **rogowcom mikuszowickim** Szajnochy (1884). Do charakterystycznych cech formacji w Czechach Matějka & Roth (1949) dodali fakt, że iłowce są zwykle plamiste, a oprócz ciemnoszarych iłowców bardzo często występują iłowce zielonoszare. Powołując się na fakt, że w latach 60. ostatniego stulecia, stratotyp Paula & Tietzego (1877) w okolicach miejscowości Vyšní Lhoty praktycznie nie istniał, E. Hanzlíková i Z. Roth (w Hanzlíková 1966) wybrali neostratotyp formacji lgockiej znajdujący się w profilu rzeki Jičínki w okolicach miejscowości Veřovice. Profil porównawczy znajduje się w Rzykach koło Andrychowa. W Polsce, w obrębie tej formacji zaznacza się większy udział piaskowców, szczególnie dalej ku wschodowi pojawiają się w niej piaskowce w rejonie miejscowości Rabe i Bystre koło Baligrodu (łuska Bystrego) gruboławicowe piaskowce, a nawet zlepieńce (Ślącza & Kaminski 1998). Lokalnie, w stropowej części warstw lgockich, występują piaskowce złożone z ziaren kwarcu i igieł gąbek o charakterze gezy. Rogowce mikuszowickie stanowią ogniwo w obrębie formacji lgockiej. Profil stratotypowy

Szajnochy (1884) znajduje się w miejscowości Mikuszowice, stanowiącej dziś przedmieście miasta Bielska-Białej. Profil ten nie jest obecnie zbyt dobrze odsłonięty; proponuje się więc neostratotyp w miejscowości Brody w okolicach miejscowości Lanckorona. Wiek formacji określa się na alb – prawdopodobnie dolny cenoman (Hanzlíková 1966, Picha *et al.* 2006, Ślącza *et al.* 2006 i literatura tamże). Miąższość formacji lgockiej dochodzi do 300 m (Golonka & Waškowska-Oliwa 2007).

Na skłonie platformy północnoeuropejskiej, w kierunku basenu śląskiego, rozwijały się utwory głównie węglanowe znane z licznych egzotyków i olistolitów znajdujących w sekwencjach allochtonicznych różnych jednostek strukturalnych Karpat zewnętrznych. Skłon platformy zróżnicował się w późnej jurze w wyniku termicznego podnoszenia, poprzedzającego rozłam, który uformował basen protośląski. Powstało wyniesienie Baška–Inwałd na brzegu basenu protośląskiego oddzielające ten basen od głębszej części platformy znanej jako basen bachowicki (Książkiewicz 1956, Nowak 1973, Olszewska & Wieczorek 2001, Słomka *et al.* 2006). Wyniesienie miało charakter podniesienia brzegowego (*shoulder uplift*). Jego wysokość względna w stosunku do basenowej strefy bachowickiej była stosunkowo nieduża. Niemniej jednak na brzegu basenu protośląskiego w tytonie i wczesnej kredzie rozwijały się utwory płytkowodne o charakterze biohermowo-rafowym, podczas gdy w basenie bachowickim przeważały osady o charakterze pelagicznym (Książkiewicz 1956, Nowak 1973, Olszewska & Wieczorek 2001).

Osady jurajskie basenu Bachowic (Tab. 2) rozpoczynają wapienie krynoidowe znane z Bachowic, z Roczyn koło Andrychowa, a także ze skałki w Leśnej koło Żywca (Książkiewicz 1935a, b, c, 1956, Nowak 1973, Barczyk 1998, Kopik 1998, Kotański 1998, Maliszewska 1998, Nescieruk 1998, Pugaczewska 1998, Olszewska & Wieczorek 2001). Są to wapienie zielonawe i wapienie żółte, czerwone i pstre margliste z fragmentami krynoidów, jeżowców, mszywiolów, muszli małży i ziaren kwarcu. Wiek ich jest określany jako kelowej (wczesny oksford?). Proponuje się wydzielić je w randze **formacji wapienia z Leśnej**. Wyższą pozycję zajmują jasnoszare warstwowane wapienie pelagiczne z warstewkami rogowców, przypominające wapienie rogowcowe facji *Maiolica* z Pienin. Wiek ich jest określany jako oksford–wczesny tyton (Książkiewicz 1935a, b, c, 1956, 1965, Nowak 1973, Olszewska & Wieczorek 2001). Znane są z Roczyn i Targanic koło Wadowic, odpowiadają im pelagiczne wapienie z Bachowic (Książkiewicz 1956). Proponuje się dla nich wprowadzenie wydzielenia **formacja wapieni z Roczyn**. Podobne pelagiczne utwory znane są także z oksfordu przedgórze Karpat (Golonka 1978, Olszewska & Wieczorek 2001). Jasne wapienie margliste oksfordu z licznymi amonitami znane są też z olistolitu pochodzącego z południowego obrzeżenia platformy europejskiej, a znajdujące się obecnie we fliszu jednostki skolskiej Kruhela koło Przemyśla we wschodniej części polskich Karpat (Wójcik 1913, Nowak 1973 i literatura tamże). Również oksfordzkiego wieku są egzotyki i olistolitowe skałki radiolarytów, pochodzące prawdopodobnie z kordyliery śląskiej (Soták & Ožvoldová 1993), a obecnie występujące w jednostce żdanickiej (w obrębie warstw chvalčovskich). Wyższą pozycję zajmują w basenie bachowickim wapienie pelagiczne białe, szare i kremowe, mikrytowe, lub drobnokrystaliczne z amonitami, aptychami i tintinidami (Książkiewicz 1956, Nowak 1973, Olszewska & Wieczorek 2001). Wiek ich określa się jako tyton. Proponuje się dla nich nazwę **formacja wapieni z Bachowic**.

Wyniesienie Baška–Inwałd zaznaczyło się wyraźnie już w tytonie przez występowanie płytkowodnych utworów, które fragmentarycznie były redeponowane do basenu protoślą-

skiego. W karpackiej literaturze czeskiej dla obszaru platformy i skłonu obrzeżających basen przyjęła się nazwa strefa facjalna Baška (*Baška Development* zob. Picha *et al.* 2006 i literatura tamże). Eliáš (1979) dodał trzeci element, mianowicie strefę facjalną Kelč do znanych uprzednio z czeskiej części jednostki śląskiej stref facjalnych godulskiej i Baški (Tab. 2). Strefa ta jest reprezentowana przez osady utworzone w górnej części skłonu basenowego wyniesienia Baški. Sedymentacja w strefie facjalnej Kelč (podjednostka w Picha *et al.* 2006) jest znana od walażynu. W dolnej kredzie sekwencja osadowa jest zbliżona do profilu znanego ze strefy facjalnej godulskiej. Najwyższą część profilu strefy facjalnej Kelč zajmuje **formacja jasenicka**. Formacja ta została zdefiniowana przez Eliáša (1979), nazwa pochodzi od miejscowości Jasenice koło Valašské Meziříčí na Morawach (profil stratotypowy w wierceniu Jasenice-1, 81.6÷151.4 m). Formacja jasenicka rozwija się stopniowo z formacji wierzowskiej. Charakteryzuje się przewagą szarych i zielonych, plamistych łupków z przeławieniami turbidytowych piaskowców, mikrytowych wapieni i z warstwą, miejscami wielometrowej miąższości, ilastych zlepieńców zawierających klasty wapieni sztramberskich. Miąższość formacji wynosi 100÷200 m, wiek określono jako alb (Benešová & Eliáš 1968). Formacja jasenicka odpowiada formacji Igockiej z godulskiej strefy facjalnej.

Sedymentacja w strefie facjalnej Baška (podjednostka), która była zdefiniowana przez Matějka & Roth (1949, 1955), jest ograniczona w swoim występowaniu do względnie małego obszaru Wzgórz Palkovice pomiędzy Frýdek i Nový Jičín. Początkowo sedymentacja była związana z platformą węglanową znajdującą się na wyniesieniu Baška. Osadzał się tam wapień sztramberski. Wapień sztramberski został zdefiniowany przez Hoheneggera (1849), który jednak nie wskazał profilu stratotypowego. Opinie na temat zasięgu wiekowego różnią się w szczegółach. Najczęściej wskazywano na wiek tytoński. Według Houšy (w Houša & Vašíček 2005) sedymentacja wapienia sztramberskiego mogła rozpocząć się w najmłodszym kimerydzie i zakończyć we wczesnym beriasie (podstrefa kalpionelowa Remaniella).

Wapień sztramberski, w formie dużych węglanowych bloków, mniejszych bloków, brekcji i zlepieńców, w swojej klasycznej formie występuje w szeregu lokalizacjach zgrupowanych w najbliższym sąsiedztwie miasta Štramberk. Opinie na temat ułożenia i pozycji tych wapieni w jednostce śląskiej są do dziś kontrowersyjne. Matějka & Roth (1955), Eliášová-Frajová (1962), Houša (1976) i Menčík *et al.* (1983) interpretują węglanowe bloki jako skałki tektoniczne oderwane od platformy węglanowej w czasie nasuwania się płaszczowiny śląskiej. Według Eliáš & Stráník (1963), Eliáš (1979), Eliáš & Eliášová (1984, 1986), większe, jak również mniejsze bloki utworzyły się na skutek dezintegracji platformy i redepozycji wapieni do młodszych osadów u podnóża wyniesienia Baška. Żadna ze wspomnianych teorii nie tłumaczy jednak chaotycznego charakteru osadów zawierających wapień w rejonie Štramberku.

Jak stwierdzili Picha *et al.* (2006), prawda leży gdzieś pośrodku tych obu opinii. Otoczona rafami koralowymi platforma węglanowa Štramberku była źródłem klastyków i rumoszu skalnego. Spływy podmorskie i prądy zawieszinowe przenosiły mniejsze i większe bloki i fragmenty z obrzeżenia krawędzi platformy do przyległego basenu u stóp skłonu. Z drugiej strony w trakcie późniejszego transportu tektonicznego duże fragmenty platformy węglanowej były odrywane od bardziej miękkich, mniej kompetentnych skał usytuowanych na skłonach platformy. W rezultacie powstał melanz, w którym większe bloki platformy węglanowej mają charakter skałek. Mniejsze bloki i rumosz są związane z osadami, które rozwinęły się we wczesnej kredzie i wczesnej późnej kredzie.

Houša (1975, 1990), również Houša w Houša & Vašíček (2005) udowodniali, że po zakończeniu sedymentacji wapieni sztramberskich w rejonie Štramberku sedymentacja wczesnokredowych węglanów trwała nieprzerwanie dalej. Wskazują na to kalpionellidy i amonity. Z tych dolnokredowych węglanów **wapień koprzywnicki** jest najslawniejszy. Suess (1858) opisał go pod nazwą wapienia z Nesseldorf (niemiecka nazwa miejscowości Koprivnice). Profilem stratotypowym jest kamieniołom górny Blücher pomiędzy Štramberkiem i Koprivnicami. Wapień koprzywnicki zawiera, oprócz licznych ramienionogów, późnowalanżyńskie amonity (Houša & Vašíček 2005).

W okresie pomiędzy sedymentacją wapieni sztramberskich i koprzywnickich, osadziły się wapień z Olivetská hora. Później Houša (Houša & Vašíček 2005) zweryfikował wyżej wymienioną jednostkę litostratygraficzną, w jej miejsce tworząc dwie jednostki – **formację z Čupka** i **formację z Gloriet**. Ta pierwsza formacja powstawała w interwale środkowy berias do dolnej części górnego beriasu (zony kalpionellidowe Elliptica do Simplex), zaś formacja z Gloriet od dolnego walanżynu do dolnej części górnego walanżynu (zony amonitowe Pertransiens do Verrucosum). Oprócz tych osadów węglanowych, również inne lokalne dolnokredowe jednostki litostratygraficzne są znane z rejonu Štramberku. Należą do nich między innymi czarnoszare ilowce i mułowce zawierające amonity późnego walanżynu i wczesnego hoterywu (zachowane zwykle jako odlewy pirytowe – Houša & Vašíček 2005). Houša łączy je z nazwą **formacji z Planawy**. Występują tu również inne ciemnoszare osady bez amonitów zaliczane zwykle do albu i cenomanu (Svobodová *et al.* 2002, 2003, 2004).

Znaczącą część tych niewęglanowych osadów w wyższej części dolnej kredy zajmuje **ogniwo z Chlebovic**, czasami zwane zlepieńcem z Chlebovic. Po raz pierwszy ogniwo to zostało opisane przez Hoheneggera (1861). Nazwa pochodzi od gminy Chlebovice koło Frýdka. Wspomniane zlepieńce i piaskowce występują nie tylko w rejonie Štramberku, lecz również w innych stanowiskach jednostki śląskiej. Wśród otoczków, różnej wielkości fragmentów i bloków przeważają wapień sztramberskie. Hohenegger (1861) wcześniej rozpoznał warstwy zlepieńcowate poza rejonem Štramberku w osadach różnego wieku: starsze (zwykle hoteryw) znajdują się w dolnej części formacji grodzkiej (na terytorium Czech np. stanowiska Wzgórze Św. Ignacego (St. Ignatius Hill), Janovice, Sedlišťe, Těrlicko, Soběšovice, Hradišťe, Koňákov, Stanislavice, Chotěbuz) i młodsze (wyższy alb do cenomanu) ograniczone do podjednostki Baška (np. stanowiska Chlebovice, Tichá, Vlčovice, Hukvaldy, Rychaltice, Palkovice). Hohenegger (1861) nazwał te wystąpienia redeponowanych wapieni sztramberskich „egzotycznymi wystąpieniami wapieni sztramberskich”.

Picha *et al.* (2006) włączyli wszystkie lokalne osady kredowe i lokalne jednostki litostratygraficzne rejonu Štramberka do wydzielenia facji z Kotouč. W wersji oryginalnej jednakże, ogniwo z Kotouč zostało zdefiniowane przez Eliáša & Stránika (1963), jako ciemnoszare do czarnoszarych osadów o zmiennej zawartości piasku. Współcześnie facja z Kotouč reprezentuje wszystkie wymienione uprzednio osady kredowe łączone przeważnie z rejonem Štramberku. W swoim normalnym rozwoju strefy facjalnej Baška, facja z Kotouč odpowiada formacji grodzkiej i formacji z Baški.

**Formacja z Baški** występuje masowo w podjednostce Baška (Tab. 2), między innymi w rejonie Štramberku. Formacja z Baški (oryginalnie Baschker Sandstein) była opisana przez Hoheneggera (1861). Nazwa pochodzi od gminy Baška blisko Frýdka. Definicja Matějki & Roth (1949) odpowiada współczesnej koncepcji formacji. Formacja z Baški ma najczęściej charak-

ter średnio- do gruborytmicznego fliszu. Wiele ławic piaskowca zawiera niezbyt ostro zarysowane warstwy brązowawych i niebieskoszarych krzemieni. Co więcej piaskowce i zielonawe ilowce występują w cyklach. Według zespołów otwornic (Hanzlíková & Roth 1963), w dolnej części też mały inoceramów (Vašíček 1977), formacja odpowiada stratygraficznie wyższej części środkowego albu do dolnego cenomanu. Miąższość formacji z Baški jest oszacowana na 250÷350 m.

W Polsce wapienie formacji sztramberskiej znane są przede wszystkim ze skałek w okolicach Andrychowa, określane są tam mianem wapieni inwałdzkich. We wschodniej części polskich Karpat w rejonie Kruhela występują tytońskie wapienie typu sztramberskiego z S skłonu platformy europejskiej. Podobne utwory jak w strefie facjalnej Baška wykształciły się po przeciwległej stronie basenu protośląskiego, na grzbiecie śląskim. Znane są z wielu egzotyków i olistolitów w płaszczowinach magurskiej, śląskiej i podśląskiej.

W Karpatach zewnętrznych, głównie w płaszczowinie śląskiej, występują olistostromy, które m.in. zawierają olistolity wczesnokredowych utworów (Cieszkowski *et al.* 2003). Olistolity pochodzące z warstw lgockich znane są w gruboławicowych piaskowcach w dolnej części warstw lgockich w Ustroniu (Unrug red. 1969) (prawdopodobnie odpowiednik piaskowców ostrawickich). Wielkich rozmiarów olistolity utworów formacji grodziskiej (piaskowce grodziskie, górne łupki cieszyńskie) i wierzowskiej znane są z Klęczan i rejonu Skrzydłnej.

## STRATYGRAFIA SEKWENCYJNA OSADÓW GÓRNEJ JURY I DOLNEJ KREDY ZACHODNIEJ CZĘŚCI KARPAT ZEWNĘTRZNYCH

Zaproponowane litostratygraficzne jednostki formalne wyjątkowo dobrze korelują się z globalnym schematem przedziałów wiekowych opartych na stratygrafii sekwencyjnej (Golonka & Kiessling 2002). Przedziały te zostały użyte dla gromadzenia danych litostratygraficznych na potrzeby generowania map paleolitofacjalnych w skali globalnej i megaregionalnej (Golonka 2002, 2007), w szczególności danych dotyczących raf (Kiessling *et al.* 1999).

Formacja wędryńska odpowiada przedziałowi wiekowemu 21 – supersekwencji dolna Zuni II, Formacja wapieni cieszyńskich przedziałowi wiekowemu 22 – supersekwencji dolna Zuni III. Niezgodność śródwalanżyńska ma charakter globalny, zaznacza się też doskonale na przedgórzu Karpat, gdzie kończy się sedimentacja utworów jurajsko-dolnokredowych i rozpoczyna długotrwałe wynurzenie. W Karpatach zewnętrznych kończy się wtedy sedimentacja turbidytów węglanowych. Formacja grodziska powstawała w przedziale wiekowym 23, czyli supersekwencji górna Zuni I reprezentującej późny walanżyn – wczesny apt (Golonka & Kiessling 2002). Formacje wierzowska i lgocka osadzały się w przedziale wiekowym 24, czyli supersekwencji górna Zuni II.

*Praca była finansowana ze środków Komitetu Badań Naukowych w latach 2006–2008 jako projekt badawczy 4 T12B 002 30: „Paleotektoniczne uwarunkowania powstawania skał macierzystych w jurze i wczesnej kredzie Karpat zewnętrznych”, grantu AGH nr 11.11.140.588, oraz – Grant Agency of the Czech Republic (GAČR No. 205/07/1365)*

## LITERATURA

- Abel O., 1899. Studien in Klippengebiete zwischen Donau und Thaya. I. Pollau – Auchweibarth (Aufnahmsbericht). *Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt*, 10, 284–287.
- Andrusov D. & Samuel O., 1985. *Stratigrafický slovník Západných Karpát*, 2, L/Z. GÚDŠ Bratislava.
- Barczyk W., 1998. Uwagi o występowaniu brachiopodów środkowojurajskich w skałce w Leśnej koło Żywca. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384, 91–94.
- Benešová E. & Eliáš M., 1968. Hlavní výsledky vrtného průzkumu akumulací se štramberskými vápenci u Jasenice a na Libhošťské hůrce. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 1966*, 250–251.
- Benešová E., Eliáš M. & Matějka A., 1968. Geology of the Kurovice klippe. *Sborník geologických Věd*, 13, 7–36.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45, 1–158.
- Birkenmajer K. & Oszczypko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura nappe, Krynica subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59, 145–181.
- Burtan J. & Łydka K., 1978. On metamorphic tectonites of the Magura nappe in the Polish Flysch Carpathians. *Bulletin of Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 26, 95–101.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1976. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000. Arkusz Mszana Górna. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Burtan J., Chowaniec J. & Golonka J., 1984. Wstępne wyniki badań nad egzotycznymi skałami węglanowymi z zachodniej części polskich Karpat fliszowych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346, 147–159.
- Burtan J., Cieszkowski M., Mastella L. & Paul Z., 1992. Okno tektoniczne Mszany Dolnej. Trasa A.2.3. *Przewodnik 63 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Koninki 1992*, Kraków, 76–88.
- Cieszkowski M., Golonka J., Polak A., Rajchel J. & Ślącza A., 2003. Olistostroms in the deep water flysch deposits in the Polish outer Carpathians. W: Vlahović I. (Ed.), 22<sup>nd</sup> IAS Meeting of Sedimentology – Opatija 2003. Institute of Geology, Zagreb, 66.
- Eliáš M., 1979. Facies and paleogeography of the Silesian unit in the western part of the Czechoslovak flysch Carpathians. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 54, 327–339.
- Eliáš M., 1992. Sedimentology of the Klentnice Formation and the Ernstbrunn Limestone (Ždánice-Subsilesian Unit of the Outer West Carpathians). *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 67, 179–183.
- Eliáš M. & Eliášová H., 1984. Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. *Sborník geologických věd, Geologie*, 39, 105–170.
- Eliáš M. & Eliášová H., 1985. Tlumačovské slínovce. W: Andrusov D. & Samuel O. (eds), *Stratigrafický slovník Západných Karpát*. 2 – L/Z. GÚDŠ, 272.
- Eliáš M. & Eliášová H., 1986. Elevation facies of the Malm in Moravia. *Geologický Zborník, Geologica Carpathica*, 37, 4, 533–550.



- Eliáš M. & Stráník Z., 1963. K původu štramberských vápenců. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 38, 2, 133–135.
- Eliáš M., Martinec P., Reháková D. & Vašíček Z., 1996. Geologie a stratigrafie kurovických vápenců a tlumačovských slínovců v kurovickém lomu (svrchní jura, spodní křída, Vnější Západní Karpaty, Česká republika). *Věstník Českého geologického ústavu*, 71, 259–275.
- Eliáš M., Skupien P. & Vašíček Z., 2003. Návrh úpravy litostratigrafického členění nižší části slezské jednotky na českém území (vnější Západní Karpaty). *Sborník vědeckých Prací Vysoké školy báňské – TU, Řada hornicko-geologická*, Monografie 8, 7–14.
- Elišová-Frajová H., 1962. Poznámky ke vzniku štramberských vápenců. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 37, 11–19.
- Glocker E.F., 1841. Über den Jurakalk von Kurowitz in Mähren und über den darin vorkommenden *Aptychus imbricatus*. *Verhandlungen der Kaiserlichen Leopoldinisch-Carolinischen Akademie der Naturforscher*, 19 (1840), Breslau – Bonn, Suppl. 2, 275–308.
- Golonka J., 1978: Upper Jurassic microfacies in the Carpathian Foreland. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 310, 5–30.
- Golonka J., 1981. Bielsko-Biala Sheet. Geological Map of Poland, Explanations, Geological Institute. Publishing House, Warszawa, 1–63.
- Golonka J., 2002. Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. W: Kiessling W., Flügel E. & Golonka J. (eds), Phanerozoic reef patterns. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, Tulsa, 72, 21–75.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235–273.
- Golonka J., 2007. Phanerozoic Paleoenvironment and Paleolithofacies Maps. Mesozoic. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 2, 211–264.
- Golonka J. & Kiessling W., 2002. Phanerozoic time scale and definition of time slices, W: Kiessling W., Flügel E. & Golonka J. (eds), Phanerozoic reef patterns. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, Tulsa, 72, 11–20.
- Golonka J. & Waškowska-Oliwa A., 2007. Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 4/1, 5–28.
- Golonka J., Oszczytko N. & Ślącza A., 2000. Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the Circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70, 107–136.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślącza A. & Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). W: McCann T. & Saintot A. (eds), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record*. Geological Society, London, Special Publications, 208, 138–158.
- Golonka J. Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N. & Ślącza A., 2006. Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region. W: Golonka J. & Picha F. (eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 11–46.

- Golonka J., Krobicki M., Waškowska-Oliwa A., Vašíček Z. & Skupien P., Cieszkowski M., 2008. Główne elementy paleogeograficzne Zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. W: Krobicki M. (Ed.), *Utworthy przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*, Jurassica VII, 27–29.09.2008 – Żywiec/Štramberg. *Kwartalnik AGH Geologia*, 34, 3/1, 61–72.
- Hanzlíková E., 1965. The Foraminifera of the Klentnice beds (Malm). *Sborník geologických věd, Paleontologie*, 5, 39–106.
- Hanzlíková E., 1966. Die Foraminiferen der Lhoty Schichten. *Acta Musei Moraviae*, 51, 95–132.
- Hanzlíková E., 1976. Biostratigraphy of the Cretaceous and Paleogene borehole Jarošov-1. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 51, 3, 153–162.
- Hanzlíková E. & Roth Z., 1963. Review of the Cretaceous stratigraphy of the Flysch Zone in the West Carpathians. *Geologický Sborník Slovenskej akademie vied*, 14, 1, 37–81.
- Hohenegger L., 1849. Aus einem von Herr Dir. L. Hohenegger aus Teschen an Herrn Bergrat Haidinger gerichtetem Schreiben. *Berliner Mitteilungen Freunden Naturwissenschaften*, Wien, 5, 115–126.
- Hohenegger L., 1858. Erläuterungen zur geologischen Karte des Kreises Teschen. Bericht über die 32. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte im Sept. 1856, Wien, 134–142.
- Hohenegger L., 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nordkarpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zu der geognostischen Karte der Nordkarpathen. Justus Perthes, Gotha, 8, 1–50.
- Houša V., 1975. Geology and paleontology of the Stramberk Limestone (Upper Tithonian) and the associated Lower Cretaceous Beds. *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 86, 342–349.
- Houša V., 1976. Spodnokřídové formace doprovázející tělesa tithonských vápenců u Štramberka. *Časopis Slezského muzea, Vědy přírodní*, A, 25, 63–85, 119–131.
- Houša V., 1990. Stratigraphy and calpionellid zonation of the Stramberk Limestone and associated Lower Cretaceous beds. *Atti II convento internazionale „Fossili, Evoluzione, Ambiente” in Pergola 1987*, 365–370.
- Houša V. & Vašíček Z., 2005. Ammonoidea of the Lower Cretaceous Deposits (Late Berriasian, Valanginian, Early Hauterivian) from Štramberg, Czech Republic. *Geolines*, 18 (2004), 7–57.
- Kiessling W., Flügel E., & Golonka J., 1999. Paleo Reef Maps: Evaluation of a comprehensive database on Phanerozoic reefs: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 83, 1552–1587.
- Kopik J., 1998. Głównogi keloweju ze skałki w Leśnej koło Żywca. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384, 53–66.
- Kotański Z., 1998. Sprawozdanie z przeglądu notatek profesora Stanisława Sokołowskiego dotyczących skałki w Leśnej koło Żywca. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384, 7–22.
- Kotlarczyk J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Prace Geologiczne PAN*, 108, 1–82.
- Kováč M., Nagymarosy A., Oszczytko N., Ślaczka A., Csontos L., Marunteanu M., Matenco L. & Márton M., 1998. Palinspastic reconstruction of the Carpathian-Pannonian region

- during the Miocene. W: Rakús M. (Ed.), *Geodynamic development of the Western Carpathians*. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 189–217.
- Krobicki M. & Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2, 69–82.
- Książkiewicz M., 1935a. Die äusserre karpatische Klippenzone bei Andrychów, I. Die Klippe von Inwałd und Roczyny. *Bulletin International, Polish Academy of Sciences*, ser. A, 92–108.
- Książkiewicz M., 1935b. Die äusserre karpatische Klippenzone bei Andrychów, II. Die Klippe von Pańska Góra und Targanice. II, III. *Bulletin International, Polish Academy of Sciences*, ser. A, 209–220.
- Książkiewicz M., 1935c. Die äusserre karpatische Klippenzone bei Andrychów, III. Die Stratigraphie der Klippenserie und ihre Stellung im Bau der West-Karpaten. *Bulletin International, Polish Academy of Sciences*, ser. A, 221–231.
- Książkiewicz M., 1951. Ogólna mapa geologiczna Polski 1:50000. Ark. Wadowice. Mapa i tekst. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1956. Jura i kreda Bachowic. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 24, 2–3, 117–303.
- Książkiewicz M., 1977. Tektonika Karpat. W: Pożarski W. (Ed.), *Geologia Polski, Tektonika*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 476–618.
- 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.
- Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mell J., Polák M., Potkaj M. & Vozár J. (eds), 2000. *Geological Map of Western Carpathians and Adjacent Areas 1: 500 000*. Ministra of the Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- Maliszewska A., 1998. Petrografia skał budujących skałkę w Leśnej koło Żywca. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384, 37–52.
- Matějka A. & Roth Z., 1949. Předběžné poznámky ke geologii Moravskoslezských Beskyd. *Sborník Státního geologického ústavu*, 16, 293–328.
- Matějka A. & Roth Z., 1955. Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Štramberka. *Zprávy o geologických výzkumech Ústředního ústavu geologického v roce 1954*, 110–113.
- Menčík E., Adamová M., Dvořák J., Dudek A., Hanzlíková E., Houša V., Jetel J., Jurková A. et al., 1983. *Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny*. Academia, Praha, 1–304.
- Moshhammer B. & Schlaginweit F., 1999. The Ernstbrunn Limestone (Lower Austria): New data on Biostratigraphy and Applied Geology. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 56, 2, 553–565.
- Nescieruk P., 1998. Skałka w Leśnej na tle budowy geologicznej zachodniego obrzeżenia żywieckiego okna tektonicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384, 23–36.
- Nowak W., 1973. Jura. Karpaty zewnętrzne. W: Budowa geologiczna Polski. T. 1, cz. 2. Instytut Geologiczny, Warszawa.

- Olszewska B., 2005. Microfossils of the Cieszyn Beds (Silesian Unit, Polish Outer Carpathians) – a thin sections study. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 19, 1–58.
- Olszewska B. & Wiczczyński J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 52, 217–228.
- Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędzierski M., & Oszczypko-Clowes M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian-Lower/Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Raca subunits of the Magura Nappe; Western Flysch Carpathians (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75, 27–69.
- Paul C.M., 1890. Die Karpathensandsteine des mährisch-ungarischen Grenzgebirges. *Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt*, 40, 447–513.
- Paul C.M. & Tietze E., 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt*, 27, 33–130.
- Picha F., Stráník Z. & Krejčí O., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer West Carpathians and their foreland, Czech Republic. W: Picha F. & Golonka J. (eds), The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 49–175.
- Pugaczewska H., 1998. Małże jurajskie ze skałki w Leśnej koło Żywca. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 384, 67–90.
- Řehánek J., 1987. Faciální vývoj a biostratigrafie ernstbrunnských vápenců (střední – svrchní tithon, jižní Morava). *Geologické práce, Správy*, 87, 27–60.
- Roth Z. & Matějka A., 1953. Pelosiderity Moravskoslezských Beskyd. *Geotechnika*, 16, 1–110.
- Skupien P., 2003a. Palynologie tithonu – spodního hauterivu slezské jednotky na profilu Skalice. *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická*, 49, Monografie 8, 15–31.
- Skupien P., 2003b. Souhrn palynologických výsledků z výzkumu nižší části slezské jednotky (česká část Vnějších Západních Karpat). *Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, řada hornicko-geologická*, 107–116.
- Słomka T., Malata T., Leśniak T., Oszczypko N. & Poprawa P., 2006. Ewolucja basenu śląsko-podśląskiego. W: Oszczypko N., Uchman A. & Malata E. (eds), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego. Kraków, 111–126.
- Sokołowski S., 1953. Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Arkusz Cieszyn. Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Soták J. & Ožvoldová L., 1993. Occurrences of Jurassic radiolarites in the Outer Flysch Carpathians. *Západné Karpaty, séria paleontológia*, 17, 117–127.
- Suess E., 1858. Die Brachiopoden der Stramberger Schichten. *F. von Hauer's Beiträge zur Paläontographie von Österreich*, Wien und Olmütz, 1, 15–58.
- Svobodová M., Hradecká L., Skupien P. & Švábenická L., 2002. Mikrofosilie z pelitických uloženin štramberské oblasti (vnější Západní Karpaty). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2001*, 105–109.
- Svobodová M., Hradecká L., Skupien P. & Švábenická L., 2003. Další informace o výzkumu mikrofosilií štramberské oblasti (slezská jednotka, Západní Karpaty). *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*, 147–149.

- Svobodová M., Hradecká L., Skupien P. & Švábenická L., 2004. Microfossils of the Albian and Cenomanian shales from the Štramberk area (Silesian Unit, Outer Western Carpathians, Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 55, 371–388.
- Szajnocha W., 1884. Studia geologiczne w Karpatach Galicyi zachodniej (ok. Żywca i Białej). *Kosmos*, 9, 5–13, 54–71, 89–111, 150–169, 222–238, 291–306.
- Szydło A., 2005. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 415, 59–95.
- Ślącza A. & Kaminski M.A., 1998., *A Guidebook to excursions in the Polish Carpathians: Field Trips for Geoscientists*. Grzybowski Foundation Special Publication, 6, 1–173.
- Ślącza A., Kruglow S., Golonka J., Oszczytko N. & Popadyuk I., 2006. The General Geology of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. W: Picha F. & Golonka J. (eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 221–258.
- Švábenická L., Bubík M., Krejčí O. & Stráník Z., 1997. Stratigraphy of Cretaceous Sediments of the Magura Group of Nappes in Moravia (Czech Republic). *Geologica Carpathica*, 48, 179–191.
- Uhlig V., 1888. Vorlage des Kartenblattes Teschen – Mistek – Jablunkau, Zone 7, Col. XIX. *Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt*, 12, 1–129.
- Uhlig V., 1902. Über die Cephalopodenfauna der Teschener und Grodischter Schichten. *Denkschriften der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 72 (1901), 1–88.
- Unrug R. (red), 1969. *Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–260.
- Vašíček Z., 1977. Zu den Unterkreide-Vertretern der Gattung *Inoceramus* in der Schlesischen Einheit (Äussere Karpaten, Tschechoslowakei). *Časopis Slezského muzea, Serie A*, 26, 55–64.
- Vašíček Z. & Reháková D., 1994. Biostratigrafické výzkumy v lomu u Kurovic v roce 1993 (Vnější Karpaty, tithon – spodní valangin). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1993*, (Moravské zemské muzeum a Sekce geologických věd přírodovědecké fakulty Masarykovy univerzity v Brně), 1, 28.
- Wójcik K., 1913. Jura Kruhela Wielkiego pod Przemyślem. *Rozprawy Wydziału matematyczno-przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie, Seria B*, 53, 1–260.
- Zeiss A., 1977. Some ammonites of the Klentnice Beds (Upper Tithonian) and remarks on correlation of the uppermost Jurassic. *Acta Geologica Polonica*, 27, 379–386.
- Zeiss A., 2001. Die Ammonitenfauna der Tithonklippen von Ernstbrunn, Niederösterreich. *Neue Denkschriften des Naturhistorischen Museums in Wien*, 6, 5–117.

## Summary

This paper was prepared for the Meeting of the Jurassic Working Group (Jurassica VII) of the Polish Geological Society in September 2008 with cooperation of colleagues from VSB Technical University and Academy of Sciences in Ostrava, Czech Republic. The present authors made an attempt to systematize Upper Jurassic and Lower Cretaceous lithostratigraphic units

of western part of the Outer Carpathians in Poland and Moravia, Czech Republic (Figs 1, 2), according to their primary position in sedimentary basins and other sedimentary areas. The two major basins were distinguished: Magura Basin originated in Middle Jurassic and Severin-Moldavidic (Proto-Silesian) Basin originated in Late Jurassic–Early Cretaceous. Today this area belongs to the Outer Carpathians, which contain Jurassic, Cretaceous, Paleogene and Neogene allochthonous, mainly flysch rocks forming the complex imbricate structure thrust over the North European Platform.

The Magura Basin was located during Late Jurassic and Early Cretaceous times between the Czorsztyn Ridge and Silesian Ridge which belonged to the North European Platform. The basinal facies in Moravia, is represented by Rajnochovice Formation – Hauterivian–Cenomanian (Tab. 1) described as Gault flysch. This Formation is known from the Rača partial nappe. The Jasień Formation may constitute the Polish equivalent of the Rajnochovice Formation.

The carbonate deposits developed on the slope and shelf areas of the northern margin of the Magura Basin. These rocks are known from numerous exotics and olistoliths found in the allochthonous sequences of the Magura Nappe and Waschberg Unit (Tab. 1). The Kurovice Limestone Formation (Oxfordian–Early Berriasian) is known from the olistoliths at the boundary of the Magura and Ždanice nappes. It is covered by the Tlumačov Marl Formation (Berriasian–Lower Valanginian). The oldest deposits within olistoliths in the Waschberg Unit in Southern Moravia and in Austria belong to the Klentnice Formation (Oxfordian to the lower part of Upper Tithonian). The Ernstbrunn Formation belongs to Middle Tithonian to Middle Berriasian (Tab. 1).

The Severin-Moldavidic (Proto-Silesian) Basin originated in Late Jurassic times. During Late Cretaceous times it was divided into several smaller basins. The Silesian Basin was the biggest one. The *Godula Development* represents the basinal Zone of the Proto-Silesian Basin. The Vendryně Formation (Kimmeridgian–Tithonian/Early Berriasian) represents the oldest deposits of this zone (Tab. 2). It is covered by the Cieszyn Limestone Formation (Late Tithonian–Middle Valanginian). The younger Hradište Formation was known as Tesin–Hradište Formation, Upper Cieszyn Shales, Grodziszczce Beds and Grodziszczce Sandstone. Also some rocks, formerly known as Wierzowskie Beds are now included into the Hradište Formation. The formation age is Middle Valanginian–Barremian. Two members were distinguished within the Hradište Formation: Cisownica Shale Member (formerly Upper Cieszyn Beds) and Piechówka Sandstone Member (formerly Grodziszczce Sandstones).

The Hradište Formation is covered by Veřovice Formation (Aptian) represented by dark and black shales and mudstones rich in organic matter. The younger is Lhoty Formation (Albian) representing synorogenic flysch-type deposits. The Mikuszowice Chert Member can be distinguished within this formation (Tab. 2).

The Baška–Inwałd ridge and slope contain mainly carbonate deposits belonging to the *Baška Development* (Tab. 2). This ridge originated as shoulder uplift and separates the Bachowice Basin from the Proto-Silesian Basin. The Štramberk Limestone Formation (Kimmeridgian–Early Berriasian) represent the oldest rocks within the Baška Development. In a classical form it occurs in several quarries in the immediate vicinity of the town of Štramberk in the shape of large carbonate blocks, smaller blocks, breccias and conglomerates. The youngest are the Čupka Formation (Middle–Late Berriasian) Gloriet Formation (Early-lowest part of Late

Valanginian) and Kopřivnice Limestone Formation (Late Valanginian). The non-carbonate deposition also exists in the Baška Development. The black-grey claystones and siltstones containing ammonites of Valanginian up to the Early Hauterivian (belong to the Plaňava Formation) (Tab. 2). A significant part, more specifically a separate lithostratigraphic unit of noncarbonate deposits in the higher part of Lower Cretaceous is the Chlebovice Member (Hauterivian–Aptian), sometimes also Chlebovice Conglomerate. The Baška Formation corresponds stratigraphically to the higher part of Middle Albian to the Lower Cenomanian.

The third development, namely *Kelč Development* is represented by deposits that were formed in the upper part of basinal slope on the Baška elevation. Sedimentation in the Kelč Development is known from the Valanginian. In the Early Cretaceous the sequence developed in similar way to that of Godula Development.

The Lešna Limestone Formation (Tab. 2) (Calloviaian–?Early Oxfordian) represents the oldest deposits of the Bachowice Basin (Tab. 2). The younger are Roczyny Limestone Formation (Oxfordian–Early Tithonian) and Bachowice Limestone Formation (Tithonian). The Late Jurassic–Early Cretaceous formations of the Severin-Moldavidic Basin well correspond with the global sequence stratigraphy. The Vendryně Formation fit the Lower Zuni II supersequence, 21 age slice, the Cieszyn Limestone Formation the Lower Zuni III supersequence, 22 age slice, Hradište Formation Upper Zuni I supersequence, 23 age slice, and Veřovice and Lhoty formations Upper Zuni II, 24 age slice.